

Le Protérozoïque terminal et le Paléozoïque de l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon

Dominique RABU ⁽¹⁾
Jean-Jacques CHAUVEL ⁽²⁾
avec la collaboration de
Claude ALSAC ⁽³⁾
Marie-Pierre DABARD ⁽²⁾
Terence P. FLETCHER ⁽⁴⁾
Catherine GUERROT ⁽³⁾
Gian Luigi PILLOLA ⁽²⁾
Monique TEGYEY ⁽³⁾
Denis THIEBLEMONT ⁽⁵⁾

*End Proterozoic and Paleozoic rocks
of the Saint-Pierre-and-Miquelon archipelago*

Géologie de la France, n° 1, 1994, pp. 3-51, 24 fig., 1 tabl., 1 pl. photo.

Mots-clés : Protérozoïque, Primaire, Tommotien, Roche volcanique, Analyse majeurs, Analyse élément trace, Diorite, Trondhjémitite, Saint-Pierre-et-Miquelon.

Key-words: Proterozoic, Paleozoic, Tommotian, Volcanic rocks, Major elements, Trace elements, Diorite, Trondhjemitite, Saint-Pierre-et-Miquelon.

Résumé

Dans la subdivision de la chaîne des Appalaches du nord-est du Canada, l'archipel de Saint-Pierre et Miquelon, en position très externe dans l'orogène, appartient à la zone d'Avalon. Des éléments d'une chaîne plus ancienne, cadomienne-avalonienne, édifiée à la fin du Protérozoïque (680-550 Ma), sont reconnus dans cette zone, bien que déformation et métamorphisme associés soient de faible intensité. Par ses caractéristiques géologiques, l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon est très proche de la péninsule de Burin (Terre-Neuve) située à une vingtaine de kilomètres au Nord et où se situe aujourd'hui le strato-type du passage Précambrien-Cambrien.

Outre les formations superficielles, cinq unités principales sont aujourd'hui reconnues dans l'archipel :

– le **Groupe du Cap de Miquelon**, composé de métasédiments et métavolcanites basiques recoupés et métamorphisés par des plutons dioritiques à trondhjémitiques datés à 615 ± 14 Ma ayant développé à leur périphérie des

phénomènes de fusion partielle; l'hypothèse d'un socle métamorphique pré-avalonien est rejetée au profit de celle d'une racine d'arc ayant migré d'est en ouest entre 631 et 606 Ma ;

– le **Groupe de Saint-Pierre**, composé principalement de roches acides, laviques et pyroclastiques, datées à 581 ± 12 Ma; les termes basaltiques et andésitiques sont subordonnés mais, comme les suites acides, caractéristiques d'un environnement d'arc-arrière-arc ;

– le **Groupe de Fortune** qui rassemble deux formations, silto-argileuse à la base (Formation de Chapel Island) et quartzitique au sommet (Formation de Random) ; le contact avec le Groupe de Saint-Pierre n'est pas visible, cependant, une faune tommotienne caractéristique y a été trouvée (Zone à *Watsonella crosbyi*) ;

– le **Groupe de Langlade** est rapporté au Cambrien inférieur et moyen ; il rassemble des schistes rouges, gris et noirs à passées de calcaire (Zone à Cal-

lavia, *Hartella*, *Hydrocephalus hicksii* et *Paradoxides davidis*) ;

– le **Groupe de Belle-Rivière** repose en discordance stratigraphique sur les Groupes de Langlade et de Fortune et se compose de roches volcaniques bimodales à la base, recouvertes en concordance par une série détritico-terrigène rouge ; ce groupe dont la mise en place des dépôts a été contrôlée par une tectonique cassante importante, est provisoirement rapproché des dépôts dévono-carbonifères des péninsules de Burin et d'Avalon (Formation de Terrenceville).

Des dykes doléritiques tardifs recourent les formations de l'archipel ; un âge mésozoïque (Trias supérieur à Lias inférieur) est proposé pour ces intrusions qui seraient contemporaines de l'ouverture de l'Atlantique-Nord.

Les déformations cadomiennes et acadiennes qui affectent ces ensembles sont toujours modérées et restent dans le domaine de l'épizone. Seules les formations métamorphiques du Groupe du Cap de Miquelon sont impliquées dans l'amphibolite faciès.

(1) BRGM, SGN/I2G, 10 rue Picherit, 44071 Nantes Cedex 03.

(2) Géosciences Rennes, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex.

(3) BRGM, SGN/I2G - BP 6009, 45060 Orléans Cedex.

(4) BGS, Murchinson House, West Mains Rd., Edinburgh EH9 3LA, Grande-Bretagne.

(5) BRGM, DR/MGG, BP 6009, 45060 Orléans Cedex.

English abridged version

Regional setting

The main terranes

The Late Proterozoic Cadomian-Avalonian belt (Fig. 1) had a marginal position relative to the West-African shield. In the various reconstructions of the pre-Mesozoic North-Atlantic border (Wilson, 1966; Bond et al., 1988; Murphy and Nance, 1991), the elements of this belt are identified from Florida up to the Bohemian Massif. On the east coast of Canada, they have been included in the Appalachian belt. There, in Newfoundland, Nova Scotia and New-Brunswick (Fig. 2), the belt is composed of four main tectono-stratigraphic units that witness of the creation of this belt between end Proterozoic and Devonian times (Keppie, 1989), i.e. during closure of the Iapetus ocean. From north to south (Fig. 3a, b), they are the Humber Terrane, the Dunnage Terrane, the Gander Terrane and the Avalon Terrane.

The **Humber Terrane** represents the old western continental margin of the ocean. The evolution of this zone began during the latest Proterozoic by rifting of the crystalline Grenville basement, followed during the Early Cambrian by the development of a passive margin and the opening of an oceanic basin that existed at least until the Early Ordovician. Oceanic closure during the Ordovician led to thrusting of the Taconian allochthons and the development of the Taconian foreland basin that, during the Middle Ordovician, was fed by erosion detritus from the nappes

The **Dunnage Terrane** represents the remains of the Iapetus ocean that was sutured during the Taconian orogeny. Cambrian to Middle Ordovician submarine volcanic rocks and early ophiolite suites formed in a subduction environment are found in this zone. However, the evolution of the terrane was much more complex, with several successive volcanic arcs as proved by sub-zones, such as the Notre Dame and Exploits ones, that are described from the Dunnage Terrane.

The **Gander Terrane** represents the Gondwanian part of the Iapetus conti-

ental margin. It is characterized by siliciclastic sedimentary rock in which volcanic terms are scarce. The age of the rocks is Cambrian to Ordovician. This terrane is explained as an accretion prism over continental crust (Colman-Sadd, 1992).

The **Avalon Terrane** lies in a very external position relative to the Appalachian orogen. It is bordered to the south by the Minas Fault that forms the contact with the Meguma Terrane. The Avalon Terrane is widely exposed in Nova Scotia and off-shore south of St. Pierre and Miquelon (Fig. 6). During the Early Paleozoic, this domain was independent of the other three terranes, to which it was accreted during the Ordovician to Early Devonian (Keppie, 1989) by oblique sinistral shearing along major crustal discontinuities such as the Dover Fault (Fig. 3h). The shearing ended with the Acadian movements and the faults were then intruded by Carboniferous granite (Dallmeyer et al., 1981a). The limits of the Avalon Terrane are different depending on the authors (Raeside and Barr, 1990; Keppie et al., 1991; Figs. 3a and b). However, whatever limits are adopted, St-Pierre-and-Miquelon lie within the Avalon Terrane.

Placed in the external domain of the Appalachian belt, the Avalon Terrane allows identification of some elements of an older, end Proterozoic (680-550 Ma), Cadomian-Avalonian belt. Although deformation and metamorphism associated with this orogeny were weak in intensity, elements of the belt are recognized in southern Newfoundland (Avalon and Burin peninsulas), in northern Nova Scotia (Cape Breton Island), and in New-Brunswick, Maine and New-England. As a part of the Avalon Terrane, St-Pierre-and-Miquelon show good exposure of Cadomian rocks.

The Meguma Terrane, which is only exposed in the Nova Scotian part of the Appalachian belt, is the outer zone of the belt. It is characterized by a thick turbiditic sequence, Cambrian to Ordovician in age (Schenk, 1970) and possibly overlying a high-grade metamorphic basement (Clarke et al., in Murphy et al., 1992a).

The Avalon Terrane

The Avalon type-zone forms a 200 km wide strip in southern Newfoundland (Avalon and Burin peninsulas). Bordered to the west by the Dover and Hermitage Bay Faults, the Avalon Terrane (O'Brien et al., 1990) is characterized by:

- homogeneous Precambrian series at the regional scale.
- abundant Precambrian, felsic rocks,
- a regional infra-Cambrian unconformity and a continuous passage between the Vendian and the earliest Cambrian (new international stratotype of the Precambrian-Cambrian limit at the southeast tip of the Burin Peninsula, near Fortune),
- Cambrian to Early Ordovician platform deposits characterized by a trilobite fauna of Acadian-Baltic affinity.

The same characteristics are recognized from Newfoundland to Maine and New-England and correlation charts have been proposed (Fig. 4, 5). The evolution of the Avalon Terrane during the Cadomian cycle (Nance, 1990; Nance et al., 1991; Murphy et al., 1992b) was similar to that of an arc/back-arc system (Fig. 4), developed in a oblique subduction framework resorbed along sinistral transform faults and having not led to a continental collision.

In addition to those criteria, which define the Avalon Terrane along the east edge of the North American continent, Devonian to Carboniferous deposits and magmatic rocks that seal the Acadian deformation are described from the Avalon and Burin peninsulas in Newfoundland. The main steps of the geological evolution of this area are shown in Table I.

In Newfoundland, the Avalon Terrane is divided in four units (Keppie et al., 1991), which are from north to south (Figs. 3b and 4b):

- the Burgeo Unit, in contact with the Gander Terrane along the Bay d'Est and Dragon Bay Faults. According to Raeside and Barr (1990) and Barr et al., (1990), this unit, an equivalent of the Bras d'Or Terrane in Cape Breton Island, was separated from the Avalon Terrane at least until the Early Ordovician;

– the *Fortune Unit*, bordered to the north by the Dover and Hermitage Bay Faults;

– the *Burin Unit*, which is limited by the Paradise Sound Fault;

– the *Conception Unit* that forms the most part of the Avalon Terrane at the East of Placentia and Trinity Bays.

The **Burgeo Unit** is made up of gneiss and migmatite (Grey River gneiss and Cinq Cerf gneiss), the protolith of which is dated at 686^{+33}_{-15} Ma and the metamorphism at 579 ± 10 Ma (Dunning and O'Brien, 1989). The suite is intruded by tonalite and granodiorite dated at 563 ± 3 and 499^{+3}_{-2} Ma (Dunning and O'Brien, 1989). The lithology of the unit is very similar to that of the metamorphic Miquelon Group, but the recently ages of 615 Ma obtained on the Cap Blanc trondhjemite (Rabu et al., 1993c; this paper) clearly distinguish two groups.

The **Fortune Unit** outcrops on the Burin Peninsula and on St. Pierre and Miquelon (Fig. 4a and 5). It consists of volcanic rocks (O'Brien et al., 1990), mainly felsic with minor mafic terms in the lower parts of the Marystown, Love Cove, Connaigre Bay and Long Harbour groups. The base of these groups is unknown. Ages obtained on the different groups are 608 ± 25 Ma for the Marystown Group and 590 ± 30 Ma for the Love Cove Group, which is probably cogenetic with the Swift Current granite dated at 580 ± 20 Ma (Dallmeyer et al., 1981b). They are either conformably overlain by Latest Precambrian epiclastic turbidites (Connecting Point Group over Love Cove Group), or unconformably overlain (Cadomian orogeny effect) by Latest Precambrian to Earliest Cambrian sedimentary rock (Rencontre, Chapel Islands and Random Fms over the Marystown Group). The Fortune Unit also contains formations attributed to a Devonian-Carboniferous age, which are composed of sub-aerial volcanic rocks and clastic-continental or lacustrine deposits (Terrenceville and Spanish Room Formations). All formations of this unit have an equivalent on the St. Pierre and Miquelon islands (Rabu and Rabottin, 1992; Rabu et al., 1992; Rabu et al., 1993a, b, c).

The **Burin Unit** forms a narrow strip on the south coast of Burin Peninsula. It is characterized by mafic rock (Burin Group; Strong et al., 1978), showing a MORB affinity (Strong and Dostal, 1980) and dated at 763 ± 2 Ma (Krogh et al., 1987). These rocks were the basis of circum-Atlantic correlations with the Pan-African Bou Azzer ophiolites (Leblanc, 1981). No equivalent rocks are known in St. Pierre and Miquelon that would correlate with the poor off-shore extension of the very well-defined geophysical anomaly of the Burin Unit.

The **Conception Unit** shows a similar succession to that of the Fortune Unit, but is more complete and diversified. The felsic and mafic suites, equivalent to the Marystown and Love Cove groups, are present in the Harbour Main Group, but clearly older (631 ± 2 to 606 ± 3 Ma; Krogh et al., 1987). They are generally conformably overlain by marine sedimentary rock that filled a basin with turbiditic, deltaic, alluvial and then continental deposits of the superposed Conception, St. John's and Signal Hill groups. This sedimentation ended around 570 Ma (O'Brien et al., 1990) and included Ediacara faunas (Anderson and Conway-Morris, 1982). Between 565 and 550 Ma, a brief rifting phase produced, in the Avalon Peninsula, the bimodal volcanic suite of the Musgravetown Group, unconformably overlain by the latest Precambrian to Early Cambrian Rencontre, Chapel Island and Random Fms, and then by the Middle Cambrian Adeyton and Harcourt groups.

Off shore the Avalon Peninsula, no discontinuity is known during the Silurian. Inland, the Acadian orogeny in the Avalon Peninsula was mainly identified by plutonism, tilted-blocks and open folds, in places associated with very weak cleavage and low-grade metamorphism (prhenite-pumpellyite to chlorite). In the western part of the Avalon Terrane, the Acadian tectonics produced thrust and strike-slip faults with penetrative fabrics (Strong et al., 1978). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained on minerals from the plutonic rocks are between 356 and 352 Ma (Dallmeyer et al., 1983), but the Taconian movements, which are well-developed in the inner part of the

Appalachian belt (Humber and Dunnage Terranes), are unknown here. The most important effect of Acadian deformation is the unconformity between Devonian-Carboniferous rocks and the Avalonian basement. Sedimentation and volcanism of that period were controlled by major dislocation zones. The deposits reworked detritus from Gander Terrane formations (O'Brien et al., 1990) that gives a first evaluation on the suturing of the two zones. Similar rocks could be exposed on the north and west coasts of Langlade (see day 4).

The opening of the North-Atlantic Ocean at the beginning of the Mesozoic was associated with the intrusion of a doleritic dyke swarm dated at 201 ± 3 Ma (Hodych and Hayatsu, 1980), the traces of which are exposed on the archipelago. Geophysical lines across the continental margin south of the archipelago (Fig. 6), show that the opening of the Atlantic Ocean in places re-used previous weakness zones in the basement, such as the limit between the Avalon and the Meguma Terranes. It was along this limit that Jurassic to Miocene deposits were accumulated on the continental shelf (McLean and Wade, 1992).

The main units on St. Pierre and Miquelon

On the east coast of Canada, 22 km south of Newfoundland, the St. Pierre and Miquelon archipelago is composed of three main islands (Fig. 24): St. Pierre in the southeast, Miquelon in the north and Langlade at the south, plus several islets, all covering 242 sq. km. The coasts are generally steep and poorly accessible. The highest point of the archipelago, located on the Morne de la Grande Montagne on Miquelon island, dominates a peneplain strongly marked by the passage of Quaternary inlandsis. Draining is mediocre and the many peat bogs reduce the number of rocky outcrops.

The geology of St. Pierre and Miquelon, is very similar to that of the Burin Peninsula (Newfoundland). The first geological data on SPM date from 1667, when de Denouville described porphyry occurrences on St. Pierre. Other infor-

mation was given by Bachelot de la Pylaie (1825), who reported coal formations on Langlade, and Gautier (1866) who was the first to recognize a glacial origin for the surficial deposits of the archipelago; later, de Tromelin (1877) mentioned the metamorphic rocks of the Cap de Miquelon. In 1894, de Launay assigned a Cambrian age to a red detrital formation unconformably overlying the Precambrian rocks. In 1928, Howley showed the archipelago on his geological map of Newfoundland. The geology of St. Pierre and Miquelon as such was first described in Aubert de la Rüe's publications, who drew the first geological map of the archipelago (Aubert de la Rüe, 1951) after having given a mining overview (Aubert de la Rüe, 1932, 1933). This author recognized the main lithological units (Aubert de la Rüe, 1933, 1950) and pointed out the presence of a Cambrian trilobite fauna (Aubert de la Rüe, 1935). Glacial and peri-glacial deposits have been dated Middle to late Wisconsinian by Tucker (1979) and Tucker and McCann (1980).

In the regional framework of the Cadomian-Avalonian belt (see above), St. Pierre and Miquelon belong either to the Avalon Terrane (Williams, 1979; O'Brien et al., 1990; Raeside and Barr, 1990; Fig. 3a), or to the Fortune subzone within the Avalon Composite Terrane (Keppie, 1985; Keppie et al., 1991; Fig. 3b). South of St. Pierre, the continental margin has recently been described by McLean and Wade (1992), who specifically studied the post-Jurassic formations and the limit between the Meguma and Avalon terranes. Synthesis maps of the Nova Scotia and Newfoundland margins (Ross and coll., 1991) show the archipelago in the geological setting of eastern Canada, but unfortunately the geological outlines on the archipelago (Sanford et al., 1991; Jansa, 1991) are a clear regression from Aubert de la Rüe's work (1951).

Until recently, the stratigraphic constraints were poor and only based on the presence of *Paradoxides davidis* on Langlade (Aubert de la Rüe, 1935). According to this author (Aubert de la Rüe, 1933, 1951), St. Pierre and Miquelon was composed of three main geological units:

– a volcanic unit attributed to the Precambrian and made up of rhyolite, breccia and rhyolitic tuffs, associated with subordinated andesite and andesite breccia;

– a metamorphic series attributed to the Precambrian and including paragneiss, metaquartzite, amphibolite and migmatite, intruded by granite and diorite plutons (Aubert de la Rüe, 1950, 1951); more recently, these intrusions have been attributed to the Devonian on the 1:1,000,000-scale geological map of Newfoundland (Colman-Sadd et al., 1990);

– a composite sedimentary unit, including a Cambrian series, the stratigraphic succession of which has recently been modified (Rabu et al., 1993b), overlain by a post-Cambrian Paleozoic series.

As a result of geological mapping by BRGM (French Geological Survey), which started in 1992 (Rabu and Rabot-tin, 1991; Rabu et al., 1992; Rabu et al., 1993a, Rabu et al., 1993b; Rabu et al., 1993c), five main units (Fig. 7), not counting surficial deposits, have been described:

– The **Cap de Miquelon Group** consists of metasedimentary and mafic metavolcanic rock, intruded and metamorphosed by dioritic to trondhjemitic plutons dated at 614 Ma. No equivalent is known in Newfoundland, but this group does not represent the crystalline basement of the Avalon Terrane.

– The **St. Pierre Group** is mainly composed of felsic rock dated at 581 Ma; basaltic and andesitic terms are subordinate, but characteristic, as is the felsic suite, of an arc/back-arc environment. This group could be an equivalent of the Marystown-Love Cove groups in the Burin Peninsula.

– The **Fortune Group**, in which the Precambrian-Cambrian boundary was recently defined in Newfoundland, includes the Rencontre, Chapel Island and Random formations that unconformably overlain the Marystown Group. In St. Pierre and Miquelon, the lowest part of the group is not exposed, but a Tommotian fauna has been found.

– The **Langlade Group** is an equivalent of the Adeyton and Harcourt groups

(Bengston and Fletcher, 1983), and is attributed to the Early to Middle Cambrian. In the archipelago red, grey and black siltstones with calcareous beds of Early Cambrian age are combined into a single group, because, though each is clearly identified in specific points, mainly on the coast, none can be followed inland.

– The **Belle-Rivière Group** is exposed on the west and northeast coasts of Langlade. It unconformably overlies the Langlade and Fortune groups, and is made up of a bimodal volcanic suite conformably overlain by a red, terrigenous detrital formation. This group, the deposits of which are fault-controlled, could be compared to the Devonian-Carboniferous Terrenceville Formation of the Burin and Avalon peninsulas.

Late dolerite dykes cross intersect all archipelago formations and some produced a contact metamorphism that overprints Acadian cleavage in Cambrian siltstone. A Mesozoic age (Triassic to Early Lias) is probable for these intrusions that could be contemporaneous with the opening of the North Atlantic ocean.

Description of the main groups

The Cap de Miquelon Group

The Cap de Miquelon Group (Fig. 8) only occurs in the northern part of Miquelon island, in the Cap Peninsula and south of the Grand Etang. In the Cap Peninsula, the best outcrops are along steep cliffs over the shore. Inland, outcrops are poor and covered by wood and thick peat layers. South of the Grand Etang, the only outcrops are found along the shore.

The group is mainly composed of non-fossiliferous metagreywacke (stops 3.1 and 3.8) with interbedded mafic volcanic rock and dykes (stop 3.2). Two diorite plutons intruded the series, one along Anse à la Vierge (stops 3.10 and 3.11), the other at Cap Blanc (trondhjemitic of Cap Blanc, stop 3.1). Both produced a strong contact metamorphism in the surrounding rocks (biotite-K-feldspar-cordierite micaschist), and garnet was described by Aubert de la Rüe (1951) from south of the Grand Etang.

These index-minerals are consistently found in the metamorphic foliation. Muscovite is ubiquitous and associated with sphene and apatite; it forms large flakes in the metamorphic foliation. The metamorphic foliation is everywhere well-expressed with, locally, a strong stretching lineation (stops 3.5 and 3.6). Metamorphic gradients around the intrusions are controlled by the foliation trends. No previous metamorphism has been observed in these rocks, in which bedding and sedimentary structures are commonly well-preserved (stop 3.3).

In Aubert de la Rüe's descriptions of the Cap de Miquelon unit (1950, 1951), migmatite was mentioned between Anse à la Vierge and the tip of Cap de Miquelon. However, the same lithology has been observed all along the peninsula, with rocks being variably affected by the metamorphism. Near the Anse à la Vierge diorite, indications of partial melting are obvious, but the paragneiss texture with sedimentary structures is generally preserved. Indications of partial melting are also exposed in other places (stop 3.7).

Several types of dykes cross-cut the metamorphic unit:

- Pink, aplitic, muscovite-bearing microgranite (stops 3.1 and 3.9) are directly linked to the plutons. They are well-developed in the cliffs above Anse à la Vierge.

- Post-metamorphic dolerite with pyroxene and olivine (stops 3.1 and 3.4).

- Rhyolite and porphyritic microgranite.

South of the Grand Etang, the Cap de Miquelon Group is composed of variably recrystallized amphibolite and quartz-amphibolite, cross-cut by small diorite intrusions. In the less recrystallized rocks, pillow structure is preserved. The rocks are in fault contact with unmetamorphosed felsic pyroclastic rock of the St. Pierre Group, also exposed in the central part of Miquelon.

The Cap Blanc trondhjemite occurs in a small massif along the shore of the Cap Blanc and around the Butte du Calvaire. Westward, the same pluton is exposed at the Veaux Marins (Aubert de la Rüe, 1950). Magmatic foliation is pre-

sent with the medium grain-size, biotite-amphibole facies. Plagioclase and biotite are automorphic, whereas quartz and (scarce) K-feldspar are xenomorphic.

The Anse à la Vierge diorite, a melanocratic rock enriched in amphibole and biotite forming two small massifs near the cove (stop 3.10), is locally associated in a magmatic breccia (stop 3.11) with leucocratic rock resembling Cap Blanc trondhjemite. In the heart of the massif, it is an isogranular diorite with amphibole and minor biotite, but towards its borders, brown biotite is more abundant, and amphibole consists of small disorganized paler crystals.

Age of the plutonic rocks of the Cap de Miquelon Group

Four small, clear and light-pink zircon grains of the Cap Blanc trondhjemite were dated (Rabu et al., 1993c), first by thermal evaporation of monozircon, then by chemical dissolution. The first gave a 615 ± 14 Ma age, calculated with 430 isotopic ratios. Analysis by dissolution gave a discordia with an upper intercept at 614^{+11}_{-7} Ma. The age of the Cap Blanc trondhjemite is thus well constrained at 615 ± 14 Ma.

In Newfoundland, a $620^{+2.1}_{-1.8}$ Ma age was proposed by Krogh et al. (1987) for a gabbro-quartzmonzonite and granite complex at Holyrood Beach (Strong and Minatidis, 1975). Ages for the Cap de Miquelon Group are in the same range as those of the Marystown and Harbour Main groups, the lavas of which extruded between 630 and 608 Ma on the Burin and Avalon peninsulas. In Nova-Scotia, the Fourchu Group is cross-cut by a pluton dated at 635-600 Ma (Keppie et al., 1990).

Geochemistry of the magmatic rocks of the Cap de Miquelon Group

Thieblemont (1993) studied three types of magmatic rock: amphibolite, Anse à la Vierge diorite and Cap Blanc trondhjemite. Dolerite and rhyolite dykes that intrude the unit, show the same characteristics as equivalent rocks from St. Pierre Island.

Amphibolite is basaltic (47 % < SiO_2 < 52 %) or andesitic (SiO_2 # 58 %) in composition.

In the Myashiro (1974) diagrams, these rocks either plot in the tholeiitic field or are spread over the tholeiitic and calc-alkaline fields (Fig. 9a, b). In the Th-Hf-Ta and Th-Tb-Ta diagrams (Fig. 10a, b), the two types of amphibolite are clearly separated; quartz-amphibolite, andesitic in composition, plots in the field associated with subduction zones, whereas basaltic amphibolite plots in the back-arc basalt field. The same scheme is proposed for the mafic rocks of the Pointe du Diamant Fm., at the base of the St. Pierre Group (see this paper). The amphibolites were affected by metamorphism developed by a 615 Ma pluton, which means that they represent a volcanic episode older than that of the St. Pierre Group. This argues for the existence, in this part of the Cadomian belt, of an arc/back-arc system for about 40 million years, that is consistent with present-day systems such as the Marianas and Philippines.

Diorite and quartz-diorite (Anse à la Vierge type) are mafic to intermediate in composition and are distinguished from the quartz amphibolite by less SiO_2 but a higher P_2O_5 - Al_2O_3 content. In the SiO_2 vs. FeOt/MgO diagram (Myashiro, 1974), they plot in the tholeiitic field (Fig. 9a). In the Th-Hf-Ta and Th-Tb-Ta diagram (Fig. 10a, b), the Anse à la Vierge diorite clearly plots in the field of magmatic rocks associated with subduction zones.

The **trondhjemite** of Cap Blanc shows the chemical characteristics as defined by Barker (1979), i.e. 68 % < SiO_2 < 75 %, Al_2O_3 > 15 % if SiO_2 # 70 %, $\text{NiO}_2 = 4.5$ %, $\text{K}_2\text{O} < 2$ % up to 2.5 %, and $\text{FeOt/MgO} = 2$ -3 %; they plot at the limit between low-K and medium-K fields (Fig. 10c) in the Pecerrillo and Taylor (1976) nomenclature. The FeOt/MgO ratio is low to medium and SiO_2 content is high: the samples plot in the calc-alkaline field in the SiO_2 vs. FeOt/MgO diagram (Fig. 9a). In the $(\text{Nb/Zr})\text{N}$ vs. Zr diagram (Fig. 9c), the samples of Cap Blanc trondhjemite fall in the field of rocks produced in subduction zones. Pink aplite dykes that cut the massif have a high-K character (Fig. 9c) and represent a later magmatic phase.

Setting of the metamorphic rocks of the Cap de Miquelon Group

As a first conclusion on the Cap de Miquelon Group, data from geological mapping do not support the hypothesis of a crystalline basement with a cover, later intruded by a dioritic pluton (Cap Blanc trondhjemite, Anse à la Vierge diorite). This is demonstrated by the existence of the same metagreywacke that is implied in prograde metamorphism from epizone to amphibolite facies, and was affected by partial melting around the diorite plutons. A more coherent hypothesis is that of a volcanic-arc root that variably transformed the surrounding sedimentary rock. Ages proposed for the Cap Blanc intrusion are consistent with the existence of the root of a volcanic arc that worked between 631-606 Ma; its effusive equivalent might be the volcanic rocks of the Harbour Main Group in the Avalon Peninsula. The migration of the arc during subduction would have led to a new arc in the Burin Peninsula, beginning at 608 Ma with the Love Cove-Marystown volcanism and ending around 580 Ma with that of St. Pierre.

The St. Pierre Group

The St. Pierre Group (Fig. 11) is mainly composed of felsic rocks, the base of which is regionally unknown. The group is divided in five superposed or juxtaposed formations (Fig. 12): the Pointe du Diamant Fm., the Cap aux Basques Fm., the Vigie Fm., the Cap Rouge Fm., and the Trépiéd Fm.

In the group, mafic terms are poorly developed and restricted to the lower part (Pointe du Diamant Fm. and locally in the Cap aux Basques Fm.). In this case, they are submarine pillow basalt, breccia, and tuff intruded by dolerite dykes. Some andesite flows are also present. The mafic rocks of St. Pierre show an arc/back-arc geochemical signature (Rabu et al., 1992).

The other formations of the group consist of felsic rocks, which represent at least 80 % of the suite, and are widely exposed on St. Pierre Island (Fig. 11) and in the central part of Miquelon. They are composed of pyroclastic nappes (ignimbrite, breccia, tuff, ash) and rare interbedded lava flows, mainly

in the northeastern part of St. Pierre Island (Le Frigorifique, Cap Rouge). Dacitic to rhyolitic in composition (Rabu et al., 1992), the felsic sequence was part of an arc environment. Locally, interbedded volcanoclastic and sedimentary rocks occur within volcanic deposits (northeast of Cap aux Basques, Cap à l'Aigle, Anse à Henry).

The St. Pierre Group shows the same lithological associations as the Marystown Group in the Avalon Peninsula (Strong et al., 1978), but geochronological data obtained on lava (Rabu et al., 1993c) show the rocks of the St. Pierre Group (581 ± 12 Ma) to be clearly younger than those of the Marystown Group (608^{+20}_{-7} Ma (Krogh et al., 1987)). They could be compared to rhyolite dykes cutting the Harbour Main Group in the Bonavista Peninsula (Newfoundland) and dated at 585 Ma (Krogh et al., 1987).

The Pointe du Diamant Formation

The Pointe du Diamant Formation is the local base of the St. Pierre Group, in which mafic lava, pyroclastic tuff and breccia, and dykes are dominant. The felsic component is represented either by angular clasts reworked in the pyroclastic rocks, by thin interbedded layers of tuff, or by intrusive dykes.

Basaltic lava flows commonly are massive, but pillow structures are well-exposed at Pointe du Diamant (stop 1.1). Chlorite and calcite vugs are present. The rocks have a microlitic texture and a mineralogy of spilite: albite, chlorite, pistacite, leucoxene, pyroxene and chloritized olivine(?). In the SiO_2 vs. Nb/Y diagram (Fig. 13), basalt of the Pointe du Diamant Fm. plots in the subalkaline field. In the SiO_2 vs. FeOt/MgO diagram (Fig. 14a), it plots in the tholeiitic field (poor Fe-enrichment); the low-TiO₂ content (Fig. 14b) allows a comparison with arc tholeiites. The strong Ta anomaly observed in these rocks (Fig. 15a) is consistent with a subduction environment (Joron and Treuil, 1977; Gill, 1981).

A similar environment is deduced from other diagrams such as Th-Hf-Ta (Fig. 16a) or Th-Tb-Ta (Fig. 16b), classifying rocks according to their geotectonic environment. In these two

diagrams, basalt of the Pointe du Diamant Fm. plots in the same area as that from the Fourchu Group in Nova Scotia (Stirling Block (Dostal et al., 1990), and from Paimpol (Armorican Massif, Auvray, 1979; Cabanis et al., 1986).

Pyroclastic tuff and breccia with a mafic to intermediate matrix, are interbedded with lava flows. The breccia are poorly sorted (clast size 1-50 cm) and polygenic, but all fragments are volcanic rocks (rhyolite, tuff, ignimbrite, basalt, etc.). They have a chaotic aspect, and present a lack of internal organization of the consistently angular clasts.

Numerous dolerite and gabbro dykes cross-cut the Pointe du Diamant and Cap aux Basques formations. The paragenesis is plagioclase, clinopyroxene, chlorite, epidote, pumpellyite, opaque minerals, and minor quartz and pseudomorphosed olivine. Dykes are basaltic in composition ($\text{SiO}_2 < 46.5$ %). In the SiO_2 vs. FeOt/MgO and TiO_2 vs. FeOt/MgO fields (Fig. 14a, b), they show strong Fe and Ti enrichment consistent with a tholeiitic affinity deriving from a depleted mantle (Fig. 15b), which is different from the Pointe du Diamant basalt. In the Th-Hf-Ta diagram (Fig. 16a), dolerite and gabbro plot in the field of subduction zone lavas. In the Th-Tb-Ta diagram (Fig. 16b), which is used to distinguish arc and back-arc lavas, they obviously plot in the field of back-arc basalt, and fit very well with that drawn by the basalt of the Marianas back-arc basin (Wood et al., 1981; Bougault et al., 1981).

The Cap aux Basques Formation

The Cap aux Basques Fm. overlies the Pointe du Diamant Fm. It is made up of pyroclastic rock (stops 1.4 to 1.10): ignimbrite with fiamme, ash, tuff, lapilli tuff and breccia; lava flows are very scarce. Mafic terms are exceptional (stop 1.5); some dolerite dykes cross-cut pyroclastic rock (stop 1.11).

Two parageneses are observed.

– Volcanic rock with phenocrysts of plagioclase and opaques, but without quartz and K-feldspar; piemontite is scarce. This facies is restricted to the base of the formation (see type 1 in geochemistry).

– Volcanic rock, generally with a porphyritic texture, characterized by the presence of phenocrysts of quartz and biotite; minor K-feldspar can be present. This type of rock is ubiquitous in the formation (see type 2 in geochemistry).

Intermediate basaltic andesite is present in very small volumes (lava flows and dykes).

The Vigie Formation

The Vigie Fm. is composed of the two superposed Galantry and Pain de Sucre members.

The **Galantry Member** is characterized by the presence of a very coarse breccia including clasts that can be up to several cubic meters in size. Their origin is composite but mainly volcanic (mafic and felsic). Some elements are angular and were lithified before their inclusion in the breccia, but others have lobate edges and were included in a plastic stage as uncooled lava. Moreover, true rhyolite lava flows can be mapped in the breccia. Pyroclastic falls with bombs are associated with these facies. The Galantry Member is assumed to have been formed during the collapse of a volcanic caldeira, and its petrographic character is that of the Cap Rouge and Trépiéd volcanic rocks (see below), although the relationships between those formations are as yet unclear.

The **Pain de Sucre Member** forms the top of the formation, consisting of ignimbrite with felsic and intermediate lapilli. The paragenesis is quartz-plagioclase-K-feldspar-biotite-green hornblende.

The Cap Rouge and Trépiéd formations

The Cap Rouge Formation is only exposed in the northeastern part of St. Pierre island. It is overlain by the Trépiéd Formation, but its base is unknown. It consists of three superposed lithological units, from the base to the top:

– Pyroclastic tuff and breccia, with interbedded volcanoclastic epiclastic breccia and red sandstone.

– White rhyolite flow with a nodular parting, laterally passing to banded ignimbrite.

– Red, banded rhyolite.

The **Trépiéd Formation** is composed of bedded tuff, ignimbrite, vesicular lava, breccia with angular felsic and mafic clasts, and lapilli tuff.

The rocks are characterized by the constant presence of quartz, albite and K-feldspar; mafic minerals are subordinated (rhyolite *sensu stricto* - see type 3 in geochemistry). Piemontite is ubiquitous.

Geochemical characters of felsic rocks of Cap aux Basques, Vigie, Cap Rouge and Trépiéd formations

Three geochemical types of felsic volcanic rock are recognized in the St. Pierre Group:

– Type 1: volcanic rock from the base of the Cap aux Basques Fm. is defined as dacite and rhyolite ($\text{SiO}_2 = 67-78\%$), but even in more felsic samples no quartz phenocrysts are seen.

– Types 2 and 3, respectively from the Cap aux Basques Formation, and the Cap Rouge and Trépiéd formations, are mainly rhyolite with $\text{SiO}_2 > 72\%$. The presence of K-feldspar is constant in the type 3 volcanic rock.

A good discrimination of such rocks is obtained in the SiO_2 vs. $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ diagram (Fig. 17a). In the SiO_2 vs. Zr diagram (Fig. 17b), the three types are also well identified by the variation of Zr content that decreases from Type 1 to Type 3.

The REE contents provide some indications on the origin of the three types of volcanic rock (Th vs. Ta; La vs. Ta diagram - Fig. 18a, b). In the Type 1 rocks, the Nb/Ta ratio is near the chondritic value taken as the average value for mantle rocks. In the Type 2 and 3 rocks, this ratio is similar to that of crustal aluminous leucogranite (average value from upper continental crust or greywacke). Differences between the three types of rocks are summarized in the spider diagrams normalized to the Primary Mantle (Fig. 19)

In spite of these differences, most felsic samples plot in the field of magmatic rocks produced in subduction zones (see Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ diagram - Fig. 20).

According to their low Nb/Ta ratio, the Type 3 rhyolites plot near the field of crustal leucogranites associated with continent-continent collision zones.

Intermediate rocks of St. Pierre are restricted in volume. In the Th-Hf-Ta (Fig. 15a) and Th-Tb-Ta diagrams (Fig. 15b), they plot in the field of rocks produced in subduction zones, which is confirmed by a low-Ti content ($\text{TiO}_2 < 1.2\%$) and a strong Ta anomaly. Nevertheless, they differ from the Pointe du Diamant basalt by lower Hf/Ta and Tb/Ta ratios.

Clasts taken from the Galantry Member are either felsic or mafic, but rarely intermediate in composition. In the SiO_2 vs. $\text{FeO}t/\text{MgO}$ diagram (Fig. 14a), mafic clasts plot in the tholeiitic field; the low- TiO_2 content is similar to that of Pointe du Diamant basalt.

Setting of St. Pierre volcanism

The geochemical character of felsic and mafic volcanic rocks of St. Pierre indicates a setting in a subduction environment. Dolerite and gabbro of St. Pierre are similar to basalt associated with present-day back-arc basins. Nevertheless, a second set of dolerite dykes cut across all formations, including the Paleozoic ones, on Langlade. Their geochemical character resembles that of continental tholeiites.

The Fortune Group (Fig. 23)

The lower part of the group is not observed in St. Pierre and Miquelon, and the first deposits attributed to the Fortune Group belong to Member 3 of the Chapel Island Formation.

• **The Chapel Island Formation** is composed of greenish, argillaceous, bedded siltstone with sandstone beds and calcareous lenses. Three members have been identified:

– Member 3 is a massive grey-green siltstone in 1-m-thick beds that show internal lamination. This member is characterized by the presence of diagenetic calcareous nodules.

– Member 4 starts with pinkish, nodular limestone in discontinuous layers wrapped in reddish and grey-

green siltstone. They have provided a characteristic association of the base of the *Aldanella attleborensis* Zone (Watsonella crosbyi Zone, sensu Landing, 1989) (Rabu et al., 1993b), with *Aldanella attleborensis* (Shaler and Foerste, 1888), *Aldanella* sp., *Watsonella crosbyi* Grabau 1900, "*Ladatheca*" cylindrica (Grabau, 1900) and *Circotheca*?. Only one specimen has been determined as *Aldanella attleborensis*. On the basis of this faunal association, a Tommotian (earliest Cambrian) age is proposed for Member 4.

– Member 5 starts with well-layered, green siltstone including abundant trace fossils. Fine-grained detrital clasts are present in reddish and greenish argillaceous sandstone with muscovite flakes. The first lenses of microconglomerate are present 15 m below the top of the member; reworked pebbles of quartz and volcanic rock are well-rounded and sorted.

In the Chapel Island Formation, detrital feldspar and lithic fragments mark the inheritance of a composite sediment supply with plutonic, volcanic, metamorphic and sedimentary rocks. Epidote is common at the base and decreases towards the top, where it is replaced by glauconite. The mineralogical association of argillite and siltstone is quite uniform with quartz + feldspar + chlorite + illite, and is consistent with the relatively high- K_2O (2-3.4 %) and high- Na_2O (1.7-2.7 %) contents, and by a variable CaO content (0.5 to 12 %).

• **The Random Formation** (around 130 m) conformably overlies the Chapel Island Fm. It is composed of quartzite and is divided in two superposed members:

– Lower member contains well-bedded feldspathic sandstone and quartzite; near the base, discontinuous lenses of microconglomerate occur. Sedimentary features (herring-bone structure, ripples) are numerous and underlined by heavy mineral concentrations.

– Upper member consists of white quartzite with heavy mineral layers.

Glauconite, already present at the top of the Chapel Island Fm., is still common in the lower part of the Random Fm. The volcanic inheritance is also

found at the base of the formation, but this type of fragment progressively disappears towards the top; distribution of plutonic and metamorphic fragments is uniform.

The Langlade Group (Fig. 23)

• **The Brigus Formation** (around 15 m) is surely identified at Cap Percé (Stop 4.4), and probably is stratigraphically missing elsewhere on the island, thus reflecting the major erosional disconformity that is well-known in the Avalon Peninsula at the base of the Adeyton Group (O'Brien et al., 1990). Near the top of the formation, which is composed of green argillaceous sandstone in 30-50-cm-thick beds, occur thin layers of pale green tuff. Mafic in composition ($SiO_2 = 49\%$), these rocks are highly potassic ($K_2O = 6.98\%$).

• **The Chamberlain's Brook Formation** (around 30 m) shows a uniform distribution on the island. It is composed of red argillite, ochre calcareous sandstone and yellow, bioclastic limestone in thin beds. The limit with the underlying Brigus Fm. is marked by a 10-cm-thick manganese crust.

Composition is globally the same as that of the Chapel Island rocks with, however, a strong Na_2O (0.30 - 1.16 %) and CaO (< 1 %) depletion

• **The Manuels River Formation** (> 80 m) conformably overlies the Chamberlain's Brook Fm and starts with a 10-cm-thick layer of bentonite, similar to that well-known in the Avalon Peninsula (O'Brien et al., 1990). The formation is composed of black shale with sandy and calcareous nodules (up to 30 cm in diameter) stuffed with trilobite fragments. Cone-in-cone structures are well-preserved (Bonte, 1946). Composition of the sediment is not significantly different from that of the underlying deposits, except for CaO that is absent here. At Anse aux Soldats, the basal contact of the Manuels River Formation is marked by a thin layer of white bentonite exposed on a structural surface. The first meters of the formation have provided trilobites of the *Hydrocephalus hicksii* Zone. Above, *Paradoxides davidis*, *Clarella venusta* and *Bailliella bailey* have been found (see photographic plate).

The vertical evolution and composition of the Cambrian rocks on St. Pierre and Miquelon are the same as that found on the Burin Peninsula.

The Belle Rivière Group (Fig. 23)

No palaeontological or geochronological dating is yet available. The Paleozoic attribution is assumed on the basis of the unconformity between these rocks and those of the Langlade Group (see map of Langlade), and on the lithological similarities between the rocks of the Belle-Rivière Group and the Devonian-Carboniferous Terrenceville Fm. in Newfoundland. Along the Anse du Gouvernement section (stop 4.6), the three superposed formations of the group are exposed. From bottom to top, these are the Anse du Gouvernement Formation, the Cap aux Morts Formation and the Cap Sauveur Formation.

The **Anse du Gouvernement Fm.** is composed of fluidal ignimbrite and rare breccia. It unconformably overlies the Manuels River, Random and Chapel Island formations.

The **Cap aux Morts Formation** conformably overlies the previous formation. It is made up of mauvish to green, poorly bedded, vuggy basalt. Small pillow structures have been observed, but are not common. In the massive lava flows, vesicles are numerous and flattened in a rough plane of flowage. Vesicles are filled by calcite, chlorite, epidote and opal. At the Anse du Gouvernement stop, basalt is massive but pillow structures are seen in the last metres of the formation, near the contact with volcanoclastic deposits.

The **Cap Sauveur Formation** conformably overlies the Cap aux Morts basalt. It starts with a 1-m-thick, reddish, coarse conglomerate reworking angular volcanic rock, which is overlain by interbedded coarse volcanoclastic sandstone and red siltstone. Towards the top, graded bedding occurs, the deposits are progressively greener, and sedimentary features become increasingly common, indicating a coastal, marine environment.

In the lower part of the formation, clasts are only volcanic; they were

strongly weathered before reworking (kaolinization, silicification, enrichment in Ti and Fe, etc.) and are consistent with the presence of a nearby continental area at that time. During this phase, the basin was exclusively filled with erosion products from nearby areas. Towards the top, the volcanic clasts were progressively replaced by plutonic, metamorphic- and sedimentary rock pebbles.

In the exposures of Anse du Gouvernement, the Cap Sauveur Fm. is a sequence, first emplaced in a continental environment directly over lava flows, which progressively passed into a marine environment as shown by:

- the increase of graded bedding,
- the development of green layers (reducing environment),
- the extension of sediment-supply areas from the initial underlying lava flows exposed on the borders of the basin, to the reworking of other formations that were farther away.

Avant-propos

Depuis la publication de l'ouvrage de synthèse d'Aubert de la Rüe en 1951, la géologie de l'archipel de Saint-Pierre et Miquelon était restée peu étudiée et n'avait, jusqu'à récemment, fait l'objet d'aucune publication scientifique. En 1991, le Service Géologique National du BRGM a décidé le lever d'une nouvelle carte géologique à 1/50 000 de l'archipel dans le cadre de la couverture générale de la France et des territoires d'Outre-Mer. A la suite de ces levés, des données nouvelles sont maintenant disponibles sur la géologie de l'archipel, tant sur les formations anciennes, précambriennes et paléozoïques, que sur les formations récentes et actuelles.

Une réunion de terrain organisée conjointement par le BRGM (Service Géologique National), la Société Géologique de France et le Groupe français du PICG 303 avec l'appui financier de la collectivité territoriale de Saint-Pierre et Miquelon, s'est tenue du 28 août au 2 septembre 1993.

L'objectif de cette réunion était de présenter les formations anciennes de l'archipel :

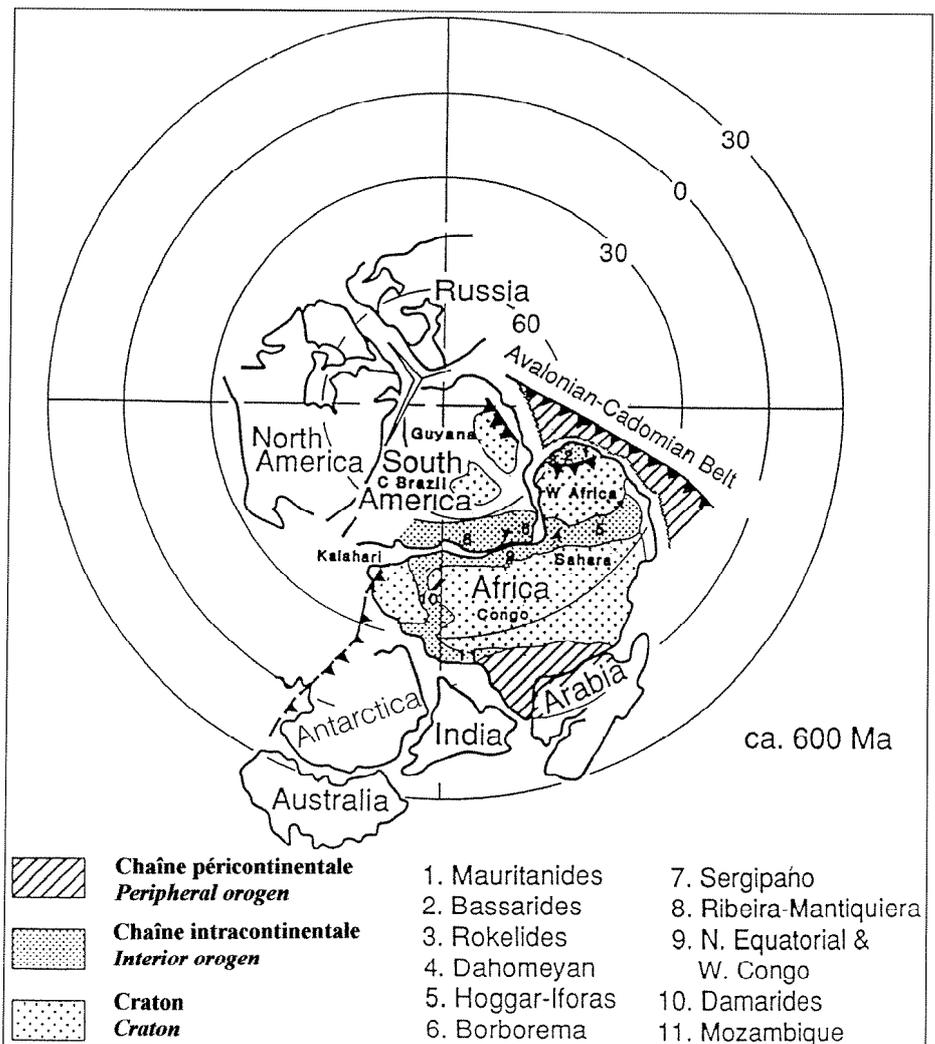


Fig. 1. - La chaîne cadomienne-avalonienne dans le cadre des orogènes pan-africains (d'après Murphy et Nance, 1991).

Fig. 1 - The Cadomian-Avalonian chain as part of the Pan-African orogens (from Murphy and Nance, 1991).

- une série pyroclastique acide d'âge protérozoïque (jours 1 et 2),
- une unité métamorphique du Protérozoïque terminal (jour 3),
- une série sédimentaire au passage Protérozoïque-Cambrien (jour 4)
- une série volcanique et sédimentaire provisoirement attribuée au Paléozoïque supérieur (jour 4).

Ces formations ont été replacées dans le contexte régional de la chaîne cadomienne-avalonienne par le biais de corrélations avec Terre-Neuve et la Nouvelle-Ecosse.

La présente publication est issue directement du livret-guide distribué aux participants à l'excursion. Après un rappel du cadre régional, les différentes formations d'âge protérozoïque terminal et Paléozoïque affleurant dans l'archipel,

sont décrites de manière globale en faisant toutefois référence aux différentes coupes présentées lors des arrêts des 4 jours d'excursion et dont les descriptions sont placées en annexe. La numérotation binumérique des arrêts indique d'abord la journée d'excursion, puis l'arrêt proprement dit. Les différents arrêts sont situés sur les cartes illustrant la description des différents groupes dans le corps du texte principal.

Cadre régional

Chaîne cadomienne chaîne appalachienne

Parmi les chaînes pan-africaines d'âge fini-protérozoïque (fig. 1), la chaîne cadomienne-avalonienne occupe une

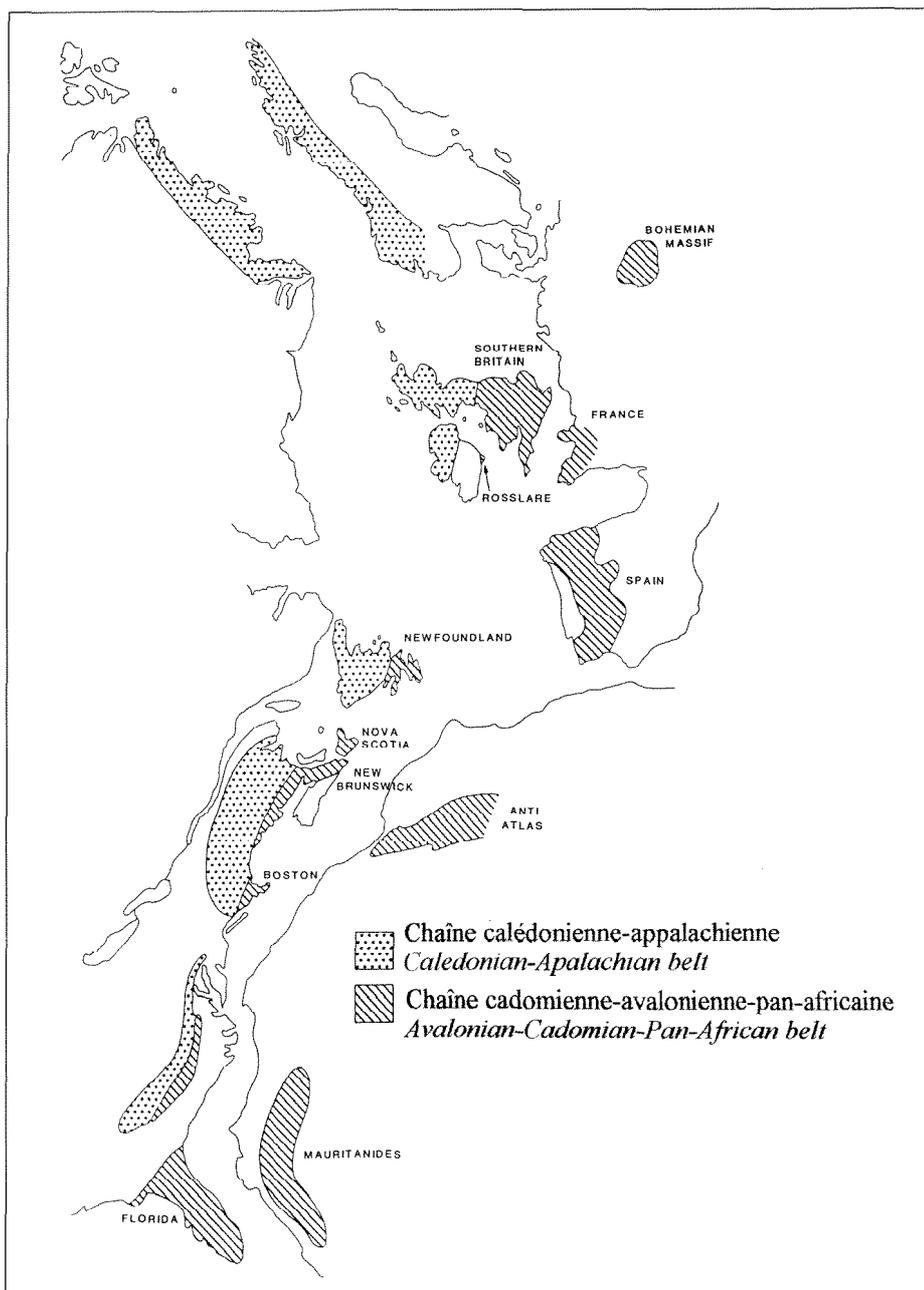


Fig. 2. – Les éléments de la chaîne cadomienne-avalonienne de part et d'autre de l'Atlantique avant l'ouverture mésozoïque (d'après Strachan et Taylor, 1990).

Fig. 2. – The Cadomian-Avalonian chain on either side of the Atlantic Ocean before Mesozoic rifting (from Strachan and Taylor, 1990).

position marginale par rapport au craton Ouest-africain. Dans les diverses reconstructions de la bordure nord-atlantique avant l'ouverture mésozoïque (Wilson, 1966 ; Bond *et al.*, 1984 ; Skehan, 1988 ; Murphy et Nance, 1991), les éléments de cette chaîne (fig. 2) se reconnaissent depuis la Floride jusqu'au Massif de Bohême en passant par la côte est du Canada où ils sont inclus dans la chaîne des Appalaches

Sur la côte est du Canada (Terre-Neuve, Nouvelle-Ecosse, Nouveau-

Brunswick - fig. 2), la chaîne des Appalaches est composée de quatre unités tectono-stratigraphiques, témoins de la construction de cette chaîne entre le Protérozoïque terminal et le Dévonien (Keppie, 1989) lors de la fermeture du Iapetus. Du nord au sud, se succèdent (fig. 3a, b) :

- la zone de Humber,
- la zone de Dunnage,
- la zone de Gander,
- la zone d'Avalon.

La zone de Humber représente l'ancienne marge continentale ouest de l'océan. L'évolution de cette zone débute au Protérozoïque terminal par un rifting du socle cristallin grenvillien, suivi, au Cambrien inférieur, par l'installation d'une marge passive et par l'ouverture d'un bassin océanique qui fonctionneront jusqu'à l'Ordovicien inférieur. La fermeture océanique se traduit, au cours de l'Ordovicien, par des écaillages (*Taconian allochthons*) et l'installation d'un bassin d'avant-pays (*Taconian foreland basin*) alimenté, au cours de l'Ordovicien moyen, par l'érosion des nappes en transit.

La zone de Dunnage représente les restes de l'Océan Iapetus suturé lors de l'orogène taconique. On y trouve des roches volcaniques sous-marines d'âge cambrien à ordovicien moyen ainsi que des ophiolites d'âge ordovicien inférieur formées en contexte de subduction. Dans le détail, plusieurs sous-zones (Notre Dame et Exploits) sont distinguées ; elles sont symptomatiques d'une évolution beaucoup complexe avec une succession d'arcs volcaniques.

La zone de Gander représente la marge continentale gondwanienne du Iapetus ; elle est caractérisée par la présence de sédiments siliciclastiques dont l'âge s'étend du Cambrien à l'Ordovicien, et dans lesquels les termes volcaniques sont rares. Ces terrains représenteraient un prisme d'accrétion sur croûte continentale (Colman-Sadd, 1992).

La zone d'Avalon est en position très externe par rapport à l'orogène appalachien. Elle est limitée sur son rebord sud par la Minas Fault qui la met en contact avec la zone de Méguma. Celle-ci affleure largement en Nouvelle-Ecosse et est reconnue au large de Saint-Pierre-et-Miquelon (fig. 6). Durant le Paléozoïque inférieur, ce domaine a évolué indépendamment des zones précédentes, auxquelles il a été accolé tectoniquement lors d'un coulissage senestre oblique durant le Paléozoïque moyen à supérieur (Ordovicien à Dévonien inférieur ; Keppie, 1989), le long de discontinuités crustales majeures telle la faille de Dover et ses satellites (fig. 3b). Leur fonctionnement s'est achevé avec les mouvements acadiens. Ces accidents

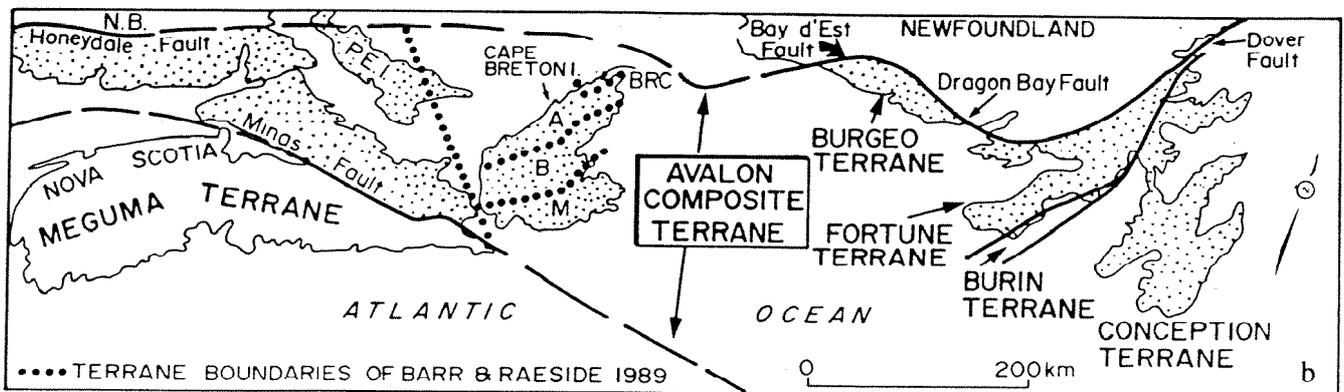
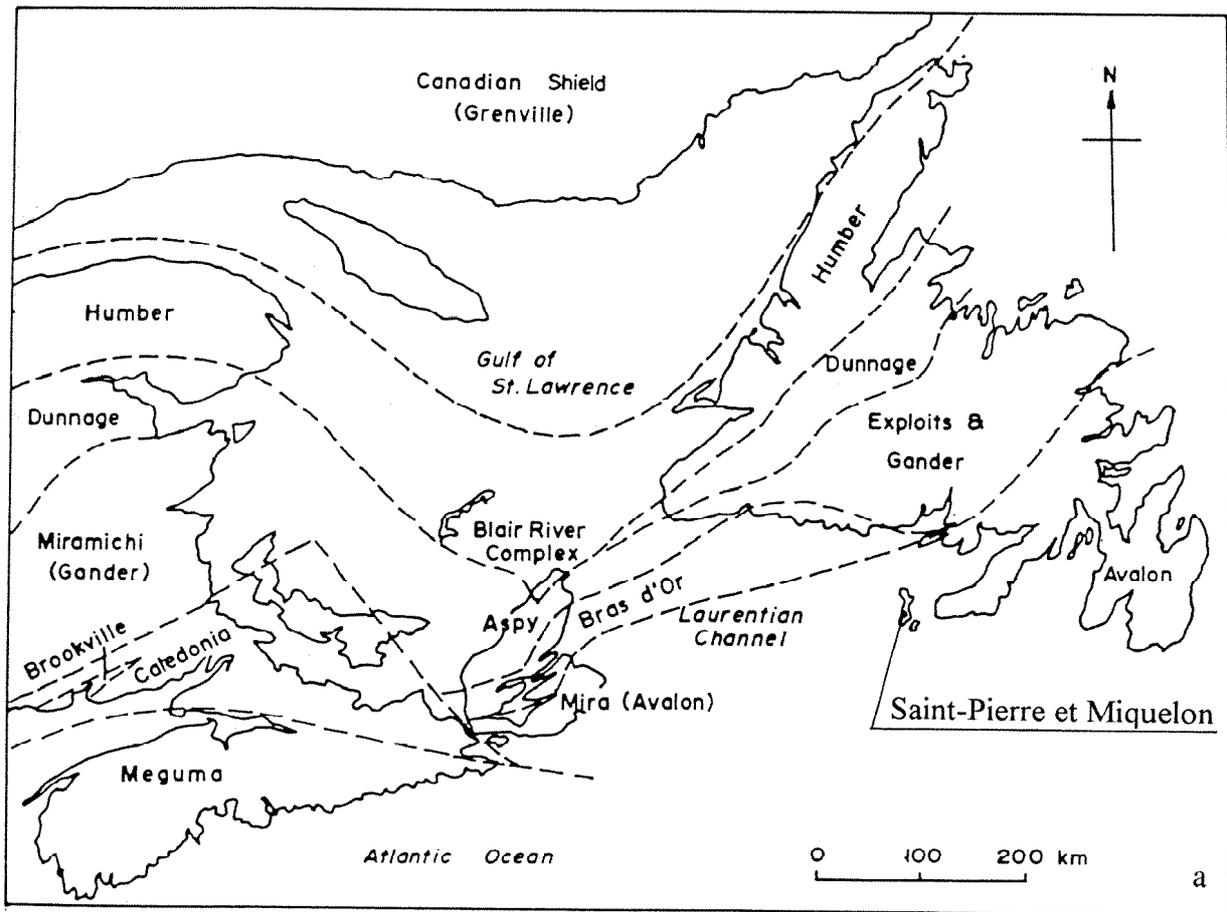


Fig. 3. – La Zone d'Avalon sur la côte est du Canada. a) d'après Raeside et Barr (1990). b) Murphy *et al.* (1992).

Fig. 3. – The Avalon Zone on the East Coast of Canada. a) from Raeside and Barr (1990). b) from Murphy *et al.* (1992).

coulissants bordiers sont, en outre, recoupés par des intrusions granitiques d'âge carbonifère (Dallmeyer *et al.*, 1981a). Selon les auteurs, la limite ouest de la zone d'Avalon varie quelque peu (Raeside et Barr, 1990 ; Keppie *et al.*, 1991 ; fig. 3a, b) ; cependant, quelles que soient les limites retenues, l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon appartient à la zone d'Avalon.

Placée dans le domaine externe de la chaîne appalachienne, la zone d'Avalon permet de reconnaître des éléments

d'une chaîne plus ancienne, cadomienne-avalonienne, édifée à la fin du Protérozoïque (680-550 Ma). Bien que la structuration (déformation et métamorphisme) associée à cet orogène soit de faible intensité, les fragments de cette chaîne sont reconnus à la fois dans la partie sud de Terre-Neuve (péninsule d'Avalon, péninsule de Burin), et sur le continent Nord-américain, dans le Nord de la Nouvelle-Ecosse (Ile du Cap Breton), au Nouveau-Brunswick, dans le Maine et la Nouvelle-Angleterre. Partie intégrante de la Zone d'Avalon, l'archi-

pel de Saint-Pierre et Miquelon permet, lui aussi, l'observation de terrains cadomiens.

La zone de Meguma qui n'affleure que du côté néo-écossais de la chaîne des Appalaches est la zone la plus externe de la chaîne, caractérisée par la présence d'une puissante séquence turbiditique d'âge cambro-ordovicien (Schenk, 1970) reposant possiblement sur un socle métamorphique de haut grade (Clarke *et al.*, in Murphy *et al.*, 1992a).

La zone d'Avalon

La région-type de la zone d'Avalon forme une bande d'environ 200 km de large dans la partie sud de Terre-Neuve (péninsules d'Avalon et de Burin). Limitée vers l'ouest par la faille de Dover et la faille de l'Hermitage Bay, la zone d'Avalon (O'Brien *et al.*, 1990) se caractérise par :

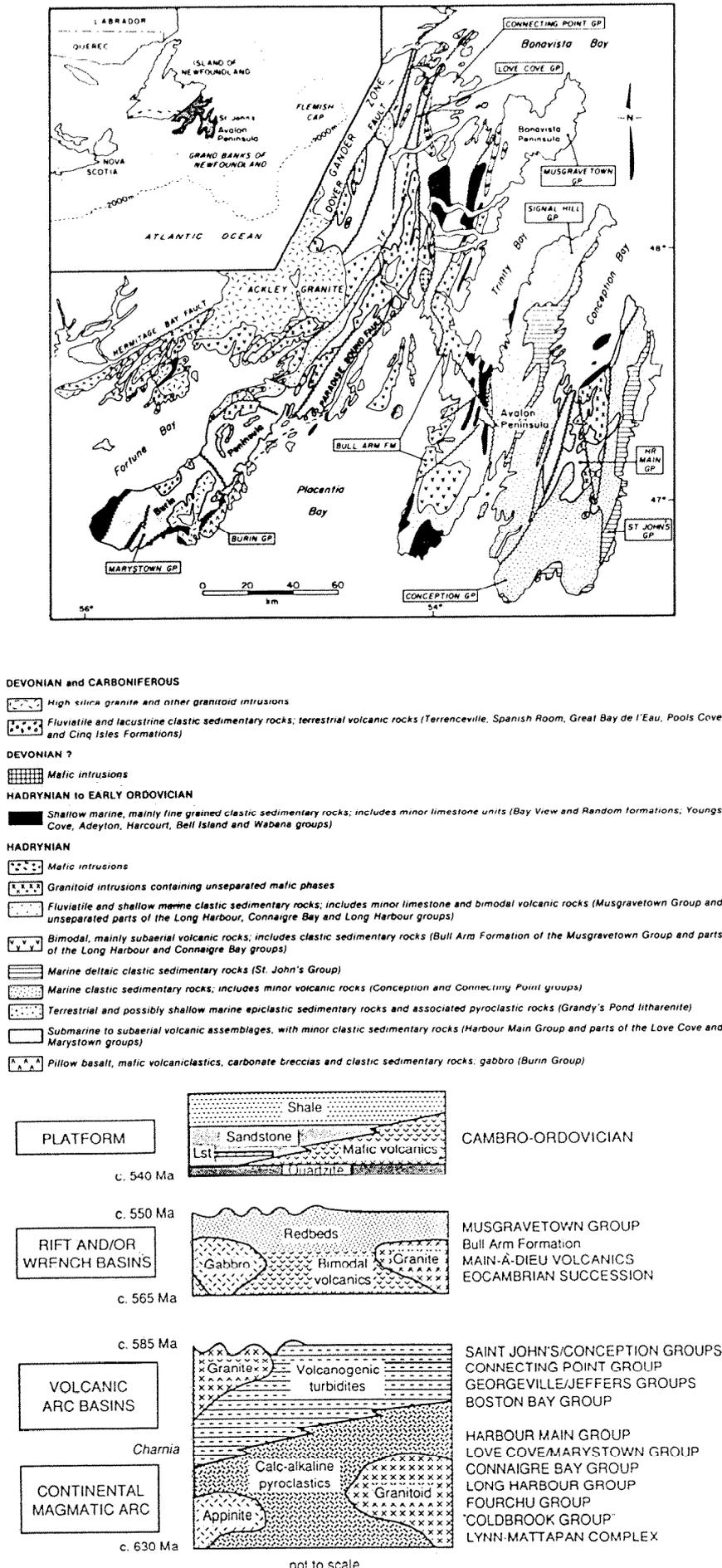
- des séries précambriennes homogènes à l'échelle régionale ;
- un important développement de roches volcaniques acides d'âge précambrien ;
- une discordance régionale infra-cambrienne et un passage continu entre le Vendien et le Cambrien basal (nouveau stratotype international de la limite Pré-cambrien-Cambrien à l'extrémité sud-est de la Péninsule de Burin, près de Fortune) ;
- des dépôts Cambrien-Ordovicien inférieur de plate-forme, caractérisés par une faune de trilobites d'affinité acado-baltique.

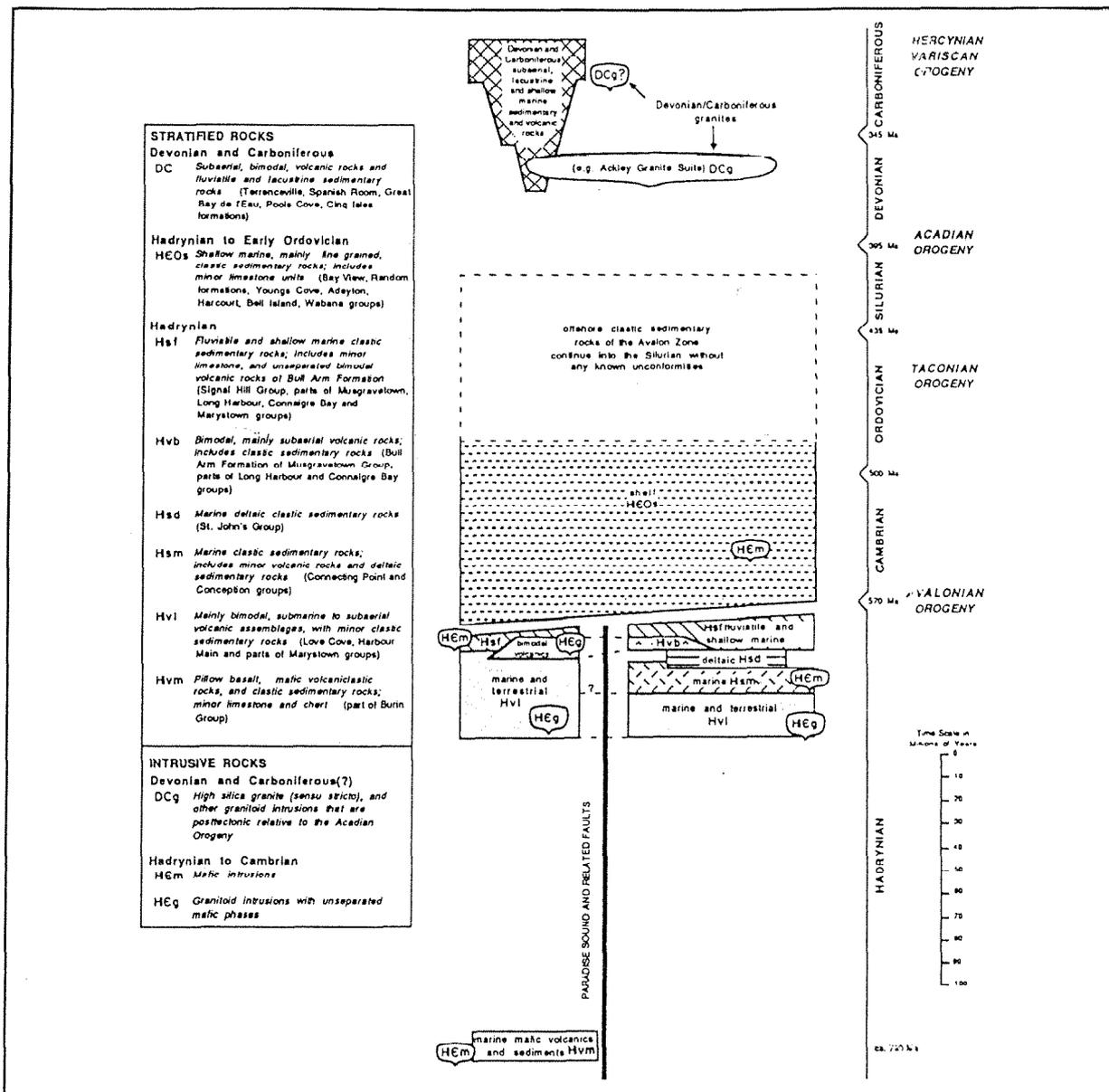
Les mêmes caractères se reconnaissent depuis Terre-Neuve jusqu'au Maine et en Nouvelle-Angleterre et des tableaux de corrélations ont pu être proposés (fig. 4, 5) entre les formations de ces différents secteurs. L'évolution globale de la zone d'Avalon, au cours du cycle cadomien (Nance, 1990 ; Nance *et al.*, 1991 ; Murphy *et al.*, 1992b), est celle d'un système d'arc-arrière arc (fig. 4) développé dans le cadre d'une subduction oblique résorbée le long de transformantes senestres et n'aboutissant pas à une collision continentale.

Outre ces critères qui permettent de définir la zone d'Avalon à l'échelle de la bordure est du continent nord-américain, dans la région de Terre-Neuve (péninsules d'Avalon et de Burin), des dépôts et un magmatisme dévono-carbonifère ont été mis en évidence, scellant les mouvements acadiens dans cette région. Les principales étapes de l'histoire géologique de cette région sont résumées dans le tableau 1.

Fig. 4. - Carte géologique et colonne lithologique de la zone d'Avalon (d'après Murphy *et al.* 1992, et O'Brien *et al.*, 1990).

Fig. 4. - Geological map and lithological column of the Avalon Zone (after Murphy *et al.*, 1992 and O'Brien *et al.*, 1990).





Tabl. 1. – Succession lithostratigraphique et âges des principales unités de la Zone d'Avalon selon O'Brien *et al.* (1990) - "Hadrymien" est un terme utilisé en Amérique du Nord pour désigner la période comprise entre 1 000 Ma et le Cambrien.

Table 1. – Lithostratigraphical succession and ages of the main Avalon Terrane units after O'Brien *et al.* (1990) - "Hadrynian" is a North American term for the period between 1 000 Ma and the Cambrian.

A Terre-Neuve, la zone d'Avalon est partagée en quatre unités (Keppie *et al.*, 1991), soit du nord au sud (fig. 3b) :

– l'unité de Burgeo, séparée de la zone de Gander par la faille de Bay d'Est et Dragon Bay. Pour Raeside et Barr (1990) et Barr *et al.* (1990), cette unité équivalente de la zone de Bras d'Or (île du Cap Breton) serait restée séparée de la zone d'Avalon au moins jusqu'à l'Ordovicien inférieur ;

– l'unité de Fortune, limitée au nord

par les failles de Dover et d'Hermitage Bay ;

– l'unité de Burin limitée par la faille de Paradise Sound ;

– l'unité de Conception qui forme la majeure partie de la péninsule d'Avalon à l'est de Placentia Bay et de Trinity Bay.

L'unité de Burgeo se compose de gneiss et migmatites (*Grey River gneiss* et *Cinq Cerf gneiss*) pour lesquels le protolithe a été daté à 686^{+33}_{-15} Ma et le métamorphisme à 579 ± 10 Ma (Dun-

ning et O'Brien, 1989). Ils sont recoupés par des tonalites et granodiorites datées à 563 ± 3 et 499^{+3}_{-2} Ma (Dunning et O'Brien, 1989). La lithologie de cette unité est proche de celle exposée dans le groupe métamorphique du Cap de Miquelon, cependant, les âges de 615 Ma récemment obtenus sur le platonisme de cette zone (Rabu *et al.*, 1993c ; cf. journée 4) permettent de les distinguer sans ambiguïté.

L'unité de Fortune couvre la péninsule de Burin et l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon (fig. 4a, 5). Elle se

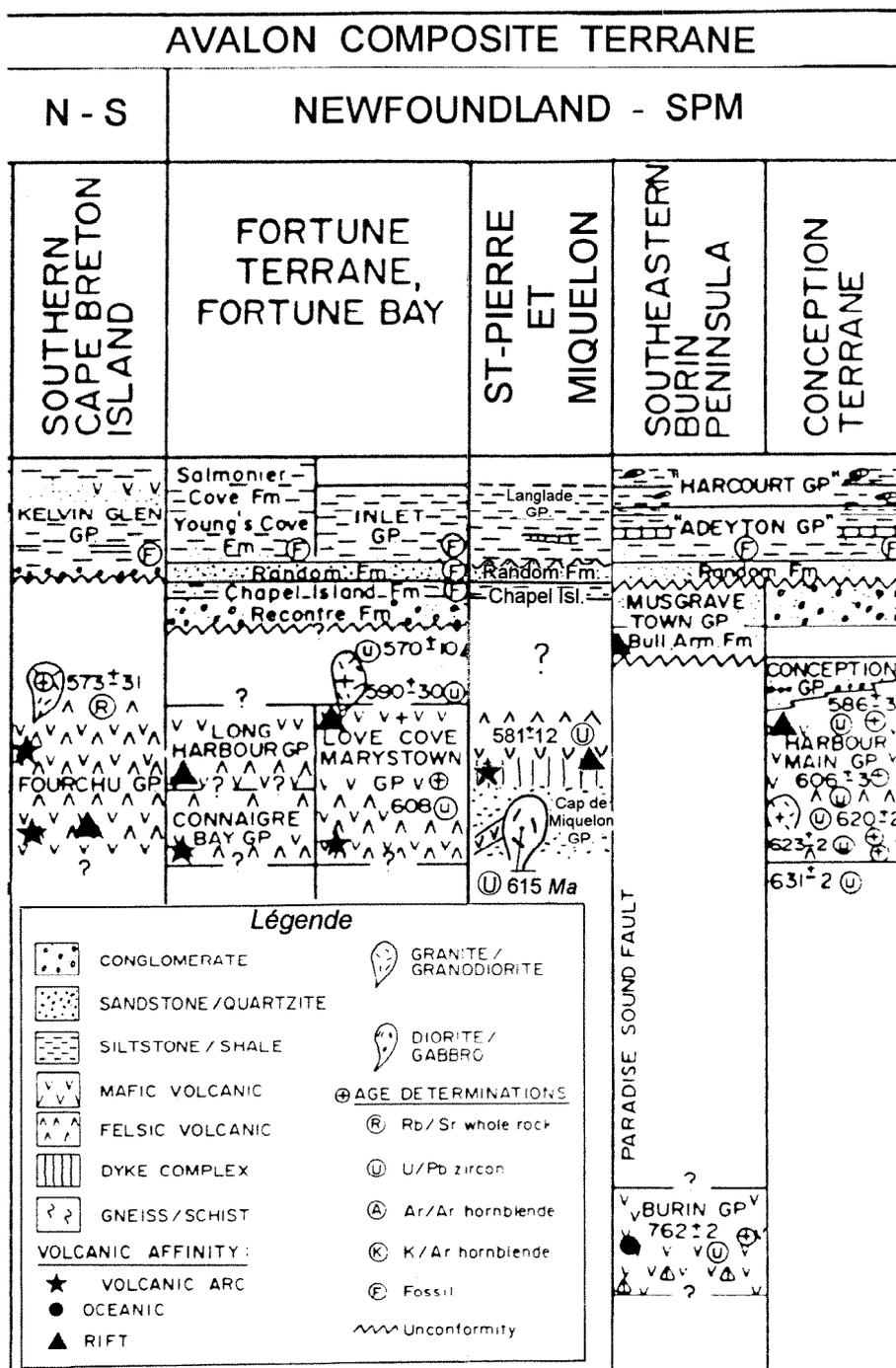


Fig. 5. – Lithologie du Précambrien-Cambrien de la zone d'Avalon dans les Appalaches septentrionales (modifié d'après Keppie *et al.*, 1991).

Fig. 5. – Precambrian-Cambrian lithology of the Avalon Zone in the northern Appalachians (modified after Keppie *et al.*, 1991).

compose de roches volcaniques (O'Brien *et al.*, 1990), principalement acides avec des termes basaltiques dans la partie inférieure (Groupes de Marystown, de Love Cove, Connaigre Bay et Long Harbour). Cependant, la base de ces groupes est régionalement inconnue. Les âges obtenus sur ces différents grou-

pes sont respectivement de 608 ± 25 Ma pour le Groupe de Marystown et 590 ± 30 Ma pour le Groupe de Love Cove qui est probablement co-génétique de l'intrusion granitique de Swift Current daté à 580 ± 20 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1981b); ils sont recouverts soit en concordance par des turbidites épicias-

tiques du Précambrien terminal (Groupe de Connecting Point sur le Groupe de Love Cove), soit en discordance (effet de l'orogénèse cadomienne) par les séries sédimentaires du Précambrien terminal-Cambrien inférieur (Formations de Rencontre, Chapel Islands et Random sur le Groupe de Marystown). Dans cette unité, les formations attribuées au Dévonien-Carbonifère sont composées de roches volcaniques aériennes et de dépôts clastiques continentaux ou lacustres (Formations de Terrenceville et de Spanish Room). Tous ces terrains ont leurs équivalents dans l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon (Rabu et Rabottin, 1992 ; Rabu *et al.*, 1992 ; Rabu *et al.*, 1993a, b, c)

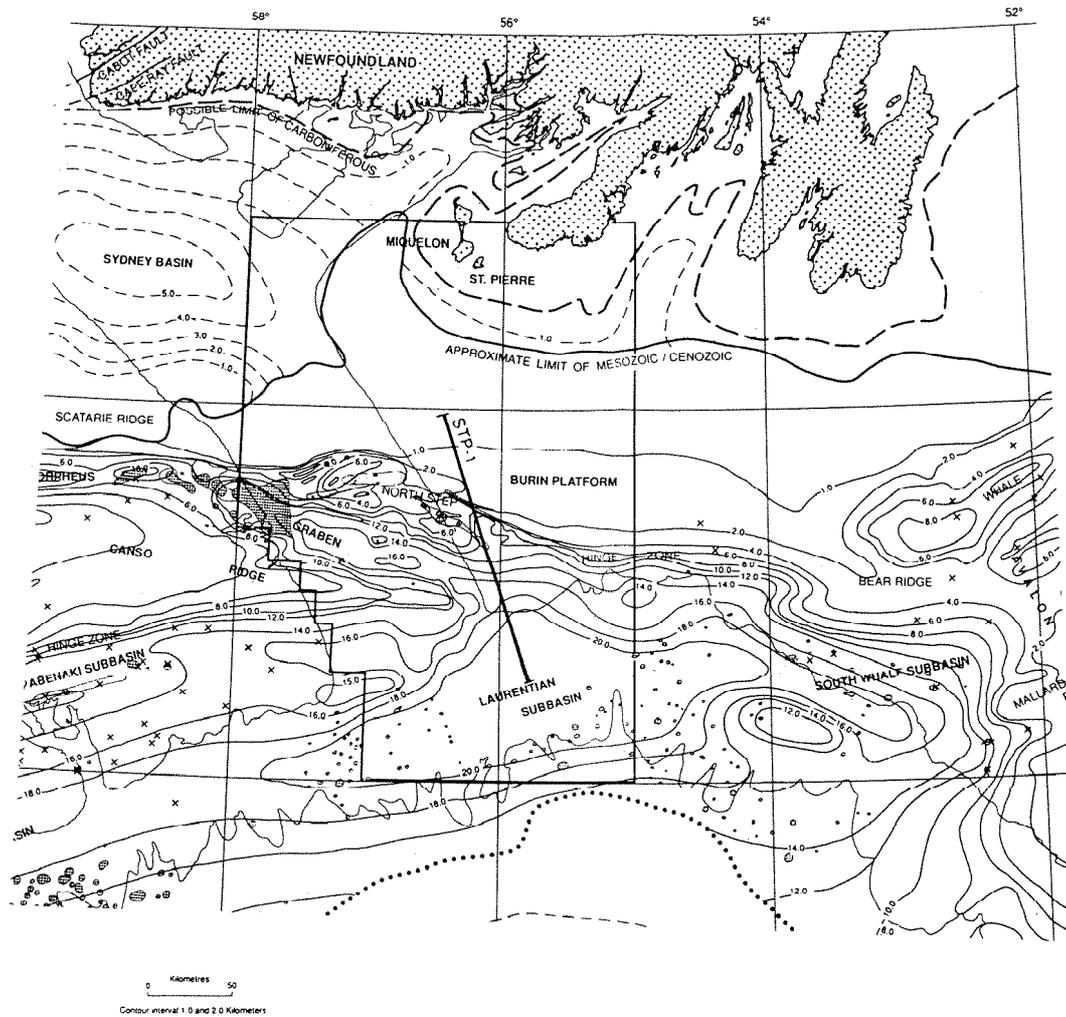
Sur le revers sud de la péninsule de Burin, l'unité de Burin forme une lanière étroite caractérisée par la présence d'un magmatisme basique (Groupe de Burin; Strong *et al.*, 1978) d'affinité MORB (Strong et Dostal, 1980), daté à 763 ± 2 Ma (Krogh *et al.*, 1987) et qui sert de base aux corrélations circum-atlantiques avec les terrains ophiolitiques pan-africains (ophiolites de Bou Azzer ; Leblanc, 1981). Aucun terrain équivalent n'est connu dans l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon, en accord avec l'extension *off-shore* réduite de cette unité géophysiquement bien typée.

L'unité de Conception montre une succession semblable à celle de l'unité de Fortune mais plus complète et diversifiée. Les séries volcaniques acides et basiques, équivalentes des Groupes de Marystown et de Love Cove, sont présentes avec le Groupe de Harbour Main mais relativement plus anciennes (631 ± 2 à 606 ± 3 Ma ; Krogh *et al.*, 1987). Elles sont recouvertes, généralement en conformité, par des dépôts sédimentaires marins au cours d'un méga-cycle de comblement de bassin (turbidite, delta, cône alluvial, dépôts continentaux : Groupes de Conception, St. John's et Signal Hill) s'achevant vers 570 Ma (O'Brien *et al.*, 1990) et contenant les faunes d'Ediacara (Anderson et Conway Morris, 1982). Entre 565 et 550 Ma, une courte phase de rifting affecte la péninsule d'Avalon (Groupe de Musgravetown) et s'accompagne d'un magmatisme bimodal avant le dépôt, en discordance, des séries d'âge fini-Protérozoïque-Cambrien inférieur (Formations de Rencontre, Chapel Island et Random), puis Groupes d'Adeyton et de Harcourt (Cambrien moyen).

Au large de la péninsule d'Avalon, la sédimentation s'est poursuivie apparemment sans discontinuité majeure durant le Silurien. A terre, dans la péninsule d'Avalon, l'orogénèse acadienne se manifeste principalement par du plutonisme, une tectonique de blocs et des plis ouverts parfois associés à une schis-

tosité de faible intensité et à un métamorphisme de bas degré (prhenite-pumpellyite à chlorite). Dans la partie ouest de la zone d'Avalon, la tectonique acadienne a donné naissance à des accidents chevauchants et décrochants associés à des fabriques pénétratives (Strong *et al.*, 1978). Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus

sur les minéraux des roches plutoniques se situent entre 356 et 352 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1983) alors que les mouvements tectoniques, importants dans les zones plus internes de la chaîne appalachienne (zones de Humber et Dunnage), ne sont pas connus ici. L'effet principal de la tectonique acadienne est la discor-



J : Jurassique ; K : Crétacé ; TK : limite Crétacé-Tertiaire ; TE, TO, TM : respectivement discordance basale de l'Eocène, Oligocène et Miocène.
J : Jurassic ; K : Cretaceous ; TK : Cretaceous-Tertiary boundary ; TE, TO, TM, respectively the lower unconformable boundaries of the Eocene, Oligocene and Miocene.

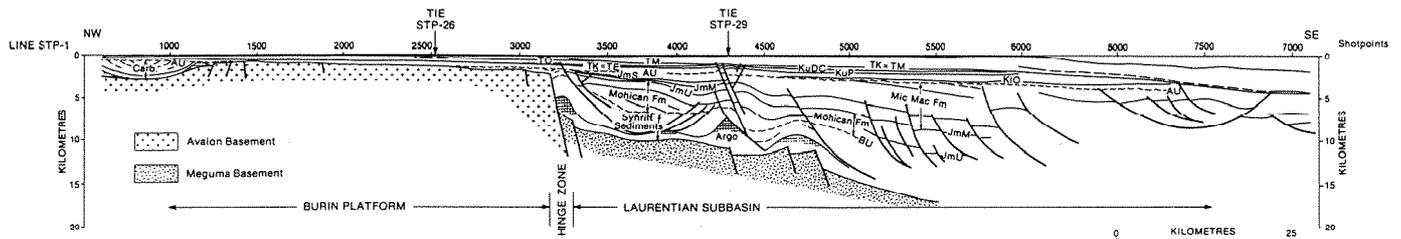


Fig. 6. – Coupe du plateau continental au Sud de Saint-Pierre et Miquelon (modifié d'après Mac Lean et Wade, 1992).
Fig. 6. – Section through the continental shelf south of St. Pierre and Miquelon (modified after Mac Lean and Wade, 1992).

dance des séries d'âge dévonien-carbonifère sur le substratum avalonien. Les dépôts et effusions volcaniques de cet âge sont contrôlés par des zones majeures de dislocation. Ils incluent des débris arrachés aux terrains de la zone de Gander (O'Brien *et al.*, 1990) donnant ainsi une première indication sur la suture des deux zones. Des terrains de même type affleurent sur les côtes nord et ouest de Langlade dans l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon (cf. journée 4).

L'ouverture de l'Atlantique-Nord au début du Mésozoïque est marquée par un champ de dykes de dolérite datés 201 ± 3 Ma (Hodych et Hayatsu, 1980) dont les traces se retrouvent aussi sur l'archipel. Les profils géophysiques sur le plateau continental au sud de l'archipel (fig. 6) montrent que l'ouverture de l'Atlantique a pu réutiliser des zones de faiblesse pré-existantes telle la limite entre les zones d'Avalon et de Méguma. C'est à partir de cette limite que se sont accumulés, sur le plateau continental, les dépôts entre le Jurassique et le Miocène (McLean et Wade, 1992).

Les principales unités de Saint-Pierre-et-Miquelon

Historique des travaux

Sur la côte est du Canada, à 22 km au sud de Terre-Neuve, l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon se compose de trois îles principales (fig. 2) : Saint-Pierre au sud-est, Miquelon au nord, Langlade au sud, et d'un chapelet d'îlots, le tout couvrant une superficie de 242 km². Les côtes sont généralement escarpées et peu accessibles. Le point culminant de l'archipel, situé sur le Morne de la Grande Montagne à Miquelon (239 m), domine une péninsule fortement marquée par le passage des inlandsis quaternaires. Le drainage de ces surfaces, particulièrement sur Miquelon et Langlade, est médiocre et permet le développement de nombreuses tourbières réduisant la place des affleurements rocheux.

La géologie de l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon est très proche de celle de la péninsule de Burin (Terre-Neuve) dans le prolongement de laquelle

il est situé. Les premières informations géologiques sur l'archipel remontent à 1667 avec une lettre de Denouville à Louvois signalant des gisements de porphyre à Saint-Pierre. D'autres informations, toujours très fragmentaires, ont été fournies par Bachelot de la Pylaie (1825) qui a signalé des formations houillères à Langlade, puis par A. Gautier (1866) qui, le premier, a attribué une origine glaciaire aux dépôts superficiels de l'archipel. Les formations métamorphiques du Cap de Miquelon ont été signalées par G. de Tromelin (1877). En 1894, L. de Launay a attribué au Cambrien inférieur une série détritique rouge reposant en discordance sur le Précambrien. En 1907, puis en 1928, P.J. Howley a fait figurer l'archipel de Saint-Pierre et Miquelon sur la carte géologique de Terre-Neuve ; ces données ont été reprises sans modifications par N.D. Dale (1927) dans un travail sur la baie de Fortune. Cependant, aucun travail récent n'existe sur cette région dont la géologie est essentiellement connue par les publications d'Aubert de la Rüe qui a réalisé la première carte géologique de l'archipel (Aubert de la Rüe, 1951) après avoir fait une reconnaissance des ressources minières et minéralogiques (Aubert de la Rüe, 1932, 1933). Cet auteur a reconnu alors les principaux ensembles lithologiques de l'archipel (Aubert de la Rüe, 1933, 1950) et y a signalé la présence d'une faune cambrienne (Aubert de la Rüe, 1935). Les formations glaciaires et périglaciaires de l'archipel ont été datées du Wisconsinien moyen à supérieur (Tucker, 1979 ; Tucker et McCann, 1980).

Dans le contexte régional de la chaîne cadomienne-avalonienne (cf. supra), l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon appartient, selon la nomenclature employée, à la zone d'Avalon (Williams, 1979 ; O'Brien *et al.*, 1990 ; Raeside et Barr, 1990 ; fig. 3 a) ou à la sous-zone de Fortune dans l'*Avalon Composite Terrane* (Keppie, 1985 ; Keppie *et al.*, 1991 ; fig. 3b). En ce qui concerne la marge continentale au Sud de Saint-Pierre et Miquelon, des travaux récents (McLean et Wade, 1992) traitent spécifiquement les terrains post-jurassiques et de la limite entre les zones de Méguma et d'Avalon. Des cartes de synthèse sur les marges néo-écossaise et

terre-neuvienne (Ross *et coll.*, 1991) permettent de situer l'archipel dans le cadre de la géologie de la côte est canadienne ; malheureusement, les contours utilisés pour le substratum rocheux de l'archipel (Sanford *et al.*, 1991 ; Jansa, 1991) sont fortement en retrait par rapport aux informations données par Aubert de la Rüe (1951).

Selon Aubert de la Rüe (1933, 1951), l'archipel de Saint-Pierre-et-Miquelon comprend trois grandes unités géologiques :

- un ensemble de roches volcaniques rapporté au Précambrien et principalement représenté par des rhyolites, brèches et tufs rhyolitiques, associés à des andésites et brèches andésitiques ;
- une série métamorphique réputée précambrienne et regroupant des paragneiss, des méta-quartzites, des amphibolites et des migmatites, recoupés par des intrusions granitiques et dioritiques (Aubert de la Rüe, 1950, 1951) ; plus récemment, sur la carte à 1/1 000 000 de Terre-Neuve (Colman-Sadd *et al.*, 1990), les intrusions du Cap de Miquelon ont été placées avec les massifs dévoniens.
- un ensemble sédimentaire composite incluant une série cambrienne dont la succession stratigraphique a été revue récemment (Rabu *et al.*, 1993b), et une série d'âge paléozoïque indéterminé.

Jusqu'à présent, les contraintes stratigraphiques sur les différentes unités étaient très faibles et reposaient uniquement sur la présence de *Paradoxides davidis* découvert sur l'île de Langlade (Aubert de la Rüe, 1935).

A la suite des travaux de cartographie actuellement en cours (Rabu et Rabottin, 1992 ; Rabu *et al.*, 1992 ; Rabu *et al.*, 1993a,b,c), cinq unités principales (fig. 7) ont été distinguées en dehors des formations superficielles récentes :

- le **Groupe du Cap de Miquelon** composé de métasédiments et métavolcanites basiques recoupés et métamorphisés par un plutonisme dioritique à trondhjémitique daté à 614 Ma ; aucun terme équivalent n'est actuellement proposé sur Terre-Neuve, mais ce groupe ne représente pas le socle cristallin de la zone d'Avalon.

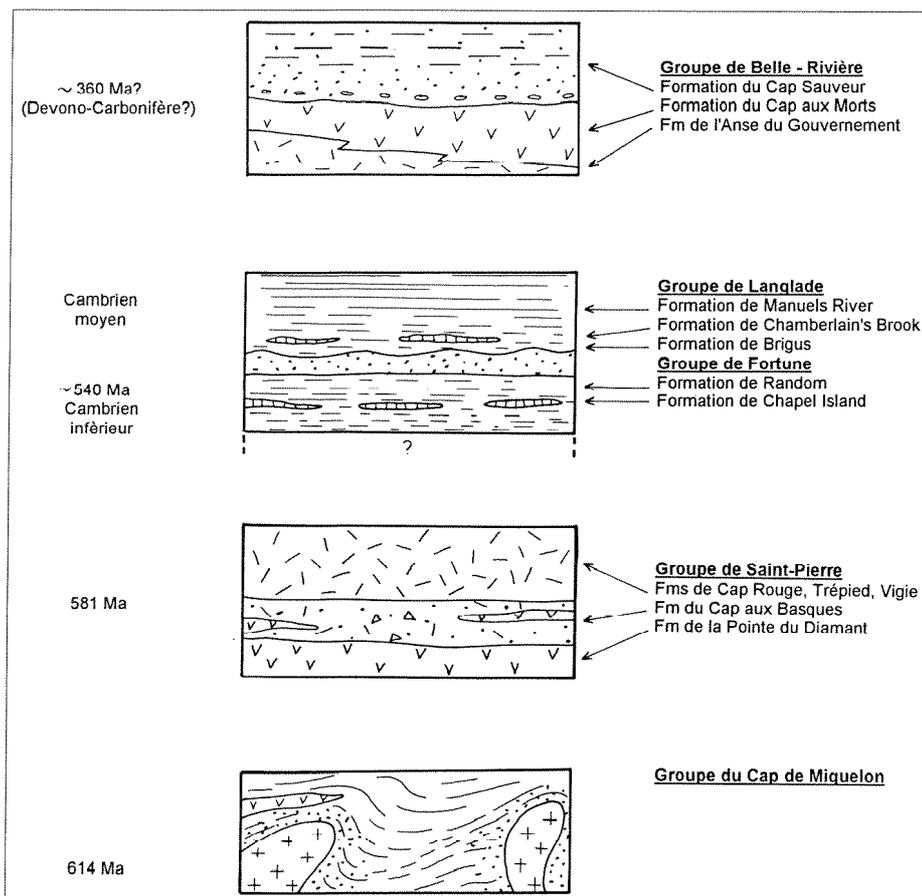


Fig. 7. – Colonne lithotectonique de Saint-Pierre et Miquelon.

Fig. 7. – Litho-tectonic column of St. Pierre and Miquelon.

– le **Groupe de Saint-Pierre** composé principalement de roches acides datées à 581 Ma ; les termes basaltiques et andésitiques sont subordonnés mais sont caractéristiques, comme les suites acides, d'un environnement d'arc-arrière-arc ; ce groupe est mis en équivalence avec les Groupes de Marystown et Love Cove dans la péninsule de Burin ;

– le **Groupe de Fortune** au sein duquel, à Terre-Neuve, a été récemment placée la limite Précambrien-Cambrien. Ce groupe réunit les Formations de Rencontre, Chapel Island et Random qui reposent en discordance angulaire sur le Groupe de Marystown. A Saint-Pierre-et-Miquelon, la partie inférieure du groupe n'a pas été identifiée et le contact avec le Groupe de Saint-Pierre n'est pas visible, cependant une faune tomotienne caractéristique y a été trouvée ;

– le **Groupe de Langlade**, équivalent des Groupes d'Adeytown et d'Harcourt (Bengtson et Fletcher, 1983), est rapporté au Cambrien inférieur et moyen. Dans l'archipel, ce regroupement de schistes rouges, gris et noirs à passées de calcaire

d'âge cambrien inférieur, a été rendu nécessaire car si les formations sont ponctuellement reconnaissables dans l'archipel, il est par contre impossible de les cartographier individuellement ;

– le **Groupe de Belle-Rivière** n'affleure que sur les côtes ouest et nord-est de Langlade ; il repose en discordance sur les Groupes de Langlade et de Fortune et se compose de roches volcaniques bimodales à la base, recouvertes en concordance par une série détritico terrigène rouge. Ce groupe, dont les dépôts ont été contrôlés par une tectonique cassante importante, pourrait se rapprocher des dépôts du Dévono-Carbonifère des péninsules de Burin et d'Avalon (Formation de Terrenceville).

Des dykes doléritiques tardifs recourent les différentes unités affleurantes dans l'archipel et développent un métamorphisme de contact effaçant la schistosité dans la série cambrienne. Un âge mésozoïque (Trias supérieur à Lias inférieur) est probable pour ces intrusions qui seraient contemporaines de l'ouverture de l'Atlantique-Nord.

Le Groupe du Cap de Miquelon

Description lithologique

Le Groupe du Cap de Miquelon (fig. 8) affleure exclusivement dans la partie nord de l'île de Miquelon, d'une part dans la péninsule du Cap et, d'autre part, au sud du Grand Etang de Miquelon. Dans le Cap de Miquelon, les affleurements les meilleurs se situent le long de la côte, en falaises très accidentées. A l'intérieur des terres, les surfaces boisées et tourbeuses rendent les observations plus difficiles. Au sud du Grand Etang, les affleurements sont concentrés le long d'un rivage bas, alors que l'arrière-pays est couvert d'épaisses couches de tourbe.

Ce groupe se compose principalement de métagrauwackes non fossilifères (cf. annexe, arrêts 3.1 à 3.8) dans lesquelles des roches volcaniques basiques (arrêt 3.2) sont interstratifiées. Elles sont recoupées par deux massifs intrusifs principaux de composition dioritique, l'un au-dessus de l'Anse à la Vierge (diorite de l'Anse à la Vierge, arrêts 3.10 et 3.11), l'autre au Cap Blanc (trondhémite du Cap Blanc, arrêt 3.1). Ces deux intrusions développent un fort métamorphisme dans leur encaissant (micaschistes à biotite \pm KF \pm cordiérite). Le grenat a été signalé par Aubert de la Rüe (1951) au sud du Grand Etang. Ces minéraux-index sont toujours impliqués dans la foliation métamorphique. La muscovite est omniprésente au-dessus de l'isograde à biotite + cordiérite, généralement en larges tablettes fossilisant la foliation principale, en association avec des minéraux secondaires (sphène, apatite). La foliation métamorphique est toujours bien exprimée et porte en différents points une forte linéation d'étirement (arrêts 3.5 et 3.6). Les gradients de métamorphisme, contrôlés par les trajectoires de foliation, sont centrés sur les intrusions ; aucun métamorphisme antérieur n'a affecté ces roches dans lesquelles plans de stratification et figures sédimentaires sont souvent conservés (arrêt 3.3).

Dans ses descriptions de l'unité du Cap de Miquelon, Aubert de la Rüe (1950, 1951) décrivait des migmatites depuis l'Anse à la Vierge jusqu'à la

pointe du Cap de Miquelon. Il faut cependant noter que d'un bout à l'autre de la presqu'île, la même lithologie est reconnue, avec des roches plus ou moins intensément affectées par un métamorphisme de contact. Dans l'auréole de la diorite de l'Anse à la Vierge, un début de fusion partielle affecte les gneiss ; cependant, la texture des roches encaissantes reste celle de paragneiss ayant conservé des structures sédimentaires. Si les indices de fusion partielle sont principalement exposés aux abords de la diorite de l'Anse à la Vierge, ils sont aussi présents en différents autres points plus éloignés (arrêt 3.7).

Plusieurs types de filons recoupent l'unité métamorphique :

- des microgranites aplitiques rosés (arrêts 3.1 et 3.9), riches en muscovite, et dont la répartition est directement liée aux plutons dioritiques et granodioritiques principaux. Ils sont particulièrement bien développés dans les falaises au-dessus de l'Anse à la Vierge. Leur mise en place est probablement contemporaine de la muscovitisation des mica-schistes à biotite + cordiérite;
- des dolérites post-métamorphiques à pyroxène et fantômes d'olivine (arrêt 3.1, 3.4),
- des dykes de rhyolite et microgranite porphyrique.

Au sud du Grand Etang, le Groupe du Cap de Miquelon se compose d'amphibolite et d'amphibolite à quartz, à degré de recristallisation variable, recoupées par de petits stocks de diorite. Dans les niveaux les moins recristallisés, des structures en pillow lava sont encore conservées. Ces roches sont en contact tectonique avec les pyroclastites acides non métamorphiques et très faiblement déformées du Groupe de Saint-Pierre qui constituent la partie centrale de Miquelon.

La trondhjémite du Cap Blanc forme un massif peu étendu, surtout visible sur l'estran rocheux du Cap Blanc et à la périphérie de la Butte du Calvaire. Il se prolonge sous l'isthme sableux de Miquelon et a été reconnu dans les fouilles de recherche pour la construction des digues du port. Ce même massif se prolonge en mer, vers

l'ouest, et forme les îlots des Veaux marins (Aubert de la Rüe, 1950). A l'affleurement, une foliation magmatique discrète est souvent présente dans le faciès à grain moyen à biotite et amphibole. Il s'agit d'une trondhjémite à texture grenue hypidiomorphe (plagioclase et biotite automorphes, quartz et feldspath potassique xénomorphes), dont la tendance planaire est matérialisée, à cette échelle, par la disposition et l'orientation préférentielle des lamelles de biotite, des grains opaques et des lattes de plagioclase dans un plan principal qui souligne la foliation magmatique. Les cristaux de plagioclase sont zonés, avec récurrences; leur coeur a une composition d'andésine. La biotite forme de grandes lamelles brun-vert, souvent accompagnées de cristaux automorphes d'oxydes (magnétite, rutile), alignées dans le plan de foliation. Le quartz est sous forme de plages intersticielles polycristallines, généralement de grande taille, tandis que le feldspath potassique, aussi en position intersticielle, est très peu abondant (voir ci-dessous "Géochimie des roches magmatiques du Groupe du Cap de Miquelon"). Localement, de fines myrmékites frangent le plagioclase, au contact du K-feldspath. Sphène, apatite, zircon sont accessoires. L'altération de la roche est marquée par la chloritisation de la biotite et par la transformation progressive du plagioclase en séricite et épidote, à partir du coeur des cristaux.

La diorite de l'Anse à la Vierge est localement associée à des faciès leucocrates du type de la trondhjémite du Cap Blanc, dans une brèche magmatique (arrêt 3.11) ; elle forme deux petits massifs visibles dans les falaises et sur la crête dominant l'anse (fig. 8, arrêt 3.10). Il s'agit d'une roche mélanocrate riche en amphibole, dans laquelle la biotite est en proportion variable. Le faciès du coeur du massif est une diorite à amphibole verte abondante et rare biotite. Sa texture est grenue, équante et xénomorphe. Les cristaux d'amphibole, généralement très frais, sont poecilites autour de petites lattes de plagioclase, de quelques lamelles de biotite souvent chloritisée, et d'opaques (magnétite). Entre les amphiboles, les plagioclases forment des assemblages polycristallins

souvent affectés par une altération mixte (mica blanc et épidote), qui soulignent localement les coeurs plus calciques à contours francs et polygonaux des cristaux. Les minéraux accessoires sont le quartz, l'apatite en gros cristaux et le sphène ; l'épidote et le mica blanc, en lamelles éparses, s'individualisent tardivement. Vers la bordure du massif, le faciès s'enrichit en biotite brune (plus ou moins chloritisée), et les grands prismes d'amphibole sont remplacés par des assemblages désordonnés de petits cristaux plus pâles (vert bleuté). L'ensemble présente une texture anarchique résultant du phénomène de "mélange" entre la diorite et le faciès leucocrate de type Cap Blanc.

Age des roches plutoniques du Groupe du Cap de Miquelon

La trondhjémite du Cap Blanc a fait, récemment, l'objet de datations géochronologiques (Rabu *et al.*, 1993c) sur zircon, d'une part par évaporation thermique directe du plomb sur monocristaux, d'autre part par dissolution chimique. Quatre zircons, parfaitement limpides et légèrement colorés en rose lilas, en général petits et automorphes, ont été analysés par évaporation thermique. L'âge obtenu sur 430 rapports isotopiques conservés est de 615 ± 14 Ma. L'analyse par dissolution a permis de tracer une discordia recoupant la concordia avec un intercept supérieur à 614^{+11}_{-7} Ma. Les zircons sont subconcordants (discordance inférieure à 10 % par rapport à l'intercept supérieur) et l'âge ainsi obtenu est en accord avec la détermination par évaporation. L'âge de la trondhjémite du Cap Blanc est donc bien contraint à 615 ± 14 Ma.

A Terre-Neuve, un âge équivalent de $620^{+2.1}_{-1.8}$ Ma (Krogh *et al.*, 1987) a été proposé pour un complexe de gabbro-quartzmonzonite et granite (Granite de Holyrood Beach, Strong et Minatidis, 1975). Les âges radiométriques proposés pour les intrusions du Groupe du Cap de Miquelon les placent dans la même fourchette de temps que le volcanisme des Groupes de Harbour Main et de Marystown dont les laves acides se sont épanchées entre 630 et 608 Ma (péninsules de Burin et d'Avalon). En Nouvelle-Ecosse, le Groupe volcanique

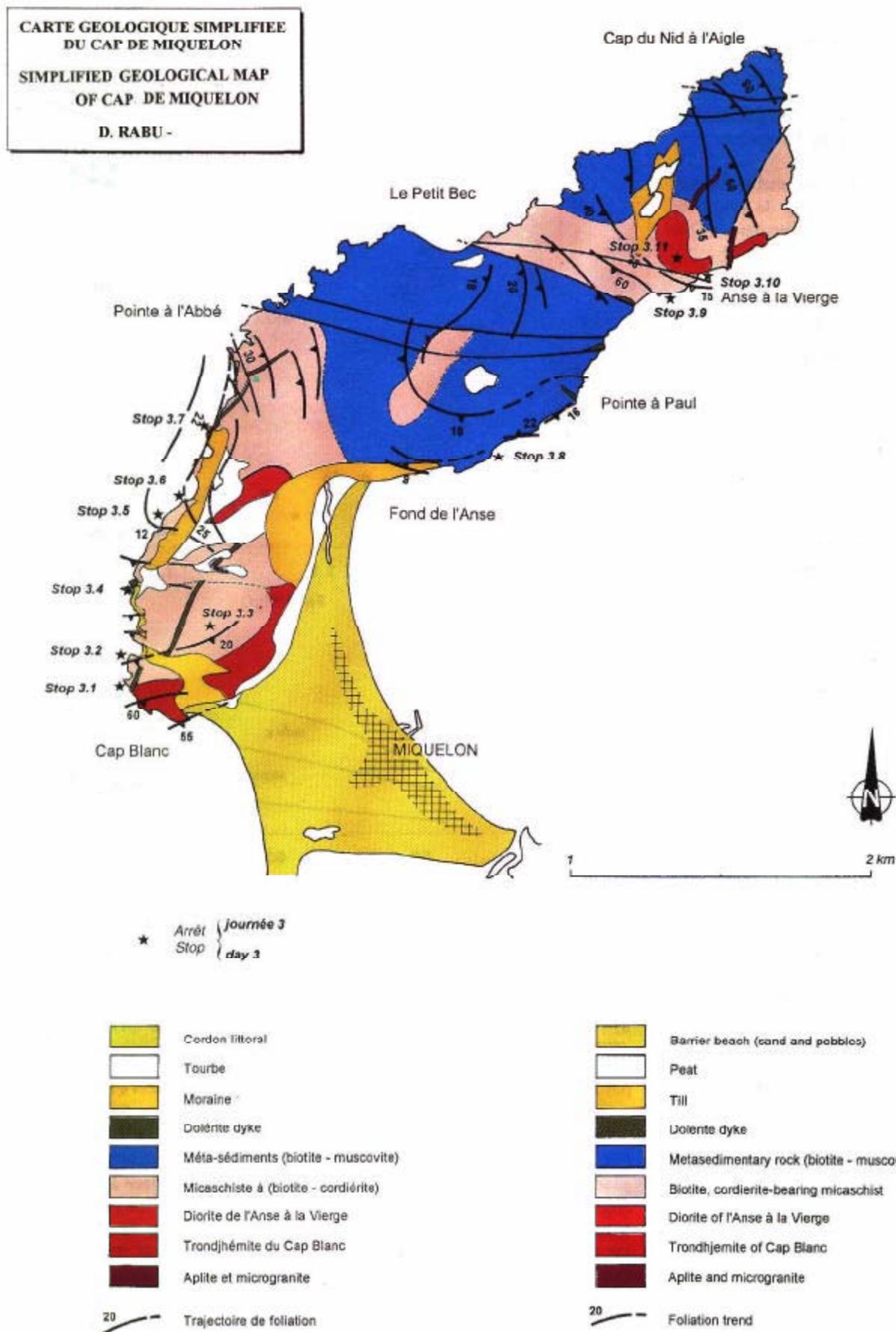


Fig. 8. – Carte géologique simplifiée du Cap de Miquelon.
 Fig. 8. – Simplified geological map of the Cap de Miquelon.

de Fourchu est recoupé par une intrusion datée à 635-600 Ma (Keppie *et al.*, 1990).

Géochimie des roches magmatiques du Groupe du Cap de Miquelon

Parmi les roches magmatiques composant le Groupe du Cap de Miquelon, trois ensembles ont été reconnus (Thieblemont, 1993) :

- les amphibolites,
- les diorites de type Anse à la Vierge,
- la trondhjémite du Cap Blanc.

Les filons doléritiques et rhyolitiques qui recoupent la série sont traités à part ; ils montrent des caractères identiques à leurs homologues de Saint-Pierre.

Les **amphibolites** ont des compositions allant des basaltes *sensu stricto* ($47\% < \text{SiO}_2 < 52\%$) aux andésites ($\text{SiO}_2 \# 58\%$) pour les amphibolites à quartz. Dans les diagrammes de Myashiro (1974), ces roches se placent soit dans le champ tholéiitique soit à cheval sur les champs tholéiitique et calco-alcalin (fig. 9a, b). Dans les diagrammes géotectoniques Th-Hf-Ta et Th-Tb-Ta (fig. 10a, b), ces deux ensembles se différencient; les amphibolites à quartz, de composition andésitique, se placent dans le champ des roches associées aux zones de subduction alors que les amphibolites de composition basaltique se placent dans le champ des basaltes d'arrière-arc. On reconnaît ici un schéma identique à celui proposé pour la Formation du Diamant, à la base du Groupe volcanique de Saint-Pierre. Cependant, les amphibolites étant impliquées dans un métamorphisme développé par un plutonisme daté à 615 Ma, elles représentent un épisode volcanique antérieur à celui du Groupe de Saint-Pierre, daté lui, à 581 Ma. Cela suppose donc le fonctionnement d'un système arc-arrière-arc dans cette partie de la chaîne cadomienne durant environ 40 Ma, ce qui est compatible avec les exemples actuels (Mariannes, Philippines).

Les **diorites et quartz-diorites** (type Anse à la Vierge) ont des compositions basiques à intermédiaires et se distinguent des amphibolites à quartz

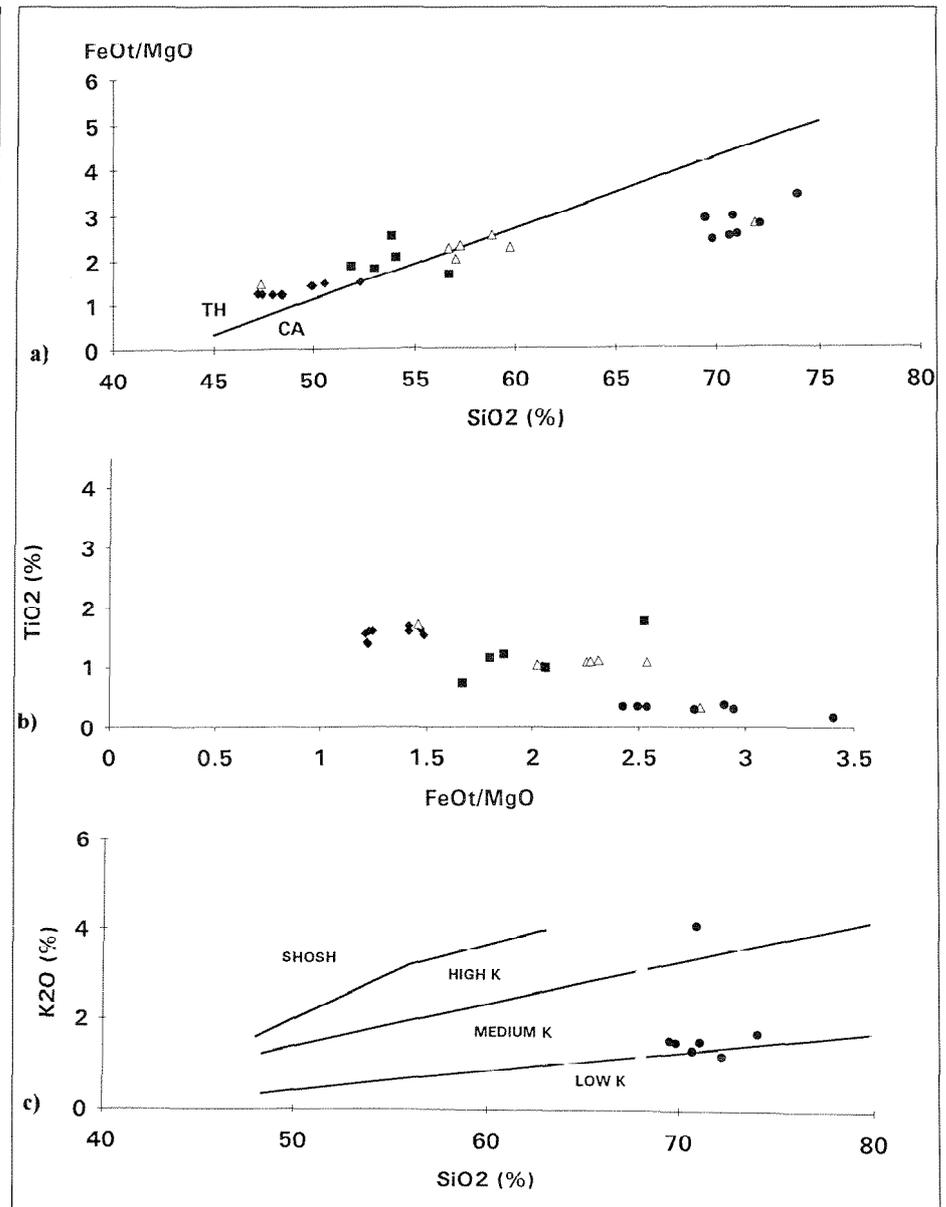


Fig. 9. - Les roches du Groupe du Cap de Miquelon.

a) $\text{FeOt/MgO} - \text{SiO}_2$ (Myashiro, 1974), b) $\text{TiO}_2 - \text{FeOt/MgO}$ (Myashiro, 1974), c) $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$.

Fig. 9. - The rocks of the Cap de Miquelon Group.

a) FeOt/MgO vs. SiO_2 (Myashiro, 1974), b) TiO_2 vs. FeOt/MgO (Myashiro, 1974), c) K_2O vs. SiO_2 .

par des teneurs légèrement plus faibles en SiO_2 , mais plus fortes en P_2O_5 et Al_2O_3 . Dans le diagramme SiO_2 vs. FeOt/MgO (Myashiro, 1974), elles se placent dans le champ des tholéiites (fig. IV.9a). Dans les diagrammes géotectoniques, Th-Hf-Ta et Th-Tb-Ta (fig. IV.10a, b), les diorites de l'Anse à la Vierge sont, sans ambiguïté, dans le champ du magmatisme lié aux zones de subduction.

La **trondhjémite du Cap Blanc** répond chimiquement aux critères définis

par F. Barker (1979) pour ce type de roches ($68\% < \text{SiO}_2 < 75\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ pour $\text{SiO}_2 \# 70\%$, $\text{NiO}_2 = 4$ à $5,5\%$, $\text{K}_2\text{O} < 2,5\%$ voire 2% , et $\text{FeOt/MgO} = 2$ à 3%) et se place à la limite des champs *faiblement et moyennement potassique* (fig. 9c) dans la nomenclature de A. Pecerillo et S.R. Taylor (1976). Le rapport FeOt/MgO modéré à faible et la teneur élevée en SiO_2 placent cette roche dans le champ calco-alcalin du diagramme SiO_2 vs. FeOt/MgO (fig. 9a). Dans le diagramme $(\text{Nb/Zr})/\text{N}$ vs. Zr (fig. 10c), la trondhjémite du Cap

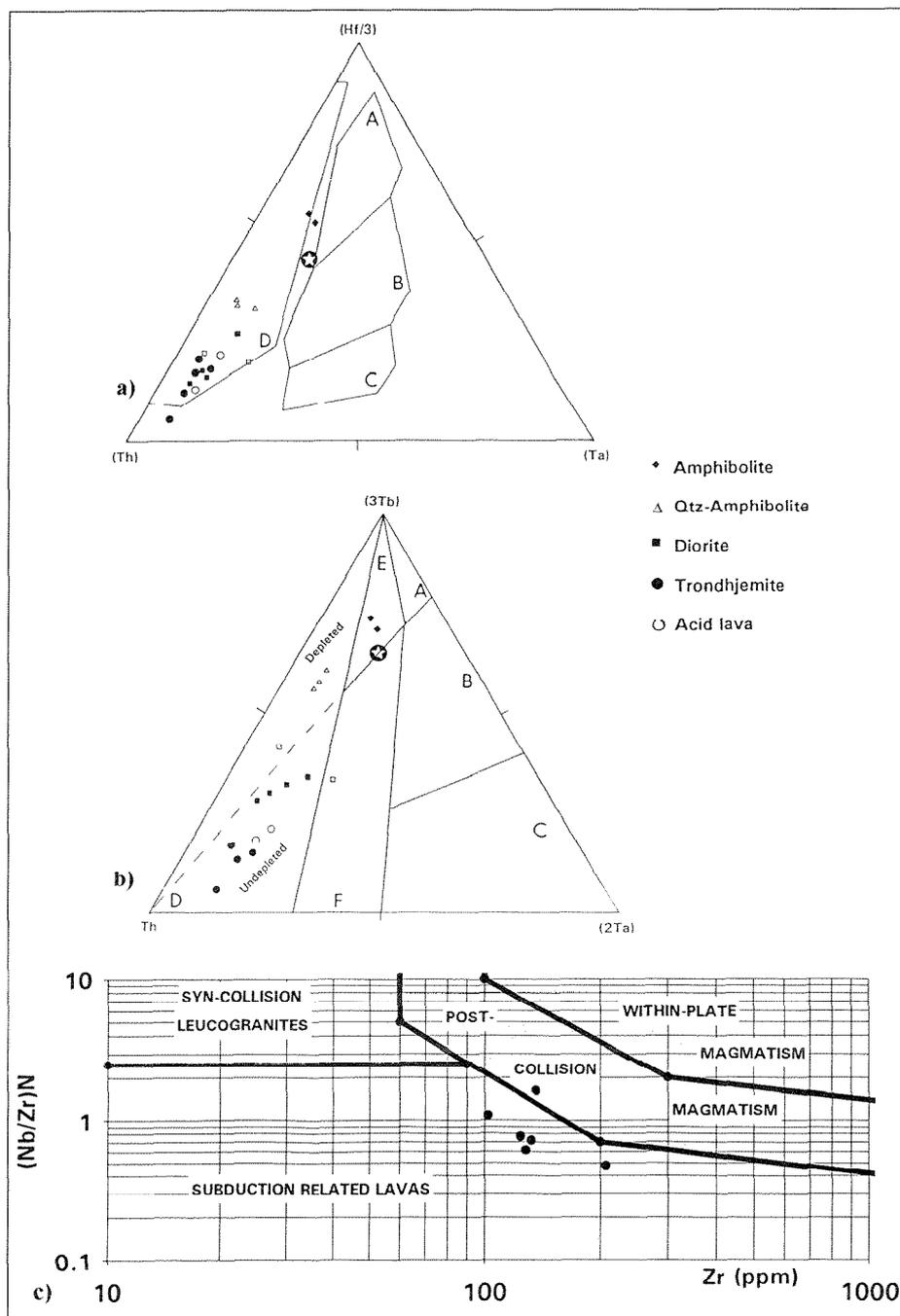


Fig. 10. – Cadre géotectonique du Groupe du Cap de Miquelon.
 a) Th-Hf-Ta, b) Th-Tb-Ta, c) (Nb/Zr)N-Zr (Trondhjemite du Cap Blanc).

Fig. 10. – The geotectonic setting of the Cap de Miquelon Group.
 a) Th-Hf-Ta, b) Th-Tb-Ta, c) (Nb/Zr)N vs. Zr (Trondhjemite of Cap Blanc).

Blanc se place dans le champ des roches associées aux zones de subduction. Les filons d'aplite rosée, qui recoupent la trondhjemite, constituent une phase tardi-magmatique ; ils ont un caractère fortement potassique.

Mise en place du Groupe du Cap de Miquelon

Les observations faites au cours du lever de la carte ne confortent pas

l'hypothèse d'un socle cristallin ancien et d'une couverture intrudée postérieurement par un plutonisme dioritique (Cap Blanc, Anse à la Vierge) (Lepvrier, 1990). L'hypothèse la plus satisfaisante actuellement est celle d'une racine d'arc volcanique ayant modifié plus ou moins intensément les séries sédimentaires encaissantes. Les âges proposés pour l'intrusion du Cap Blanc permettent d'envisager la racine d'un arc

volcanique ayant fonctionné entre 631-606 Ma et dont l'équivalent effusif serait représenté par les volcanites du Groupe de Harbour Main dans la péninsule d'Avalon. La migration de l'arc au cours du processus de subduction a permis la mise en place, à partir de 608 Ma, de l'arc de Marystown-Love Cove dont le fonctionnement s'achèvera, vers 580 Ma, par le volcanisme du Groupe de Saint-Pierre.

Le Groupe de Saint-Pierre

Description lithologique

Le Groupe de Saint-Pierre (fig. 11) est un ensemble de roches volcaniques essentiellement acides dont la base est régionalement inconnue. Il est subdivisé en 5 formations superposées ou juxtaposées (fig. 12) :

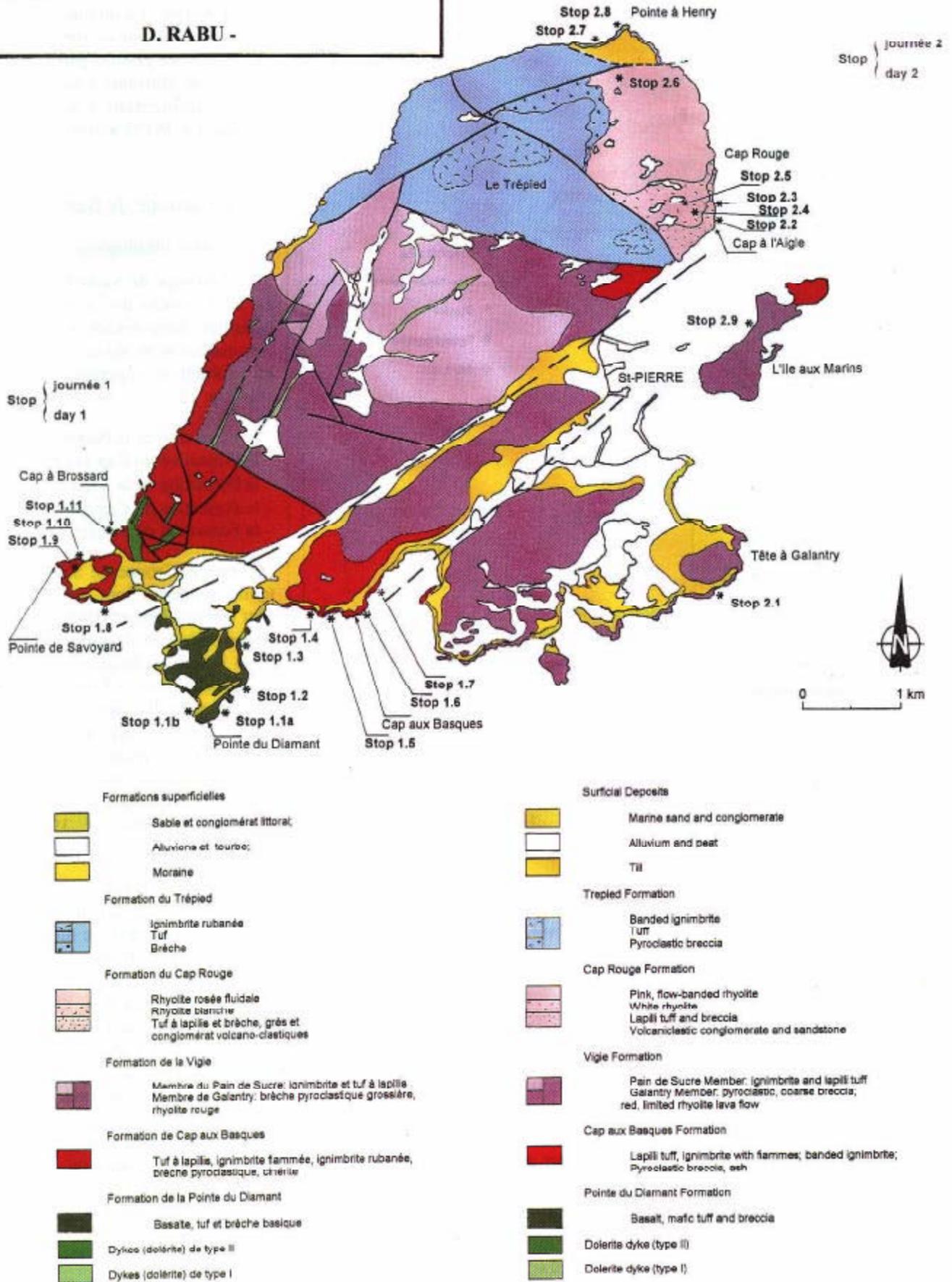
- la Formation de la Pointe du Diamant,
- la Formation du Cap aux Basques,
- la Formation de la Vigie,
- la Formation du Cap Rouge,
- la Formation du Trépied.

Dans le Groupe de Saint-Pierre, les termes mafiques sont subordonnés ; ils sont essentiellement développés dans la partie inférieure du groupe (Formation de la Pointe du Diamant) et très ponctuellement dans la Formation du Cap aux Basques. Il s'agit de coulées sous-marines de basalte et andésite, de brèches et tufs recoupés par des dykes ; l'ensemble montre une double signature géochimique, respectivement d'arc et d'arrière-arc (Rabu *et al.*, 1992, Thiéblemont, 1993).

Les autres formations du groupe comprennent essentiellement des termes acides et représentent au moins 80 % du complexe. Elles affleurent largement sur Saint-Pierre (fig. 11) et dans la partie centrale de Miquelon. Ce complexe acide est principalement constitué par l'empilement de nappes de pyroclastites (ignimbrite, brèche, tuf, cinérite) et de rares intercalations laviques surtout développées dans la partie nord-est de l'île de Saint-Pierre (Le Frigorifique, Cap Rouge). De composition dacitique à rhyolitique (Rabu *et al.*, 1992), ce complexe a globalement les caractères d'une série d'arc. Les différentes formations sont caractérisées par leur lithologie,

Fig. 11. – Carte géologique de Saint-Pierre.
Fig. 11. – Geological map of Saint-Pierre.

CARTE GEOLOGIQUE DE SAINT-PIERRE
GEOLOGICAL MAP OF ST. PIERRE ISLAND
D. RABU -



leur minéralogie, leurs caractères géochimiques et la nature des sources originelles. A plusieurs niveaux dans la pile, des intercalations volcano-sédimentaires et sédimentaires apparaissent, séparant les émissions volcaniques (Cap aux Basques-Nord-est, Cap à l'Aigle, Anse à Henry).

Le Groupe de Saint-Pierre présente des associations lithologiques comparables à celles du Groupe de Marystown défini dans la presqu'île d'Avalon (Strong *et al.*, 1978). Cependant, les données géochronologiques obtenues sur les laves et les ignimbrites (Rabu *et al.*, 1993c) montrent que le Groupe de Saint-Pierre (581 ± 12 Ma) est sensiblement plus jeune que le Groupe de Marystown (608^{+20}_{-7} Ma - Krogh *et al.*, 1987) mais pourrait correspondre aux dykes rhyolitiques qui recoupent le Groupe d'Harbour Main dans la péninsule de Bonavista (Terre-Neuve) et datés à 585 Ma (Krogh *et al.*, 1987).

La Formation de la Pointe du Diamant

La Formation de la Pointe du Diamant constitue la base locale du Groupe de Saint-Pierre dans laquelle les termes basiques dominent. Les termes basiques sont représentés soit par des coulées, soit par des pyroclastites (tuf et brèche), soit par des filons. Le volcanisme acide est présent soit sous la forme d'éléments anguleux, parfois grossiers, dans les brèches et tufs, soit sous la forme de fines intercalations de tuf, soit en corps intrusifs.

Les coulées basiques, plurimétriques, bien visibles entre la Ferme Dugué et la Pointe du Diamant, sont généralement massives, à texture scoriacée; elles sont parfois bréchiques à leur toit. Des structures en pillows sont bien exposées à la Pointe du Diamant (arrêt 1.1). De couleur violacée à vert sombre et de composition basaltique, ces laves, souvent riches en amygdales (chlorite, calcite), ont une texture microlitique et une minéralogie de spilite : albite, chlorite, pistacite, leucoxène, reliques de pyroxène et olivine (?) chloritisée. Dans le diagramme SiO_2 vs Nb/Y (fig. 13), ces roches se placent dans le champ des basaltes subalcalins. Dans le diagramme SiO_2 vs FeOt/MgO (fig. 14), ces roches se pla-

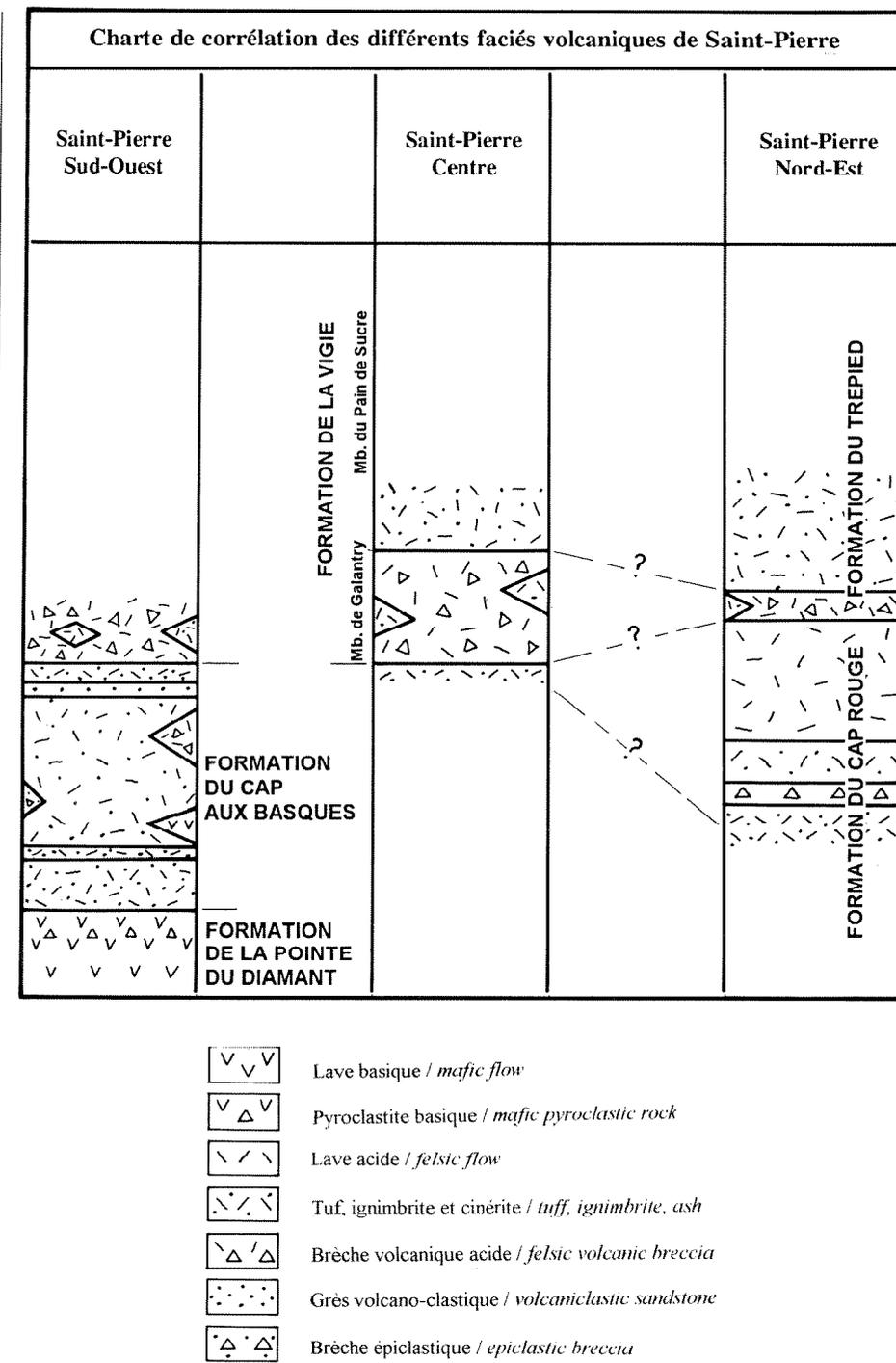


Fig. 12. – Charte de corrélation entre les faciès volcaniques du Groupe de Saint-Pierre.
Fig. 12. – Correlation chart of the volcanic rocks in the St. Pierre Group.

cent dans le champ des tholéiites avec un faible enrichissement en Fe à SiO_2 quasi-constant. Les faibles teneurs en TiO_2 (fig. 14b) les apparentent aux tholéiites d'arc. La forte anomalie en Ta (fig. 15a) par rapport aux éléments contigus Th, U et La, les rapprochent des basaltes actuels liés aux zones de subduction (Joron et Treuil, 1977 ; Gill, 1981).

L'analogie avec les séries d'arcs actuels apparaît évidente dans le diagramme Th-Hf-Ta (fig. 16a) où les analyses se localisent exclusivement dans le champ des laves liées aux zones de subduction. Dans le diagramme Th-Tb-Ta (fig. 16b) qui discrimine les séries d'arc et d'arrière-arc, les basaltes de la Formation de la Pointe du Diamant se placent strictement dans le champ des séries

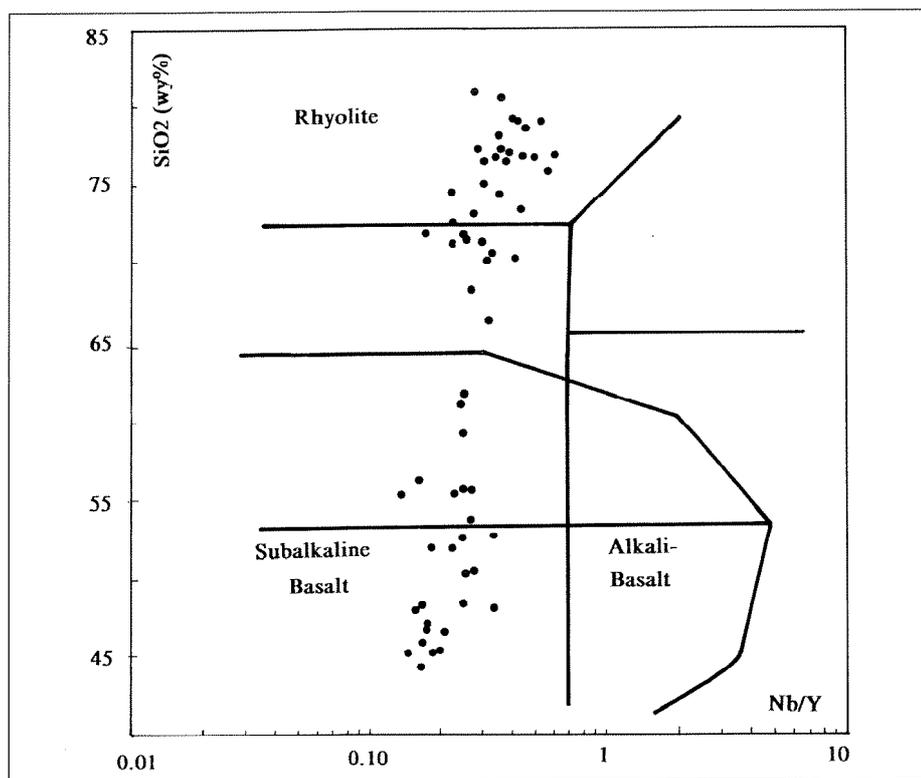

 Fig. 13. – Les roches volcaniques de Saint-Pierre dans le diagramme SiO₂- Nb/Y.

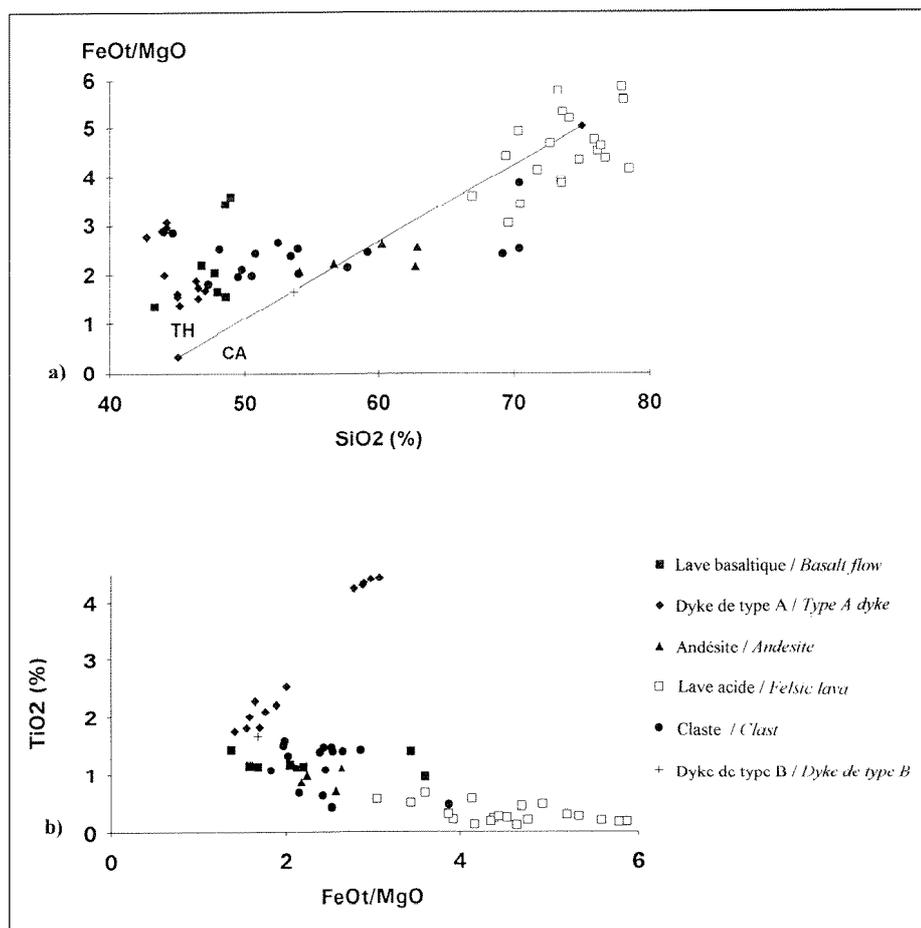
 Fig. 13. – The volcanic rocks of Saint-Pierre in the SiO₂-Nb/Y diagram.


Fig. 14. – Les roches basiques de Saint-Pierre dans les diagrammes de Myashiro (1974).

Fig. 14. – The basic rocks of Saint-Pierre plotted in Myashiro diagrams (1974).

d'arc. Dans ces deux diagrammes, les laves basiques de la Formation de la Pointe du Diamant occupent une position voisine de celles des basaltes du Groupe de Fourchu en Nouvelle-Ecosse (bloc de Stirling - Dostal *et al.*, 1990), et des spilites de Paimpol dans le Massif armoricain (Auvray, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1986).

Entre les coulées s'intercalent des niveaux métriques à plurimétriques de pyroclastites (tuf à lapillis et brèche) à matrice basique à intermédiaire. Les brèches sont fortement hétérométriques (éléments de 1 à 50 cm), mal classées et polygéniques mais uniquement d'origine volcanique (rhyolite, tuf, ignimbrite, basalte,...). Ces niveaux ont toujours un aspect chaotique, sans organisation interne avec des éléments toujours anguleux.

Les dykes de dolérite et gabbro sont abondants entre la Verrue (nord de la Pointe de Savoyard) et la Pointe du Diamant. Ils recoupent à la fois les termes basiques inférieurs et les premiers termes acides de la Formation de Cap aux Basques mais ne semblent pas recouper les Formations sus-jacentes de la Vigie, du Cap Rouge et du Trépied (les dolérites qui recoupent la Formation de la Vigie sont géochimiquement très différentes et probablement beaucoup plus récentes). Il s'agit de dykes ou de petites intrusions métriques à plurimétriques, voire décamétriques formant alors des ensembles cartographiables. La paragenèse est à plagioclase, clinopyroxène, chlorite, épidote, pumpellyite, opaques, et accessoirement quartz ; parfois, des olivines pseudomorphosées en chlorite et opaques sont présentes. Comme les laves de la Formation de la Pointe du Diamant, ces dykes ont une composition de basalte ($\text{SiO}_2 < 46,5\%$). Dans les diagrammes SiO_2 vs FeOt/MgO et TiO_2 vs FeOt/MgO (fig. 14a, b), ils montrent un net enrichissement en Fe et Ti compatible avec une affinité tholéiitique. Dans le diagramme de normalisation au Manteau primordial (fig. 15b), ces roches, qui dérivent d'une source appauvrie, se distinguent des basaltes de la Formation de la Pointe du Diamant. Dans les diagrammes géotectoniques Th-Hf-Ta (fig. 16a), ces roches se placent, comme les basaltes de la Pointe du Diamant, dans le champ des laves des zones de

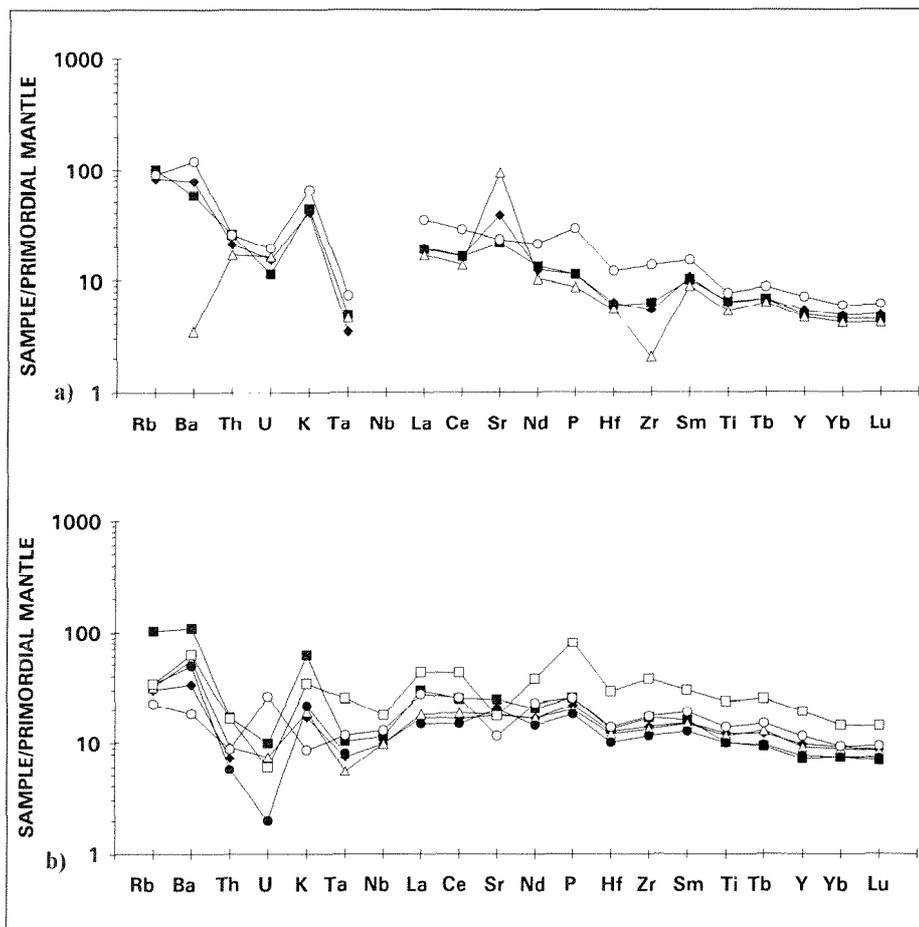


Fig. 15. – Diagrammes de normalisation au Manteau primordial.

a) basalte de la Formation de la Pointe du Diamant.

b) dolérite en filon recoupant les Formations de la Pointe du Diamant et du Cap aux Basques.

Fig. 15. – Diagrams of normalization to Primary Mantle.

a) basalt of the Pointe du Diamant Formation

b) dolerite dyke cross cutting the Pointe du Diamant and Cap aux Basques Formations.

subduction; par contre, dans le diagramme Th-Tb-Ta (fig. 16b), elles se situent, sans ambiguïté, dans le champ des basaltes de bassins arrière-arcs et sont à peu près confondues avec ceux du bassin arrière-arc des Mariannes (Wood *et al.*, 1981; Bougault *et al.*, 1981).

La Formation du Cap aux Basques

La Formation du Cap aux Basques recouvre la Formation de la Pointe du Diamant. Elle affleure essentiellement dans la partie sud de l'île de Saint-Pierre et dans la partie centrale de Miquelon. Elle est composée de pyroclastites (arrêts 1.4 à 1.10) : ignimbrite fiammée, cinérite, tuf soudé plus ou moins grossier, tuf à lapillis, brèche; les termes laviques sont très rares. Les intercalations basiques restent exceptionnelles (arrêt 1.5); quelques dykes doléritiques recoupent la série (arrêt 1.11).

Deux types de paragenèse sont distingués dans ces roches acides :

- des volcanites moyennement porphyriques à subaphyriques qui sont caractérisées par la présence de phénocristaux de plagioclase et microphénocristaux d'opaque, et l'absence de quartz et K-feldspath. On note aussi la présence de minéraux ferro magnésiens pseudomorphosés par des minéraux de basse température (chlorite, épidote); la piémontite est exceptionnelle. Ce faciès est localisé à la partie inférieure de la formation (cf. type 1 en géochimie);
- des volcanites, généralement porphyriques, se distinguant des précédentes par la présence de quartz en phénocristaux et d'élément de biotite pseudomorphosée en mica blanc et opaques. Le K-feldspath est présent mais peu abondant. Ce type de roche se rencontre dans toute l'épaisseur de la formation (cf. type 2 en géochimie).

Les roches de composition intermédiaire sont peu abondantes dans le volcanisme protérozoïque de Saint-Pierre et Miquelon. Dans la Formation du Cap aux Basques, des roches de ce type sont présentes (dykes et laves) en très faibles volumes, avec une composition d'andésite basaltique à acide.

La Formation de la Vigie

La Formation de la Vigie se compose de deux membres superposés : le Membre de Galantry à la base et le Membre du Pain de Sucre au sommet.

Le **Membre de Galantry** affleure largement dans la partie centrale de Saint-Pierre (de part et d'autre des étangs du Goëland et de la Vigie) mais aussi dans les parties basses du sud de l'île (de la Quarantaine au Cap Noir). Il est caractérisé par la présence d'une méga-brèche volcanique contenant des éléments pouvant atteindre plusieurs mètres cubes et d'origines diverses, mais surtout volcanique acide et basique. La morphologie des éléments permet de reconnaître deux types, d'une part les éléments à bords anguleux, indurés avant l'incorporation dans la brèche et, d'autre part, les éléments laviques à bords lobés mis en place à l'état plastique. En outre, de véritables coulées de rhyolite rouge se sont épanchées dans cette brèche et peuvent donner des ensembles cartographiables. Des niveaux de projections à bombes sont associés à cet ensemble. Cette brèche est interprétée comme une brèche d'effondrement d'un système volcanique. Les caractères pétrographiques et géochimiques de la brèche sont identiques à ceux des laves et ignimbrites des Formations du Cap Rouge et du Trépied avec lesquelles les relations stratigraphiques ne sont pas parfaitement établies (épanchements successifs ou juxtaposés).

Le **Membre du Pain de Sucre** constitue le sommet de la formation. Il s'agit d'ignimbrite hétérogène, à lapillis acides et intermédiaires. Ces roches montrent l'association intime d'un fond rhyolitique (Qz-Pl-Kf-Biot. altérée) pouvant renfermer des phénocristaux automorphes de hornblende verte et des grains opaques, et d'une lave de composition intermédiaire très porphyrique, à plagioclase, hornblende et opaques, plus ou moins intensément fragmentés dans le fond rhyolitique. Selon les échan-

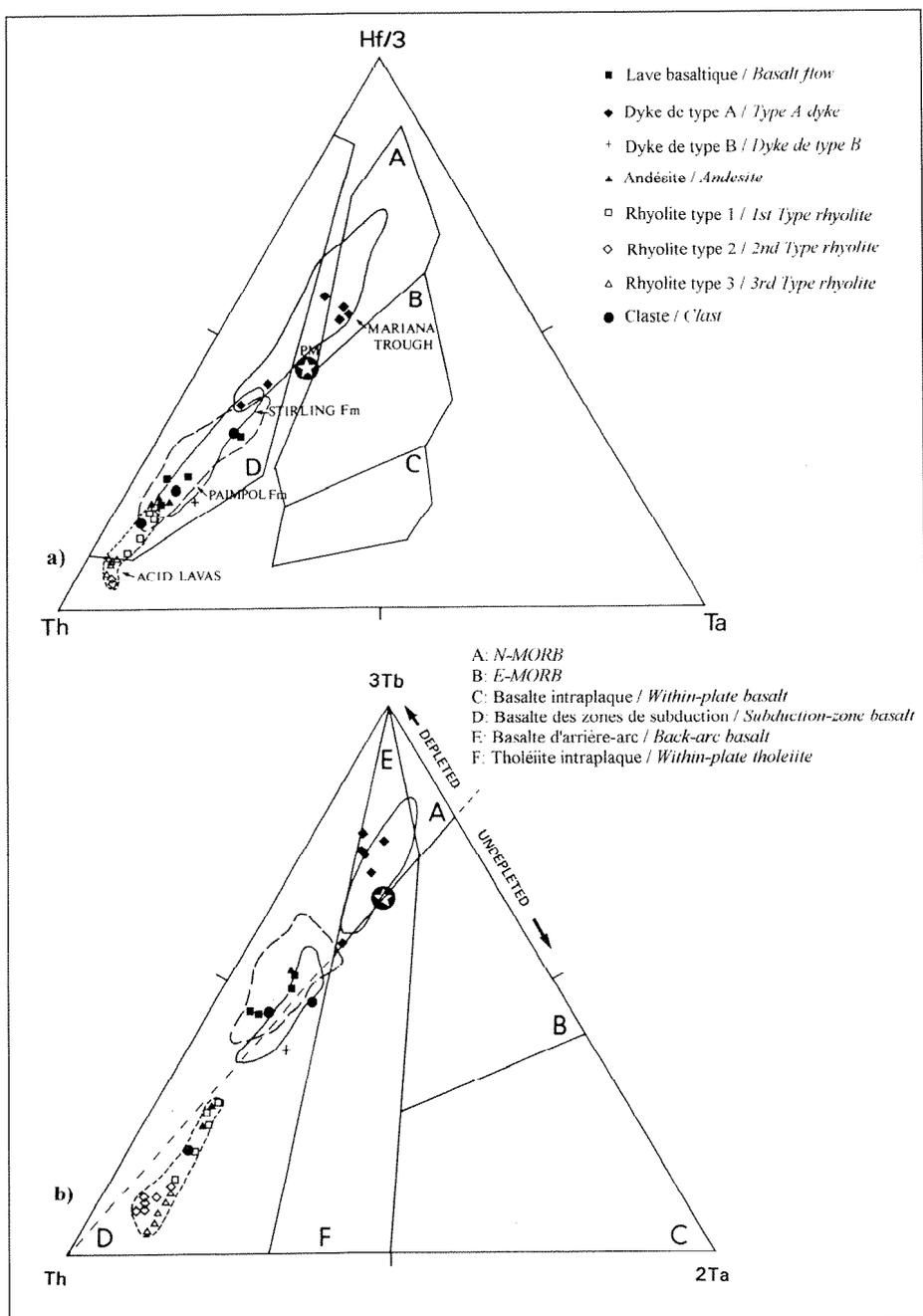


Fig. 16. – Les roches basiques de Saint-Pierre dans les diagrammes géotectoniques. a) Th-Hf-Ta (Wood *et al.*, 1979a ; Wood, 1980), b) Th-Tb-Ta (Cabaniš et Thiéblemont, 1988).

Fig. 16. – The basic rocks of Saint Pierre plotted in geotectonic diagrams. a) Th-Hf-Ta (Wood *et al.*, 1979a ; Wood, 1980), b) Th-Tb-Ta (Cabaniš and Thieblemont, 1988).

tillons, l'altération est plus ou moins poussée et le pourcentage relatif de roche intermédiaire et acide est variable.

Les Formations du Cap Rouge et du Trépied

La Formation du Cap Rouge affleure exclusivement dans la partie nord-est de l'île de Saint-Pierre. Elle est recouverte par la Formation du Trépied, mais sa base n'est pas connue. Elle est formée

par l'empilement de trois unités lithologiques, soit de la base au sommet :

- un ensemble pyroclastique (tuf, brèche) et volcano-sédimentaire (brèche épicyclastique et grès rouge) ;
- une coulée (dôme ?) de rhyolite blanche à débit rognonneux passant latéralement à des ignimbrites rubanées ;
- une coulée de rhyolite rouge rubanée.

La Formation du Trépied repose sur le sommet de la Formation du Cap

Rouge. Elle est essentiellement constituée par l'association de divers faciès pyroclastiques, parfois en ensembles cartographiables :

- tuf soudé à litage centimétrique à pluricentimétrique,
- tuf ponceux,
- ignimbrite à clastes,
- lave vésiculée,
- brèche à éléments anguleux acides et basiques et matrice tuffacée,
- tuf à lapillis.

Pétrographiquement, les Formations du Cap Rouge et du Trépied ont des caractéristiques semblables qui les différencient des pyroclastites de la Formation du Cap aux Basques. Les laves sont généralement porphyriques et sont caractérisées par la présence systématique de quartz, de plagioclase (albite) et de K-feldspath. Les minéraux ferromagnésiens, aussi bien primaires que secondaires, sont très subordonnés, et témoignent du caractère nettement acide et peu mafique de ces roches (rhyolite *sensu stricto*, cf. type 3 en géochimie). Un autre trait particulier est la présence systématique de piémontite soit en gerbes incluses dans le plagioclase, soit en grains visibles à l'œil nu, soit en filonnets.

Caractères géochimiques des roches acides des formations du Cap aux Basques, de la Vigie, du Cap Rouge et du Trépied

L'étude géochimique des volcanites acides de Saint-Pierre permet de les classer en trois types (Thiéblemont, 1993) :

- les volcanites de type 1 qui proviennent de la base de la Formation du Cap aux Basques et se définissent comme des dacites et rhyolites ($67\% < SiO_2 < 78\%$), bien qu'il n'existe pas de cristaux de quartz, même dans les termes les plus acides,
- les volcanites de type 2 (Formation de Cap aux Basques) et de type 3 (Formations du Cap Rouge et du Trépied) qui sont essentiellement des rhyolites avec des teneurs respectives en SiO_2 supérieures à 70 et 72 % ; la présence de K-feldspath est systématique dans le type 3.

Selon la nomenclature de A. Peccerillo et S.R. Taylor (1976) et Le Maître *et al.*, (1989), les laves acides de type 1 se définissent comme "moyennement

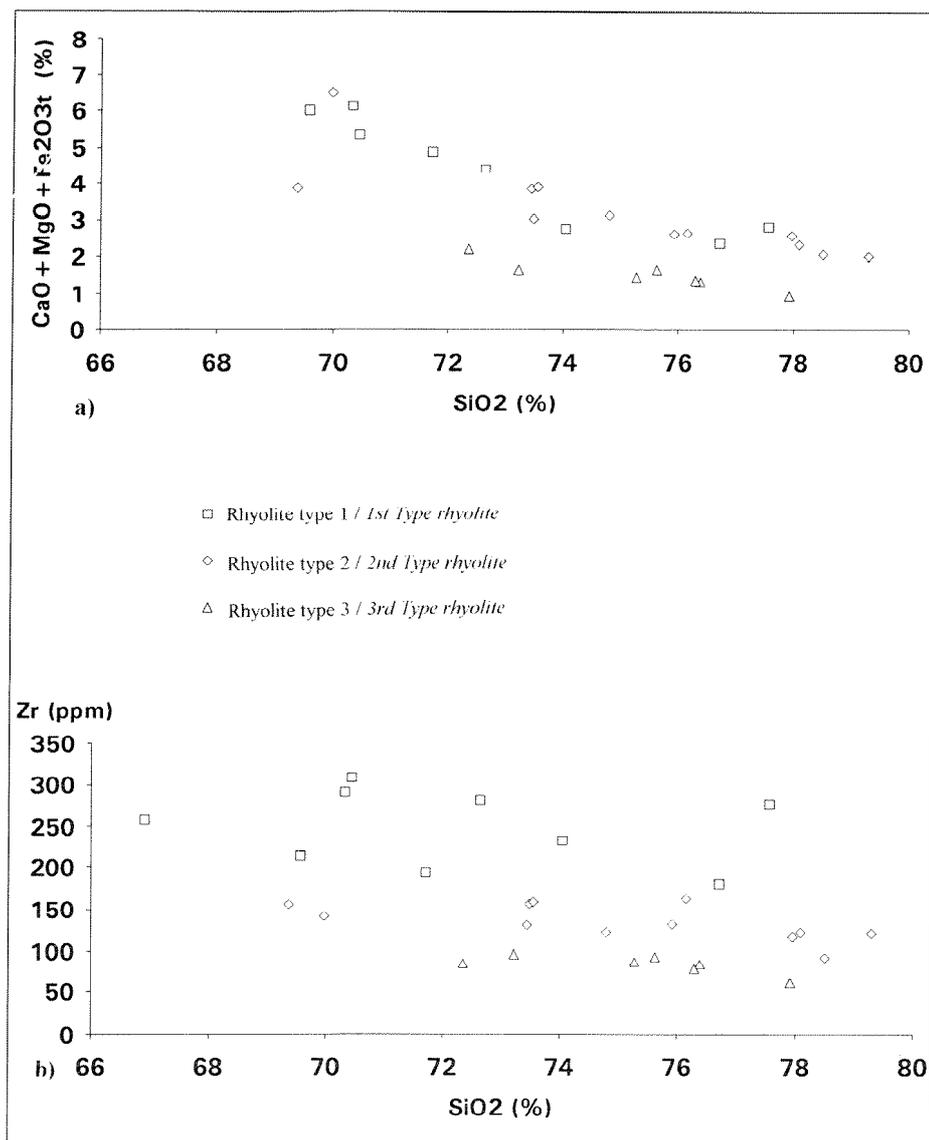


Fig. 17. – Les roches acides du Groupe de Saint-Pierre dans les diagrammes. a) CaO+MgO+Fe₂O_{3t} - SiO₂, b) Zr - SiO₂.

Fig. 17. – The acid rocks of the St. Pierre Group.

a) CaO+MgO+Fe₂O_{3t} vs. SiO₂ diagram, b) Zr vs. SiO₂ diagram.

potassiques”, celles de types 2 et 3, comme “moyennement à fortement potassiques” avec les réserves qu’impose la forte mobilité du potassium. Le diagramme SiO₂ vs. CaO + MgO + Fe₂O_{3t} (fig. 17a) permet une bonne discrimination entre les types 1 et 2 et le type 3, alors que le diagramme SiO₂ vs. Zr (fig. 17b) sépare parfaitement les trois types de roches, puisqu’à SiO₂ donné, la teneur en Zr décroît du type 1 vers le type 3.

Les trois types de roches acides sont aussi bien discriminées par les teneurs en terres rares (Th vs. Ta ; La vs. Ta - fig. 18a, b). Dans les roches de type 1, le

rapport Nb/Ta tend vers une valeur chondritique (valeur moyenne pour les roches d’origine mantellique). Dans les roches de type 2 et 3, ce rapport est comparable à celui des leucogranites aluminés d’origine crustale (valeurs moyennes pour la croûte continentale supérieure ou les grauwackes). Les spectres de normalisation au Manteau primordial (fig. 19) résument l’ensemble des différences entre les trois types. Le type 1 (fig. 19a) est caractérisé par un spectre extrêmement fractionné des éléments fortement incompatibles vers les éléments faiblement incompatibles, et par une forte anomalie négative en Nb-Ta. Le type 2 (fig. 19b) est plus fraction-

né mais l’anomalie négative en Nb-Ta est comparable. Le type 3 (fig. 19c) est caractérisé essentiellement par une forte anomalie négative en Ba, compatible avec un fractionnement de feldspath alcalin, et par une faible anomalie négative en Ta par rapport à La.

Malgré ces différences, la plupart des points représentatifs des échantillons de roches acides sont localisés dans le champ du magmatisme des zones de subduction dans le diagramme Zr vs. (Nb/Zr)_N (Thiéblemont et Tegye, 1994) (fig. 20). En accord avec leur faible rapport Nb/Ta, les rhyolites de type 3 sont situées à proximité du champ des leucogranites crustaux liés aux zones de collision continent-continent.

Les roches de composition intermédiaire représentent un très faible volume dans le volcanisme de Saint-Pierre. Leur composition est celle d’andésite basaltique à acide (58 % < SiO₂ < 63 %), tholéiitique à calco-alcaline (fig. 14a). Elles sont pauvres en TiO₂ (< 1,2 %) et leurs spectres de normalisation au Manteau primordial présentent une forte anomalie en Ta caractéristique des laves liées aux zones de subduction. Dans les diagrammes Th-Hf-Ta (fig. 15a) et Th-Tb-Ta (fig. 15b), elles se placent clairement dans le champ du magmatisme des zones de convergence de plaques. Ces diagrammes montrent par ailleurs que ces laves intermédiaires se distinguent des basaltes de la Formation de la Pointe du Diamant par des rapports Hf/Ta et Tb/Ta plus faibles.

L’étude géochimique de clastes provenant du Membre de Galantry montre qu’ils sont soit acides soit basiques mais rarement de composition intermédiaire. Les fragments basiques se placent dans le champ des tholéiites du diagramme SiO₂ vs. FeO/MgO (fig. 14a). Les teneurs en TiO₂ sont modérées (< 1,6 %), ce qui les apparente aux basaltes de la Formation de la Pointe du Diamant. Les spectres de terres rares confirment ces comparaisons.

Mise en place du volcanisme de Saint-Pierre

Les caractéristiques géochimiques des volcanites acides et basiques de Saint-Pierre permettent de conclure à une mise en place en contexte de sub-

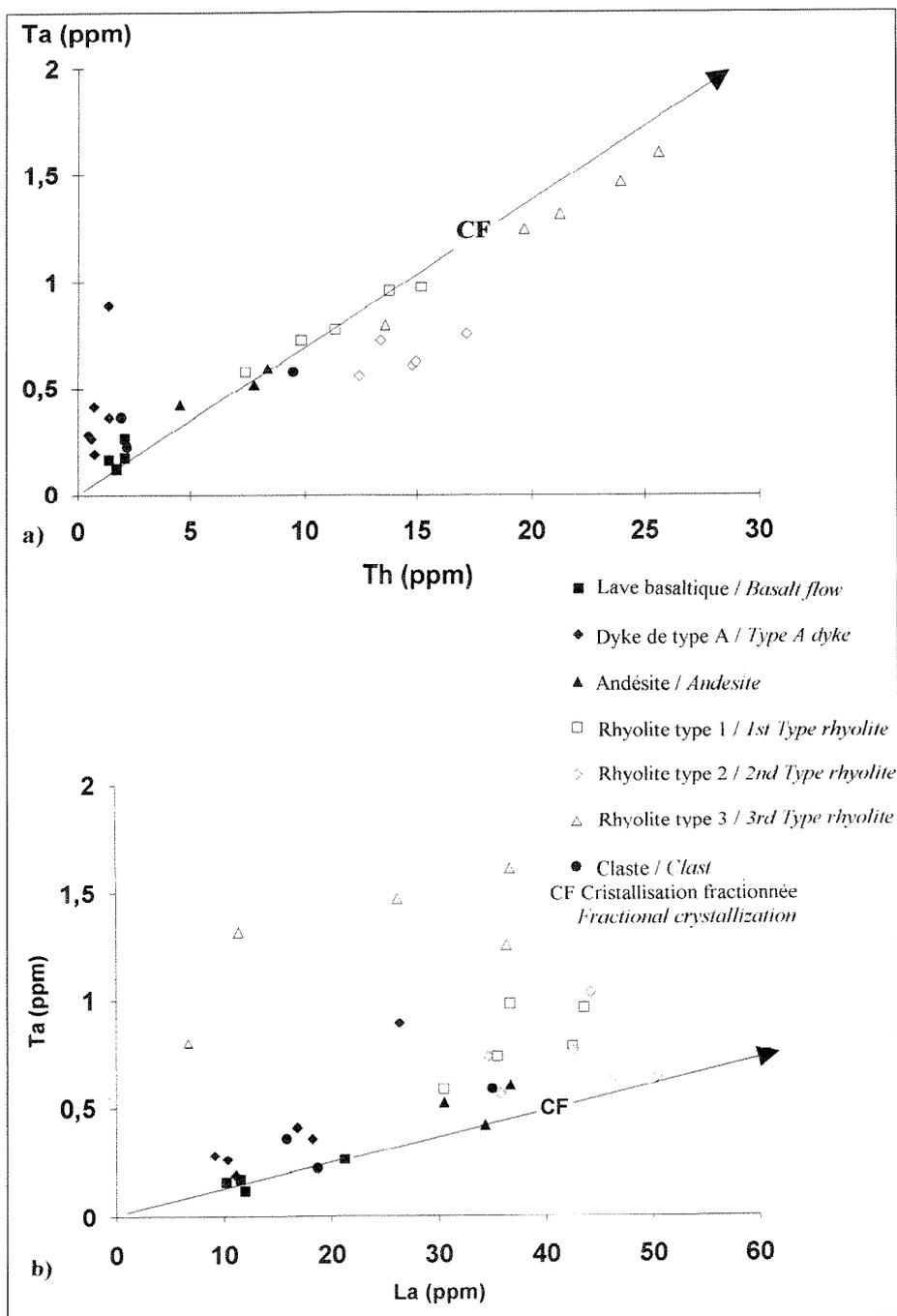


Fig. 18. – Les roches volcaniques du Groupe de Saint-Pierre dans les diagrammes a) Ta - Th, b) Ta - La.

Fig. 18. – The volcanic rocks of the St. Pierre Group a) Ta vs. Th diagram, b) Ta vs. La diagram.

duction. L'analogie entre les dolérites et les basaltes associés à des bassins arrière-arcs actuels est cohérente avec la disposition de ce magmatisme sous la forme d'intrusions de faible profondeur recoupant une série d'arc. Cependant, le second type de dolérites noté sur Saint-Pierre doit être différencié de ce groupe, car des filons semblables ont été reconnus dans les formations paléozoïques de

Langlade et, géochimiquement, ces roches ont des caractères de tholéiites continentales.

Groupe de Fortune, Groupe de Langlade, Groupe de Belle-Rivière

Les séries sédimentaires allant du Protérozoïque supérieur au Cambrien

moyen affleurent exclusivement sur l'île de Langlade (fig. 21). Les meilleures coupes se situent sur la côte sud-ouest entre Pointe Plate et le Cap Coupé et sur la côte nord-est entre les Grandes Pointes et l'Anse du Gouvernement. Du Cap Coupé aux Grandes Pointes, la côte est sub-parallèle aux structures et est donc d'un intérêt plus limité. Ces coupes le long des côtes sont difficiles d'accès; elles sont complétées à l'intérieur des terres par la coupe de Belle Rivière, bien que celle-ci ne concerne que très partiellement la formation basale. Des informations complémentaires ont été obtenues dans différents ruisseaux qui entament profondément la série comme le ruisseau de Dolisie, les ruisseaux des Maquines, le ruisseau Clotaire et le ruisseau de la Cascade. Les crêtes armées par les quartzites comme les Graves ou la Tête de Cuquemel (fig. 24) sont aussi des zones d'observation privilégiées dans cette région où les tourbières et la forêt naine sont très développées. Les terrains du Paléozoïque supérieur probable n'affleurent que sur la côte sud-ouest et dans la partie nord-est de l'île (arrêt 4.6).

La déformation dans la série du Protérozoïque terminal-Cambrien moyen est modérée; elle se traduit par une structuration en plis hectométriques (fig. 22) associés à une schistosité de fracture dense, seulement exprimée dans les niveaux de siltite et argilite. Des chevauchements à vergence sud et de faible ampleur affecte la série (arrêt 4.1, trajet entre 4.2 et 4.3). Les dykes doléritiques tardifs qui recoupe la série oblitérent totalement cette schistosité. Dans la série dévono-carbonifère (?) probable, la déformation est essentiellement cassante bien que ponctuellement, une schistosité soit présente dans les terrains les plus argileux.

Le Groupe de Fortune (fig. 23)

Dans l'archipel, la partie inférieure du Groupe de Fortune n'a pas été reconnue à l'affleurement et le groupe débute avec le membre 3 de la Formation de Chapel Island.

La Formation de Chapel Island se compose de siltstone verdâtre argileux stratifié à bancs de grès et lentilles carbonatées. Trois membres ont été reconnus :

– *membre 3* : siltstone gris-vert en bancs massifs, métriques à pluri-métriques, mais présentant souvent un litage millimétrique interne. Ce membre est caractérisé par le développement de nodules carbonatés décimétriques d'origine diagénétique.

– *membre 4* : il débute par quelques bancs discontinus de calcaire rosé noduleux. Ces horizons carbonatés sont emballés dans des siltstones rouges et gris vert qui, progressivement, constituent le faciès commun de ce membre; cependant, des lits carbonatés subsistent à plusieurs niveaux. Dans la branche nord du ruisseau qui remonte de la Pointe de l'Anse à la Gazelle vers le Palmier, les niveaux de base ont fourni une association caractéristique (Rabu *et al.*, 1993b) de la partie inférieure de la Zone à *Aldanella attleborensis* (Zone à *Watsonella crosbyi*, *sensu* Landing, 1989) :

Aldanella attleborensis (Shaler et Foerste, 1888), *Aldanella* sp., *Watsonella crosbyi* Grabau 1900, "*Ladatheca*" *cylindrica* (Grabau, 1900) et Hyolithoïdés indéterminés (*Circotheca* ?). Un seul spécimen a été attribué à *Aldanella attleborensis*.

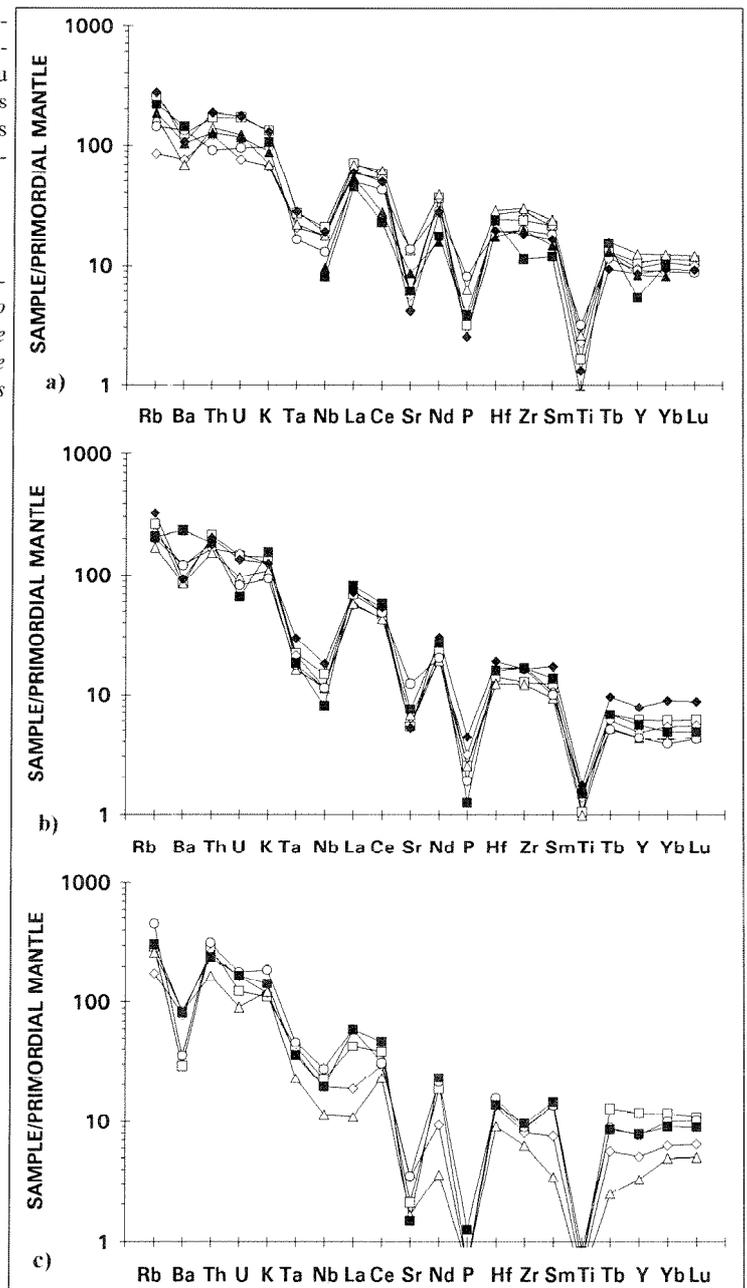
Cette faune permet d'attribuer un âge tommotien au membre 4.

– *membre 5* : il débute par des siltstones verts rubanés à litage régulier (5-10 cm), à pistes parfois très abondantes. L'arrivée de détritiques fins détermine l'apparition de bancs grès-argileux verdâtres et rougeâtres métriques, massifs, et riches en micas flottés dans lesquels les stratifications obliques sont rares. Les premiers éléments détritiques grossiers apparaissent à une quinzaine de mètres du toit du membre sous la forme de lentilles micro-conglomératiques décimétriques, à grains (3 à 5 mm) triés et roulés de quartz et volcanite.

Les sédiments détritiques de la Formation de Chapel Island sont riches en feldspath et en fragments lithiques qui traduisent l'héritage de zones sources comportant des roches plutoniques et/ou métamorphiques, ainsi que des formations volcaniques variées. L'épidote, fréquente à la base de la formation, tend à disparaître vers le haut, tandis que la glauconie se développe dans les niveaux sommitaux. La composition minéralogique des sédiments à grain fin (argilite et siltite) est très constante : quartz +

Fig. 19. – Diagramme de normalisation au Manteau primordial des roches volcaniques acides de Saint-Pierre.
a) type 1. b) type 2. c) type 3.

Fig. 19. – Normalization diagram to Primary Mantle composition of the acid volcanic rocks of Saint-Pierre.
a) type 1. b) type 2. c) type 3.



GRUPE DE SAINT-PIERRE, ROCHES ACIDES

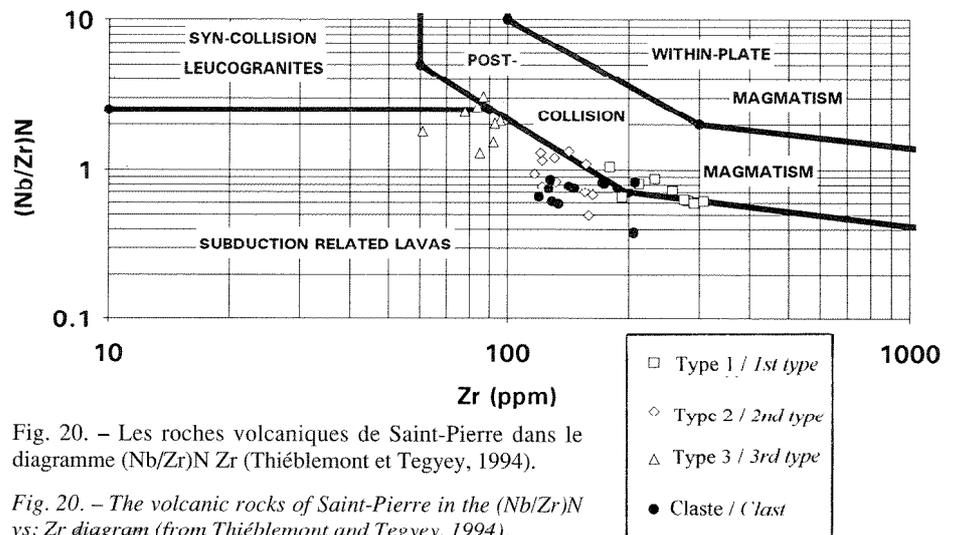
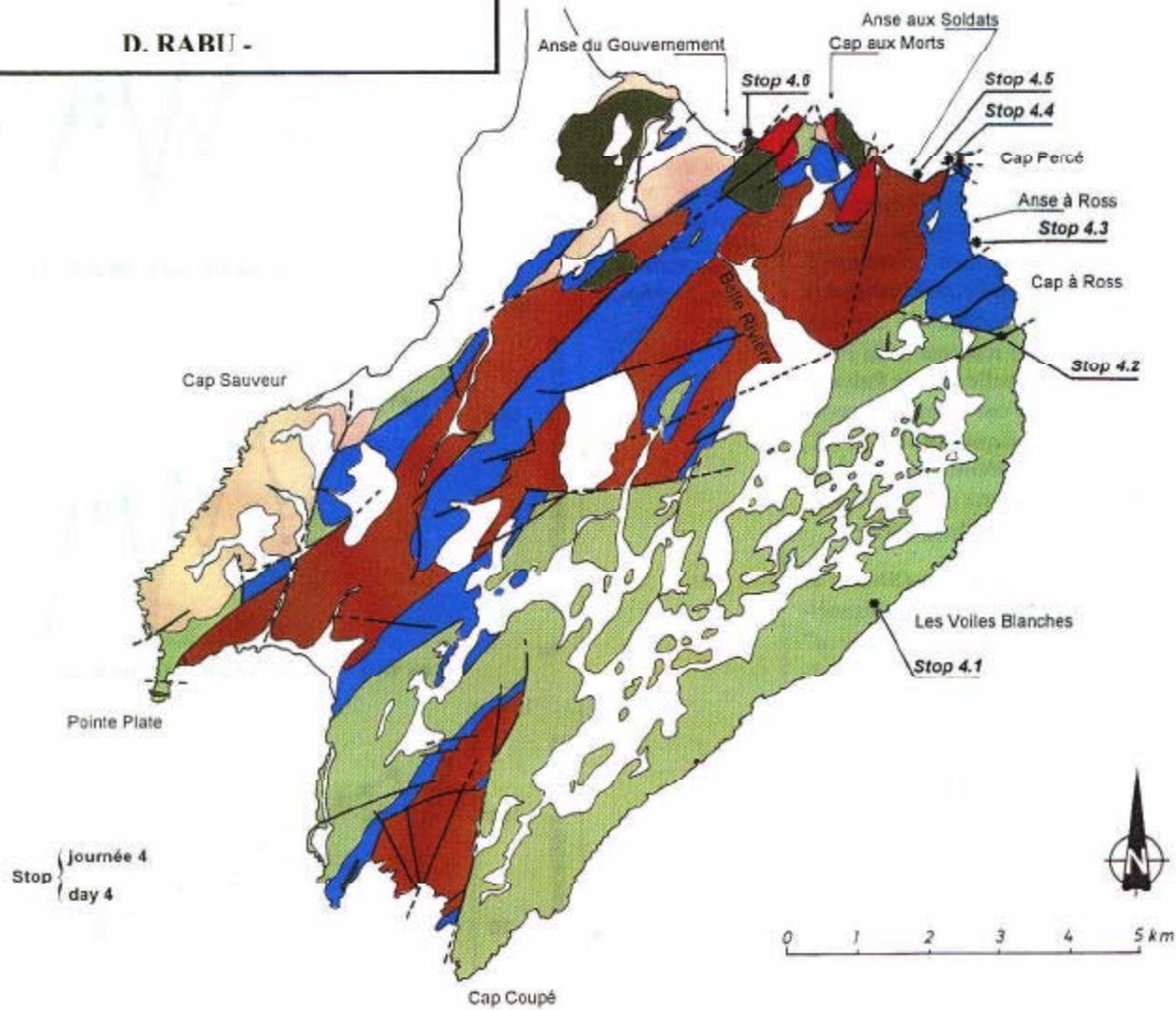


Fig. 20. – Les roches volcaniques de Saint-Pierre dans le diagramme (Nb/Zr)N Zr (Thiéblemont et Tegye, 1994).

Fig. 20. – The volcanic rocks of Saint-Pierre in the (Nb/Zr)N vs. Zr diagram (from Thiéblemont and Tegye, 1994).

CARTE GEOLOGIQUE DE LANGLADE
GEOLOGICAL MAP OF LANGLADE
D. RABU -



- Formations superficielles
 Alluvions, sable littoral, tourbe et moraine
- Groupe de la Belle-Rivière:**
- Formation du Cap Sauvieur
 Conglomérat, grès volcanoclastique, argilite
- Formation du Cap aux Morts
 Basalte vésiculaire
- Formation de l'Anse du Gouvernement
 Ignimbrite fluidale, brèche rhyolitique
- Groupe de Langlade:**
- Formations de Manuels River, Chamberlain's Brook et Brigus
 Siltite argilite noire et grise, argilite rouge, calcaire nodulaire rouge
- Groupe de Fortune:**
- Formation de Random
 Quartzite blanc, quartzite brun
- Formation de Chapel Island
 Siltite et grès argileux rouge et brun, siltite argileuse rubanée bioturbée, siltite rouge, calcaire rosé nodulaire, siltite argilite à nodules carbonatés diagenétiques

- Surficial Deposits
 Alluvium, coastal sand, peat and till
- Belle-Rivière Group**
- Cap Sauvieur Formation
 Conglomerate, volcanoclastic sandstone, argillaceous siltstone
- Cap aux Morts Formation
 Vesicular basalt
- Anse du Gouvernement Formation
 Ignimbrite, rhyolite breccia
- Langlade Group**
- Manuels River, Chamberlain's Brook, and Brigus Fms.
 Black, grey argillaceous siltstone; red argillaceous siltstone; red, nodular limestone
- Fortune Group**
- Random Formation
 White quartzite; brown quartzite
- Chapel Island Formation
 Siltstone and argillaceous, red and brown sandstone, bioturbated red siltstone; nodular, pink limestone; argillaceous siltstone with diagenetic nodules

Fig. 21. – Carte géologique de Langlade.

Fig. 21. – Geological map of Langlade.

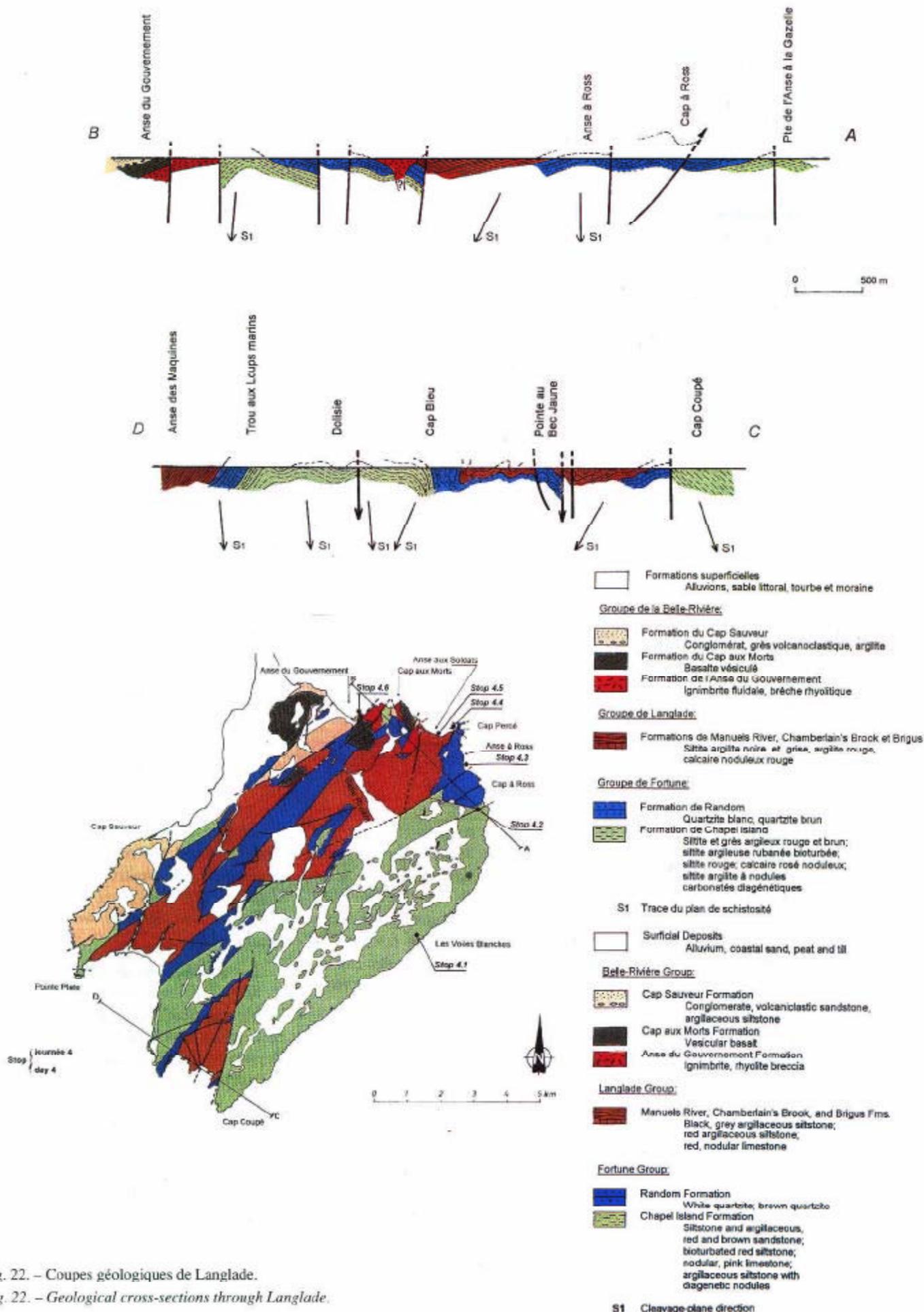


Fig. 22. – Coupes géologiques de Langlade.

Fig. 22. – Geological cross-sections through Langlade.

feldspath + chlorite + illite. La calcite et la dolomie sont localement présentes. Cette composition se traduit au niveau de la composition chimique par des teneurs relativement élevées en K_2O (2 à 3,40 %) et en Na_2O (1,70 à 2,70 %) et par des teneurs en CaO très variables (0,50 à 12 %).

La Formation de Random (environ 130 m) repose en conformité sur le membre 5 de la Formation de Chapel Island. Composée de quartzites régulièrement stratifiés, cette formation se partage en deux membres :

– le membre inférieur est formé de quartzite et grès feldspatique en bancs réguliers de 30 à 50 cm de puissance, rougeâtres à la base, gris beige au sommet. Les lentilles micro-conglomératiques sont limitées à la base de la séquence et forment des niveaux discontinus et répétitifs. Les figures sédimentaires (rides de courant, litages obliques) sont très abondantes ; les sets obliques, très visibles à l’affleurement, sont soulignés par des concentrations de minéraux lourds ;

– le membre supérieur se compose de quartzite blanc dans lequel les sets obliques millimétriques sont soulignés par des films de minéraux lourds.

La glauconie, apparue au sommet de la Formation de Chapel Island, est encore fréquente dans la partie basale de la Formation de Random. L’héritage volcanique est aussi très présent, mais les fragments à texture microlitique ont tendance à disparaître alors que persistent des éléments d’origine plutonique et métamorphique.

Le Groupe de Langlade (fig. 23)

La Formation de Brigus (environ 15 m) n’a été reconnue avec certitude qu’aux alentours du Cap Percé. Il semble qu’elle soit stratigraphiquement manquante sur la quasi-totalité de l’île reflétant ainsi la large discontinuité érosive qui souligne, en Avalon, la base du Groupe d’Adeyton (O’Brien *et al.*, 1990). Sur l’îlot de la Pointe du Cap Percé, la Formation de Brigus (15 m environ) se compose de schistes gris ardoisiers à bioclastes, surmontés par des schistes rougeâtres à nodules centimétriques carbonatés ocre à nombreux débris organiques. Le toit de la forma-

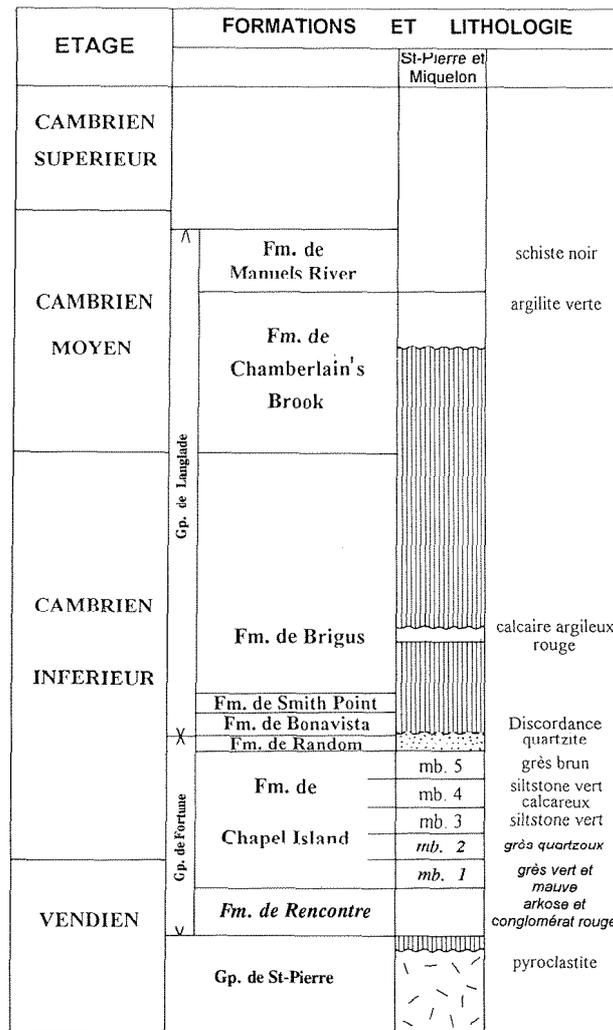


Fig. 23. – Lithologie du Cambrien de Langlade.

italique / italics: non visible sur Langlade / not exposed on Langlade
hachures verticales / vertical hatching: n'existe pas sur Langlade / not existing on Langlade

Fig. 23. – Cambrian lithology of Langlade.

tion est composé de grès argileux gris vert en bancs de 30 à 50 cm incluant plusieurs horizons centimétriques de tuf vert pâle. Ces tufs, de composition basique ($Si_2O = 49\%$), sont assez fortement potassiques ($K_2O = 6.98\%$) et l’analyse par diffractométrie des rayons X montre un développement important de minéraux d’altération.

La Formation de Chamberlain's Brook (environ 30 m) a une répartition plus homogène sur l’ensemble de l’archipel. Elle est formée d’argilite rouge, de grès calcaireux ocre et de calcaire jaune en petits bancs décimétriques riches en fragments de trilobites. La limite avec la Formation de Brigus est soulignée par un encroûtement décimétrique riche en manganèse.

Si les argilites et siltites ont globalement la même composition minéralo-

gique que celles de la Formation de Chapel Island, on note cependant une diminution significative des teneurs en Na_2O (0,30 à 1,16 %) et des teneurs en CaO qui sont, le plus souvent, inférieures à 1 %.

La Formation de Manuels River (> 80 m) affleure remarquablement à l’Anse aux Soldats, sur le site où Aubert de la Rüe a décrit, en 1935, *Paradoxides davidis* Salter, mais aussi à l’intérieur des terres où plusieurs bonnes coupes (vallée de la Belle Rivière par exemple) peuvent être étudiées. Le contact avec la Formation de Chamberlain's Brook est souligné par un mince horizon décimétrique de bentonite présent dans toute la Péninsule d’Avalon (O’Brien *et al.*, 1990). La formation se compose de schistes noirs plus ou moins fissiles, riches en nodules grès-carbonatés de grandes dimensions (jusqu’à 30 cm de

diamètre), souvent pétris de trilobites et ayant réagi aux contraintes de la déformation en développant des structures *cone-in-cone* (Bonte, 1946). Les plans de stratification sont toujours bien soulignés par un fin litage et par des petits bancs gréseux. La composition minéralogique des argilites et siltites n'est pas significativement différente de celle des autres formations cambriennes. La teneur en Na₂O est sensiblement la même que dans la Formation de Chamberlain's Brook, mais le calcium est ici pratiquement absent.

Les sédiments cambriens de Saint-Pierre et Miquelon ne montrent aucune différence significative avec ceux de la péninsule de Burin (Terre-Neuve) tant sur le plan de leur composition que sur celui de leur évolution verticale.

Le Groupe de Belle-Rivière

Reposant en discordance sur différentes formations des groupes de Langlade et de Fortune, le Groupe de Belle-Rivière n'affleure que sur les côtes ouest et nord-est de l'île de Langlade. Cependant, aucune donnée concernant l'âge de ce groupe n'est disponible. L'attribution au Paléozoïque supérieur ne repose que sur la disposition cartographique de ce groupe et une convergence de faciès avec des terrains présents à Terre-Neuve et attribués au Dévonocarbonifère (Formation de Terrenceville).

Le Groupe de Belle-Rivière se compose de trois formations superposées, soit de bas en haut :

- la Formation de l'Anse du Gouvernement,
- la Formation du Cap aux Morts,
- la Formation de Cap Sauveur.

La Formation de l'Anse du Gouvernement se compose principalement d'ignimbrite fluidale à figures d'écoulement, et plus rarement de brèche, qui affleurent par points depuis le nord de l'Anse aux Soldats jusqu'aux abords de l'Anse du Gouvernement et sur les hauteurs qui la dominent (Tête Pelée).

La Formation du Cap aux Morts recouvre la Formation de l'Anse du Gouvernement. C'est un ensemble de basalte violacé à vert, vésiculé, grossièrement stratifié. Bien que ce ne soit pas la règle, des niveaux à petits pillows peuvent exister.

La Formation de Cap Sauveur repose en contact stratigraphique sur les basaltes de la Formation du Cap aux Morts. Elle débute par des termes conglomératiques peu puissants alimentés par l'érosion des niveaux immédiatement sous-jacents. La majeure partie de la formation est composée de grès et siltite argilite rouge à nombreuses figures sédimentaires. Le tri granulométrique s'améliore progressivement vers le haut tandis que la teinte rouge s'atténue et que se développent des passées stratiformes de couleur verte. Les figures sédimentaires deviennent alors fréquentes et paraissent indiquer l'installation d'un environnement marin côtier.

Dans la partie basale grossière, les éléments d'origine volcanique constituent la totalité de la phase particulière. La plupart de ces fragments montrent des traces d'une forte altération antérieure au dépôt (kaolinisation, silicification, enrichissement en Ti et Fe,...) témoignant ainsi de la présence de zones continentales émergées à proximité de l'aire de dépôt. Lors de cette première phase de remplissage, le bassin semble donc être alimenté exclusivement par des zones émergées sur ses bordures immédiates. Vers le haut, les éléments d'origine volcanique sont accompagnés peu à peu par des fragments d'origine nettement plus diversifiée : plutonique, métamorphique, sédimentaire.

La Formation du Cap Sauveur se présente donc comme une mégaséquence qui s'installe en milieu continental, directement sur les coulées volcaniques, et dont la mise en place se poursuit lors d'une mise en eau progressive du bassin. L'installation progressive du milieu marin avec augmentation de la tranche d'eau se traduit ici par :

- une amélioration progressive du tri particulière,
- le développement de niveaux verts correspondant à des épisodes plus réducteurs,
- l'extension des zones d'apport qui, après avoir intéressé uniquement les coulées volcaniques situées sur les bords du bassin, englobent progressivement les autres formations sous-jacentes, plus éloignées.

Références bibliographiques

- ANDERSON M.M., CONWAY MORRIS S. (1992). – A review, with descriptions of old four unusual forms of the soft-bodied fauna of the Conception and St. John's groups, Avalon Peninsula, Newfoundland. *Proc. Third N. Am. Paleont. Conv.*
- AUBERT DE LA RÛE E. (1932). – Premiers résultats d'une mission géologique aux îles Saint-Pierre et Miquelon. *Rev. Géog. phys. Géol. dynam. Fr.*, 5, n° 4, 417-456.
- AUBERT DE LA RÛE E. (1933). – Esquisse géologique des îles Saint-Pierre et Miquelon. *Bull. Mus. Nat.*, (2), 5, pp. 93-96.
- AUBERT DE LA RÛE E. (1935). – Sur la présence de l'Acadien à Langlade (îles de Saint-Pierre et Miquelon). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 2, pp. 13-15.
- AUBERT DE LA RÛE E. (1950). – Les formations métamorphiques du Nord de Miquelon (territoire de Saint-Pierre et Miquelon). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 20, pp. 85-90.
- AUBERT DE LA RÛE E. (1951). – Recherches Géologiques et Minières aux îles Saint-Pierre et Miquelon. *Cahiers de l'Orstom*, 75 p.
- AUVRAY B. (1979). – Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse de doctorat d'Etat, Rennes.
- BACHELOT DE LA PYLAIE (1825). – Notice sur l'île de Terre-Neuve et quelques îles voisines. *Mém. Soc. Linn. Paris*, 4, pp. 417-547.
- BARKER F. (1979). – Trondhjemitite : definition, environment and hypothesis of origin. In : Trondhjemitites, dacites and related rocks. Barker ed., *Developments in petrology*, Amsterdam, 6, pp. 1-11.
- BARR S.M., DUNNING G.R., RAESIDE R.P., JAMIESON R.A. (1990). – Contrasting U-Pb ages from plutons in the Bras d'Or and Mira terranes of Capes Breton Island, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, 27, pp. 1200-1208.

- BENGSTON S., FLETCHER T.P. (1983). – The oldest sequence of skeletal fossils in the Lower Cambrian of southeastern Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, pp. 525-536.
- BOND G.C., NICKERSON P.A., KOMINZ M.A. (1984). – Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma; new evidence and implications for continental histories. *Earth Plan. Sci. Letters*, **70**, pp. 325-345.
- BONTE A. (1946). – Sur les nodules à structures cone-in-cone de l'Acadien de Langlade. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 8 avril 1946, pp. 130-131.
- BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M. (1980). – The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle: evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A297, pp. 203-213.
- BOUGAULT H., MAURY R.C., EL AZZOUZI M., JORON J.L., COTTEN J., TREUIL M. (1981). – Tholeiites, basaltic andesites and andesites from Leg 60 sites : geochemistry, mineralogy and low partition coefficient elements, in: Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, D.M. HUSSONG and S. UYEDA eds., 60, p. 657-677, US Government Printing Office, Washington.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1978). – Etude géochimique du volcanisme briovérien du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques, *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (II), **303**, pp. 51-56.
- CABANIS B., THIEBLEMONT D. (1988). – La discrimination des tholéites continentales et des basaltes arrière-arc : proposition d'un nouveau diagramme discriminant, le triangle Th-3*Tb-2*Ta, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **4**, 6, pp. 927-935.
- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P., (1992). – Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica. *Chem. Geol.*, **101**, pp. 131-141.
- COLMAN-SADD S.P., HAYES J.P., KNIGHT I. (1990). – Geology of the island of Newfoundland, 1:1,000,000-scale map, n° 90-01. Government of Newfoundland and Labrador, Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch.
- COLMAN-SADD S.P. (1992). – Geologic history of the Gander zone and the Exploits subzone in Newfoundland during the Early Paleozoic: a review. The Tuzo Wilson Cycle GAC meeting, St. John's, p. 15.
- DALE N.D. (1927). – Pre-Cambrian and Paleozoic Geology of Fortune Bay, Newfoundland. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **38**, pp. 411-430.
- DALLMEYER R.D., BLACKWOOD R.F., ODOM A.L. (1981a). – Age and origin of the Dover Fault: tectonic boundary between the Gander and Avalon Zones of the northeastern Newfoundland Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, **18**, pp. 1431-1442.
- DALLMEYER R.D., ODOM A.L., O'DRISCOLL C.F., HUSSEY E.M. (1981b). – Geochronology of the Swift Current Granite and host volcanic rocks of the Love Cove Group, southwestern Avalon Zone, Newfoundland: Evidence for a late Proterozoic volcanic-subvolcanic association. *Can. J. Earth Sci.*, **18**, pp. 699-707.
- DALLMEYER R.D., HUSSEY E.M., O'BRIEN S.J., O'DRISCOLL C.F. (1983). – Chronology of tectono-thermal activity in the western Avalon Zone of the Newfoundland Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, **20**, pp. 355-363.
- DENOUILLE (de) (1677). – Lettre de Québec, datée du 9 octobre 1677, au Ministre Louvois. Paris, Ministère de la Marine, Archives coloniales, (C), II, **9**, pp. 96-97.
- DOSTAL J., KEPPIE J.D., MURPHY J.B. (1990). – Geochemistry of Late Proterozoic basaltic rocks from southeastern Cape Breton island, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, **27**, pp. 619-631.
- DUNNING G.R., O'BRIEN S.J. (1989). – Late Proterozoic-early Paleozoic crust in the Hermitage flexure, Newfoundland Appalachians: U/Pb ages and tectonic significance. *Geology*, **17**, pp. 548-551.
- FLETCHER T.P. (1972). – Geology and Lower to Middle Cambrian trilobite faunas of the southwest Avalon, Newfoundland. Ph. D. thesis, Univ. Cambridge, England, 530 p.
- GAUTIER A. (1866). – Quelques mots sur l'histoire naturelle et la météorologie des îles Saint-Pierre et Miquelon (1866-1867). Thèse, Montpellier, Feuille officielle des îles Saint-Pierre et Miquelon (1866-1867).
- GILL J.B. (1981). – Orogenic andesites and plates tectonic. Springer Verlag, Berlin, 390 p.
- GRABAU (1900). – Palaeontology of the Cambrian terranes of the Boston Basin. Occas. Pap. Boston Soc. Nat. Hist., pp. 601-694.
- HODYCH J.P., HAYATSU A. (1980). – K-Ar isochron age and palaeomagnetism of diabase along the trans-avalon aeromagnetic lineament - evidence of late Triassic rifting in Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, **17**, pp. 491-499.
- HOWLEY P.J. (1928). – Geological map of Newfoundland. Geol. Surv. Newfoundland.
- HUTCHINSON R.D. (1962). – Cambrian stratigraphy and trilobites faunas of southeastern Newfoundland. *Geol. Surv. Can. Bull.*, **88**, 156 p.
- JANSA L.F. (1991). – Socle pré-mésozoïque et roches ignées du mésozoïque, in east Coast Basin Atlas series, Scotian Shelf, Ross D.I. et Lewis C.F.M., eds., *Geol. Surv. Canada*, p. 25.
- JENNESS S.E. (1963). – Terra Nova and Bonavista map areas, Newfoundland. *Geol. Surv. Can. Mem.*, **327**, 184 p.
- JORON J.L., TREUIL M. (1977). – Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **19**, (6), pp. 1197-1205.
- KARCHE J.P. (1973). – Le Massif volcanique d'Ambre et les régions voisines du Nord de Madagascar. Etude volcanique et pétrologique. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, (3), Géologie, n° 19, part. 1.
- KEPPIE J.D. (1985). – The Appalachian Collage. In: The Caledonide Orogen: Scandinavia and related areas, D.G. Gee et B.A. Sturt Eds., pp. 1217-1226.
- KEPPIE J.D. (1989). – Northern Appalachian terranes and their accretionary history. *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, **230**, pp. 159-191.
- KEPPIE J.D., DOSTAL J., MURPHY J.B. (1979). – Petrology of the late Precambrian Fourchu Group in the Louisbourg area, Cape Breton Island, Nova Scotia Department of Mines and Energy, paper 79-1.
- KEPPIE J.D., DALLMEYER R.D., MURPHY J.B. (1990). – Tectonic implications of 40Ar/39Ar hornblende ages from late Proterozoic-Cambrian plutons in the Avalon Composite Terrane, Nova Scotia. *Canada. Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, pp. 516-528.
- KEPPIE J.D., NANCE R.D., MURPHY J.B., DOSTAL J. (1991). – Northern Appalachians. In Tectonothermal evolution of the West African orogens and Circum-Atlantic correlatives, R.D. Dallmeyer et J.P. Lecorche eds., Springer Verlag, Heidelberg, pp. 315-333.
- KOBER B. (1987). – Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for 207Pb/206Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contrib. Min. Petrol.*, **96**, pp. 63-71.
- KROGH T.E., STRONG D.F., O'BRIEN S.J., PAPEZIK V.S. (1987). – Precise U-Pb zircon dates from the Avalon Terrane in Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, **25**, pp. 442-453.
- LANDING E. (1988). – Trace fossils, small shelly fossils and the Precambrian-Cambrian boundary: a pre-meeting viewpoint. E. Landing, G.M. Narbonne et P. Myrow eds., *New York State Mus. Bull.*, **463**, pp. 1-3.

- LANDING E. (1989). – Palaeoecology and distribution of the Early Cambrian Rostroconch *Watsonella crosbyi* Grabau. *J. Paleontol.*, pp. 566-573.
- LANDING E. (1992). – Lower Cambrian of Southeastern Newfoundland - Epeirogeny and Lazarus Faunas, Lithofacies-Biofacies Linkages, and the Myth of a Global Chronostratigraphy. *In: Origin and Early evolution of the Metazoa*, Lipp *et al.*, eds., Plenum Press, New-York, p. 283-309.
- LAUNAY L. (DE) (1894). – Les richesses minérales de Terre-Neuve. *Ann. Mines.*
- LEBLANC M. (1981). – The late Proterozoic Ophiolites at Bou Azzer, Morocco: evidence for Pan-African plate tectonics. *Precambrian Plate tectonics*, Kröner ed., Elsevier Amsterdam, pp. 435-441.
- LE MAITRE *et coll.* (1989). – A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- LEPVRIER C. (1990). – Etude tectonique de Saint-Pierre et Miquelon. Univ. Pierre et Marie Curie, 19 p., inédit.
- McLEAN, B.C., WADE, J.A. (1992). – Petroleum geology of the continental margin south of the islands of St. Pierre and Miquelon, offshore Eastern Canada. *Bull. Canadian Petroleum Geology*, **40**, n° 3, pp. 222-253.
- MURPHY J.B., BARR S.M., CURRIE K.L., KEPPIE J.D., NANCE R.D., WHITE C.E. (1992a). – The Avalon Terrane in Maritime Canada; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Wolfville '92; Field trip C-12, 164 p.
- MURPHY J.B., PE-PIPER G., KEPPIE J.D., PIPER D.J.W. (1992b). – Correlation of Neoproterozoic III sequences in the Avalon Composite Terrane of mainland Nova Scotia: tectonic implications. *Atlantic Geology*, **19**, p. 143-151.
- MURPHY J.B., NANCE R.D. (1991). – Contrasting character of Late Proterozoic Orogenic belts: the evolution of a Late Proterozoic supercontinent. *Geology*, **19**, p. 469-472.
- MYASHIRO A. (1974). – Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, **274**, p. 321-355.
- NANCE R.D. (1990). – Late Precambrian-early Palozoic arc-platform transitions in the Avalon terrane of the Northern Appalachians; Review and implications. *In: Geology of the Avalon Composite Terrane of Southeastern New England*, *Geol. Soc. of America, spec. paper*, **245**, pp. 1-11.
- NANCE R.D., MURPHY J.B., STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S., TAYLOR G.K. (1991). – Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Research*, **53**, pp. 41-78.
- O'BRIEN S.J., STRONG D.F., KING A.F. (1990). – The Avalon Zone type area: southeastern Newfoundland Appalachians. *In: Avalonian and Cadomian geology of the North Atlantic*, R.A. Strackan *et G.K. Taylor* eds, Blackies, Londres, pp. 166-194.
- PECERILLO A. TAYLOR S.R. (1976). – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, **58**, pp. 63-81.
- RABU D., RABOTTIN J.L. (1992). – Geological mapping program on Saint-Pierre and Miquelon Islands. Atlantic Geosciences Symp., Fredericton, Janvier 1992 - Canada.
- RABU D., MURPHY J.B., KEPPIE J.D. (1992). – Geological record and late Proterozoic volcanism in Saint-Pierre and Miquelon Islands, Avalon Composite Terrane. Wolfville '92 GAC-MAC joint annual meeting.
- RABU D., ALSAC C., CHAUVEL J-J., DABARD M-P., FLETCHER T.P., GUERROT C., LEPVRIER C., PILLOLA G.L., TEGYEY M., THIEBLEMONT D. (1993a). – Volcanism, Sedimentation and Metamorphism in the Avalon Composite Terrane: data from St Pierre and Miquelon Islands. EUG VII, Strasbourg, p. 321.
- RABU D., CHAUVEL J-J., DABARD M-P., FLETCHER T.P., PILLOLA G.L. (1993b). – Présence de Tommotien (Cambrien inférieur) à Saint-Pierre et Miquelon. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **263**, (5), pp. 379-386.
- RABU D., GUERROT C., DOIG R., TEGYEY M., MURPHY J.B., KEPPIE J.D. (1993c). – Premières données géochronologiques sur Saint-Pierre et Miquelon, *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (5), pp. 639-646.
- RAESIDE R.P., BARR S.M., (1990). – Geology and tectonic development of the Bras d'Or suspect terrane, Cape Breton Island, Nova Scotia. *Can. J. Earth Sci.*, **27**, pp. 1371-1381.
- ROSS D.I. *et coll.* (1991). – East Coast Basin Atlas series, Scotian Shelf. Ross D.I. *et Lewis C.F.M.*, eds., Geol. Surv. Canada, p. 25.
- SANFORD B.V., FADER G.B.J., MOIR P.N. (1991). – Géologie du substratum rocheux. In East Coast Basin Atlas series, Scotian Shelf, Ross D.I. *et Lewis C.F.M.*, eds, 1991, Geol. Surv. Canada, p. 23.
- SCHENK P.E. (1970). – Regional variation in the flysch-like Meguma Group (Lower Palaeozoic) of Nova Scotia, compared to recent sedimentation off the Scotia shelf. *Geol. Ass. of Canada, Spec. Paper*, **7**, pp. 127-153.
- SHALER N.S., FOERSTE A.F. (1888). – Preliminary description of North Attleboro fossils. *Harvard Mus. Comp. Zool. Bull.*, **16**, pp. 27-41.
- SKEHAN J.W. (1988). – Evolution of the Iapetus Ocean and its borders in Pre-Arenig times: a synthesis. *In: Caledonide-Appalachian orogen*, Harris A.L. *et Fettes D.L.* eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **38**, pp. 185-229.
- STRACEY J.S., KRAMER J.D. (1975). – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Plan. Sci. Letters*, **26**, pp. 207-221.
- STRACKAN R.A., TAYLOR G.K. (1990). – Avalonian and Cadomian geology of the North Atlantic - Introduction. Blackies eds, p.1-4.
- STRONG D.F., MINATIDIS G. (1975). – Geochemistry and tectonic setting of the late Precambrian Holyrood plutonic series of eastern Newfoundland. *Lithos*, **8**, pp. 283-295.
- STRONG D.F., O'BRIEN S.J., STRONG P.G., TAYLOR S.W., WILTON D.H., (1976). – Geology of the St. Lawrence and Marystown map sheets. Mineral Development Division, Newfoundland Department of Mines and Energy, Open file, Nfld., 895, 38 p.
- STRONG D.F., O'BRIEN S.J., STRONG P.J., TAYLOR S.W., WILTON D.H. (1978). – Abortcd Proterozoic rifting in Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, **15**, pp. 117-131
- THIEBLEMONT D. (1993). – Etude géochimique des roches volcaniques et plutoniques de Saint-Pierre et Miquelon. Rapport BRGM Orléans, inédit.
- THIEBLEMONT D., TEGYEY M. (1994). – Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *C. R. Somm. Acad. Sci. Paris*, sous presse.
- TROMELIN G. (DE) (1877). – Existence de la formation laurentienne aux îles Saint-Pierre et Miquelon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), **6**, p. 232.
- TUCKER C.M. (1979). – A reconnaissance survey on the quaternary history of St. Pierre and Miquelon, France. *Mar. Sedim.*, **15**, n° 2-3, pp. 27-34.
- TUCKER C.M., McCANN S.B (1980). – Quaternary events on the Burin Peninsula, Newfoundland, and the islands of St. Pierre and Miquelon, France. *Can. J. Earth Sci.*, **17**, pp. 1462-1479.

WILLIAMS H. (1964). – The Appalachians in Newfoundland - a two-sided symmetrical system. *Am. J. Sci.*, **262**, pp. 1137-1158.

WILLIAMS H. (1979). – Appalachian Orogen in Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, pp.792-807.

WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M. (1979a). – A re-appraisal of the use of trace element to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, pp. 319-339.

WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M., NORRY M., TARNEY J. (1979b). – Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Heidelberg, **70**, pp. 319-339.

WOOD D.A., MARSH N.G., TARNEY J., JORON J.L., FRYER P., TREUIL M. (1981). – Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, Arc, Fore-arc and Trench, sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project Leg 60, in D.M. HUSSONG, S. UYEDA *et al.*, eds, **60**, pp. 611-642, US Government Printing Office, Washington.

WOOD D.A. (1980). – The application of the Hf/3-Th-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of the crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, pp.11-30.

Planche photographique (détermination et clichés réalisés par G.L.Pilolla)

Fig. 1-5. – Association de la partie inférieure de la Zone de *Aldanella attleborensis*, partie basale du Membre 4 de la Formation de Chapel Island, ruisseau de la Pointe de l'Anse de la Gazelle (Langlade, St Pierre et Miquelon). Le matériel figuré est déposé dans les collections de l'Institut de Géologie de l'Université de Rennes (IGR).

1-2. – "*Ladatheca*" *cylindrica* (Grabau, 1900) ; 1) coquille partiellement conservée, pyritisée, IGR 16910, X4,2 ; 2) coquille écrasée avec des lignes de croissance (ou de déformation ?) très nettes, IGR 16904b, X6.

3. – *Aldanella attleborensis* (Shaler et Foerste, 1888) ; IGR 16902b, moulage en latex, X12.

4. – *Watsonella crosbyi* Grabau (1900) ; IGR 16904a, X10.

5a, 5b. – *Aldanella sp.*, individu incomplet, pyritisé, IGR 16901; 5a : X10 ; 5b : X10.

Fig. 6-13. – Association de la Zone à *Paradoxides davidis* - coupe 13, falaise du Cap Percé-Anse aux Soldats, base de la Formation de Manuel's River, échantillon JJC 63.

Fig. 14. – Même localisation, niveau caractérisé par des structures *cone-in-cone*.

6-7. – *Pleurectinium granulatum* (Barrande, 1846) ; 6) cranidium incomplet, moulage en latex, X10 ; 7) pygidium, moulage en latex, X10.

8-9. – *Ptychagnostus atavus* ; 8) vue de plusieurs cranida et de petit pygidia, moulage en latex, X6 ; 9) pygidia, moulage en latex, X6

10-11. – *Hypagnostus parvifrons* (Linnarsson, 1869) cf. var. *H. mammillatus* (Broegger, 1878) ; 10) cranidium, moulage en latex, X8 ; 11) pygidium, moulage en latex, X10.

12. – *Paradoxides sp. aff. P. rugulosus*; cranidium, X1,6.

13. – *Clarella gronwalli* Howell et Poulsen (1933) ; cranidium, X2,8.

14. – *Bailiapsis cf. howelli* Hutchinson (1962) ; individu articulé, X1,3.

Figs. 1-5. – Association of the lower part of the *Aldanella attleborensis* Zone, basal, part of Member 4 of the Chapel Island Formation, in the brook of Pointe de l'Anse de la Gazelle (Langlade, St Pierre and Miquelon). The material shown is kept in the collections of the Geological Institute, University of Rennes (IGR).

1-2. – "*Ladatheca*" *cylindrica* (Grabau, 1900); 1) partly conserved shell, pyritized, IGR 16910, X4.2; 2) crushed shell with very clear growth (or deformation?) lines, IGR 16904b, X6.

3. – *Aldanella attleborensis* (Shaler & Foerste, 1888); IGR 16902b, latex cast, X12.

4. – *Watsonella crosbyi* Grabau (1900); IGR 16904a, X10.

5a, 5b. – *Aldanella sp.*, incomplete pyritized specimen, IGR 16901; 5a: X10; 5b: X10.

Figs. 6-13. – Association of the *Paradoxides davidis* Zone - section 13, cliff of Cap Percé-Anse aux Soldats, base of the Manuel's River Formation, sample JJC 63.

Fig. 14. – Same location, level characterized by *cone-in-cone* structures

6-7. – *Pleurectinium granulatum* (Barrande, 1846); 6) incomplete cranidium, latex cast, X10; 7) pygidium, latex cast, X10.

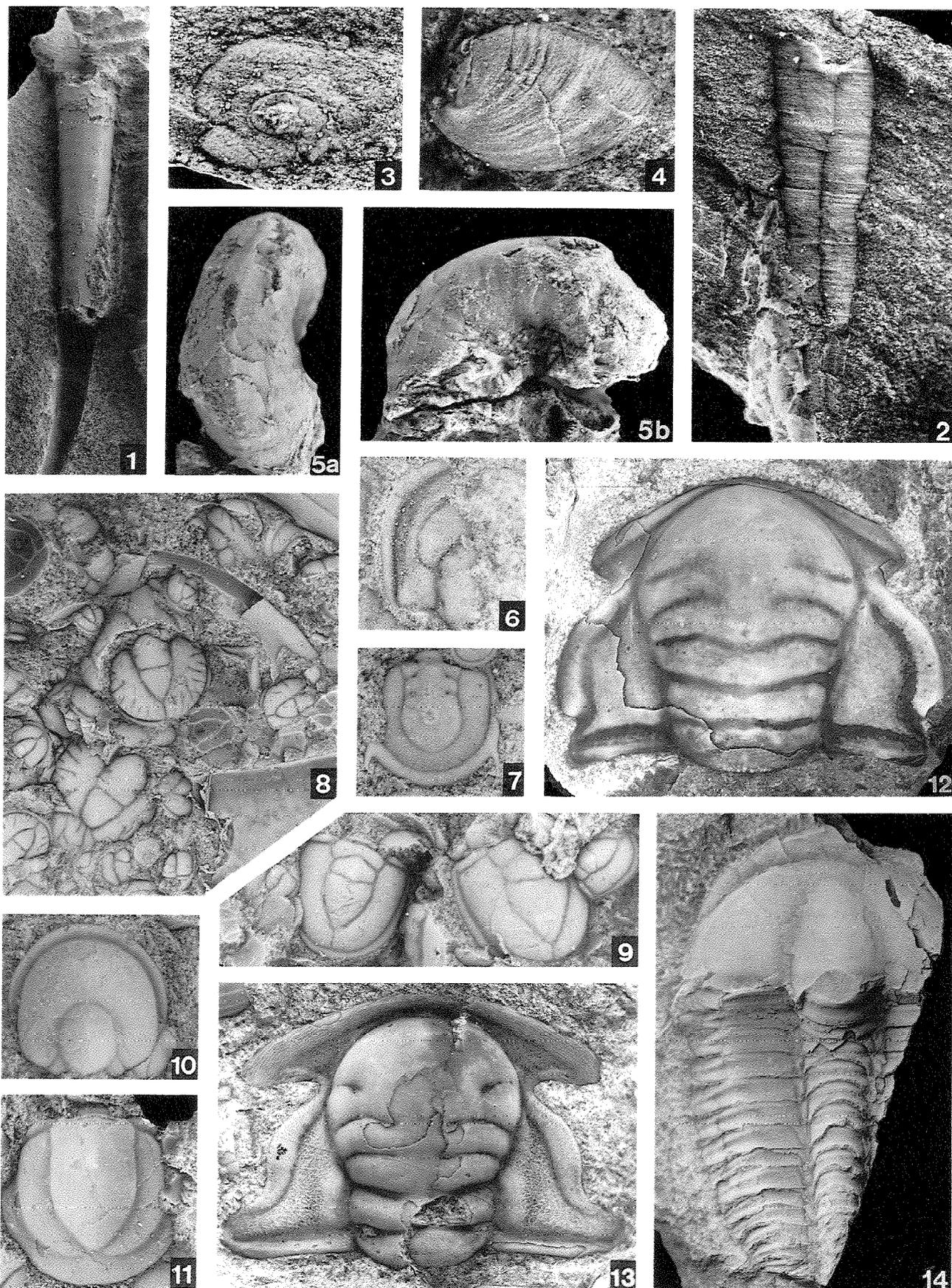
8-9. – *Ptychagnostus atavus*; 8) several cranidia and small pygidia, latex cast, X6; 9) pygidia, latex cast, X6.

10-11. – *Hypagnostus parvifrons* (Linnarsson, 1869) cf. var. *H. mammillatus* (Broegger, 1878); 10) cranidium, latex cast, X8 ; 11) pygidium, latex cast, X10.

12. – *Paradoxides sp. aff. P. rugulosus*; cranidium, X1.6.

13. – *Clarella gronwalli* Howell & Poulsen (1933); cranidium, X2.8.

14. – *Bailiapsis cf. howelli* Hutchinson (1962); articulated specimen, X1.3.

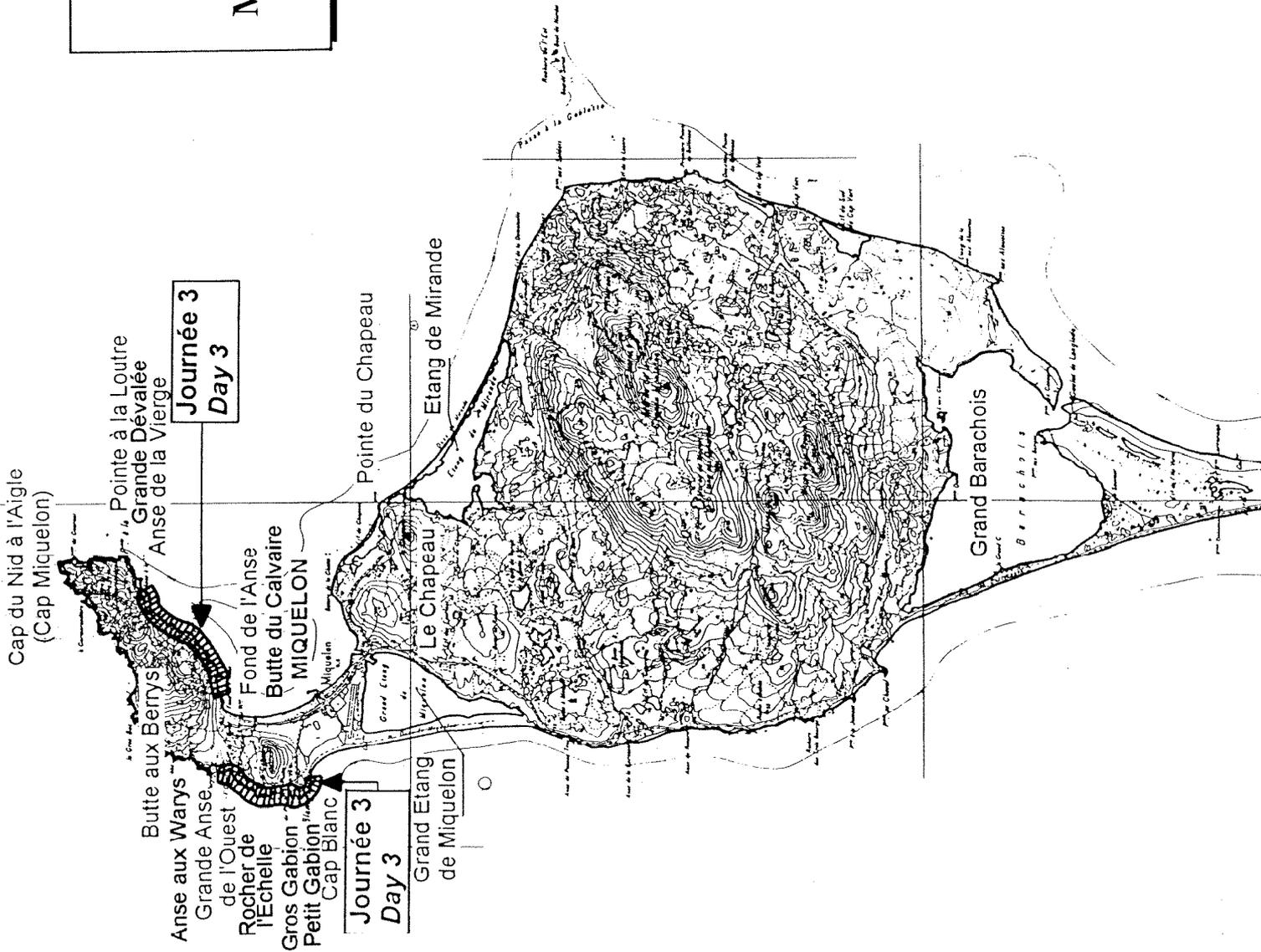


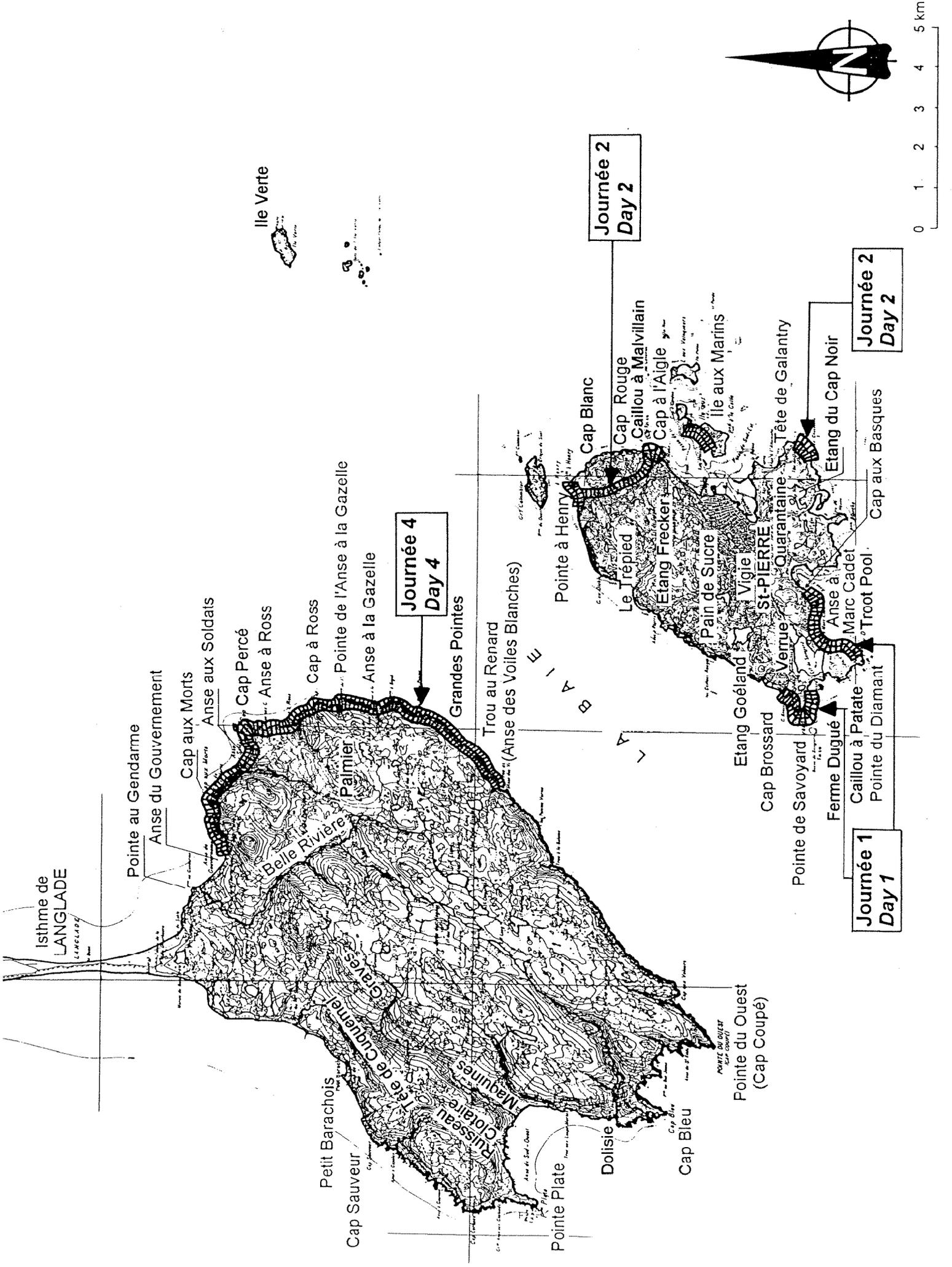
CARTE D'ITINÉRAIRE

28 Août - 2 Septembre 1993

MAP SHOWING FIELD TRIP ITINERARY

August 28th - September 2nd 1993





Isthme de
LANGLADE

Pointe au Gendarme

Anse du Gouvernement

Cap aux Morts

Anse aux Soldats

Cap Percé

Anse à Ross

Cap à Ross

Pointe de l'Anse à la Gazelle

Anse à la Gazelle

Journée 4
Day 4

Grande Pointes

Trou au Renard

Anse des Voiles Blanches

Pointe Plate

Dolisie

Cap Bleu

Pointe du Ouest
(Cap Coupé)

Petit Barachois

Cap Sauveur

Grasses

Tête de Courriel

Cluisseau

Clotaire

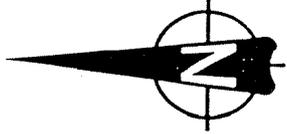
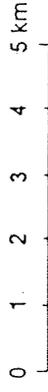
Maquines

Grasses

Journée 2
Day 2

Journée 2
Day 2

Journée 1
Day 1



Annexe

Programme résumé de l'excursion (fig. 24)

Première journée

Groupe de Saint- Pierre : laves basiques et pyroclastites

Arrêt 1.1 - Pointe du Diamant

- basalte en pillows, brèche grossière
- plancher glaciaire à l'Anse de la Chaudière

Déplacement vers Troot Pool

- brèche grossière et coulée basaltique massive

Arrêt 1.2 - Troot Pool

- filon rhyolitique recoupant les premiers niveaux d'ignimbrite
- ignimbrite fluidale, rubanement très marqué

Arrêt 1.3 - Ferme Dugué

- tuf andésitique, brèche basique

Déplacement vers l'Anse à Marc Cadet

- paysage sur la Pointe de Savoyard et l'esker de Savoyard

Arrêt 1.4 - Pointe de l'Anse à Marc Cadet

- cinérite rouge, figures synsédimentaires, mass-flow

Arrêt 1.5 - Pointe aux Basques-Ouest

- ignimbrite fiammée
- front de coulée basaltique bréchique
- brèche à éléments noirs

Arrêt 1.6 - Pointe aux Basques

- méga-brèche (sous la table d'orientation)

Arrêt 1.7 - Pointe aux Basques-Est

- arénite volcano-sédimentaire, figures sédimentaires

Arrêt 1.8 - Pointe de Savoyard/Carrière

- brèche à échardes vitreuses

Arrêt 1.9 - Pointe de Savoyard

- ignimbrite orbiculaire

Arrêt 1.10 - Pointe de Savoyard

- ignimbrite fluidale, pli d'écoulement

Arrêt 1.11 - Cap à Brossard

- dolérite et gabbro

Deuxième journée

Groupe de Saint-Pierre : laves acides et séquences volcano-sédimentaires

Arrêt 2.1 - Estran de Galantray

- brèche grossière polygénique

Arrêt 2.2 - Cap à l'Aigle

- séquence volcano-sédimentaire, tectonique synsédimentaire

Arrêt 2.3 - Cailloux à Malvillain

- coupe dans les ignimbrites et la coulée de rhyolite blanche

Arrêt 2.4 - Etang Frecker

- rhyolite blanche

Arrêt 2.5 - Etang du Hut

- rhyolite fluidale rougeâtre

Arrêt 2.6 - Chemin de la Pointe à Henry

- vue sur la Formation du Trépied

Arrêt 2.7 - Anse à Henry

- volcano-sédimentaire, discordance
- paysage sur Langlade

Arrêt 2.8 - Pointe à Henry

- andésite de la Pointe à Henry

Arrêt 2.9 - Fort de l'Île aux Marins

- niveau de pyroclastites à bombes

Troisième journée

Groupe du Cap de Miquelon

Arrêt 3.1 - Le Petit Gabion

- contact entre la trondhjémite du Cap Blanc et les gneiss et micaschistes à cordiérite

Arrêt 3.2 - Le Gros Gabion

- Micaschiste à cordiérite/andalousite ; passage au méta-grauwacke

Arrêt 3.3 - Butte du Calvaire

- Méta-grauwacke à lits d'oxydes ; figures sédimentaires

Arrêt 3.4 - Rocher de l'Echelle

- Champ filonien de dolérite recoupant des schistes à cordiérite

Arrêt 3.5 - Grande Anse de l'Ouest

- Micaschiste à biotite ; linéation d'étirement

Arrêt 3.6 - Grande Anse de l'Ouest (bis)

- Micaschiste et sill de roche basique anté-foliation

Arrêt 3.7 - Sud Pointe à l'Abbé

- Gneiss à "galettes" leucocrates

Arrêt 3.8 - Fond de l'Anse

- Méta-grauwacke à lamines d'oxydes

Arrêt 3.9 - Grande Dévalée

- Gneiss à cordiérite montrant un début de fusion partielle

Arrêt 3.10 - Anse à la Vierge

- Diorite de l'Anse à la Vierge

Arrêt 3.11 - Côte 113

- Diorite et aplite rosée ; brèche magmatique et indice de fusion partielle dans les gneiss

Quatrième journée

Groupe de Fortune (Protérozoïque et Cambrien inférieur)

Groupe de Langlade (Cambrien inférieur et moyen)

Groupe de Belle-Rivière (Dévono-Carbonifère ?) : déformations acadiennes

Arrêt 4.1 - Les Voiles Blanches

- Formation de Chapel Island, membre 3

Arrêt 4.2 - Anse de la Pointe à la Gazelle

- Formation de Chapel Island, membre 4

Arrêt 4.3 - Anse à Ross

- Formation de Chapel Island, membre 5
- passage à la Formation de Random

Arrêt 4.4 - Cap Percé

- Formations de Random, Brigus, Chamberlain's Brook

Arrêt 4.5 - Anse aux Soldats

- Formation de Manuels River

Arrêt 4.6 - Anse du Gouvernement

- Formation du Cap aux Morts
- Formation de l'Anse du Gouvernement
- Formation de Cap Sauveur

Première journée • Description des arrêts

La première journée d'excursion permettra de réaliser une coupe du Groupe de Saint-Pierre depuis les coulées basiques inférieures (Formation de la Pointe du Diamant) jusqu'aux pyroclastites acides de la partie médiane de la pile ignimbritique (Formation du Cap aux Basques). Les coupes sont situées sur la côte sud de Saint-Pierre, à la Pointe du Diamant, au Cap aux Basques et enfin à la Pointe de Savoyard (fig. 11).

Coupe de la Pointe du Diamant

Arrêt 1.1 : Pointe du Diamant

L'arrêt de la Pointe du Diamant permet d'observer la séquence inférieure du Groupe de Saint-Pierre qui se compose ici d'une dizaine de mètres de basalte comprenant une coulée massive à sommet bréchique recouverte par une coulée (5 à 6m) à pillows décimétriques emballés dans une matrice verte à violacée. La surface d'épanchement est fortement redressée avec un pendage vers l'ouest. La séquence basique est recouverte par des brèches à éléments basiques et acides (rhyolite porphyrique, ignimbrite, ...) et matrice basique, dans laquelle s'intercalent de fins niveaux (30 cm) tuffacés acides. En se dirigeant vers la pointe, le corps bréchique prend de la puissance et les éléments remaniés deviennent plus grossiers (jusqu'à 50 cm).

Facultatif : sur la face nord-ouest de la pointe, en face du Caillou à Patate, les rochers de l'estran montre un superbe plancher glaciaire strié avec deux directions principales de stries : N115° et surtout N175°, ainsi que de belles figures de brouillage.

Arrêt 1.2 - Troot Pool (épave d'un bateau échoué en 1923)

Sur l'estran, au pied de l'épave, on peut observer dans un niveau d'ignimbrite à pseudo-fluidalité marquée, l'intrusion d'un corps de rhyolite porphyrique à phénocristaux de plagioclase, quartz et beaucoup plus rarement de biotite, présentant une bordure figurée métrique.

Sur le décapage en bordure de la piste,affleure une ignimbrite-lave à

rubanement millimétrique discontinu (pseudo-fluidalité), très bien visible sur les surfaces altérées et blanchies sous la tourbe. Les plans de fluidalité pendent de 70° vers le nord-ouest. Aucune schistosité n'est visible sur l'affleurement, cependant, sur l'estran, les faciès tuffacés basiques sont localement affectés sur quelques mètres par une schistosité de flux subverticale portant une linéation d'étirement proche de la verticale.

Arrêt 1.3 : Ferme Dugué

Les brèches grossières à ciment basique, remaniant des éléments acides et basiques, sont associées à une coulée (3 m de puissance environ) massive de basalte. Les plans de stratification, à faible pendage vers le nord, sont recoupés par une schistosité est-ouest à fort pendage vers le nord.

Facultatif : panorama vers la Pointe de Savoyard avec vue sur une structure morainique kilométrique interprétée comme un esker.

Coupe du Cap aux Basques

La coupe du Cap aux Basques permet d'observer la partie inférieure acide du Groupe de Saint-Pierre (Formation du Cap aux Basques). Le long de cette coupe, les plans de fluidalité et de dépôt pendent modérément (30 à 50°) vers l'est ; aucune schistosité pénétrative n'est exprimée.

Arrêt 1.4 - Pointe de l'Anse à Marc Cadet

A cet arrêt, on peut observer une séquence d'une quinzaine de mètres de cinérite rouge sang, en séquences pluricentimétriques répétitives, coiffant 80 à 90 m de tuf soudé, de tuf à cristaux et de tuf grossier à lapillis.

L'organisation du dépôt plaide en faveur d'un dépôt en milieu aqueux. Péetrographiquement, il s'agit de cinérite à quartz, plagioclase, microcline et piemontite ayant subi une silicification. Le litage des cinérites est régulier et le granoclassement bien exprimé. Dans chaque séquence unitaire, la partie basale, grossière et érosive, est surmontée par un niveau finement laminé et riche en échardes de verre. Les figures de déformation synsédimentaire (faille nor-

male, dislocation de bancs) sont nombreuses.

A l'extrémité est de l'affleurement, les cinérites sont entamées par une brèche grossière (5 à 6 m de puissance), formée d'éléments décimétriques à bords émoussés. A l'intérieur du corps bréchique, les éléments sont grossièrement stratifiés et leur taille décroît vers le sommet. Après une période d'accalmie, contemporaine du dépôt des cinérites, l'arrivée de brèches, elles-mêmes recouvertes en continuité par des tufs soudés, blancs, à rares lithoclastes, traduit la reprise d'une activité volcanique violente et le passage au milieu continental.

Arrêt 1.5 - Cap aux Basques-Ouest

• Ignimbrite fiammée

Entre cet arrêt et l'arrêt précédent, la coupe traverse un ensemble stratifié d'une centaine de mètres de tuf soudé, tuf grossier à lapillis centimétriques, cinérite et tuf cinéritique à lapillis. Ici, le tuf grossier à lapillis aphyriques est recouvert par une quinzaine de mètres d'ignimbrite rouge à fiammes et vacuoles d'opale ; elle se débite en dalles de 5 à 10 cm d'épaisseur. Les fiammes, dont la taille varie de quelques mm à plusieurs cm, sont emballées dans une matrice incluant des lapillis aphyriques rouges millimétriques à centimétriques et des lapillis basiques microlitiques. Dans la terminologie de Karche (1973), il s'agit d'une ignimbrite-lave fiammée intensément soudée.

La matrice à vitroclastes aplatis, soulignant la pseudo-fluidalité, est un fond à quartz et séricite dans lequel flottent des cristaux plus ou moins brisés d'albite et K-feldspath. Les fiammes sont composées d'un agrégat de très fins cristaux de quartz et feldspath résultant de la dévitrification d'une pâte initialement vitreuse dans laquelle des traces de fissures perlitiques sont clairement reconnaissables.

• Coulée de basalte en prismes

La coupe se poursuit au travers d'ignimbrite fiammée rouge à lapillis plus abondants (15 à 20 m de puissance) puis dans des tufs blancs, très massifs à lapillis rouges (tuf vitroclastique à cristaux brisés de plagioclase, albite, quartz,

K-feldspath, fragments de sphérolites et fiammes formés par des fragments de ponces tubulaires). La coulée que l'on peut observer ici est d'extension très faible (< 5m) ; il s'agit d'un basalte bulleux (basalte amygdalaire à matrice microlitique), scoriacé, à débit en prismes, poussant à son front une brèche polygénique remaniant des éléments (rhyolite, ignimbrite, tuf) arrachés aux niveaux sous-jacents.

• Tuf à éléments basiques

Immédiatement au-dessus de la coulée basaltique, se développent des tufs à cristaux et clastes centimétriques à pluricentimétriques de basalte. La base est plus grossièrement bréchique et rappelle les faciès du front de la coulée basaltique sous-jacente (cf. supra). Une pseudo-fluidalité sub-méridienne, faiblement pentée vers l'est, est bien visible sur l'affleurement. L'intérêt de ce faciès réside dans le développement systématique d'auréoles ("cocardes") autour des clastes basiques originellement anguleux.

Le caractère tuffacé de la roche est attesté par la présence de cristaux (quartz, albite, K-feldspath) et de sphérolites brisés, bien qu'un phénomène de dégazage brutal de lave puisse donner des textures comparables. La forme, globalement anguleuse des clastes basiques, laisse penser qu'ils étaient indurés avant leur reprise dans le tuf. En lame mince, les enclaves basiques (basalte à grain fin, texture microlitique et phénocristaux de plagioclase) sont entourées par une auréole ayant les caractères globaux de la matrice avec cependant :

- une teinte plus claire (effet cocarde),
- un grain beaucoup plus fin,
- une absence quasi-systématique de phénocristaux,
- une cristallisation fibro-radiée (quartz, feldspath),
- une silicification plus accentuée.

Ces éléments conduisent à penser que les clastes de basalte ont été arrachés au substratum et emballés précocément (montée dans les cheminées ?) par du magma rapidement figé au contact de ces éléments déjà indurés et à température plus basse (bordure figée). On note aussi la forme partiellement corrodée

des clastes basiques.

Arrêt 1.6 : Cap aux Basques

Sous la table d'orientation du Cap aux Basques apparaît un corps bréchique d'environ 100 m x 50 m, ravinant à sa base et recouvert par des tufs à lapillis centimétriques et des cinérites silicifiées. Les faciès bréchiques qui affleurent en ce point sont remarquables par la dimension des blocs qui peuvent dépasser le mètre. Les éléments sont sub-jointifs, hétérométriques, non usés, non classés et polygéniques, mais essentiellement d'origine volcanique acide (rhyolite porphyrique, tuf à cristaux, ignimbrite rubanée) et pour une plus faible part, basique. La matrice est peu abondante.

Les dimensions importantes des blocs, leur caractère anguleux et l'absence de classement associés au faible développement de la matrice, plaident en faveur d'une mise en place proche d'un centre d'émission : il s'agit soit d'une brèche de débouillage, soit du démantèlement d'un panneau appartenant à un complexe volcanique plus ancien. Cependant, la matrice présente un caractère lavique (texture perlitique) encore bien reconnaissable malgré la dévitrification. Cette association de caractères laviques et tuffacés peut être interprétée soit comme le résultat d'une compaction avec refusion partielle du tuf, soit comme le produit d'un épanchement ignimbritique dû à un dégazage brutal et intense de la lave lors de son écoulement en surface ("foam-lava").

Facultatif : plancher glaciaire strié et roches moutonnées

Arrêt 1.7 : Cap aux Basques-Est

Facultatif : cet arrêt permet de voir une séquence volcano-sédimentaire déposée en milieu aqueux. À l'endroit de la coupe, le corps sédimentaire a environ 15 m de puissance et repose sur un niveau de brèche volcanique. À l'affleurement, il s'agit d'arénite à rubanement centimétrique. À la base, dans les termes verdâtres, les litages sont réguliers et parallèles ; les faciès rouges sus-jacents sont organisés en sets obliques marqués ; les faciès sommitaux blanchâtres sont granulométriquement plus fins et structurés par d'abondantes

rides d'oscillations dans lesquelles les zones abritées piègent les minéraux lourds. Vers le nord-nord-est, les faciès sommitaux perdent beaucoup de puissance (4 m environ) et s'organisent en séquences métriques plus grossières (microconglomérat grano-classé) montrant des figures d'affouillement à leur base. Ils sont alors recouverts par un nouvel épisode de brèche volcanique à clastes rhyolitiques.

Un filon de dolérite recoupe cet ensemble.

Coupe de la Pointe de Savoyard

Arrêt 1.8 : Côte sud de la Pointe de Savoyard

La Pointe de Savoyard est formée par les pyroclastites de la Formation du Cap aux Basques.

Sur l'estran, affleure une brèche ignimbritique caractérisée par la présence de fragments vert sombre (5 à 10 cm) à coeur rougeâtre, dilacérés dans la fluidalité (plan subvertical) et pouvant contenir des phénocristaux de feldspath. Ces éléments de forme amiboïde sont des fragments de verre dilacérés et souvent cernés par une auréole plus claire de même composition que la mésostase. Outre ces éléments, des lapillis anguleux de lave, de tuf acide ou de rhyolite porphyrique, donc déjà consolidés au moment du remaniement, sont aussi présents. Ils ne possèdent pas d'auréole de réaction avec la matrice de la brèche.

La matrice de la brèche est constituée d'un mélange de parties laviques et de parties tuffacées et renferme des phénocristaux de quartz, d'albite, de K-feldspath (\pm biotite chloritisée et opacifiée) noyés dans une mésostase quartzo-feldspathique plus ou moins potassique selon les plages. Les fragments déjà consolidés sont des tufs acides, des laves microlitiques (trachyte ou andésite) et des sphérolites à K-feldspath brisés. Les fragments de verre dilacérés, dont certains à forme de fiammes, ont un caractère potassique marqué (phénocristaux et microlites de K-feldspath). Ces fragments, qui traduisent un apport important de magma juvénile, ont une composition proche de la matrice lavi-

que. Ils sont interprétés comme des morceaux de laves projetés lors d'explosions hydromagmatiques.

Arrêt 1.9 : Pointe de Savoyard (près des habitations)

Les tufs rubanés à nodules, visibles sur cet affleurement, forment une lentille décamétrique dans l'ensemble fortement lité qui arme la Pointe de Savoyard (arrêt 1.10). Le faciès à nodules affleure bien sur les rochers isolés dans la prairie, près de la petite habitation, et jusqu'à la piste; il disparaît très rapidement dans les affleurements rocheux du bord de mer mais peut réapparaître sporadiquement sur de faibles volumes.

Sur l'affleurement, les nodules sont disposés par niveaux et soulignent le litage général. Ces nodules sont de taille variable, généralement pluricentimétriques (5 à 7 cm), et présentent très souvent une cavité étoilée dans leur partie centrale qui est partiellement ou totalement remplie par du quartz secondaire.

La matrice de la roche a des caractères tuffacés avec une mésostase dévitrifiée emballant des phénocristaux brisés de quartz, plagioclase et K-feldspath; cependant, ces derniers ont des formes lobées évoquant des phénomènes de corrosion. Les nodules pour leur part sont essentiellement composés de K-feldspath à texture fibro-radiée. Bien qu'en surface sciée, le contact entre les nodules et le fond de la roche soit tranché et sinueux, en lame mince, on peut observer au contact, un développement de fibres de K-feldspath aux dépens de la matrice perlitique. Le développement des nodules pourrait donc se faire précocement lors du dépôt, soit par variation de la composition du liquide sous l'action des gaz, soit par démixion dans le liquide. Les fractures en étoiles au cœur des nodules seraient contemporaines de la période de consolidation du matériau.

Arrêt 1.10 : Pointe de Savoyard (estran)

L'estran rocheux de la Pointe de Savoyard montre des ignimbrites à litage régulier centimétrique à décimétrique et des fluidalités discontinues. Localement, des niveaux métriques à nodules, semblables à ceux de l'arrêt 1.9, sont individualisés. En plusieurs points, des plis

d'écoulement plurimétriques, à charnière aiguë, déforment le rubanement.

L'examen de sections sciées montre que le litage centimétrique à pluricentimétrique résulte de l'alternance :

- de niveaux rouges à fond d'aspect lavique avec des phénocristaux plus ou moins brisés de quartz et feldspath. En lame mince, il s'agit de ponces soudées, étirées et aplaties moulant les phénocristaux (quartz, plagioclase, K-feldspath et biotite) ;

- de niveaux verts et roses à grain plus fin contenant des phénocristaux et des globules millimétriques à structure concentrique. Ces niveaux sont caractérisés par l'agrégation de cristaux et de sphérolites organisés autour de pisolites. La matrice interstitielle a une texture perlitique.

Du point de vue volcanologique, ces faciès peuvent s'interpréter comme des tufs avec alternance de niveaux de ponces et cristaux et de niveaux cendreux à pisolites. L'ensemble ayant subi une forte soudure à chaud, l'apparition de perlite en serait le terme ultime (refusion totale). Une autre interprétation, que l'on ne peut exclure, consisterait à interpréter les niveaux perlitiques comme des venues plus laviques.

Arrêt 1.11 : Cap à Bossard

Facultatif : Au Cap à Bossard, les tufs de la séquence acide inférieure du Groupe de Saint-Pierre sont recoupés par un puissant dyke de gabbro (Cpx, plagioclase, biotite rare, chlorite, actinote) avec une bordure figée au contact de l'encaissant.

Ces roches qui présentent un fort enrichissement en Ti et en Fe sont caractéristiques d'une distension en domaine arrière-arc.

Deuxième journée • Description des arrêts

La seconde journée est consacrée à l'étude de la partie supérieure du Groupe de Saint-Pierre (Formations de la Vigie, du Cap Rouge et du Trépied). Les différents arrêts de la journée permettent d'observer les principaux faciès: laves rhyolitiques, brèches volcaniques grossières, tufs à bombes et lapillis, et grès

volcano-clastiques déposés entre les périodes d'éruption. L'accent sera mis aussi, sur les déformations contemporaines des dépôts volcano-sédimentaires.

La coupe principale se fait dans la partie nord-est de l'île (fig. 11), entre l'ancien Frigorifique et la Pointe à Henry. En fin de journée, au cours d'un transfert en zodiac, un panorama dans la baie de Saint-Pierre donne une vue globale sur les différents ensembles lithologiques vus au cours de la journée. Un dernier arrêt sur l'île aux Marins permet d'examiner les niveaux de tufs à bombes (Formation de la Vigie).

Arrêt 2.1 : La Tête de Galantry (estran)

L'estran, en contre-bas de la Tête de Galantry, montre le faciès type de la méga-brèche formant la base de la Formation de la Vigie (Membre de Galantry).

La méga-brèche se présente sous un faciès spectaculaire par les dimensions des blocs (plusieurs mètres-cubes), l'absence de granoclassement et une grande diversité lithologique. Des fragments vitreux centimétriques de formes sinueuses (fiammes) inclus dans la matrice représentent des lambeaux de lave non consolidée lors du dépôt. Les blocs à contours anguleux sont composés de laves acides et basiques, de sédiments gréseux rouges et de brèches à éléments volcaniques variés dont certains présentent des litages et des granoclassements qui permettent de les interpréter comme des termes remaniés (épicastiques). Des éléments rhyolitiques, nettement différents des blocs par leurs contours lobés, indiquent une mise en place à l'état fluide ou pâteux (voir, notamment dans la partie haute de l'estran, des figures de déformation mutuelle bloc sur bloc).

Une masse de 10 m x 5 m, formée de conglomérat à galets jointifs et plus ou moins arrondis, de microconglomérat, de grès grossier et de cinérite, avec une organisation interne en bancs à litage plan-parallèle, est bien visible sur l'estran au-dessus de la zone de balancement des marées. Les éléments remaniés sont des clastes volcaniques acides. Ce corps représente soit une brèche résé-

mentée, soit un corps chenalisant à travers les brèches.

Deux types d'observations sous-tendent l'interprétation volcanologique sur la mise en place de cette méga-brèche :

- la présence indubitable d'un magma juvénile (éléments à contours lobés, bombes déformées aux points d'impact, fiammes dans la matrice) ;
- l'hétérogénéité granulométrique et lithologique des éléments anguleux, donc fragmentés et enrobés lors de la mise en place.

Au vu de ces observations, la méga-brèche de Galantry est interprétée comme le produit du démantèlement d'un ensemble volcano-sédimentaire lors d'une éruption.

Coupe du Cap à l'Aigle

La coupe du Cap à l'Aigle (arrêt 2.2, 2.3) permet d'observer la Formation du Cap Rouge, et plus spécialement la séquence basale au cours de laquelle se succèdent des dépôts volcano-sédimentaires, pyroclastiques et enfin laviques.

Les dépôts volcano-sédimentaires affleurent de part et d'autre du Cap à l'Aigle (arrêt 2.2) et dans l'Anse à Henry (arrêt 2.5) sur la pointe nord de l'île. Ces dépôts peuvent être impliqués dans une tectonique contemporaine du dépôt (failles normales, plis et loupes de glissement) qui a provoqué des glissements de terrain de grande ampleur scellés par les termes pyroclastiques et laviques sus-jacents. Les dépôts pyroclastiques (brèche, tuf et ignimbrite) et laviques forment une unité bien individualisée du Cap Rouge au Cap Blanc et sur le plateau conduisant de l'ancien Frigorifique à la Pointe à Henry.

Arrêt 2.2 : Cap à l'Aigle

Les brèches volcano-sédimentaires (10 à 15m) et les grès grossiers de couleur rouge à rosée sont grossièrement stratifiés en bancs métriques sans structure interne. Les éléments remaniés, acides et basiques, sont anguleux.

La tectonique synsédimentaire est mise en évidence par différents indices :

- niveau de décollement parallèle à la stratification des brèches,
- faille normale s'amortissant sur le plan de décollement,
- plis associés et contrôlés par la faille,
- micro-failles normales affectant la stratification interne.

Reconnaissable à toutes les échelles, cette tectonique synsédimentaire affecte aussi les ignimbrites à clastes qui coiffent à cet endroit les brèches volcano-sédimentaires, mais elle est scellée par la coulée de rhyolite blanche qui arme le plateau surincombant.

Facultatif : si la marée le permet, le passage de l'arrêt 2.2 à l'arrêt 2.3 se fera par le bas de la falaise. A cette occasion, nous recouperons les faciès infra-brèche volcano-sédimentaire. Il s'agit d'un faciès tuffacé à litage discontinu, fortement hétérogène, et incluant des blocs de rhyolite rouge porphyrique de forme anguleuse ou lobée avec, parfois, des marques de déformation bloc sur bloc. Certains des blocs présentent un cortex vitreux. En lame mince, la matrice est constituée de cristaux brisés (quartz, plagioclase, K-feldspath), de sphérolites zonés et brisés, de clastes de roches acides (lave perlithique, tuf cinéritique), et de ponces tubulaires plus ou moins contournés. Le litage, le granoclassement et le caractère non soudé de la matrice, permettent de les interpréter comme des faciès de retombées.

Arrêt 2.3 : Cailloux à Malvillain

Depuis la plage, devant les Cailloux à Malvillain, le panorama en direction du Cap Rouge permet de voir la succession des trois unités volcaniques empilées localement, soit de bas en haut, au-dessus des faciès volcano-sédimentaires :

- les tufs et brèches blanches (environ 15-20 m),
- les rhyolites blanches (environ 20 m)
- les rhyolites fluidales rouges formant le plateau et armant le Cap Rouge.

La remontée se fait par un petit ravin bordé par une faille. On y recoupe sur une vingtaine de mètres des tufs et brèches organisés en séquences répétitives, hétérométriques, généralement non classées et à litage discontinu. En

lame mince, il s'agit d'un tuf rhyolitique à lapillis et quartz, plagioclase, K-feldspath, piémontite. Une coulée de rhyolite blanche, massive, à quartz globulaire millimétrique coiffe les tufs et forme l'ensemble des reliefs qui s'étendent vers le sud. Il s'agit d'une rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz, albite, K-feldspath; la piémontite est constamment présente.

Coupe du Cap à l'Aigle à la Pointe à Henry

Cette coupe traverse la partie supérieure de la Formation du Cap Rouge.

Arrêt 2.4 : Etang Frecker

Facultatif : la coulée de rhyolite blanche, recoupée au sommet de la coupe précédente, affleure ici avec sa texture caractéristique. Il s'agit d'une rhyolite à grain fin à quartz translucide globulaire, sans litage interne mais présentant un débit primaire en rognons décimétriques. Ce type de débit est très caractéristique de cette coulée; il est interprété comme lié à des fentes de retrait développées au cours du refroidissement de la coulée.

Arrêt 2.5 : Etang du Hut

Une coulée de rhyolite rougeâtre rubanée recouvre les rhyolites blanches à débit rognonneux (cf. arrêt 2.3, 2.4). Dans le paysage, elle s'étend sur tout le plateau jusqu'à la faille de la Pointe à Henry, et arme le Cap Rouge. Il s'agit d'une rhyolite à rubanement centimétrique à pluricentimétrique. Certains niveaux contiennent des nodules atteignant plusieurs centimètres.

L'examen détaillé des échantillons permet les observations suivantes:

- La roche a une composition rhyolitique à sphérolites quartzo-feldspathiques et cristaux, parfois brisés, de quartz, feldspath et biotite altérée dans une mésostase dévitrifiée (agrégats quartzo-feldspathiques) à reliques de texture perlitique ;
- L'émission de fluides et/ou de gaz a commencé lors de l'écoulement et s'est poursuivie après la consolidation ainsi qu'en atteste :

a) la présence d'amygdales très étirées (épaisseur < 1 mm, longueur > 1cm)

donnant à la roche un aspect fluidal discontinu. L'examen au microscope montre qu'elles sont remplies par des produits cinéritiques, leur axe médian étant couramment matérialisé par une fissure à quartz et piémontite. Elles sont interprétées comme résultant du dégazage dans des plans d'écoulement différentiel.

b) la présence de corps de forme irrégulière et effilochée, centimétriques à pluricentimétriques ; l'examen au microscope montre que ce sont des amygdales passant à des micro-fractures dont le remplissage est fait de quartz finement cristallisé.

- Les nodules sont des agrégats quartzo-feldspathiques fibro-radiés. Ils contiennent les mêmes cristaux que le fond de la roche et les mêmes sphérolites. Dans leur zone externe, ils renferment des globules de quartz polycristallin interprétés comme des amygdales. Le fait qu'ils soient moulés par des minéraux du fond de la roche (biotite), laisse penser qu'ils se sont individualisés de façon relativement précoce.

Arrêt 2.6 : Chemin de la Pointe à Henry

Cet arrêt permet de montrer dans le paysage la Formation du Trépied qui arme le point culminant de l'île (sud-ouest du chemin) et débute par des brèches volcaniques à petites coulées de rhyolite rouge sang (type Galantry). Au premier plan, elle recouvre la Formation du Cap Rouge. Une importante faille NE-SW effondre la bordure nord de l'île; le jeu de cet accident est sans doute assez récent puisqu'il contrôle les dépôts morainiques et limite l'extension de ceux-ci vers le sud. Près de la pointe, des jaspes taillés ont été récoltés dans la couche superficielle (J.L. Rabottin, comm. pers.)

Arrêt 2.7 : L'Anse à Henry

Dans l'Anse à Henry, les relations discordantes entre une séquence épiciasique et une séquence pyroclastique (ignimbrite rubanée) sont bien exposées. Les affleurements se situent en bordure de mer et sont limités, côté intérieur, par un accident (arrêt 2.6).

A l'échelle de l'affleurement qui s'étend sur une centaine de mètres, les

faciès volcano-sédimentaires reposent en discordance angulaire sur des ignimbrites. Celles-ci, recoupées par des filons de quartz et piémontite, sont bréchifiées à leur toit. Elles ont subi une rubéfaction en poches, avec ouverture de fissures décimétriques à remplissage volcano-sédimentaire finement laminé et remaniant de la piémontite. Les premiers niveaux de conglomérat sont polygéniques (laves acides et basiques), non triés et grossièrement stratifiés ; ils sont interprétés comme des *débris-flows* mis en place en domaine continental. La partie sus-jacente est formée d'arénites grossières mieux stratifiées, en séquences métriques granoclassées.

La couverture détritique de la nappe ignimbritique est donc caractérisée par un héritage d'origine volcanique dominant (fragments de lave de textures variées, piémontite) et par une silicification intense. D'autre part, les sédiments portent la trace de l'existence de zones émergées altérées (nombreux fragments de laves latéritisés) à proximité immédiate de l'aire de dépôt. Cet ensemble volcano-sédimentaire a probablement la même signification que ceux qui s'insèrent entre les épisodes volcaniques dans les autres formations du Groupe de Saint-Pierre.

Arrêt 2.8 : Pointe à Henry

La Pointe à Henry est armée par un tuf à matrice andésitique riche en cristaux de plagioclase emballant des lapillis de laves basiques et acides. La position stratigraphique de ce tuf n'est pas éclaircie, mais ses caractères géochimiques le rapprochent des basaltes et andésites de la Pointe du Diamant.

Arrêt 2.9 : Fort de l'Île aux Marins

L'île aux Marins est, pour une grande part, formée par les brèches à éléments de laves et ignimbrites rhyolitiques rouge brique (Membre de Galantry). La brèche de l'affleurement rocheux au pied du fort, contient des éléments atteignant le décimètre, non classés et de lithologie très diversifiée : rhyolite et/ou ignimbrite porphyrique, jaspe brun, tuf lité à lapillis acide et intermédiaire. Pour environ 50 %, ces éléments sont constitués par des bombes et "stocks" de lave et ou ignimbrite rhyolitique pouvant atteindre quelques

mètres cubes. La forme des bombes, le contour lobé des "stocks", la présence fréquente d'un cortex vitreux millimétrique à centimétrique (bordure figée) et la trace d'une déformation synchrone de la mise en place, indiquent que ces éléments n'étaient pas consolidés lors de leur incorporation dans la brèche.

Troisième journée • Description des affleurements

Consacrée exclusivement à l'examen des affleurements du Groupe du Cap de Miquelon, la troisième journée d'excursion se déroule dans le nord de l'île de Miquelon (fig. 8).

Arrêt 3.1 : Le Petit Gabion (près du phare du Cap Blanc)

Cet arrêt permet d'observer la trondhjémite du Cap Blanc et son contact avec l'encaissant métamorphique composé ici de gneiss quartzeux à muscovite-biotite-cordiérite.

La trondhjémite du Cap Blanc a été datée à 615 Ma à partir d'un prélèvement fait près de cet arrêt, sur l'estran. Cette roche, à biotite ± hornblende, présente ici un litage magmatique discret parallèle à la foliation métamorphique de l'encaissant. À l'échelle du Cap de Miquelon, les trajectoires de foliation métamorphique sont contrôlées par les intrusions (fig. 8).

Les gneiss, affleurant sur une bande d'environ 30-40 m, sont fortement foliés et présentent un rubanement lithologique bien exprimé. Dans les quelques mètres les plus proches du contact, une blastèse de feldspath potassique est visible dans des rubans centimétriques. La cordiérite, souvent déstabilisée en muscovite + quartz, forme des amas centimétriques, parfois coalescents, aplatis dans le plan de foliation. En lame mince, le rubanement métamorphique est bien exprimé par les recristallisations de biotite et muscovite et par une très forte recristallisation donnant, par lit, une texture en mortier. Le K-feldspath forme de grandes plages et la cordiérite fraîche des blastes poecilites, mâclés autour des quartz. Des veinules à K-feldspath et cordiérite indiquent un début de fusion partielle.

Deux types de filons, recoupant à la fois le pluton et son encaissant, sont visibles sur cet arrêt:

- un filon d'aplite rosée à quartz automorphe, microcline, plagioclase, biotite brune et muscovite. Il représente une phase tardi-magmatique et est semblable à ceux datés à 620 ± 3 Ma (Lepvrier, 1990) qui recoupent l'intrusion de l'Anse à la Vierge (cf. arrêt 3.9, 3.10);
- un filon de dolérite, puissant de quelques mètres, se suit sur une centaine de mètres; il recoupe très nettement le contact trondhjémite-gneiss. Les roches de ce type, analysées en d'autres sites montrent une texture doléritique fraîche à pyroxène conservé et de caractère alcalin.

Le déplacement vers l'arrêt suivant se fait à travers les micaschistes satinés à muscovite et cordiérite. Ils ont un aspect de schistes zèbrés dans lesquels la cordiérite est abondante dans des rubans centimétriques. La bande de micaschiste est puissante d'environ 75 m.

Arrêt 3.2 : Le Gros Gabion

Cet arrêt permet d'observer les micaschistes à cordiérite et le passage aux méta-grauwackes. Peu avant la pointe du Gros Gabion, affleurent sur quelques mètres, des roches basiques affectées par la foliation métamorphique. En lame mince, il s'agit d'une amphibolite feldspathique fortement recristallisée. La texture est granonématoblastique avec des amphiboles vert bleuté en plages fibreuses allongées, des biotites brun orangé et des plagioclases. Une composante cisailante dextre est localement mise en évidence par la rotation des blastes de cordiérite (Lepvrier, 1990). Les plans de schistosité, fortement redressés et parallèles aux plans de stratification, portent une fine linéation d'étirement proche de l'horizontale (30° au 265)

Les micaschistes sont à grain fin et riches en quartz avec une foliation soulignée par les lamelles de biotite. La cordiérite est abondante dans les niveaux les plus micacés.

A la pointe du Gros Gabion, quelques bancs de méta-grauwacke de 30 à 50 cm de puissance soulignent les plans de stratification distincts des plans de

schistosité. Les relations schistosité-stratification sont de type flanc inverse.

Arrêt 3.3 : La Butte du Calvaire

La Butte du Calvaire est armée par des méta-grauwackes à lits millimétriques à centimétriques de minéraux opaques. Le rubanement sédimentaire, redressé, est toujours bien marqué par les lamines d'opaques, et fréquemment des figures sédimentaires de type ride et sets obliques sont présentes. Ces figures indiquent une polarité inverse de la série, cohérente avec les relations schistosité-stratification (schistosité faiblement pentée vers le sud).

Arrêt 3.4 : Le Rocher de l'Echelle

Cet arrêt permet d'observer un important champ filonien de dolérite post-schistosité recoupant les micaschistes à cordiérite (en petits cristaux peu abondants). Les plans de schistosité sont proches de l'horizontale. Les dolérites forment un réseau serré de dykes (*sheeted-dyke*) plurimétriques. Le cœur des dykes, à patine marron, est composé de dolérite microgrenue, alors que la périphérie est formée de dolérite vert foncé en poches discontinues. Des bordures figées sont généralement présentes. Aucune datation n'est actuellement disponible; il est probable cependant que ces dykes se rattachent aux dykes triasiques décrits à Terre-Neuve et contemporains de l'ouverture de l'Atlantique Nord (Hodych et Hayatsu, 1980).

Arrêt 3.5 : La Grande Anse de l'Ouest

Les micaschistes présentent à cet arrêt une très forte linéation d'étirement (8° au 282) portée par une schistosité assez plate (22° au 210) donnant à la roche les caractères d'une tectonite L-S. La foliation métamorphique (quartz, albite-oligoclase) est soulignée par des biotite brun vert et des accumulations discontinues de minéraux opaques. La muscovite, en grandes lamelles éparses, est légèrement postérieure à la foliation.

Arrêt 3.6 : La Grande Anse de l'Ouest (bis)

Facultatif : cet arrêt permet de voir des faciès semblables à ceux de l'arrêt précédent, fortement structurés par une linéation d'étirement (5° au 270) portée par une foliation faiblement pentée (8° au 294). Un sill de roche basique est aussi impliqué dans cette déformation.

au 294). Un sill de roche basique est aussi impliqué dans cette déformation.

Arrêt 3.7 : L'Anse aux Warys-Nord

Les gneiss affleurant à cet arrêt traduisent un accroissement du degré de recristallisation. Le faciès le plus spectaculaire comprend des gneiss à galettes leucocrates polycristallines, pluricentimétriques, aplaties dans la foliation. Elles sont composées d'un assemblage de quartz-Kfeldspath-plagioclase et biotite, à texture granoblastique qui, probablement, représente d'anciennes cordiérites. En dehors des amas, la foliation est ponctuée de blastes de feldspath potassique symmétamorphes impliqués dans une tectonique cisailante (plans C/S). Dans les collines à l'est de l'arrêt, des lits anatectiques à blastes automorphes de cordiérite sont présents. Les métalaves porphyriques associées ont une texture granonématoblastique fine incluant des amphiboles vert bleuté en prismes divergents.

Arrêt 3.8 : Le Petit Gabion (près du Fond de l'Anse sur la côte est)

Ce premier arrêt sur la côte est de la péninsule du Cap de Miquelon permet d'observer à nouveau des faciès cornéifiés de méta-grauwacke à lamines de magnétite. Ce faciès est semblable à celui vu à l'arrêt 3.3 (Butte du Calvaire). Un dyke doléritique post-schisteux recoupe l'ensemble. Une schistosité pénétrative, associée à de rares plis en chevrons, recoupe le rubanement lithologique; elle porte une fine linéation minérale subhorizontale (N120).

La présence d'une terrasse perchée à environ 10 m d'altitude et composée de galets roulés, témoigne des mouvements isostasiques les plus récents.

Arrêt 3.9 : L'Anse à la Vierge I

Une faille importante, injectée de dolérite, met en contact les méta-grauwackes avec des gneiss à cordiérite. A cet arrêt, la coupe débute dans des gneiss à foliation métamorphique bien exprimée, parallèle au rubanement lithologique. Les blastes de cordiérite se concentrent dans des niveaux privilégiés. Leur succèdent rapidement des gneiss migmatitiques injectés de granite rosé. En lame mince, les gneiss ont une texture granolépiblastique fine à

quartz-biotite-K feldspath-plagioclase. De grandes plages de cordiérite subsistent dans la foliation. Des muscovites en lamelles non orientées parsèment la roche. Des sills anté-schisteux de roche basique sont présents.

Arrêt 3.10 : L'Anse à la Vierge 2

En continu avec l'arrêt précédent, la coupe montre un petit massif de diorite, lui-même recoupé par de nombreux filons d'aplite rosée semblables à ceux observés à l'arrêt 3.1.

Le massif principal se compose de diorite et quartz-diorite à gros grain et texture équante. L'assemblage minéral est à plagioclase (andésine), hornblende verte chloritisée à exudations ferro-titanées et quartz en plages intersticielles. Les amphiboles, de grande taille, présentent un pléochroïsme vert à brun vert et englobent de petites biotites brunes. Les principaux minéraux accessoires sont : l'apatite en cristaux millimétriques, l'épidote, le leucoxène et le sphène.

Le contact nord-est du massif montre un encaissant de gneiss avec de très importants indices de fusion partielle.

Arrêt 3.11 : L'Anse à la Vierge 3 (côte 113)

La remontée de Grande Dévalée se fait à travers les intrusions de diorite et d'aplite rosée. Les diorites, grenues et fortement mélanocrates, sont associées ici, dans une brèche magmatique, à des venues leucocrates à biotite, hornblende verte, andésine, quartz et apatite. L'absence de feldspath potassique rapproche ces faciès leucocrates de la trondhjémite du Cap Blanc.

Facultatif : un dernier arrêt, facultatif, est proposé. Il suppose une marche d'environ 500 m vers le nord-est, sans difficulté particulière.

Ce dernier arrêt permet d'aller plus avant dans "l'unité des migmatites" d'Aubert de la Rte (1950).

Au-delà du petit massif de diorite, les faciès exposés sont peu différents de ceux observés sur la côte est de la péninsule et montrent que l'hypothèse d'un socle cristallin (socle pré-avalonien) ne peut être retenue sur cette coupe. Les

gneiss sont ici sous leur faciès habituel avec de fines lamines à minéraux opaques. Le rubanement métamorphique est intensément plissé ; une nouvelle schistosité, fruste, de plan axial peut se développer dans l'intrados des plis. Des venues leucocrates, généralement de faible importance (centimétriques à décimétriques), recoupent ces gneiss ; elles sont probablement alimentées par la fusion partielle développée à la périphérie des intrusions dioritiques et spectaculairement exposée dans la crique au nord de la Pointe à la Loutre.

A cet arrêt, une venue leucocrate plus importante, métrique, recoupe le rubanement plissé.

Quatrième journée • Description des arrêts

La quatrième et dernière journée d'excursion est consacrée à l'étude des séries sédimentaires d'âge Paléozoïque ainsi qu'aux déformations qui les affectent. Tous les arrêts sont situés sur l'île de Langlade (fig. 21).

Arrêt 4.1 : Les Voiles Blanches

La Formation de Chapel Island affleure essentiellement dans la partie sud-est de Langlade et la côte depuis la Pointe du Cap Coupé jusqu'à la Pointe de la Gazelle permet d'en observer les différents membres.

Les phyllades vertes du membre 3 de la Formation de Chapel Island affleurent aux Voiles Blanches. Il s'agit de siltstone massif, régulièrement stratifié en bancs pluridécimétriques à métriques dans lesquels s'individualisent des nodules carbonatés (de 10 à 50 cm de long). Alignés dans les plans de stratification, ces nodules conservent souvent la trace du litage, aussi une origine diagénétique est-elle proposée.

Les plans de stratification pendent régulièrement vers le sud-est d'environ 40° et sont recoupés par une schistosité pénétrative de type flux naissant.

Du côté sud de l'anse, les siltstones verts à nodules carbonatés du membre 3, sont recouverts par un banc pluridécimétrique de calcaire stromatolithique rosé, noduleux, à bioclastes, associé à des

siltstones rouges (base du membre 4). Des schistes rouges, massifs (membre 5?) reposent en contact anormal raide, sub-parallèle à la stratification générale, sur le niveau calcaire.

Arrêt 4.2 : Anse de la Pointe à la Gazelle

La remontée dans le ruisseau de l'Anse de la Pointe à la Gazelle se fait à travers les siltstones du membre 3 de la Formation de Chapel Island avec des nodules carbonatés d'origine diagénétique. L'arrêt 4.2 montre le contact entre les membres 3 et 4 de la formation, souligné ici, comme dans toute la péninsule d'Avalon et spécialement dans la péninsule de Burin, par des niveaux décimétriques de calcaire rosé, noduleux (ici 4 couches) emballés dans des siltstones rougeâtres. Les siltstones gris qui les surmontent ont fourni une abondante faune : *Aldanella attleborensis*, *Aldanella* sp., *Watsonella crosbyi*, "*Ladatheca*" *cylindrica* et *Hyolithoïdés* indéterminés (*Circotheca*?) (Pl. 1, ph. 1 à 5b). Les restes fossiles sont limonitisés, ou entièrement dissous, ou plus ou moins pyritisés; un probable hyolithoïde montre une coquille calcaire épaisse. Les taxa numériquement les mieux représentés, sont "*Ladatheca*" *cylindrica* et *Watsonella crosbyi*.

Watsonella crosbyi est le plus ancien *Rostroconchia* connu. Une description détaillée, l'interprétation du mode de vie, ainsi que la distribution stratigraphique et géographique de ce taxon ont été fournies par Landing (1988). "*Ladatheca*" *cylindrica* est une espèce à coquille allongée avec opercule; elle possède des laminae sur la surface externe et sur la paroi interne. La longueur totale peut atteindre 150 mm et le diamètre 6 mm. L'opercule, circulaire avec un relief peu accentué, est légèrement voûté avec un apex sub-central et des lignes de croissance plus ou moins concentriques. Les relations entre les associations fauniques et les paléo-environnements ont récemment été discutées par Landing (1992).

Aldanella attleborensis montre une large distribution stratigraphique dans les séries avaloniennes comprises entre le pré-Tommotien et l'extrême base de

l'Atdabanien (Landing, 1988). La partie inférieure de la Zone à *Aldanella attleborensis* est caractérisée par *Watsonella crosbyi* (Bengtson et Fletcher, 1983 ; Landing, 1989). *W. crosbyi* apparaît en même temps qu' *A. attleborensis*, approximativement 500 m au-dessus de la limite Précambrien-Cambrien dans la péninsule de Burin (stratotype international GSSP = base de la Zone à *Phycodes pedum*, à 2,40 m au-dessus du toit du membre 2A de la Fm. de Chapel Island) et disparaît à la base du membre 5. "*Ladatheca*" *cylindrica* est connue dans le sud-est de Terre-Neuve, depuis la partie supérieure du membre 2 de la Fm. de Chapel Island jusqu'à l'association à *Camenella baltica* incluse (Landing, 1988).

Le côté nord de l'Anse de la Pointe à la Gazelle montre des siltites rubanées à séquences centimétriques répétitives, à base érosive et sommet bioturbé. Elles sont attribuées au membre 4. Les blocs épars sur le rivage permettent d'observer une abondante ichnofaune d'affinité paléozoïque.

Arrêt 4.3 : Anse à Ross

Le rebord sud de l'Anse à Ross est marqué par une importante faille NE-SW. La coupe le long de la falaise permet de voir le contact stratigraphique entre le membre 5 de la Formation de Chapel Island et la base de la Formation de Random.

Les plans de stratification pendent modérément vers le sud ; une schistosité fruste subverticale est visible dans les siltstones. Du nord vers le sud, les faciès suivants se succèdent :

- base de la Formation de Random : quartzite rougeâtre ;

faille

- membre 4 de la Formation de Chapel Island: siltstone rubané à lits bioturbés de 5-10 cm, litage interne plan-parallèle millimétrique ;

faille

- membre 5 de la Formation de Chapel Island : siltstone gréseux vert, en bancs métriques séparés par des interlits argilo-micacés décimétriques. Vers le haut de la série, les bancs se colorent en

rouge et deviennent de plus en plus massifs en même temps que la phase micas flottés est de plus en plus importante ; des laminations obliques décimétriques apparaissent. Une lentille (20 cm environ) de microconglomérat à grains roulés (3-5 mm) de quartz et jaspe rouge associée à des lamines obliques apparaît à environ 15 m du toit de la formation. La partie terminale du membre 5 est formée de grès micacé riche en matrice montrant des alternances de niveaux verts et rouges en bancs métriques.

- membre inférieur de la Formation de Random: quartzite gris rosé à beige en bancs de 30 à 50 cm de puissance ; les interlits à micas flottés sont réduits ; lamines obliques fréquentes, miches sableuses, galets mous. Au pied des habitations, un dyke de dolérite recoupe un pli mésostructural.

Arrêt 4.4 : Cap Percé

Les observations se feront d'une part sur l'îlot de la Pointe du Cap Percé et d'autre part, au bas des falaises du Cap Percé (côté Anse aux Soldats).

• L'îlot de la Pointe du Cap Percé : Séparé du Cap Percé lui-même par une faille de faible importance, cet îlot permet d'observer les Formations de Brigus et de Chamberlain's Brook recouvertes, en contact anormal, par les quartzites blancs du toit de la Formation de Random.

La Formation de Brigus est très réduite en puissance (environ 15 m) et c'est le seul endroit de l'archipel où elle a été caractérisée de façon certaine. Elle est en contact par faille avec les quartzites de la Formation de Random et débute par des schistes gris ardoisiers (env. 3 m) à débris de brachiopodes, surmontés par 5 m de schiste rouge à nodules centimétriques calcaires et fossilifères (partie sommitale de la Zone à *Callavia* - Fletcher, comm. écrite, 1993). Ils sont couverts par 6 à 8 m de grès argileux vert, en bancs de 30 à 50 cm, incluant plusieurs niveaux tuffacés vert pâle, décimétriques.

La base de la Formation de Chamberlain's Brook est marquée par l'apparition d'une croûte décimétrique riche en manganèse et cuivre connue également en Avalon où elle représente un hiatus

stratigraphique important séparant le Cambrien inférieur du Cambrien moyen (Fletcher, comm. écrite, 1993).

Outre ce niveau manganésifère, la Formation de Chamberlain's Brook est composée ici de grès calcaires fins, de schistes gris et rouge et de calcaire noduleux ocre en lits décimétriques. Ces divers faciès sont riches en débris fossilifères, spécialement en débris de trilobites (associations à *Braintreella tenera* et *Hartella matthewi* - Bengtson et Fletcher, 1983). Un accident chevauchant vers le sud tronque le haut de la série et amène à la surface les quartzites blancs de la Formation de Random (pli mésostructural synschisteux associé au chevauchement).

• falaise du Cap Percé : le long de cette coupe, les Formations de Chamberlain's Brook et de Manuels River, en contact faillé avec la Formation de Random, affleurent dans des panneaux faillés et plissés. Le sommet de la Formation de Chamberlain's Brook se compose d'argilite massive noire à vert sombre incluant des nodules de calcaire ocre fossilifère (Zone à *Hartella*). La Formation de Manuels River débute, sur cet affleurement, par un niveau d'environ 20 cm de bentonite blanche, partout présent entre le Cap Percé et l'Anse aux Soldats et recouvert par des schistes noirs argileux à nodules parfois décimétriques et à nombreux restes organiques. L'analyse par diffractométrie des rayons X de ce niveau de composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 55\%$) montre un très important développement de l'illite ainsi que des interstratifiés illite-chlorite. Un niveau de cette nature est reconnu de façon constante en Avalon sous le nom de *Manuels Metabentonite* (Fletcher, 1972).

Arrêt 4.5 : Anse aux Soldats

Les falaises de l'Anse de la Pointe aux Soldats, à l'est du ruisseau, sont occupées par les schistes noirs de la Formation de Manuels River. À l'ouest, en contact tectonique, affleurent les formations du Groupe de Belle-Rivière.

Le contact inférieur de la Formation de Manuels River est visible à l'extrême-est de l'anse où les bentonites affleurent en surface structurale. La formation

se compose essentiellement de schistes noirs à bancs centimétriques de grès ocre et de siltite à litage millimétrique. Les plans de stratification pendent faiblement vers le nord (25° environ) alors que la schistosité de fracture, toujours bien exprimée, pend d'environ 50° vers le nord.

Les premiers mètres de la formation ont fourni les associations de trilobites de la Zone à *Hydrocephalus hicksii*, mais la majeure partie de la formation se place dans la Zone à *Paradoxides davidis*. Deux types de nodules sont présents dans cette formation, d'une part des nodules de taille modeste, fortement affectés par des structures *cone-in-cone*, d'autre part des nodules grès-carbonatés de taille importante pouvant atteindre 50 cm de diamètre et dans lesquels les restes de trilobites sont très abondants et remarquablement conservés. Les principales formes reconnues sont *Paradoxides cf. davidis*, *P. sp. affl. rugulosus*, *Clarella gronwalli*, *Bailiapsis cf. howelli* et différents agnostidae (Planche photographique, clichés 6 à 14).

Arrêt 4.6 : Anse du Gouvernement

La coupe de l'Anse du Gouvernement permet l'étude des trois formations composant ce groupe : la Formation de l'Anse du Gouvernement, la Formation du Cap aux Morts et la Formation du Cap Sauveur.

La Formation de l'Anse du Gouvernement qui se compose principalement d'ignimbrite fluidale à figures d'écoulement, et plus rarement de brèche, affleurent par points depuis le Nord de l'Anse aux Soldats jusqu'aux abords de l'Anse du Gouvernement et sur les hauteurs qui la dominent (Tête Pelée). Sur la coupe présentée, le contact avec la Formation du Cap aux Morts est marqué par une puissante faille verticale qui bréchifie les ignimbrites.

La Formation du Cap aux Morts est formée de basalte violacé à vert, vésiculé, grossièrement stratifié. Bien que ce ne soit pas la règle, des niveaux à petits pillows sont présents à plusieurs niveaux dans les falaises du Cap aux Morts. Les vésicules, abondantes dans les coulées massives, sont aplaties dans un plan de fluidalité frustré qu'elles sou-

lignent. Il s'agit de basalte à texture microlitique fluidale marquée par les lattes de plagioclase. Les vésicules, moulées par les microlites, sont à calcite, chlorite, épidote et opale. A l'Anse du Gouvernement, les basaltes sont massifs avec, dans les derniers mètres, près du contact avec les sédiments volcanoclastiques, des structures en pillows.

La Formation de Cap Sauveur repose en contact stratigraphique sur les basaltes de la Formation du Cap aux Morts. Elle débute ici par environ 1 m de conglomérat grossier à matrice rougeâtre et fragments pluricentimétriques anguleux d'origine volcanique. Audessus de ce niveau basal, les grès grossiers volcanoclastiques alternent avec des grès fins et des siltites rouges. Le tri granulométrique s'améliore progressivement vers le haut tandis que la teinte rouge s'atténue et que se développent des passées stratiformes de couleur verte. Les figures sédimentaires deviennent alors fréquentes et paraissent indiquer l'installation d'un environnement marin côtier. A la Pointe du Gendarme, la Formation du Cap Sauveur est injectée par de puissants sills de dolérite.