



HAL
open science

Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif armoricain, France)

Eric Marcoux, Alain Cocherie, Gilles Ruffet, Jean-René Darboux, Catherine Guerrot

► **To cite this version:**

Eric Marcoux, Alain Cocherie, Gilles Ruffet, Jean-René Darboux, Catherine Guerrot. Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif armoricain, France). *Géologie de la France*, 2009, 1, p. 19-40. hal-00516359

HAL Id: hal-00516359

<https://brgm.hal.science/hal-00516359>

Submitted on 9 Sep 2010

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

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

Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif armoricain, France)

Éric Marcoux* (1)
Alain Cocherie (2)
Gilles Ruffet (3)
Jean-René Darboux (4)
Catherine Guerrot (2)

Reviewed geochronology in the Léon dome (Armorican massif, France)

Géologie de la France, n° 1, 2009, p. 19-40, 20 fig., 5 tabl.

Mots-clefs : Léon, Hercynien, Massif armoricain, Géochronologie, Monazite, Zircon.

Key words: Léon, Hercynian, Armorican massif, Geochronology, Monazite, Zircon.

Résumé

De nouvelles datations réalisées sur les principaux ensembles granitiques et métamorphiques du Léon permettent de préciser l'histoire de ce domaine de la chaîne hercynienne. Dans les domaines métamorphiques, les trois âges obtenus sur des zircons des orthogneiss granodioritiques de Brest s'échelonnent de 529 à 504 Ma, confirmant le caractère polyphasé de ce complexe orthodérivé cambrien. Dans l'unité autochtone, l'âge dévonien inférieur (385 - 391 Ma) des orthogneiss de Plounévez-Lochrist est confirmé par une nouvelle datation U-Pb sur zircon réalisée dans l'ensemble oriental. Dans les unités allochtones du Nord, les monazites du complexe migmatitique de Plouguerneau livrent un âge de 331 ± 7 Ma, interprété comme celui de la migmatitisation et conforme à celui proposé récemment par Faure et al. (335 - 327 Ma).

L'âge des événements magmatiques hercyniens a également été précisé. Le granite porphyroïde de Kersaint se confirme comme le plus ancien du Léon avec un âge sur monazite de 331 ± 4 Ma. Cependant, les nouvelles datations réalisées montrent que les granites léonards sont essentiellement stéphanien. Le granite porphyroïde rose de Guissény, satellite du granite de l'Aber-Ildut, est ainsi daté par U-Pb sur zircons à $301,4 \pm 4,3$ Ma. La monzodiorite de Plounévez-Lochrist, satellite mafique du grand massif de Brignogan-Plouescat, donne un âge de 296 ± 3 Ma, cohérent avec celui de 292 ± 15 Ma obtenu par Rb/Sr sur le

monzogranite de Brignogan-Plouescat. Le leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine, considéré comme tardif par son allure en dykes sécants, est en fait également stéphanien ; le faciès le plus répandu est daté à $302,7 \pm 0,3$ Ma, le faciès sécant plus tardif riche en tourmaline à $301,5 \pm 0,3$ Ma (Ar-Ar sur muscovites). L'âge obtenu sur la mylonite formée aux dépens du leucogranite de Kernilis ($292,5 \pm 2,7$ Ma par Ar-Ar sur muscovite) correspond vraisemblablement au jeu de l'accident mylonitique de Porspoder.

Les granitisations du Léon débutent donc immédiatement après le pic métamorphique hercynien, comme dans le Massif central. La principale période de granitisation du Léon s'effectue cependant au Stéphanien, c'est-à-dire de la fin de l'extension syn-collisionnelle (300-310 Ma) à la fin de l'extension post-collisionnelle (post-300 Ma).

Extended abstract

The Léon complex is a wide metamorphic and granitic antiform located at the northwestern boundary of Armorican massif, France. After having been considered as a very old (up to Pentevrian, ~1 Ga) metamorphic basement, it is now widely accepted that its main history is Hercynian in age. The Léon dome is a complex stacking of various terranes (Cabanis et al., 1979; Rolet et al., 1986; Paquette et al., 1987; Le Corre et al., 1989; Rolet et al., 1994; Faure et al., 2008) dipping E-SE, which moved from South to North during Hercynian epoch. Oldest terranes are composed of

(1) Université d'Orléans UMR 6113 CNRS (ISTO), Bâtiment ISTE, Campus géosciences, 1a rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France

(2) BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans cedex 2, France

(3) Géosciences Rennes UMR CNRS 3118, campus de Beaulieu, université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

(4) Université de Bretagne occidentale, avenue le Gorgeu 29000 Brest, France

*Auteur pour correspondance - Corresponding author: eric.marcoux@univ-orleans.fr

brivoerian schists (ca. 580 Ma), covered by Early Paleozoic sedimentary formations. These terranes are intruded by old pre-metamorphic intrusions now turned into gneiss (gneiss de Brest), and by post-metamorphic granites.

New datings have been performed on the main magmatic and metamorphic units of the Léon. Results give a new light on the history of this complex dome. The three main units of the metamorphic basement have been sampled for dating. Three ages have been obtained on the Brest granodiorite-derived orthogneiss (U-Th-Pb method on zircon) ranging from 529 to 504 Ma, thus confirming the multiphased emplacement of this Cambrian granodiorite. Within autochthonous unit, the lower Devonian age (385 ± 8 Ma) of the Plounévez-Lochrist orthogneiss, first published by Cabanis et al. (1979), is confirmed by new dating by Pb-Pb evaporation method on single zircon (390.8 ± 7.1 Ma). In the northern part of the Léon, monazites extracted from the migmatitic complex of Plouguerneau give a mean age of 331 ± 7 Ma, interpreted as that of migmatitisation. This age fits very well with that of the Viséan-Namurian migmatitisation episode recently proposed by Faure et al. for the Léon zone (335 - 327 Ma).

The age of Hercynian magmatic intrusions has also been precised. Dating of monazites confirms that the porphyroid granite of Kersaint is the oldest Hercynian intrusion in the Léon (331 ± 4 Ma). Nevertheless, most of granites of the Léon are Stephanian in age. Pink porphyroid granitic intrusion of Guissény, satellite of the l'Aber-Ildut massif, gives an age of 301.4 ± 4.3 Ma (U-Pb on zircon). The monzodiorite of Plounévez-Lochrist, a coeval mafic satellite of the huge Brignogan-Plouescat monzogranitic massif, gives an age of 296 ± 3 Ma (U-Pb on zircon), in good agreement with the 292 ± 15 Ma age obtained on the monzogranite (whole rock Rb-Sr method; Georget et al., 1986). The tourmaline-bearing leucogranite of Sainte-Catherine, though to be the youngest in Léon, has a similar age: 302.7 ± 0.3 Ma (common granite) and 301.5 ± 0.3 Ma (late crosscutting tourmaline-rich granite) (Ar-Ar on muscovite). The age measured on muscovite from mylonite formed at the expense of the two-micas granite of Kernilis (292.5 ± 2.7 Ma, Ar-Ar on muscovite) is very likely that of the main motion of the mylonitic fault of Porspoder.

In Léon, Hercynian magmatic emplacements begin just after the metamorphic peak, in the same way than in French Massif central. Main granitization is nevertheless Stephanian in age, occurring from the end of the syncollisional extension (300 - 310 Ma) till the end of the post-collisional extension (post- 300 Ma).

1. Introduction et cadre géologique

Situé à l'extrême nord-ouest du Massif armoricain, le domaine du Léon est limité au sud par la faille de l'Elorn et à l'est par les sédiments paléozoïques de la région de

Morlaix (fig. 1). La première esquisse géologique revient à Barrois (1902), mais ce sont Chauris et Hallégouët (1972) qui ont établi la première cartographie précise de ses différentes formations.

Le Léon occupe une place à part dans la géologie armoricaine. Vaste antiforme métamorphique de 70 km sur 30 km orientée NE-SW, parsemé d'éclogites et percé d'intrusions pré-orogéniques Paléozoïque inférieur et tardi ou post-orogéniques (Carbonifère), il a longtemps été considéré comme un socle métamorphique précambrien autochtone recouvert de terrains néoprotozoïques et paléozoïques (Cogné, 1974), ou comme un microcontinent exotique, translaté depuis le domaine sud-armoricain (Balé et Brun, 1986). Des arguments structuraux et géochronologiques (Cabanis et al., 1979 ; Rolet et al., 1986 ; Paquette et al., 1987 ; Le Corre et al., 1989 ; Rolet et al., 1994 ; Faure et al., 2008) ont depuis clairement montré que le Léon est un empilement de nappes déplacées du sud vers le nord dans des conditions ductiles lors de l'orogénèse hercynienne. Les variations d'orientation des foliations et les accidents mylonitisés appuient fortement la présence de nappes à vergence nord-est à est (Jones, 1994 ; Rolet et al., 1994, Darboux et al., en préparation).

Vers le sud, la faille N 70° de l'Elorn met le Léon en contact avec les terrains épimétamorphiques du domaine centro-armoricain. Vers l'est, le Léon disparaît sous les séries épimétamorphiques des schistes de la Penzé, le contact, chevauchant ou non, ne faisant pas l'objet d'un consensus entre les auteurs.

Postérieurement au métamorphisme hercynien, le Léon voit se développer un important plutonisme, avec la mise en place des plutons granitiques de Saint-Renan – Kersaint, l'Aber-Ildut – Ploudalmézeau, Brignogan, Saint-Pol – Roscoff et Sainte-Catherine pour ne citer que les plus importants. Ce plutonisme granitique est accompagné d'un plutonisme mafique plus limité mais à l'origine de petits massifs de diorites à granodiorites (monzodiorite de Plounévez-Lochrist, diorite de Ploudaniel...). Ce pôle basique présente des affinités avec les roches intermédiaires du complexe de Ploumanac'h (Barrière, 1977). Enfin, probablement jusqu'au Permien, des microgranites sub-méridiens sécants sur toutes les autres formations clôturent la séquence magmatique hercynienne. Ces microgranites sont clairement postérieurs au linéament nord-armoricain dont ils recoupent les mylonites, mais certains échantillons possèdent de la séricite et un rajeunissement est probable.

L'époque tardi-hercynienne se traduit dans le Léon par la formation de deux accidents crustaux majeurs qui décalent les granites carbonifères. Le décrochement dextre nord-armoricain, ou faille de Molène – Moncontour (Chauris, 1969), impose un rejet de plusieurs dizaines de kilomètres aux massifs de Quintin-Moncontour et de Plouaret, et mylonitise la bordure sud du massif de Saint-Renan. L'accident N 70°, dit de Porspoder, met en contact le complexe migmatitique de Plouguerneau au nord, avec un domaine granitique au sud (granite de Guissény et leucogranite de Kernilis), dans lequel il développe un important couloir mylonitique. Il se prolonge dans les

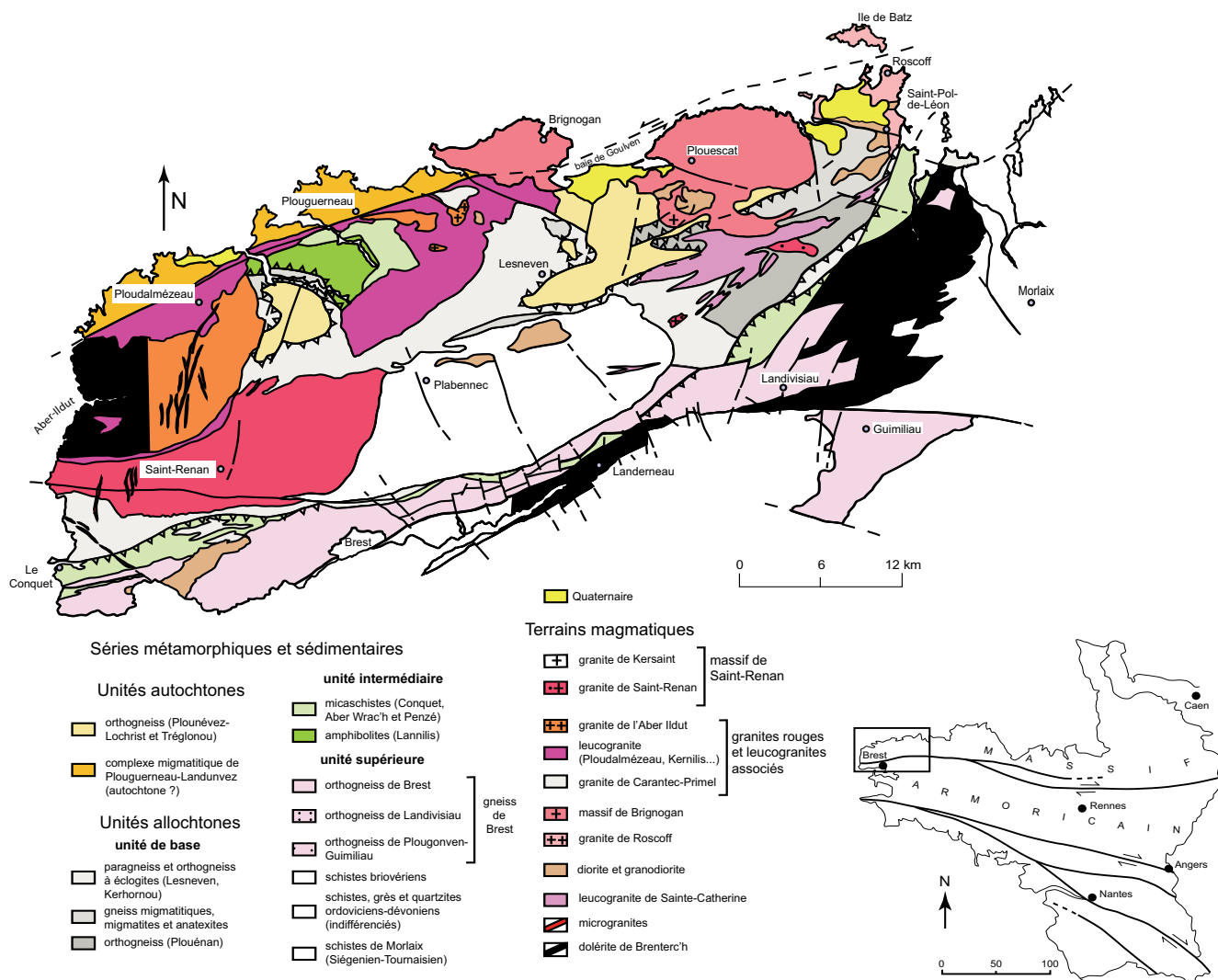


Fig. 1 - Carte géologique du Léon. Cette carte tient compte des levés récents réalisés dans le programme BRGM de la carte géologique de la France.

Fig. 1 - Geological map of Léon. This map integrates recent mapping performed by the Geological mapping of France BRGM's program.

dépansions du sud de Kerlouan, puis dans la baie de Goulven, où il conditionne la direction N 60° de la côte de Plouescat, avant de se poursuivre jusqu'au Sud de l'île de Batz, induisant l'orientation d'ensemble N 70° des enclaves de socle et des fractures de la région de Roscoff (Chauris *et al.*, 1998). Cet accident décroche ainsi le massif de Brignogan selon un jeu sénestre d'environ 7 km, divisant ce massif en deux lobes et du même coup la baie de Goulven, avant de détacher l'île de Batz du continent.

À une exception près (Faure *et al.*, 2008), les datations de ces formations métamorphiques et granitiques étaient soit inexistantes soit anciennes, et demandaient une actualisation. Les levés récents de plusieurs feuilles 1/50 000 du Léon (Saint-Pol-de-Léon, Chauris *et al.*, 1998 ; Plouguerneau, Marcoux *et al.*, 2005 ; Plabennec, Outin *et al.*, 2000 ; Landerneau, Darboux *et al.*, sous presse) ont alors permis de réaliser ces datations et/ou actualisations par diverses méthodes (U-Pb, Pb-Pb, Ar).

Ces données précisent l'histoire géologique du Léon et aident à le replacer dans celle du Massif armoricain.

2. Méthodologies

Quatre méthodologies différentes ont été utilisées pour dater les minéraux. Des détails techniques et analytiques ainsi que la bibliographie s'y rapportant sont fournis en annexe 1.

La spectrométrie de masse TIMS a été employée pour l'analyse isotopique U-Pb des zircons par dissolution (granite de Guissény, monzodiorite de Plounevez, orthogneiss de Landivisiau), ainsi que pour la méthode d'évaporation sur monozircons (Kober, 1986) (orthogneiss de Plounevez-Lochrist). La méthode U-Pb *in situ* sur zircons couplant ICPMS-MC et laser (Neptune, ThermoElectron) a été également employée (granite de Kersaint, orthogneiss de Brest et de Guimiliau).

Les monazites ont été datées par analyses ponctuelles à la microsonde électronique (EPMA SX 50 CAMECA, BRGM/ISTO). Les muscovites et biotites ont été datées par la méthode Ar-Ar et tir laser (mylonite de leucogranites de l'accident de Porspoder, leucogranite de Sainte-Catherine).

3. Les séries métamorphiques

Les terrains métamorphiques du Léon comportent des formations métamorphiques ortho de paradérivées (fig. 2). À la base, on distingue une unité autochtone ou para-autochtone formée d'un orthogneiss dit de Plounévez-Lochrist – Tréglonou (métagranite) dont l'encaissant n'est pas connu. Il est chevauché par trois nappes superposées (Faure *et al.*, 2008) :

- 1) une semelle de gneiss à biotite-grenat-sillimanite localement migmatitiques, contenant des éclogites rétro-morphosées, des anatexites, des paragneiss alumineux et un faciès orthogneissique (Plouénan) ; des zircons éclogitiques ont été datés à 439 ± 12 Ma (Paquette *et al.*, 1992), ce qui est considéré comme l'âge du métamorphisme HP ;
- 2) une nappe intermédiaire (le Conquet – Penzé) formée de micaschistes à staurotide-grenat-biotite, à intercalations de métagabbros, ortho et para-amphibolites ;

- 3) une nappe supérieure à schistes néoprotozoïques (briovériens) recoupés par des granodiorites ordovico-cambriennes très déformées (orthogneiss de Brest), et recouverts de séries paléozoïques épimétamorphiques.

3.1. Les gneiss de Brest

Les gneiss de Brest affleurent depuis la pointe Saint-Mathieu à l'ouest jusqu'à Guiclan près de Landivisiau à l'est soit sur environ 70 km de long, pour une largeur variant de 5 à 0,5 km. La nature et l'origine de cette formation composite, où se mêlent probablement des paragneiss avec des orthogneiss dominants, ont été au cœur de controverses pas encore terminées. Il est cependant clairement établi que le faciès principal est un orthogneiss, une ancienne granodiorite métamorphisée et foliée. Vers le sud, la granodiorite est cataclastique, le long des failles de l'Elorn. Son âge restait très discuté : 690 ± 40 Ma (Adams, 1967, Rb-Sr sur roche totale), 460 ± 70 Ma (Deutsch et Chauris, 1965) ou 466 ± 25 Ma (Cabanis *et al.*, 1979, U-Pb sur zircon par dissolution).

Les trois faciès principaux de ce vaste complexe ont fait chacun l'objet d'une datation dans le cadre de cette étude : l'orthogneiss de Brest *stricto sensu*, l'orthogneiss de Guimiliau et le faciès nord-est peu folié, souvent individualisé sous le nom d'orthogneiss de Landivisiau.

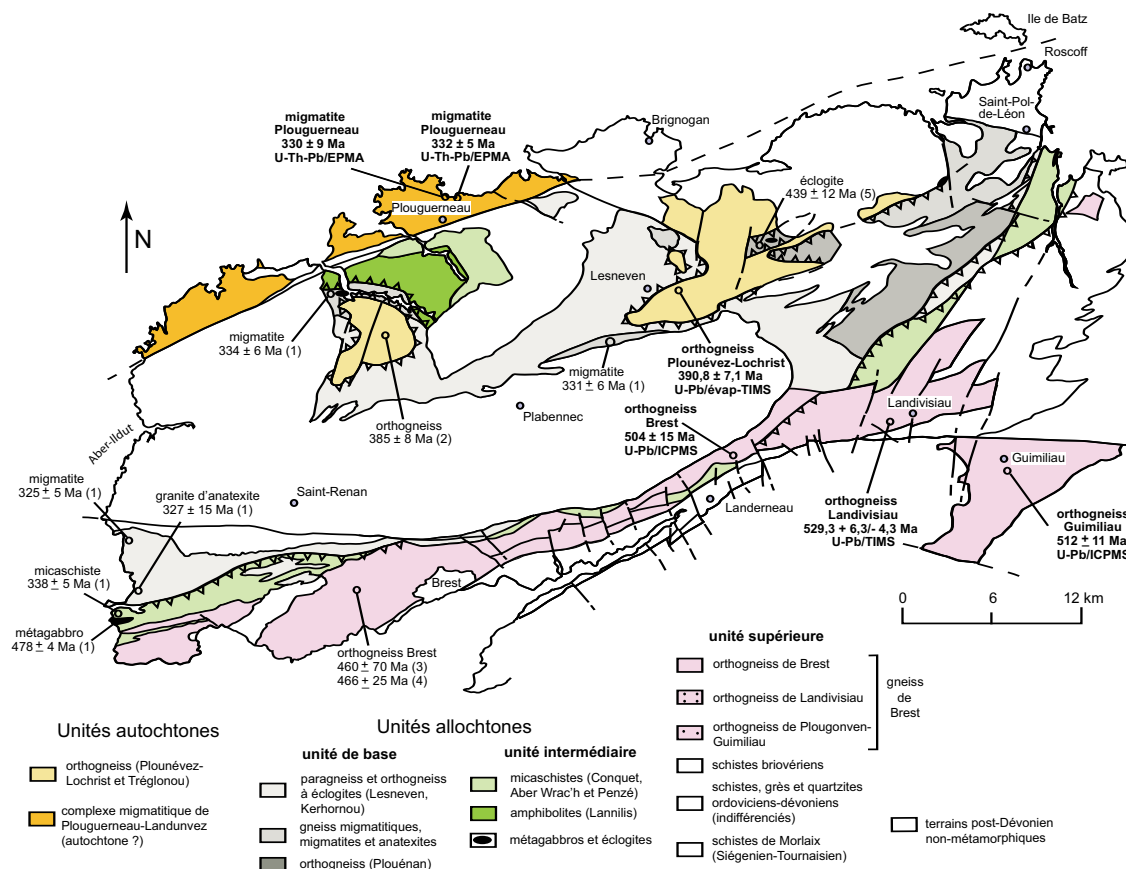


Fig. 2 - Carte des terrains métamorphiques du Léon, avec les datations anciennes et celles réalisées au cours de ce travail (en gras). (1) : Faure *et al.* (2008) ; (2) : Cabanis et Godard (1979) ; (3) : Deutsch et Chauris (1965) ; (4) : Cabanis *et al.* (1979) ; (5) : Paquette *et al.* (1987)

Fig. 2 - Map of metamorphic units of the Léon. New dating is in bold.

Dans l'orthogneiss de Brest *stricto sensu* (48°29'57"N – 4°06'57"O, LA 9), les zircons sont assez nombreux et souvent de grande taille (200 à 400 µm). Ils sont parfois incolores et limpides mais aussi parfois fumés avec des zonations marquées et des cœurs. Environ 100 grains ont été montés en section polie pour la datation U-Pb par couplage laser-ICPMS-MC. 19 points ont été analysés sur 19 grains différents après observation des photos au microscope électronique à balayage en électrons rétrodiffusés.

Les analyses U-Pb (tableau 1) sont largement dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg (1972) quoique souvent concordants. Les âges s'étirent entre plus de 2 100 Ma et 500 Ma (fig. 3). Le diagramme de Tera et Wasserburg (1972) permet de calculer un âge probable à 504 ± 15 Ma. Par ailleurs, le diagramme Concordia conventionnel selon Wetherill (1956) (tableau 2, fig. 4) permet de mieux contraindre les âges des diverses sources remaniées par l'orthogneiss, vers 2 100 et 2 000 Ma, et peut-être vers 1 600 Ma.

L'orthogneiss de Guimiliau (48°29'03"N – 3°58'49"O, LAX 13-01) montre des zircons de grande taille (300 à 500 µm) généralement bien cristallisés et avec peu d'inclusions, mais fracturés. Presque tous les grains sont du type S1 ou S2-S6 (Pupin, 1980).

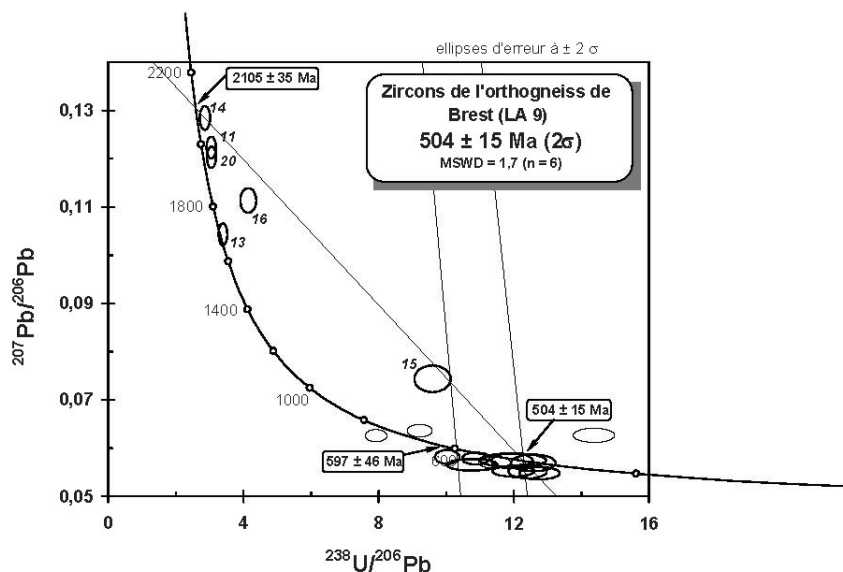


Fig. 3 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon de l'orthogneiss de Brest (LA 9). L'âge des zircons hérités sera mieux contraint dans le diagramme conventionnel utilisant les rapports isotopiques corrigés du Pb commun (voir figure 4).

Fig. 3 - Tera and Wasserburg Concordia diagram for zircons of the Brest orthogneiss (LA 9). Ages of zircons are better constrained in the conventional diagram by using corrected isotopic ratios of common lead (see figure 4)

Environ 120 grains ont été montés en section polie. Dix-huit analyses ont été effectuées sur 17 grains différents. À une exception près (14.1), les analyses sont proches de la Concordia (tableau 1 et fig. 5). Un âge probable calculé à partir de six analyses se dessine à 512 ± 11 Ma (fig. 5). Un second groupe de cinq analyses apparaît à 590 ± 22 Ma correspondant à un âge hérité. D'autres âges hérités beaucoup plus anciens apparaissent aussi vers 1 870, 2 350 et 2 540 Ma ; ils ont été traités à l'aide du diagramme conventionnel (tableau 2, fig. 6). L'âge le plus ancien est certainement archéen.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques						Age (Ma)				%			
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	Disc						
Orthogneiss de Brest (LA 9)																				
11,1	180	99	0,55	51,1	-	-	0,3282	0,0061	5,536	0,111	0,1223	0,0009	0,926	1830	29	1906	17	1990	13	92
13,1	38	8	0,21	9,6	1611	0,980	0,2918	0,0045	3,852	0,136	0,0957	0,0030	0,437	1651	22	1604	28	1543	58	107
14,1	329	106	0,32	99,5	16307	0,094	0,3491	0,0077	6,146	0,151	0,1277	0,0014	0,895	1931	37	1997	21	2066	19	93
16,1	118	51	0,43	24,7	7011	0,233	0,2407	0,0056	3,631	0,107	0,1094	0,0020	0,786	1390	29	1556	23	1789	33	78
20,1	307	95	0,31	86,9	34033	0,045	0,3273	0,0058	5,410	0,107	0,1199	0,0011	0,888	1825	28	1886	17	1955	16	93
Orthogneiss de Guimiliau (LAX 13-01)																				
5,1	382	79	0,21	104,8	27892	0,056	0,3171	0,0099	4,942	0,162	0,1130	0,0011	0,951	1776	48	1809	27	1849	18	96
8,1	137	52	0,38	33,8	-	-	0,2855	0,0047	4,406	0,078	0,1119	0,0007	0,934	1619	24	1713	15	1831	11	88
12,1	71	80	1,12	25,2	38220	0,038	0,4079	0,0064	8,365	0,152	0,1487	0,0014	0,856	2205	29	2271	16	2332	16	95
18,1	41	107	2,59	10,4	-	-	0,2997	0,0068	4,570	0,112	0,1106	0,0010	0,926	1690	34	1744	20	1809	17	93
21,1	207	70	0,34	76,7	14683	0,099	0,4284	0,0078	9,780	0,206	0,1656	0,0017	0,868	2299	35	2414	19	2513	17	91
Granite de Kersaint (LA 161)																				
3,1	541	318	0,59	49,4	4500	0,393	0,1068	0,0034	0,885	0,041	0,0601	0,0020	0,688	654	20	644	22	607	71	108
4,1	202	97	0,48	14,3	4037	0,444	0,0839	0,0023	0,650	0,035	0,0562	0,0026	0,504	520	14	508	21	459	100	113
9,1	368	182	0,49	28,0	25392	0,070	0,0881	0,0016	0,693	0,015	0,0571	0,0006	0,845	544	9	535	9	495	25	110
10,1	397	102	0,26	53,9	1309	1,317	0,1561	0,0072	2,287	0,131	0,1063	0,0036	0,804	935	40	1208	40	1737	61	54

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tableau 2 - Analyses U-Pb (laser-Neptune) sur zircons hérités. Voir le tableau 1 pour le détail des conditions analytiques et de calcul.

Table 2 - U-Pb analyses (laser-Neptune) on inherited zircons. See table 1 for analytical conditions and calculations.

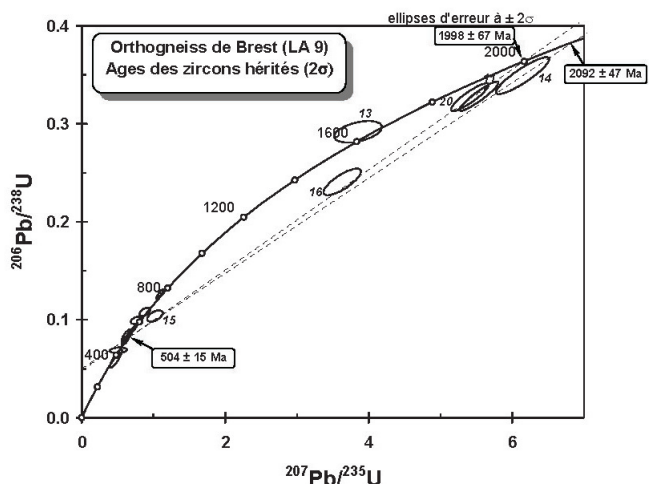


Fig 4 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircons de l'orthogneiss de Brest (LA 9). Comme suggéré par la position de l'analyse 16, nous avons interprété la légère perte de Pb radiogénique, pour les zircons hérités, comme le résultat d'une réouverture partielle du système lors de la mise en place à 504 Ma.

Fig. 4 - Wetherill Concordia diagram for zircons of the Brest orthogneiss (LA 9). As suggested by location of sample 16, the weak loss of radiogenic Pb for inherited zircons, is interpreted as resulting of a partial system re-opening during emplacement 504 Ma ago.

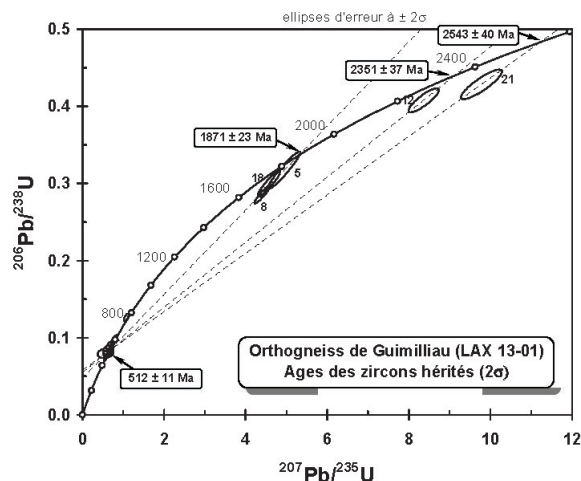


Fig. 6 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircon de l'orthogneiss de Guimiliau (LAX 13-01).

Fig. 6 - Wetherill Concordia diagram for zircons of the Guimiliau orthogneiss (LAX 13-01).

significative. La population semble cependant se situer dans le domaine des granites calco-alcalins. Les quatre fractions donnent des âges identiques à 530 Ma et, sauf pour la fraction 3, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont bas, spécialement pour la fraction 4 qui n'est pas incluse dans le calcul d'âge (tableau 3). Les trois fractions considérées sont sub-concordantes à légèrement discordantes et l'âge obtenu $529,3 \pm 6,3/-4,3$ Ma (MSWD = 0,1) est interprété comme l'âge de cristallisation du granite (fig. 7). L'intercept inférieur, mal défini de par la position concordante des trois points conservés pour le calcul, est proche de zéro (-35 ± 190 Ma).

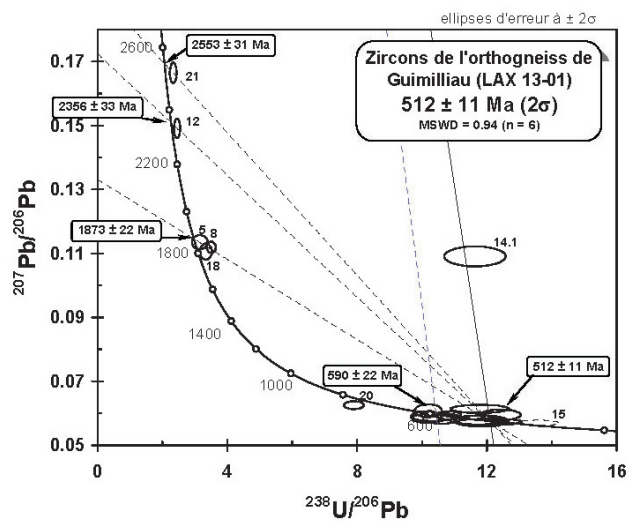


Fig. 5 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircons de l'orthogneiss de Guimiliau (LAX 13-01).

Fig. 5 - Tera and Wasserburg Concordia diagram for zircons of the Guimiliau orthogneiss (LAX 13-01).

Sur l'orthogneiss de Landivisiau ($48^{\circ}29'56''\text{N} - 4^{\circ}05'27''\text{O}$, LA 8), quatre fractions de zircons ont été analysées en U-Pb par la technique de dissolution isotopique. Les zircons de cet échantillon sont jaunes à incolores, automorphes et translucides. Une partie de la population est constituée de fines baguettes, très petites, avec des canalicules centrales. Des zircons plus grossiers, jaunes et trapus, renferment de nombreuses inclusions incolores. Aucune structure de type cœur hérité n'a été identifiée au microscope optique. Seuls 27 grains ont pu être indexés, ce qui rend la typologie peu

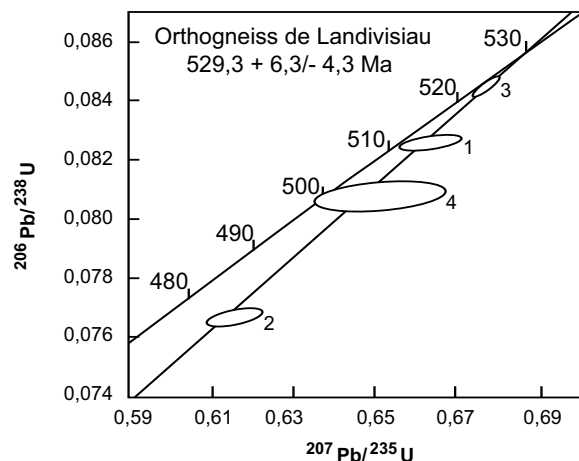


Fig. 7 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de l'orthogneiss de Landivisiau (LA 8). Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 3.

Fig. 7 - U-Pb Concordia diagram for zircons of the Landivisiau orthogneiss (LA 8). Numbers refer to fractions identified in table 3.

3.2. L'orthogneiss de Plounez-Lochrist

L'orthogneiss de Plounez-Lochrist apparaît en deux fenêtres au cœur de l'antiforme du Léon : à Plounez-Lochrist et à Tréglonou. Longtemps considéré comme très

ancien à la suite de Barrois (Pentévrien soit plus de 1 000 Ma), cet orthogneiss a en fait été daté du Dévonien inférieur à 385 ± 8 Ma (Cabanis *et al.*, 1979) dans sa fenêtre occidentale (Tréglonou) (méthode U-Pb par dissolution sur zircon).

Nous avons voulu confirmer cet âge par une seconde datation sur la fenêtre orientale de Plounevez-Lochrist, réalisée par la méthode d'évaporation directe sur zircon. L'orthogneiss a été prélevé dans la carrière du moulin de Lescoat, 3 km à l'Est de Lesneven, où il présente le faciès caractéristique avec de grands yeux feldspathiques

Echantillon	Concentrations				Rapports isotopiques				Age		
	Minéral	pds (μg)	U (ppm)	Pb rad com (ppm)	Pb (pg)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Pb/U $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Pb/U $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Pb $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Pb $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)
Orthogneiss de Landivisiau (LA 8)											
1	8, bag, nm0	4	323	26,9	30	238	0,12	$0,0826 \pm 2$	$0,6604 \pm 56$	$0,05798 \pm 44$	529,1
2	8, all, nm0	4	425	33,0	33	263	0,12	$0,0767 \pm 2$	$0,6138 \pm 50$	$0,05803 \pm 42$	530,9
3	6, tra, m0	34	362	30,1	45	1444	0,09	$0,0844 \pm 3$	$0,6748 \pm 26$	$0,05800 \pm 12$	529,6
4	6, tra, nm0	4	197	15,8	28	156	0,10	$0,0808 \pm 4$	$0,6462 \pm 120$	$0,05800 \pm 100$	529,8
Granite de l'Aber Ildut – Guissény (PG 55)											
1	5, bag, m1	31	417	21,4	63	627	0,19	$0,0480 \pm 2$	$0,3463 \pm 19$	$0,05237 \pm 16$	301,7
2	5, bag, m1	43	595	29,1	39	1936	0,16	$0,0470 \pm 2$	$0,3394 \pm 15$	$0,05235 \pm 16$	300,9
3	4, bag, m1	42	457	22,9	30	1895	0,17	$0,0477 \pm 1$	$0,3445 \pm 12$	$0,05236 \pm 10$	301,1
4	3, tra, m1	56	625	31,2	24	4365	0,15	$0,0481 \pm 3$	$0,3563 \pm 21$	$0,05376 \pm 8$	360,9
5	5, tra, m1	31	642	32,3	18	3272	0,16	$0,0482 \pm 1$	$0,3617 \pm 13$	$0,05444 \pm 10$	389,5
Monzodiorite de Plounevez-Lochrist (SP 122)											
2	1, bag, m0	11	754	40,9	91	277	0,32	$0,0459 \pm 2$	$0,3305 \pm 33$	$0,05223 \pm 42$	295,5
4	2, all, m0	24	634	34,0	49	931	0,25	$0,0479 \pm 1$	$0,3452 \pm 13$	$0,05223 \pm 10$	295,6
5	11, bag, m1	60	554	30,2	53	1826	0,30	$0,0470 \pm 2$	$0,3383 \pm 19$	$0,05223 \pm 10$	295,7
6	11, bag, m1	66	334	18,7	24	2804	0,28	$0,0486 \pm 2$	$0,3790 \pm 18$	$0,05652 \pm 18$	472,9

1 = minéral : nombre de grains ; bag : baguette ; all : allongé ; tra : trapu ; nm : non magnétique à 0° ; m0 : magnétique à 0° etc.

2 = plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 σ . La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tableau 3 - Résultats d'analyses U-Pb par dissolution sur zircons.

Table 3 - U-Pb analytical results for zircons, using the conventional dissolution method.

Zircon	Temp en °C	Nombre de rapports	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \pm 1\sigma$	Age Par palier $\pm 1\sigma$	Age par zircon $\pm 1\sigma$	Age moyen pondéré $\pm 2\sigma$
Zr A	1500	51	2590	0,039	$0,05443 \pm 26$	388,8 \pm 10,6	388,8 \pm 10,4	390,8 \pm 7,1 Ma 8 paliers
	1560	10	1870	0,071	$0,05442 \pm 22$	388,6 \pm 9,1		
Zr B	1520	61	2930	0,043	$0,05400 \pm 23$	371,1 \pm 9,7	392,6 \pm 9,7	
	1540	52	14100	0,056	$0,05452 \pm 24$	392,6 \pm 9,7		
Zr C	1500	6	1090	0,054	$0,05319 \pm 15$	336,8 \pm 6,2	390,8 \pm 10,5	
	1540	53	5870	0,083	$0,05448 \pm 26$	390,8 \pm 10,5		
Zr D	1520	17	570	0,093	$0,05447 \pm 24$	390,6 \pm 9,9	392,5 \pm 9,9	
	1540	30	1060	0,054	$0,05455 \pm 24$	393,6 \pm 9,8		
Zr E	1500	34	3260	0,034	$0,05445 \pm 29$	389,8 \pm 11,8	390,6 \pm 11,7	
	1520	57	3990	0,049	$0,05448 \pm 28$	391,1 \pm 11,7		
Zr F	1500	43	2840	0,041	$0,05395 \pm 43$	369,0 \pm 18,0		
	1520	29	6480	0,055	$0,05499 \pm 85$	412,0 \pm 34,0		
	1590	48	6710	0,096	$0,05809 \pm 43$	533,0 \pm 16,0		

Tableau 4 - Données analytiques obtenues sur monozircon pour l'orthogneiss de Plounevez-Lochrist (SP106). Les erreurs sur les âges par paliers et par zircons sont données à 1 σ (écart-type). L'âge moyen est la moyenne pondérée des différents paliers conservés et est donné à $\pm 2 \sigma$ (95 % limite de confiance). Les valeurs en gras sont celles conservées pour le calcul de l'âge.

Table 4 - Isotopic data obtained by lead-evaporation on single-zircon on the Plounevez-Lochrist orthogneiss (SP 106). Errors on step ages and on zircon age are equal to the standard deviation (1 σ level), taken into account all individual $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ratios. The weighted average age is based on $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ step ages at 2 σ (95 % confidence limit). Steps in bold are considered for the zircon average age calculation.

déformés et une foliation marquée (48°34'34"N – 4°17'11"O).

Six zircons ont été sélectionnés (tableau 4). Le zircon A donne sur deux paliers de température un âge moyen à 388,8 ± 10,4 Ma, de même que les zircons D (392,5 ± 9,9 Ma) et E (390,6 ± 11,7 Ma). Les zircons B et C sont dans la même gamme d'âges mais seulement sur le deuxième palier de température. Les premiers paliers pour ces deux zircons indiquent des âges légèrement plus jeunes, interprétés comme traduisant une perte de plomb radiogénique rendant le zircon discordant. Seul le zircon F a donné des âges très différents sur les trois paliers enregistrés (370 - 410 - 530) et plus anciens que pour les autres cristaux, traduisant la présence probable d'un cœur hérité au sein du cristal (fig. 8).

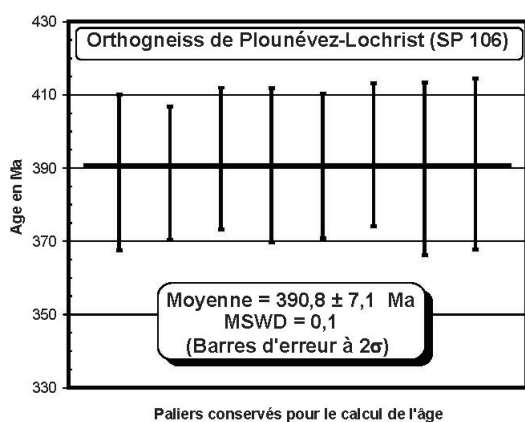


Fig. 8 - Moyenne pondérée des différents âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des paliers conservés pour les zircons de l'orthogneiss de Plounévez-Lochrist (SP 106).

Fig. 8 - Diagrams of temperature step vs. $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age for the zircons of the Plounévez-Lochrist orthogneiss (SP 106).

Les cinq zircons retenus pour le calcul d'âge fournissent donc huit paliers cohérents. L'âge moyen, calculé sur ces sept paliers de température, est de 390,8 ± 7,1 Ma (MSWD = 0,1) et est considéré comme celui de la mise en place du massif de monzogranite porphyroïde.

3.3. Le complexe migmatitique de Plouguerneau

Le complexe migmatitique de Plouguerneau – Landunvez affleure à l'extrémité nord-ouest du Léon, au nord de la zone de cisaillement de Porspoder. Il offre tous les termes de transition depuis des migmatites jusqu'à des granites d'anatexie fréquemment porphyroïdes, rappelant fortement le faciès porphyroïde dominant du massif de Brignogan. Il comporte aussi des lentilles de diorites migmatitiques sombres et d'agmatites, fortement schistosées, qui se prolongent de façon discontinue jusqu'au Nord de Portsall (diorites

micacées migmatitiques de Portsall ou « amphibolite de Lannilis » dans l'édition au 1/80 000 de Plouguerneau).

Deux datations par la méthode U-Th-Pb ont été effectuées à la microsonde électronique sur des monazites provenant des migmatites des plages du nord de Plouguerneau : l'une sur des grains extraits de sables lourds riches en monazite, issus du démantèlement des migmatites locales (plage de Moguéran, 48°37'18"N – 4°30'16"O), l'autre sur des cristaux prélevés dans les migmatites en place (falaise de Créac'h an Avel en Plouguerneau, 48°37'26"N – 4°29'48" O). L'origine des sables comme produit de démantèlement des migmatites de Plouguerneau ne fait aucun doute, la totalité de la côte et des récifs concernés par les courants marins côtiers étant constitués par cette roche.

Les monazites présentent une teneur en Th normale (~ 5,9 %, ThO_2), mais sont plutôt riches en U (~ 1,0 % UO_2). De plus, les sables contiennent jusqu'à 10 % de monazite ce qui conduit à les rendre plus lourds et plus radioactifs que tout autre sable de l'ouest de la France (Chauris, 1991). Dans ces monazites, les terres rares autres que le cérium sont nombreuses, avec des teneurs en lanthane et néodyme assez constantes et toujours fortes, autour de 13 et 11 % La_2O_3 et Nd_2O_3 respectivement. Ces monazites se caractérisent aussi par de grandes variations du rapport Th/U (tableau 5), ce qui conduit à un fort étalement des analyses dans le diagramme Th/Pb vs U/Pb (fig. 9 et 10), favorable à une bonne définition de la droite de régression.

Les deux échantillons ont fourni des âges identiques, respectivement 330 ± 9 Ma pour la monazite du sable et 332 ± 5 Ma pour celle de la migmatite, interprétés comme datant l'épisode de la migmatitisation. Un cœur plus ancien, bien visible au MEB, a été analysé sur un grain et a permis quatre points d'analyse, donnant un âge moyen de 581 ± 36 Ma, interprété comme celui du matériel recyclé. Cet âge confirme l'hypothèse généralement admise d'un important matériel détritique briovérien (Néoprotérozoïque supérieur) dans le Léon.

	Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	Âge isochrone ± 2 σ Ma
<i>Migmatite de Plouguerneau (PG79)</i>	1 190 ± 251	8 078 ± 4 822	55 419 ± 13 289	332 ± 5 (n = 93)
<i>Sable de Plouguerneau (PG 81)</i>	1 155 ± 243	6 807 ± 3 757	57 941 ± 10 504	330 ± 9 (n = 45)
<i>Granite de Kersaint (LA 161)</i>	1 357 ± 439	7 878 ± 5 809	66 155 ± 24 732	331 ± 4 (n = 128)
<i>Granite de Kersaint (LA 161) : coeur hérité du grain L1G9</i>	1 288 ± 192	9 506 ± 2 316	28 518 ± 2 151	487 ± 47-39 (n = 5)

Tableau 5 - Résumé des analyses à la microsonde électronique sur monazites. On remarque les fortes variations des teneurs en U et Th (± déviation standard). Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses.

Table 5 - Summary of electronic microprobe analyses of monazites. It can be seen a huge variability of U and Th grades (± standard deviation). Number of analyses used for calculation is within brackets.

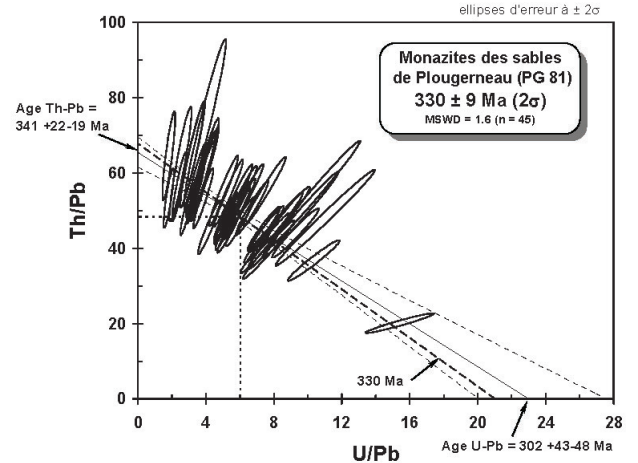
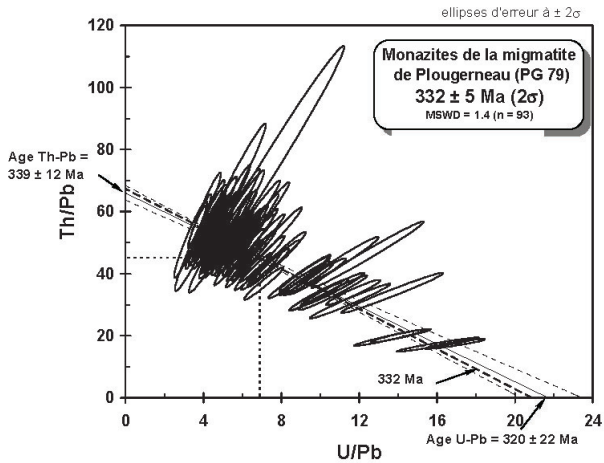


Fig. 9 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites extraites de la migmatite de Plouguerneau. L'âge moyen (332 ± 5 Ma) est calculé au barycentre des analyses. La droite de régression (trait continu) peut être comparée à l'isochrone théorique à 332 Ma (pointillés larges). Ici, les deux hyperboles d'erreur (en pointillés fins) encadrent également l'isochrone théorique. En d'autres termes, les âges modèles U-Pb et Th-Pb sont concordants dans la limite des erreurs sur ces âges.

Fig. 10 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites des sables de Plouguerneau. Voir légende de la figure 9 pour les méthodes de calcul.

Fig. 9 - Isochron Th/Pb = f(U/Pb) diagram for monazites from Plouguerneau migmatites. Mean age (332 ± 5 Ma) has been calculated in the barycentre of analyses. Regression line (continuous line) can be compared to 332 Ma theoretical isochron (heavy dot line). The two error hyperboles (light dot line) also bracket the theoretical isochron. In other words, U and Th model ages are concordant within the error limits.

Fig. 10 - Isochron Th/Pb = f(U/Pb) diagram for monazites from Plouguerneau heavy sands. See caption of figure 9 for calculation methods.

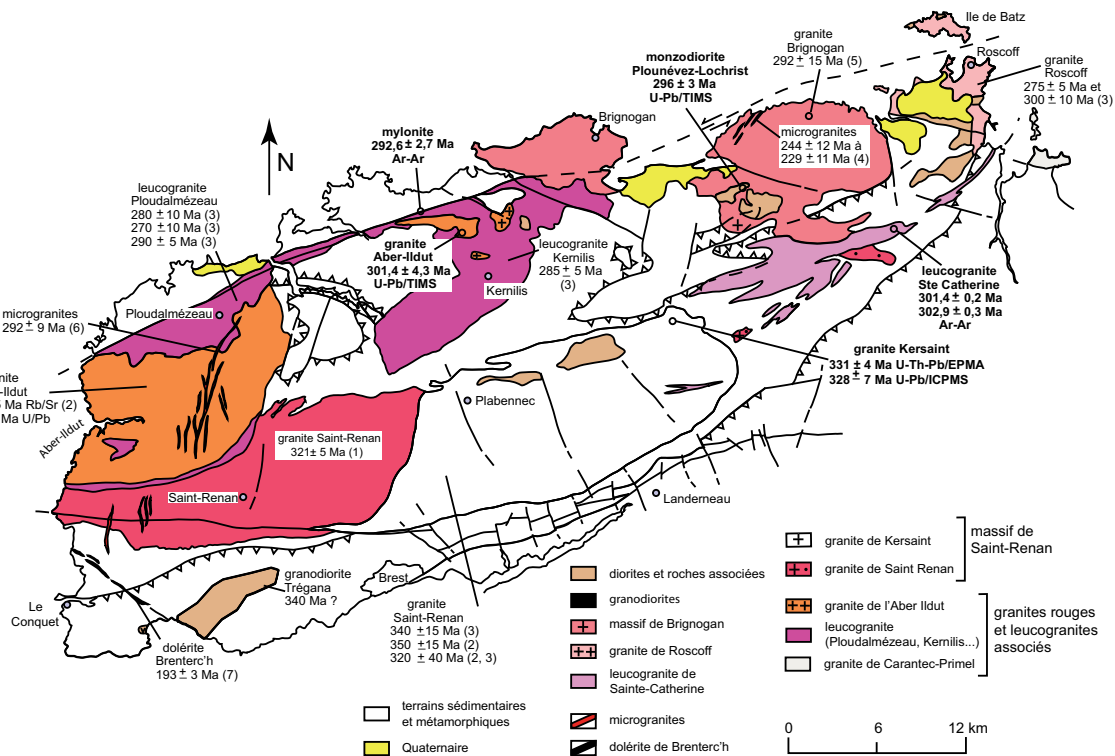


Fig. 11 - Carte des ensembles granitiques du Léon. Les datations récentes réalisées dans le cadre de cet article sont en caractères gras.

(1) : Faure *et al.* 2008 ; (2) : Deutsch et Chauris (1965) ; (3) : Leutwein *et al.*, 1969 ; (4) : Bellon *et al.*, 1983 ; (5) : Georget *et al.*, 1986 ; (6) : Chauris *et al.*, 1977 ; (7) : Jourdan *et al.* (2003),

Fig. 11 - Map of granitic units of Léon. New dating is in bold.

4. Les événements plutoniques

Après les épisodes métamorphiques, le Léon voit se développer un intense plutonisme presque exclusivement hercynien (fig. 11). Ce plutonisme s'étend d'un pôle gabbroïque à un pôle leucogranitique, la majorité des venues étant à associer au fonctionnement des grands cisaillements : le cisaillement nord-armoricain (Chauris, 1969 ; Goré et Le Corre, 1987) et celui de Porspoder – Guissény (Chauris, 1966 a et b).

Le plutonisme débute probablement avec la granodiorite de Trégana, un petit massif qui recoupe obliquement la partie occidentale des gneiss de Brest et injecte les micaschistes du Conquet de puissantes apophyses (vers 340 Ma ?, Chauris et Hallegouët, 1972). Il se poursuit avec la mise en place du massif de Saint-Renan, pour s'achever probablement au Permien. L'histoire magmatique du Léon se clôture au Lias, par le puissant filon doléritique de Brenterc'h, en écho à l'ouverture de l'Atlantique nord (193 ± 3 Ma, Caroff *et al.*, 1995 ; Jourdan *et al.*, 2003).

4.1. Le granite de Kersaint

Le massif de Saint-Renan est un massif composé de deux granites distincts : le granite de Saint-Renan *sensu stricto*, granite fin à deux micas, riche en microcline et en albite-oligoclase, parfois à tourmaline, intrusif dans le granite à biotite dominante de Kersaint, de grain grossier à porphyroïde. Les âges mesurés avaient conduit à considérer ce massif comme le plus ancien du Léon après Trégana : 320 ± 40 Ma (Rb-Sr roche totale, Deutsch et Chauris, 1965), 340 ± 15 Ma (K-Ar sur biotite, Leutwein 1968, et U-Pb sur zircon, Leutwein *et al.*, 1969), malgré un âge à 285 ± 5 Ma (K-Ar sur muscovites de greisens, Leutwein *et al.*, 1969). Un âge de 321 ± 5 Ma avait été obtenu récemment pour le granite de Saint-Renan par datation sur monazite (Faure *et al.*, 2008).

L'échantillon prélevé (carrière de Coz Castel en Saint-Méen, $48^{\circ}33'32''$ N – $4^{\circ}14'50''$ O) a fait l'objet d'analyses géochronologiques sur monazite et zircon. Ce granite est en effet riche en grains automorphes à sub-automorphes de monazite atteignant jusqu'à 500 μ m. L'examen au MEB montre que ces grains sont souvent zonés, en relation avec des variations de teneurs en (U+Th) (fig. 12). Un grain possède un cœur hérité qui a été traité séparément (tableau 5 et fig. 12c).

Les grandes variations des teneurs en U en relation avec celles du rapport Th/U (tableau 5) permettent d'obtenir une droite de régression linéaire très bien définie dans le diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb avec les 128 analyses sélectionnées (fig. 13). La pente de cette droite est très proche de l'isochrone de référence calculée à l'âge moyen déterminé au barycentre de la population à 331 Ma. Dans la limite des erreurs sur les âges interceptes (U-Pb et Th-Pb) calculés sur les axes U/Pb et Th/Pb, ces âges sont identiques (319 ± 18 Ma et 336 ± 8 Ma respectivement). Ceci prouve qu'un seul événement

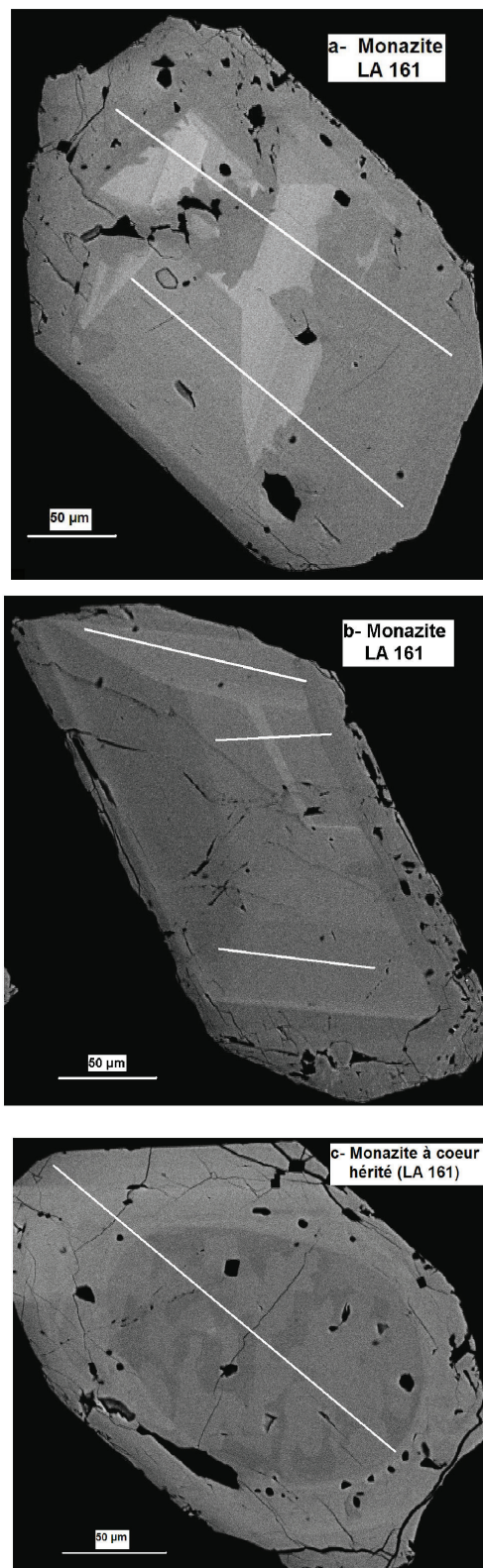


Fig. 12 - Trois grains de monazite représentatifs extraits du granite de Kersaint (LA 161), image au microscope électronique à balayage en électrons rétrodiffusés. Les traversées d'analyse (10 points par traversée) sont notées par les lignes blanches. Un cœur hérité apparaît nettement sur le grain c.

Fig. 12 - Three representative monazite grains from Kersaint granite (LA 161). Back-scattered electron image. The analytical traverses (10 spot analyses for each) are represented by white lines. An inherited core is clearly exposed on grain c.

a été enregistré par cette monazite, une affirmation encore renforcée par la faible valeur du MSWD (1,5), compatible avec l'existence d'une population unique (Wendt et Carl, 1991).

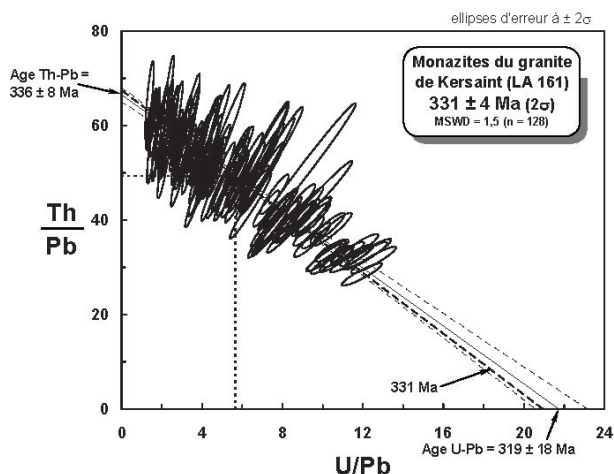


Fig. 13 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Kersaint (LA 161). Voir légende de la figure 9 pour les méthodes de calcul.

Fig. 13 - Isochron Th/Pb = f(U/Pb) diagram for monazites from Kersaint granite (LA 161). See caption of figure 9 for calculation methods.

L'âge moyen calculé au barycentre est de 331 ± 4 Ma et interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite correspondant à la mise en place du granite (2σ). Cinq analyses ont été réalisées sur le cœur hérité d'un grain (fig. 12c). La représentation graphique Th/Pb vs U/Pb reste utilisable et permet de calculer un âge moyen de 487 ± 47/-39 Ma, interprété comme un âge d'héritage (fig. 14).

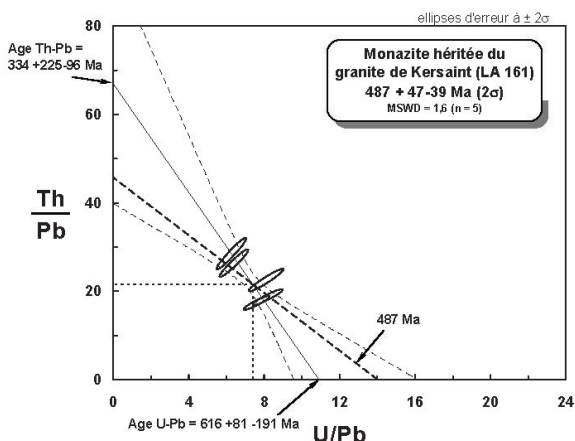


Fig. 14 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour le cœur hérité d'une monazite du granite de Kersaint (LA 161). Voir légende de la figure 9 pour les méthodes de calcul.

Fig. 14 - Isochron Th/Pb = f(U/Pb) diagram for an inherited core of a monazite from Kersaint granite (LA 161). See caption of figure 9 for calculation methods.

Les zircons sont peu nombreux dans ce granite, de taille moyenne (200-300 μm), et rarement limpides. Seuls 35 grains assez corrodés ont pu être montés en section polie. L'étude typologique (Pupin, 1980) montre des types S7-S11 dénotant une signature de type « fusion crustale ». Les quinze analyses (tableau 1 et fig. 15) sont assez dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg (1972). Cependant six analyses sont regroupées et concordantes. Si on ajoute deux autres analyses montrant une contribution significative de Pb commun (7,1 et 12,2), on peut calculer un âge moyen à 328 ± 7 Ma. Les analyses 13 et 14 sont interprétées comme associées à des domaines ayant subi une perte de Pb radiogénique : elles n'ont pas été prises en compte pour le calcul de l'âge moyen. Plusieurs traces d'héritage sont enregistrées (grains 3, 4, 9 et 10) avec des âges qui se situent vers 540 et 650 Ma et même un âge plus ancien vers 2 000 Ma. Il est difficile à définir avec précision, car il est très discordant (tableau 2 et fig. 16). Les âges sur

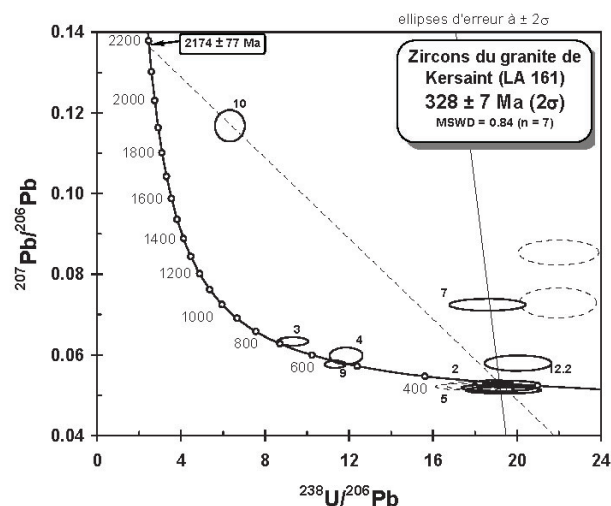


Fig. 15 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du granite de Kersaint (LA 161).

Fig. 15 - Tera and Wasserburg Concordia diagram for zircons of the Kersaint granite (LA 161).

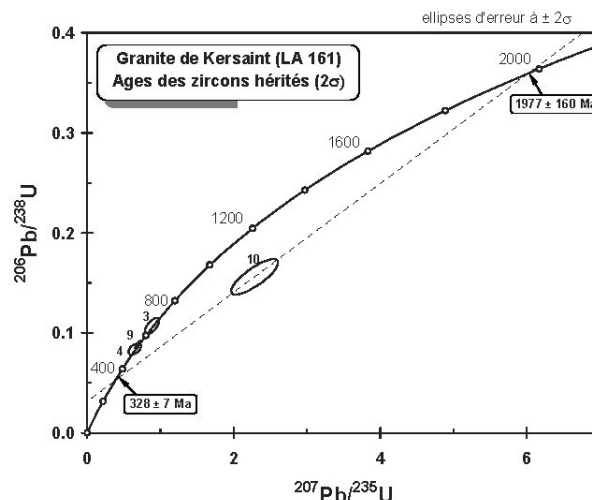


Fig. 16 - Diagramme Concordia selon Wetherill pour les analyses sur zircons hérités du granite de Kersaint (LA 161).

Fig. 16 - Wetherill Concordia diagram for inherited zircons of the Kersaint granite (LA 161).

monazites et sur zircons sont donc compatibles dans la limite des erreurs sur ces âges. L'âge sur zircon étant assez mal contraint, on considérera que la mise en place du granite est datée par monazite à 331 ± 4 Ma.

Le granite de Saint-Renan intrusif dans le granite de Kersaint est donc un peu plus récent, ce qui a été confirmé par une datation sur monazite à 321 ± 5 Ma (Faure *et al.*, 2008).

4.2. Le granite de l'Aber-Ildut – Guissény

Le complexe granitique de l'Aber-Ildut est un des éléments majeurs de la traînée des massifs granitiques à biotite et feldspaths roses à rouges qui s'égrènent du Léon jusqu'au Cotentin : Aber-Ildut, Carantec, Ploumanac'h, puis Flamanville et Barfleur dans le Cotentin. Ces massifs se sont mis en place aux alentours de 300 Ma.

L'âge tardi-hercynien du granite de l'Aber-Ildut semble établi (Deutsch et Chauris, 1965). Cependant les chiffres varient en fonction de la méthode employée : 310 ± 15 Ma (Rb-Sr sur biotite), 278 ± 30 Ma, 272 ± 8 Ma et 271 ± 8 Ma (respectivement $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur zircon). Le leucogranite de Ploudalmézeau–Kernilis qui affleure au nord-est, est considéré comme un faciès évolué, de mise en place plus tardive : 285 ± 5 Ma (Rb-Sr sur roche totale), 280 ± 10 Ma (K-Ar et Rb-Sr sur muscovite), 270 ± 10 Ma et 290 ± 5 Ma (méthodes K-Ar et Rb-Sr respectivement sur biotites) (Leutwein *et al.*, 1969).

Le petit massif de Guissény constitue la terminaison nord-est du massif de l'Aber-Ildut (Chauris, 1966b ; Marcoux *et al.*, 2005) (fig. 11). De texture équante, il est localement affecté par le passage de l'accident de Porspoder et présente alors une texture mylonitique. Ce granite porphyroïde est constitué d'orthose, d'oligoclase-andésine, de biotite abondante, de quartz, d'apatite et de titanite, sans muscovite ni amphibole. Les mégacrists roses d'orthose sont abondants, relativement trapus (35 à 50 mm x 15 mm) et présentent une section transversale d'allure carrée, très caractéristique. Près de Brundaouez en Guissény, le granite est fréquemment enclavé dans le leucogranite de Kernilis et affecté par les failles N 100° .

Une datation U-Pb par dissolution sur zircons a été réalisée sur un échantillon à texture équante (ancienne carrière d'Anteren en Plouguerneau, $48^\circ 36' 04''\text{N}$ – $4^\circ 26' 18''\text{O}$). L'étude typologique des zircons a montré des cristaux abondants et de couleur rose, formant une population très homogène qui se situe dans le domaine des roches magmatiques calco-alkalines dans le diagramme typologique de Pupin (1980). L'indice moyen de la population est A.T = $490 - 660$. Cinq fractions ont été enregistrées (tableau 3). Trois d'entre elles se placent sur la Concordia à 300 Ma ; elles sont subconcordantes. L'âge obtenu en intercept haut est de $301,4 \pm 4,3$ Ma (MSWD = 0,28). L'intercept inférieur, mal défini du fait de la position concordante des fractions, est de -23 ± 510 Ma, assimilable à zéro. L'âge à 301 Ma est interprété comme étant l'âge de cristallisation du granite porphyroïde à biotite de Guissény et par extension de l'Aber-Ildut

(fig. 17). Deux autres fractions (4 et 5) se placent légèrement au-dessus et à droite des trois fractions précédentes. Leurs âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont plus anciens, respectivement à 360 Ma et 390 Ma, indiquant la présence en faible proportion d'un héritage ancien dans ces deux fractions.

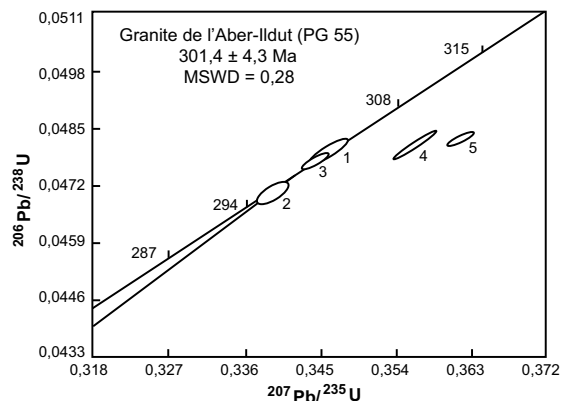


Fig. 17 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite de l'Aber-Ildut – Guissény (PG 55). Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 3.

Fig. 17 - U-Pb Concordia diagram for zircons of the l'Aber-Ildut – Guissény granite (PG 55). Numbers refer to fractions identified in table 3.

4.3. La monzodiorite de Plounévez-Lochrist

La monzodiorite de Plounévez-Lochrist est un petit satellite mafique du massif de monzogranite de Brignogan-Plouescat. Ce dernier forme un pluton unique, coupé par la faille de Porspoder (baie de Goulven). Trois faciès se partagent le massif : le granite de Brignogan *stricto sensu* à biotite et cordiérite et à mégacrists d'orthose (5-6 cm en moyenne), le granite de Cléder à mégacrists plus petits (3 cm) et avec un peu de muscovite, et le granite grossier à deux micas de Muguérec. La massif dans son ensemble est particulièrement riche en potassium et fortement peralumineux, et appartient à une association aluminopotassique. Son âge est de 292 ± 15 Ma (Georget *et al.*, 1986, Rb-Sr sur roche totale).

Le massif de Plounévez-Lochrist forme un massif principal irrégulier d'environ 5 km sur 2,5 km au nord-est de ce bourg. Il est composé de deux roches étroitement associées : la monzodiorite de Plounévez-Lochrist *stricto sensu*, qui constitue l'essentiel de la partie nord, et passe progressivement mais en moins de 50 m à une granodiorite (Kerméan) qui forme la partie sud. La monzodiorite, qui a fait l'objet d'une datation U-Pb par dissolution sur zircons, est une roche sombre de teinte noir-verdâtre, à grain moyen, très riche en biotite et hornblende verte en amas de fibres allongées, avec orthose perthitique, oligoclase-andésine plus rare (An 30-35), ocelles de quartz assez abondantes et titanite. L'échantillon analysé (SP 122) a été prélevé dans le faciès le plus mélanocrate de la monzodiorite (blocs à 250 m au sud-est de Créac'h Hoalec, $48^\circ 38' 25''\text{N}$ – $4^\circ 11' 11''\text{O}$).

Trois des quatre fractions analysées sont sub-concordantes et s'alignent selon une droite Discordia recoupant la Concordia à 296 ± 3 Ma (MSWD = 0,42) avec un intercept inférieur très proche de zéro (-58 ± 300 Ma) (fig. 18 et tableau 3). La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ces trois fractions est identique à l'âge Concordia (296 ± 3 Ma). La quatrième fraction indique la présence d'un héritage ancien. Les arguments de terrain permettent d'étendre cet âge à la mise en place de l'ensemble du massif de Plounévez-Lochrist.

Les autres diorites du Léon n'ont jamais fait l'objet de datation. Cependant, les observations de terrain établissent leur caractère habituellement sécant, et donc tardif, par rapport aux granites associés (diorite de Ploudaniel et granite de Kersaint, monzodiorite de Créac'h André et granite de Saint-Pol – Roscoff, etc.). L'âge de la monzodiorite de Plounévez-Lochrist doit donc pouvoir être étendue avec une fiabilité raisonnable aux autres ensembles dioritiques du Léon.

4.4. Le massif de Sainte-Catherine

Le massif de Sainte-Catherine se présente en feuillets lenticulaires allongés sur une trentaine de kilomètres au Nord-est du Léon. C'est un massif leucogranitique équant très évolué ($> 72\%$ SiO_2) à microcline, albite, quartz, muscovite, parfois biotite, avec tourmaline et béryl, considéré comme très tardif dans l'histoire magmatique du Léon. On y distingue deux types principaux : le leucogranite à deux micas de Berven, et le leucogranite à tourmaline de Sainte-Catherine *stricto sensu*, qui a fait l'objet de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ au cours de ce travail.

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été réalisées sur trois faciès du leucogranite de Sainte-Catherine *stricto sensu* prélevés dans une petite carrière ($48^\circ 37' 21''\text{N} - 4^\circ 02' 56''\text{O}$) (fig. 19). Le faciès typique (SC 2) est très blanc, à grain fin, riche en muscovite, et constellé de petites baguettes noires de tourmaline. Il forme des dykes qui recoupent un faciès plus répandu, plus grossier et moins leucocrate, avec peu de tourmaline (faciès SC 1), à fréquentes différenciations pegmatitiques (faciès SC 3).

Les résultats corroborent les critères de recoupement observés sur le terrain. Les muscovites de SC1 et SC3 fournissent des âges plateaux concordants, respectivement à $302,5 \pm 0,3$ Ma et $303,0 \pm 0,2$ Ma. L'analyse de la muscovite de l'échantillon SC2 fournit quand à elle des âges plateau significativement plus jeunes à $301,7 \pm 0,3$ Ma et $301,4 \pm 0,2$ Ma (erreurs à 1σ).

La très légère forme en selle des spectres d'âge fournis par les muscovites SC1 et SC3 suggère une recristallisation partielle des grains analysés et traduit le mélange au sein des grains analysés entre deux domaines d'âges différents, un domaine hérité et un domaine recristallisé/néo-cristallisé (Alexandrov *et al.*, 2002 ; Cheilletz *et al.*, 1999 ;

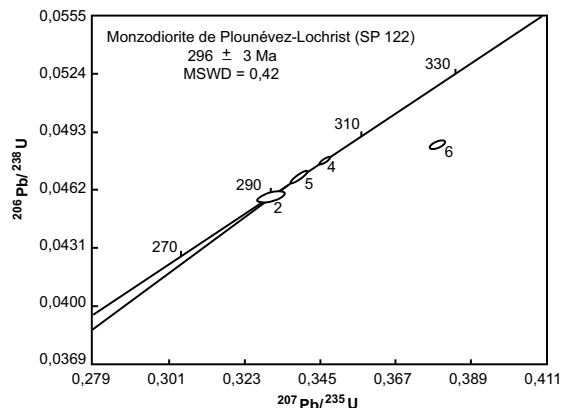


Fig. 18 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la monzodiorite de Plounévez-Lochrist (SP 122). Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 3.

Fig. 18 - U-Pb Concordia diagram for zircons of the Plounévez-Lochrist granodiorite (SP 122). Numbers refer to fractions identified in table 3.

Tremblay *et al.*, 2000 ; Castonguay *et al.*, 2001). L'âge du domaine hérité, donné par les âges apparents de haute température, vers 303,5 Ma, est probablement une meilleure estimation de l'âge initial des muscovites SC1 et SC3, proche de l'âge de cristallisation. Il est probable que la recristallisation/ néo-cristallisation soit imputable à la

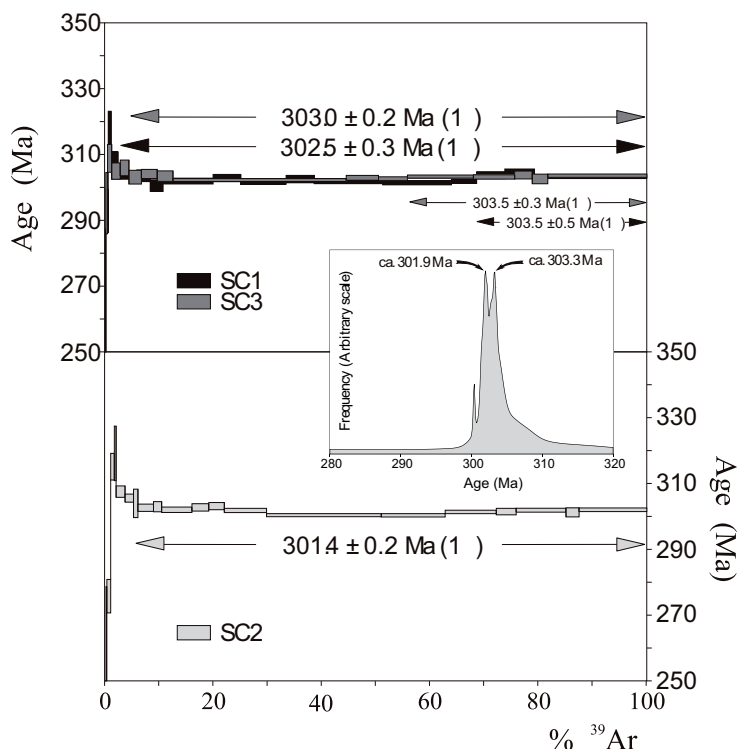


Fig. 19 - Spectres $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ pour les muscovites du granite de Sainte-Catherine. Les erreurs fournies pour chaque palier de température sont à 1 sigma et n'incluent pas les erreurs pour les valeurs de J, celles-ci étant incluses dans les calculs d'âges plateaux.

Fig. 19 - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age spectra for muscovite of Sainte-Catherine granite. The age error for each temperature steps are at the 1 sigma level and do not include errors in the J-values. The errors in the J-values are included in the plateau age calculations.

mise en place des dykes du faciès SC2, qui interviendrait 2 Ma plus tard, vers 301,4 Ma.

5. Les accidents tardi-hercyniens

Près de Plouguerneau, les mylonites de l'accident de Porspoder se sont formées aux dépens du leucogranite de Kernilis – Ploudalmézeau et montrent de grandes lames de muscovite dans les plans C. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées sur ce minéral à partir d'un échantillon prélevé dans la tranchée de la nationale (48°36'20"N – 4°29'59"O) ont donné un âge plateau de $292,5 \pm 2,7$ Ma (fig. 20). Ces âges, proches de ceux du leucogranite de Kernilis, peuvent être interprétés de deux façons :

- le phénomène de mylonitisation n'a pas provoqué de reset du chronomètre Ar-Ar, l'âge est donc celui du leucogranite. L'âge corroborerait celui du leucogranite de Kernilis - Ploudalmézeau daté à 285 ± 5 Ma (Rb-Sr, Leutwein *et al.*, 1969) ;
- le cisaillement a commencé à fonctionner très tôt, dès la fin du refroidissement du leucogranite. Cette seconde hypothèse est plus cohérente avec le développement de grandes lames de muscovite, minéral qui ne constitue que de fines lamelles en-dehors de ces zones déformées.

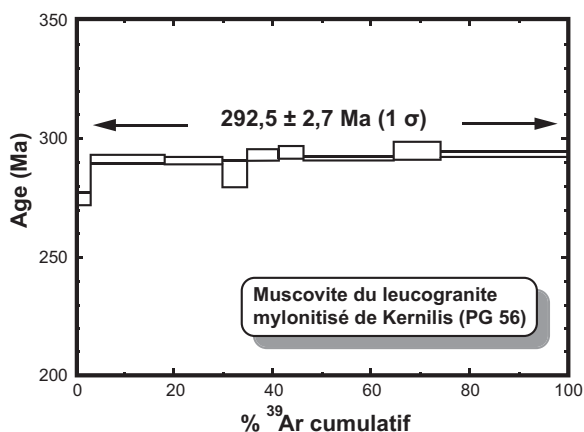


Fig. 20 - Spectres $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ pour la muscovite du leucogranite mylonitisé de Kernilis-Ploudalmézeau. Les erreurs fournies pour chaque palier de température sont à 1 sigma (laser sur monograin ; analyses : P. Monié, université de Montpellier).

Fig. 20 - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age spectra for muscovite of Kernilis mylonitised leucogranite. The age error for each temperature steps are at the 1 sigma level (laser beam on monocystal; Analyst: P. Monié, University of Montpellier).

6. Histoire du Léon

6.1. Les unités métamorphiques

Les cœurs hérités des zircons, ainsi que les diagrammes Concordia montrent des âges anciens, mésoprotérozoïques jusqu'à archéens, dans les gneiss de Brest : 2 100, 2 000 et 1 600 Ma (orthogneiss de Brest *stricto sensu*) et 2 540, 2 350 et 1 870 Ma (orthogneiss de Guimiliau) suggérant l'existence d'un recyclage de

formations très anciennes d'âge icartien dans le Léon. Des âges hérités néoprotérozoïques (briovériens) apparaissent assez couramment : 590 Ma (orthogneiss de Guimiliau), 581 Ma (migmatite de Plouguerneau), 650 Ma (granite de Kersaint) appuyant le fait que les magmas se génèrent pour l'essentiel aux dépens de matériel sédimentaire de cet âge. Il est cependant fort probable que des roches du Paléozoïque inférieur soient aussi présentes dans les micaschistes de la Penzé et les paragneiss de Lesneven.

Les premiers événements magmatiques de la région étudiée se produisent au Cambrien pour former le complexe des gneiss de Brest. Les intrusions granodioritiques vont se succéder durant tout le Cambrien de 529 Ma (orthogneiss de Landivisiau) jusqu'à 504 Ma (orthogneiss de Brest *sensu stricto*). Le métagabbro du Conquet daté à 478 ± 4 Ma (Faure *et al.*, 2008) est le premier événement ultérieur connu dans le Léon et serait à relier avec les épisodes de rifting qui affectent la marge nord-gondwanienne à l'Ordovicien. L'âge de 439 ± 12 Ma mesuré sur les éclogites de Plounévez-Lochrist (Paquette *et al.*, 1987) interprété comme celui du métamorphisme de haute pression reste discuté, de même que l'interprétation géodynamique de ces roches. Quelle que soit l'interprétation retenue, ces éclogites représentent un matériel océanique porté à des profondeurs atteignant 40 à 50 km (Cabanis et Godard, 1979 ; Paquette *et al.*, 1987 ; Ballèvre *et al.*, 1994). Ces éclogites et les paragneiss à disthène associés témoignent d'un événement métamorphique précoce de haute pression antérieur à l'histoire tectonométamorphique hercynienne.

Le monzogranite porphyroïde de Plounévez-Lochrist se met en place ensuite, au Dévonien inférieur vers 390 Ma. Il ne montre pas de reliques précambriennes. Sa foliation marquée ainsi que celle des gneiss de Brest est attribuée à l'épisode de déformation régionale majeure, et serait synchrone de l'histoire rétomorphique des éclogites et des paragneiss de Lesneven dans le faciès amphibolite. Selon certains auteurs (Balé et Brun, 1986 ; Le Corre *et al.*, 1989), l'existence de ces reliques éclogitiques et d'un gradient de déformation à proximité du contact entre l'orthogneiss de Plounévez et les paragneiss de Lesneven, corroborent l'hypothèse d'une déformation tangentielle associée à l'empilement de nappes.

Cependant, les phases de métamorphisme paroxysmal sont plus tardives en pays de Léon. La collision continentale dévono-carbonifère produit un épaississement crustal et une anomalie thermique induisant une fusion partielle de la croûte et la formation de migmatites puis de granites hyperalumineux (type Brignogan) au Stéphanien. Le Léon subit un métamorphisme MP/MT vers 340 Ma, suivi d'un épisode de fusion crustale au Viséen, entre 335 et 327 Ma (Faure *et al.*, 2008). Cet âge, obtenu sur plusieurs migmatites du Léon (334 ± 6 Ma, 331 ± 6 Ma, 325 ± 5 Ma, Faure *et al.*, 2008) a également été mesuré sur le complexe migmatitique de Plouguerneau (331 ± 7 Ma).

6.2. Le plutonisme hercynien

L'histoire tectonométamorphique s'achève donc avec une migmatitisation majeure (~ 331 Ma), synchrone de la mise en place des premiers granites (granite de Kersaint). Il est très probable que ces granites léonards aient leur origine dans un épisode de fusion locale et se mettent en place par extravasement. La très forte convergence de faciès entre le granite porphyroïde de Brignogan, et les faciès porphyroïdes des granites d'anatexie du complexe de Plouguerneau (Kelerdut en Lilia, plage de Guissény) appuient cette hypothèse. Par ailleurs, le granite de Saint-Renan (321 ± 5 Ma) affecte les isogrades du métamorphisme régional (Ballèvre *et al.*, 1994).

La granitisation hercynienne débute au Viséen, mais un peu plus tard qu'on ne le pensait, le granite de Kersaint, ayant été « rajeuni » de 340 Ma à 331 Ma. Le granite de Saint-Renan est un peu plus récent (321 ± 5 Ma). Aucun autre âge viséen n'a été obtenu dans le Léon en dehors de ce massif. Il est cependant très probable que les granites d'anatexie qui injectent le complexe migmatitique de Plouguerneau soient du même âge.

Les granitisations suivantes n'interviennent qu'au Stéphanien. Plusieurs massifs granitiques se mettent alors en place en peu de temps. L'Aber-Ildut ($301,4 \pm 4,3$ Ma) daté sur son prolongement de Guissény, est sub-contemporain de la granodiorite de Plounévez (296 ± 3 Ma, Stéphanien terminal), satellite mafique synchrone du grand massif de granite de Brignogan-Plouescat. L'âge de ce dernier (292 ± 15 Ma, Georget *et al.*, 1986) est cohérent mais demanderait à être précisé. Cet âge de 301,4 Ma confirme par ailleurs l'antériorité du granite porphyroïde de Guissény par rapport au leucogranite de Kernilis (~ 290 Ma), un fait clairement établi par les observations de terrain, les filons de ce dernier recoupant le granite de Guissény (Kernéac'h et Froust Pella en Guissény). Dans la partie orientale du Léon, les dykes du leucogranite de Sainte-Catherine mis en place vers $301,5 \pm 0,3$ Ma, sont aussi synchrones de ces massifs. Cet âge est aussi probablement celui des granites de Saint-Pol-de-Léon et de Roscoff, datés à 300 ± 10 Ma (Leutwein *et al.*, 1969).

Des microgranites sub-méridiens clôturent la séquence magmatique hercynienne au Permien. Ils recoupent les massifs de Brignogan, l'Aber-Ildut et Ploudalmézeau et sont clairement postérieurs au linéament nord-armoricain dont ils recoupent les mylonites. Les âges obtenus s'échelonnent de 292 ± 9 Ma pour le filon de Lanrivoaré (Chauris *et al.*, 1977, Rb-Sr sur roche totale) à 244 ± 12 Ma et 229 ± 11 Ma (Bellon *et al.*, 1988). Mais ces derniers âges ont été obtenus sur des échantillons possédant de la séricite secondaire et un rajeunissement est probable. Les âges obtenus sur les dykes d'elvans des Cornouailles, très semblables à ces microgranites, s'étalent entre 270 et 280 Ma (Darbyshire et Shepherd, 1985), une gamme d'âges qui semble pouvoir être admise pour les microgranites du Léon.

7. Conclusion : place du Léon dans l'évolution hercynienne

Le magmatisme pré-orogénique qui donne notamment les gneiss de Brest est présent dans le Léon mais, comme pour le Massif central, l'essentiel de l'histoire du secteur est hercynien.

Dans le Massif central, la subduction éohercynienne et des épisodes de *rifting* se produisent vers 450-400 Ma (Faure *et al.*, 1997 ; Matte, 2002) et, plus tard, entre 400 et 340 Ma, l'empilement de nappes structurent le Massif central (Ledru *et al.*, 1989, 1994). Les métagabbros et éclogites armoricaines du Léon datent de cette époque mais leur interprétation reste très débattue. Un plutonisme monzogranitique apparaît (Plounévez-Lochrist) au Dévonien inférieur (390 Ma) précédant le métamorphisme régional, mais le magmatisme tardi-collisionnel tournaisien, représenté dans le Massif central français par les granites de type Guéret (356 ± 10 Ma) est absent du Léon.

Au Viséen moyen, des ceintures plissées avec nappes apparaissent en zone externe et dans les avant-pays du Massif central. Cette extension syn-collisionnelle est enregistrée entre 335 Ma et 330 Ma et traduit les premiers signes d'effondrement de la croûte épaissie (Faure *et al.*, 2002), incluant doming et anatexie. Cet épisode est sub-synchrone dans le Léon du pic de métamorphisme hercynien (340-335 Ma) suivi d'une importante migmatitisation (335-327 Ma) (Faure *et al.*, 2008).

En pays de Léon, le premier épisode de granitisation (Kersaint, 331 ± 4 Ma) est immédiatement postérieur à ce pic métamorphique. Un épisode granitique synchrone est largement représenté dans le Massif central avec notamment les granites du Millevaches et de la Margeride. Il est intéressant de noter que le granite de Saint-Renan (321 ± 5 Ma) abrite des gisements stannifères notables (Chauris, 1965, 1980), alors que dans le Massif central, les événements minéralisateurs à Sn-W sont associés à une activité magmatique presque synchrone, datée entre 323 et 310 Ma (Marignac et Cuney, 1999). Cette génération granitique montre par contre des gisements uranifères de taille mondiale dans le Massif central, alors que cet élément est très discret dans le granite de Saint-Renan.

La principale période de granitisation du Léon s'étend cependant de la fin de l'extension syn-collisionnelle (300-310 Ma) à la fin de l'extension post-collisionnelle (post-300 Ma), c'est-à-dire au Stéphanien. La plupart des granites se mettent en place le long de grandes fractures crustales comme les cisaillements centre-armoricain et nord-armoricain. Les « granites rouges » (Aber-Ildut, Carantec, Ploumanac'h, Flamanville...) cependant se mettent en place assez tardivement (292-301 Ma) selon un axe N 70° sans lien apparent avec les failles décrochantes. À cette époque, entre 312 et 302 Ma, on remarque dans le Massif central la mise en place de leucogranites différenciés à l'origine de minéralisations à étain-tungstène et métaux rares (Li, Be, Ta, Nb) comme Montebas, Engualès, Leucamp ou Échassières ($308 \pm$

2 Ma, Cheilletz *et al.*, 1992). Les granites du Léon sont également hyperalumineux mais moins évolués, à l'exception du leucogranite de Sainte-Catherine, nettement enrichi en béryllium.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier Pierre Jézéquel (BRGM), pour les excellents travaux de séparation minérale réalisés pour ce travail (et pour tant d'autres !), Michel Faure (université d'Orléans) qui nous a fait bénéficier des connaissances les plus actuelles sur le Léon, et Patrick Monié (CNRS Montpellier) qui a accepté que nous publions les résultats préliminaires sur les muscovites de l'accident de Porspoder. Nous remercions également les deux relecteurs anonymes dont les remarques ont permis d'améliorer sensiblement le manuscrit.

Bibliographie

- Adams C.J.D. (1967) - A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Island (United Kingdom). Thèse Oxford. 257 p.
- Alexandrov P., Ruffet G., Cheilletz A. (2002) - Muscovite recrystallisation and saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: Example from the Blond granite (Massif central, France), *Geoch. Cosmoch. Acta*, 66, p. 1793-1807.
- Balé P., Brun J.-P. (1986) - Les complexes métamorphiques du Léon (Nord-Ouest Bretagne) : un segment du domaine éo-hercynien sud-armoricain translaté au Dévonien, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8) t. II, n° 3, p. 471-477.
- Ballèvre M., Marchand J., Godard G., Goujou J.C., Wyns, R. (1994) - Eo-Hercynian events in the Massif armoricain. In: Keppie JD (ed). Pre-Mesozoic geology of France and related areas. *Springer-Verlag*, p. 183-194.
- Barrière M. (1977) - Le complexe de Ploumanac'h (Massif armoricain). Thèse doctorat ès-sciences, Université de Brest, 265 p.
- Barrois C. (1902) - Carte géologique de la France (1/80 000). 1^{ère} édition feuille Brest.
- Bé Mézémé E., Faure M., Cocherie A., Chen Y. (2005) - *In situ* chemical dating of superimposed magmatic events. *Terra Nova*. 17, p. 420-426.
- Bellon H., Chauris L., Hallégouët B., Thonon P. (1988) - Magmatisme fissural permien et triasique dans le pays de Léon (Massif armoricain, France). *C.R.Acad. Sc. Fr.*, t. 307, p. 2049-2054
- Cabanis B., Godard G. (1979) - Les éclogites du pays de Léon (Nord-Ouest du Massif armoricain) : étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8) t. III, n° 6, p. 1133-1142.
- Cabanis B., Peucat J.-J., Michot J., Deutsch S. (1979) - Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine armoricain) ; étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et Plounévez-Lochrist. *Bull. BRGM*, section I, n° 4, p. 357-364.
- Caroff M., Bellon H., Chauris L., Carron J.P., Chevrier S., Gardinier A., Cotten J., Le Moan Y., Neidhart Y. (1995) - Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'Ouest du Massif armoricain, France) : pétrologie, géochimie, âge et modalités de la mise en place. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, 32, (11), p. 1921-1936.
- Castonguay S., Ruffet G., Tremblay A., Féraud G. (2001) - Tectonometamorphic evolution of the southern Québec Appalachians: $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian/early Devonian exhumation of the internal Humber zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, p. 144-160.
- Chauris L. (1965) - Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. Mém. BRGM n° 31, 318 p.
- Chauris L. (1966a) - Carte géologique de la France au 1/80 000. Feuille Plouguerneau – île d'Ouessant, 2^{ème} éd. Orléans, BRGM.
- Chauris L. (1966b) - Le granite de l'Aber-Ildut (Finistère). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 278, LXI, p. 1-30.
- Chauris L. (1969) - Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sci. Fr.* t. 268, p. 2859-2861.
- Chauris L. (1980) - Un district stanno-wolframifère à minéralisation disséminée : le granite de Saint-Renan (Massif armoricain) et ses gisements alluvionnaires de cassitérite. 26^e congrès géol. Intern. Paris, « gisements français », E1, p. 31-60.
- Chauris L. (1991) - Sables lourds à monazite sur les plages de Plouguerneau (Pays de Léon, Massif armoricain, France). *Bull. Soc. Linn. Normandie* 116, p. 1-6.
- Chauris L., Hallégouët B. (1972) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Brest, 3^e édition, Ed. BRGM
- Chauris L., Hallégouët B., Thonon P., Vidal P. (1977) - Le champ filonien microgranitique du Bas-Léon (Massif armoricain). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, IX, 1, 5-17.
- Chauris L., Marcoux E., Le Goff E., Thiéblemont D., Carn A. (1998) - Carte géologique au 1/50 000 de Saint-Pol-de-Léon. Éditions BRGM. Feuille + notice 164 p.

- Cheilletz A., Archibald D.A., Cuney M., Charoy B. (1992) - Ages $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du leucogranite à topaze-lépidolite de Beauvoir et des pegmatites sodolithiques de Chédeville (Nord Massif central, France). Significations pétrologiques et géodynamiques. *C R Acad. Sci. Paris*, 315 (II), p. 329-336.
- Cheilletz A., Ruffet G., Marignac C., Kolli O., Gasquet D., Féraud G., Bouillin J.-P. (1999) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences, *Tectonophysics*, 306, p. 97-116.
- Cocherie A., Albarède F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 4509-4522.
- Cocherie A., Legendre O. (2007) - Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, 93, p. 288-309.
- 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, p. 131-141.
- Cocherie A., Legendre O., Peucat J.J., Kouamelan A.N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by *in situ* electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- Cocherie A., Baudin T., Autran A., Guerrot C., Fanning C.M., Laumonier B. (2005a) - U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the Early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (Southern France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 176, p. 269-282.
- Cocherie A., Bé Mézémé E., Legendre O., Fanning M., Faure M., Rossi P. (2005b) - Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatite. *Am. Min.*, 90, 607-618.
- Cocherie A., Rossi P., Fanning C.M., Guerrot C. (2005c) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.
- Cocherie A., Robert M. (2008) - Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. *Special Issue of Gondwana Research*, 14, p. 597-608.
- Cocherie A., Fanning C.M., Jézéquel P., Robert M. (2009) - LA-MC-ICPMS and multi-ion counting system, and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from quaternary tephra from the French Massif central: magma residence time and geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, p. 1095-1108.
- Cogné J. (1974) - Le Massif armoricain. In: Debelmas J. (éd). Géologie de la France. Éditions Doin, Paris, p. 105-161.
- Darbyshire D.P.F., Shepherd T.J. (1985) - Chronology of granite magmatism and associated mineralization, SW England. *Journal of the Geological Society*, v. 142, 6, p. 1159-1177.
- Deloule E., Chaussidon M., Glass M., Koebel C. (2001) - U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 1833-1838.
- Deutsch S., Chauris L. (1965) - Âge de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 260, p. 615-617.
- Faure M., Leloix C., Roig J.Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168, p. 695-705.
- Faure M., Monié P., Pin C., Maluski H., Leloix C. (2002) - Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif central: new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *Int. J. of Earth Sci.*, 91, 1, p. 53-75.
- Faure M., Sommers C., Melleton J., Cocherie A., Lautout O. (2008) - The Léon domain (French Massif armoricain): a westward extension of the Mid-german crystalline Rise. Structural and geochronological insights. *Int. J. of Earth Sci.*, DOI 10.1007/s00531-008-0360-x.
- Georget Y., Martineau F., Capdevila R. (1986) - Âge tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites nord-armoricains. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, série II, p. 237-242.
- Goré B., Le Corre C. (1987) - Cinématique hercynienne du cisaillement nord-armoricain à la bordure du granite syntectonique de Saint-Renan - Kersaint. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, III, p. 811-819.
- Jones K.A. (1994) - Progressive metamorphism in a crustal-scale shear-zone: an example from Léon region, north-west Brittany, France. *Journal of metam. Geol.*, 12, p. 69-88.
- Jourdan F., Marzoli A., Bertrand H., Cosca M., Fontignie D. (2003) - The Northernmost CAMP: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, petrology and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Kerforne Dike, Brittany, France. *Geophysical monograph*, 136, p. 209-226.
- Kober B. (1986) - Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigation on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contr. Min. and Petrol.*, 93, p. 482-490.
- Kober B. (1987) - Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications for zirconology. *Contr. Min. and Petrol.*, 96, p. 63-71.
- Krogh T.E. (1973) - A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 37, p. 485-494.
- Krogh T.E. (1982a) - Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 46, p. 631-635.
- Krogh T.E. (1982b) - Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 46, p. 637-649.

- Le Corre C., Balé P., Georget Y. (1989) - Le Léon : un domaine exotique et géophysique au nord-ouest de la chaîne varisque armoricaine (France). *Geodynamica Acta*, 3, 2, p. 57-71.
- Ledru P., Lardeaux J.-M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.-M., Lerouge G., Floc'h J.-P., Maillet N., Marchand J., Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes du Massif central français ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 605-618.
- Ledru P., Costa S., Echlter H. (1994) - The Massif central. In J.D. Keppie (ed.): "Pre-Mesozoic geology in France and related areas" Berlin, Springer-Verlag, p. 305-323.
- Leutwein F. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne dans la partie nord du massif armoricain. *Sciences de la Terre*, Nancy, 11, 83 p.
- Leutwein F., Chauris L., Sonet J., Zimmermann J.L. (1969) - Études géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sciences de la Terre*, Nancy, 14, p. 329-358.
- Ludwig K.R. (1999) - Isoplot/Ex a geochronological Toolkit for Microsoft Excel version 2.05d. Berkeley Geochronology Center. US Geol. Survey open-file Report, p. 1-42.
- Ludwig K.R. (2003) - Isoplot/Ex version 3: a geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication n° 4, 70 p.
- Marcoux E., Chauris L., Hallégouët B., Guennoc P., Thiéblemont D. (2005) - Carte géologique au 1/50 000 de Plouguerneau. Éditions BRGM. Feuille + notice.
- Marignac, C., Cuney, M. (1999) - Ore deposits of the French Massif central: insight into the metallogensis of the Variscan collision belt. *Mineral Deposita*, 34, p. 472-504.
- Matte P. (2002) - Variscides between the Appalachians and the Urals: similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. In: Martinez-Catalan *et al.* (Eds), Variscan-Appalachian Dynamics: the building of the Late Paleozoic Basement: Boulder. Colorado Special paper, *Geol. Soc. of America*, 364, p. 239-251.
- Outin J.M., Thomas E., Hallégouët B., Queté Y., Le Goffic M., Rivière J.M. (2000) - Carte géologique au 1/50 000 de Plabennec. Éditions BRGM. Feuille + notice.
- Paquette J.L., Balé P., Ballèvre M., Georget Y. (1987) - Géochronologie et géochimie des élogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du nord-ouest du Massif armoricain. *Bull. Minéral.*, 110, p. 683-696.
- Parrish R.R. (1987) - An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, 66, p. 99-102.
- Pupin J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contr. Min. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- Rolet J., Le Gall B., Darboux J.-R., Thonon P., Gravelle M. (1986) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique - Cornwall. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, p. 43-54.
- Rolet J., Gresselin F., Jegouzo P., Ledru P., Wyns R. (1994) - Intracontinental Hercynian events in the armorican Massif. In J.D. Keppie (ed.): "Pre-Mesozoic geology in France and related areas" Berlin, Springer-Verlag, p. 195-219.
- Ruffet G., Féraud G., Amouric D. (1991) - Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Tregor batholith. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 55, p. 1675-168.
- Ruffet G., Féraud G., Ballèvre M., Kienast J.R. (1995) - Plateau ages and excess argon on phengites: a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of alpine micas (Sesia zone). *Chem. Geol.*, 121, p. 327-343.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 207-221.
- Steiger R.H., Jäger E. (1977) - Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, p. 359-362.
- Suzuki K., Adachi M. (1991) - Precambrian provenance of Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron age of monazite, zircon and xenotime. *Geochemical Journal*, 25, p. 357-376.
- Tera F., Wasserburg G.J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, p. 281-304.
- Tremblay A., Ruffet G., Castonguay S. (2000) - Acadian metamorphism in the Dunnage zone of the southern Québec Appalachians: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, p. 136-146.
- Turner G., Huneke J.C., Podosek F.A., Wasserburg G.J. (1971) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, p. 19-35.
- Wendt I., Carl C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, 86, p. 275-285.
- Wetherill G.W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, p. 320-326.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C. et Spiegel W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.
- Williams I.S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, Vol. 7, p. 1-35.

Annexe 1 : Méthodologies

ZIRCONS

Trois méthodologies différentes ont été utilisées pour dater les zircons ($ZrSiO_4$) : deux méthodes « classiques » : U-Pb par dissolution et Pb-Pb par évaporation sur monozircons sur lesquelles nous reviendrons peu, et une méthode couplant ICPMS-MC et laser (NEPTUNE) sur lesquelles nous donnerons des précisions analytiques.

Pour la datation U-Pb par dissolution, après une extraction classique des minéraux lourds, les zircons sont séparés selon leur susceptibilité magnétique, les moins magnétiques étant le plus souvent les plus concordants (Krogh, 1982a). Ils sont ensuite séparés en populations distinctes s'il y a lieu, et fortement abrasés afin d'accentuer la concordance (Krogh, 1982b). La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de Krogh (1973) et Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées sur multiplicateur d'électrons en mode dynamique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les rapports mesurés sont corrigés du fractionnement, du blanc de procédure, de l'étalon, et du plomb commun initial en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975). Toutes les erreurs sont données à 2σ . La régression est effectuée en utilisant le programme ISOPLOT/EX, version 2.06d (Ludwig, 1999). Tous les résultats sont donnés à 95 % de niveau de confiance.

Pour la méthode d'évaporation directe du plomb sur zircons, plusieurs cristaux sont choisis afin d'être analysés en spectrométrie de masse à source solide. Un descriptif de cette méthode se trouve dans Kober (1986, 1987) et dans Cocherie *et al.* (1992). Elle permet de dater sur monograin des zircons plus ou moins altérés car le Pb des domaines altérés, plus fragiles, est éliminé lors de la phase initiale de dégazage. Les erreurs sur les âges par paliers et âge par zircon sont données à 1σ (écart type). L'âge moyen est calculé par une moyenne pondérée à partir des différents paliers conservés, l'erreur sur l'âge est donnée à 95 % de limite de confiance, et est calculée par le programme Isoplot/Ex, version 2.06d (Ludwig, 1999).

Datation U-Pb par couplage laser ICPMS-MC (NEPTUNE)

Cette nouvelle méthode de datation, développée au BRGM, utilise le couplage d'un laser UV 213 nm avec un ICPMS-MC (Neptune, ThermoElectron) équipé d'un système de multicompteur d'ions (MIC) (Cocherie et Robert, 2008 ; Cocherie *et al.*, 2009). Les principes généraux de la datation sont inspirés de la procédure analytique développée par le passé sur les SHRIMP (voir pas exemple : Williams, 1998) ou la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 (Deloule *et al.*, 2001).

Les principales différences sont les suivantes :

1. La matière est ablatée à l'aide d'un laser puis transportée sous un courant d'argon au lieu d'un « arrachage » plus délicat de la matière par un faisceau d'ions primaires O_2^- dans le cas des sondes ioniques.
2. Pour cette application, l'ICPMS est configurée en mode basse résolution et en mode statique, c'est-à-dire que toutes les masses depuis ^{202}Hg jusqu'à ^{238}U sont collectées simultanément (sur compteurs d'ions pour 202, 204, 206, 207, 208 et sur cages de Faraday pour 232 et 238), tandis que les sondes ioniques fonctionnent en mode haute résolution et en saut de pic, les masses étant collectées successivement sur un compteur d'ions unique. La haute résolution est indispensable pour les sondes ioniques puisque par exemple des composés polyatomiques comme HfSi interfèrent avec les masses du Pb en mode basse résolution. Au contraire, le plasma d'Ar permet la dissociation de telles espèces complexes.
3. La quantité de matière extraite par le laser est significativement supérieure, tandis que cette extraction de matière est effectuée en 90 secondes au lieu de 15 à 20 minutes dans le cas des sondes ioniques. Selon nos conditions d'ablation, le laser atteint une profondeur de 18 μm tandis qu'une sonde « arrache » la matière sur seulement 1 à 2 μm . Le volume concerné est donc 10 à 20 fois supérieur avec l'ablation laser.

Les principaux points communs sont :

1. dans les deux cas l'analyse d'un standard certifié est indispensable ;
2. le diamètre du domaine analysé est similaire (20 μm) ;
3. la précision atteinte est comparable avec toutefois un avantage pour la sonde ionique puisque le volume analysé étant moindre, la question de l'hétérogénéité en profondeur ne se pose généralement pas.

La procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu ($1\,065 \pm 1$ Ma ; Wiedenbeck *et al.*, 1995).

Les conditions d'ablation laser sont :

- laser UV : 213 nm ;
- diamètre : 20 μm ;
- profondeur : 18 μm ;
- énergie : 0,2 à 0,3 mJoule (95 %) ;
- fréquence : 12 Hz ;
- durée : 90 s.

Les conditions d'analyses sont :

- le standard 91500 daté à 1 065 Ma, contenant 81 ppm de U et 14 ppm de Pb (radiogénique, pas de Pb commun), conduit à un signal de 30 000 à 40 000 cps sur ^{206}Pb et 3 à 4 mV sur ^{238}U ;
- un bloc de 23 cycles est enregistré.

Pour les **zircons anciens** (> 1 000 Ma), la détermination même imprécise du ^{204}Pb est suffisante pour accéder à l'âge $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ avec précision (± 5 à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, le plus souvent, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$. Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercept haut, en particulier lorsque l'intercept bas peut aussi apporter une information géochronologique.

Pour les **zircons plus récents** (< 1 000 Ma), l'imprécision du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ devient critique ; on utilise alors un autre diagramme Concordia, celui de Tera et Wasserburg (1972), dans lequel on porte les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du ^{207}Pb et non plus par celle du ^{204}Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ pour chaque point. Ainsi, on calcule un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble des points d'âge voisin, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de Wetherill (1956) et celle de Tera et Wasserburg (1972) sont par exemple discutées dans Cocherie *et al.* (2005 c).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ . Par contre, les analyses sont données à $\pm 1\sigma$ dans les tableaux 1 et 2.

MONAZITE

La monazite $(\text{Ce,Th})\text{PO}_4$ a été datée par analyses ponctuelles à la microsonde électronique (EPMA SX 50 CAMECA, BRGM-ISTO).

La méthode retenue s'appuie sur la mesure précise des teneurs en U, Th et Pb de la monazite (Suzuki et

Adachi, 1991). L'âge individuel de chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998). Les seuils de détection sont les suivants dans les conditions analytiques retenues (courant de 200 nA) : 110 ppm Pb, 130 ppm Th et 105 ppm U. Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé à l'aide du diagramme isochrone $\text{U/Pb} = f(\text{Th/Pb})$ selon la méthode définie dans Cocherie et Albarède (2001), si une certaine variation du rapport U/Th est observée. Cette méthode permet de distinguer, sur des grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma selon la gamme d'âges concernée et même parfois seulement 10 Ma, dans certains cas favorables (Bé Mézémé *et al.*, 2005). Les principes du choix de la représentation graphique nécessaire au calcul de l'âge sont développés dans Cocherie *et al.* (2005 a et b) et Cocherie et Legendre (2007). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de Ludwig (1999). Tous les âges sont calculés à 2σ .

MUSCOVITE : méthodologie ^{39}Ar - ^{40}Ar

Les muscovites ont été prélevées sous loupe binoculaire dans la fraction 0,3 - 0,8 mm. Les échantillons ont été irradiés au sein du réacteur McMaster (Hamilton, Canada, Position 5C, flux total reçu : $11,7 \times 10^{18} \text{ n.cm}^{-2}$, moniteur : amphibole Hb3gr d'âge 1 072 Ma ; [Turner *et al.*, 1971 recalculé avec les constantes de Steiger and Jäger (1977)] et références ultérieures). Le mode d'irradiation utilisé permet d'apprécier le paramètre d'irradiation J avec une précision de l'ordre de 0,2 %. Les analyses isotopiques ont été réalisées sur grains individuels à l'aide d'une sonde laser CO_2 . La méthodologie de l'analyse à la sonde laser a été décrite par Ruffet *et al.* (1991 et 1995). Les rapports isotopiques mesurés sont corrigés du bruit de fond, des valeurs du blanc, des interférences dues à K, Ca et Cl, de la contamination atmosphérique et de la discrimination de masse, les erreurs sur ces différents paramètres étant propagées dans le calcul d'erreur sur l'âge de l'échantillon.

Tous les âges plateaux sont donnés, au même titre que les âges apparents sur les graphiques, avec une marge d'erreur de 1σ . Les erreurs sur l'âge des moniteurs ne sont pas prises en compte dans le calcul des erreurs sur les âges plateaux. Une analyse $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été effectuée en double dans le but de tester la reproductibilité des déterminations.