

**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
À 1/50 000**

# BAUD

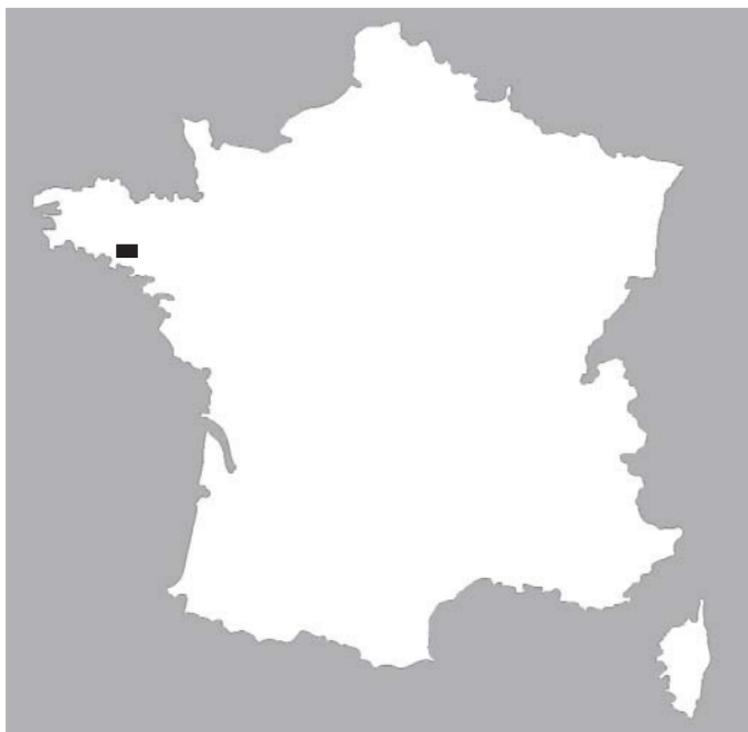
par

F. BÉCHENNEC, D. THIÉBLEMONT

Avec la collaboration de

C. GUERROT, A. COCHERIE, F. LUCASSOU





# BAUD

La carte géologique à 1/50 000  
 BAUD est recouverte  
 par la coupure VANNES (N° 231)  
 de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Plouay	Bubry	Josselin
Lorient	BAUD	Elven
Ile de Groix	Auray Quiberon	Vannes Saint-Gildas- de-Ruiz

BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE**

*Président* : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;  
*Secrétaire Général* : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,  
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,  
P. GIGOT, P. GUENNOC, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,  
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,  
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,  
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
BAUD À 1/50 000**

**par**

**F. BÉCHENNEC, D. THIÉBLEMONT**

**Avec la collaboration de  
C. GUERROT, A. COCHERIE, F. LUCASSOU**

**2013**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : BÉCHENNEC F., avec la participation de Vidal M., Le Métour J., Michel Y., Nontanovanh M., Vandenaabeele P., Van Vliet-Lanoë B., Vaumoron C. (2013) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Baud (384). Orléans : BRGM. Notice explicative par Béchenne F., Thiéblemont D., avec la collaboration de Guerrot C., Cocherie A., Lucassou F. 143 p.

– *pour la notice* : BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de Guerrot C., Cocherie A., Lucassou F (2013) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Baud (384). Orléans : BRGM, 143 p. Carte géologique par Béchenne F. *et al.* (2013).

© BRGM, 2013. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1384-4

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	7
<b>ABSTRACT</b>	9
<b>INTRODUCTION</b>	11
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	16
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	18
<i>SOCLE VARISQUE : UNITÉS MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES</i>	18
<b>Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque sud-armoricain (méridional)</b>	18
<b>Orthogneiss ordoviciens</b>	22
<b>Plutons varisques</b>	25
<b>Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque ligéro-sénan (central)</b>	41
<b>Plutons varisques</b>	56
<b>Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque de Bretagne centrale (septentrional)</b>	59
<b>Plutons varisques</b>	68
<i>ROCHES FILONIENNES TARDIVARISQUES</i>	70
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	71
<b>Formations tertiaires</b>	71
<b>Formations superficielles</b>	72
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	76
<i>FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES</i>	76
<b>Métasédiments du Domaine varisque sud-armoricain</b>	76
<b>Métasédiments du Domaine varisque ligéro-sénan</b>	76
<b>Métasédiments du Domaine varisque de Bretagne centrale</b>	78
<i>ORTHOGNEISS ORDOVICIEN</i>	79
<i>GRANITES VARISQUES</i>	82
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	87
<i>MÉTAMORPHISMES VARISQUES</i>	87
<b>Domaine varisque de Bretagne centrale</b>	87

<b>Domaine varisque ligéro-sénan</b>	<b>89</b>
<b>Domaine varisque sud-armoricain</b>	<b>90</b>
<i>DÉFORMATIONS VARISQUES</i>	<b>91</b>
<b>Déformation précoce : les plis intrafoliaux</b>	<b>91</b>
<b>Foliation principale (S1) et/ou (S1/C) et linéation associée</b>	<b>91</b>
<b>Déformation post-S1 : les plis en chevrons, la schistosité (S2) et la linéation associée</b>	<b>93</b>
<b>Plis tardifs</b>	<b>93</b>
<b>Cisaillement sud-armoricain (CSA)</b>	<b>93</b>
<i>DÉFORMATIONS FINI ET POST-VARISQUES</i>	<b>94</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>94</b>
<b>Sédimentation et magmatisme au Protérozoïque supérieur</b>	<b>94</b>
<b>Sédimentation et magmatisme au Paléozoïque</b>	<b>95</b>
<b>Évolution post-paléozoïque</b>	<b>99</b>
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	<b>99</b>
<b>DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES</b>	<b>101</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>101</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<b>101</b>
<i>RISQUES NATURELS</i>	<b>102</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>103</b>
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	<b>121</b>
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>123</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>123</b>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	<b>123</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>130</b>
<b>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</b>	<b>139</b>
<i>ANALYSES</i>	<b>140</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>140</b>
<b>ANNEXE</b>	<b>141</b>

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine <i>et al.</i> , 2005, modifié) et localisation de la carte à 1/50 000 de Baud	12
Fig. 2 - Diagramme P-Q de nomenclature des granitoïdes	28
Fig. 3 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Carnac (échantillon 204V)	29
Fig. 4 - Diagramme concordia selon Tera et Wasserburg pour les zircons du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 851)	32
Fig. 5 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour le cœur sombre des grains de monazites du faciès standard du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 851)	33
Fig. 6 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour la bordure claire des grains de monazites du faciès standard du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 851)	34
Fig. 7 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour le cœur sombre des grains de monazites du faciès leucocrate de bordure du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 850)	36
Fig. 8 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour la bordure claire des grains de monazites du faciès leucocrate de bordure du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 850)	37
Fig. 9 - Diagramme de répartition typologique des zircons (Pupin 1980) indexés de l'orthogneiss de Lanvaux	52
Fig. 10 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de l'orthogneiss de Lanvaux. Les lettres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 1	54
Fig. 11 - Coupe de la Formation du Grès armoricain dans la carrière du Roc'h	60
Fig. 12 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de Anders et Grévesse, 1989) pour les orthogneiss et granites des feuilles Baud et Elven	80
Fig. 13 - Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial (valeurs de Hofmann, 1988) pour l'orthogneiss de Lanvaux	81
Fig. 14 - Diagramme Y vs. Sr/Y pour les granites des feuilles Baud – Elven avec report du champ des adakites (modifié d'après Defant et Drummond, 1990) et modélisation d'un processus de fusion partielle d'un protolithe ayant la composition moyenne des orthogneiss de Bretagne sud	84

Fig. 15 - Report des compositions normatives des granites des feuilles Baud et Elven dans le diagramme Q-Ab-Or (Winkler, 1979) avec indication des lignes cotectiques et eutectiques pour des pressions de 5 et 7 kb (avec $P_{H_2O} = P_{tot}$ )	<b>85</b>
Fig. 16 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns <i>et al.</i> , 1998 et 2004)	<b>104</b>
Fig. 17 - Masses d'eau souterraine et entités BD LISA recoupées par la feuille à 1/50 000 Baud	<b>106</b>
Fig. 18 - Localisation des bassins versants modélisés (carte) et résultats obtenus (tableau)	<b>108-109</b>
Fig. 19 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Baud	<b>112</b>
Fig. 20 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS 56, BRGM	<b>114</b>
Fig. 21 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Dézinio à Languidic. Source : ARS 56	<b>116</b>
Fig. 22 - Teneur en nitrates au niveau du puits de la Lande Guernic à La Chapelle Neuve. Source : ARS 56	<b>117</b>
Fig. 23 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kergoudeler à Pluvigner. Sources : ARS 56 et AELB	<b>118</b>
Fig. 24 - Teneur en nitrates au niveau du forage de Pont-Mouton à Plouhinec. Sources : ARS 56 et AELB	<b>119</b>
Fig. 25 - Chronique piézométrique de la station de Baud (03843X0021/PZ). Le repère de mesure est situé à 21 cm au-dessus du sol	<b>122</b>
Tabl. 1 - Résultats analytiques pour les zircons de l'orthogneiss de Lanvaux	<b>53</b>

## RÉSUMÉ

La coupure Baud de la carte géologique à 1/50 000 de la France, se situe dans le département du Morbihan et s'étend au Nord d'Auray et à l'Est de Lorient. Cette région est structurée par les branches sud et nord du Cisaillement sud-armoricain (CSA), grand accident transcurrent orienté WNW-ESE, qui la prend en écharpe avant de se poursuivre au-delà, tant vers l'Ouest jusqu'à la Pointe-du-Raz que vers l'Est jusqu'aux confins de la Vendée. De ce fait, la carte Baud est scindée en, (1) un Domaine varisque sud-armoricain qui occupe la moitié méridionale de la feuille, (2) un Domaine varisque ligéro-sénaise, qui couvre tout le centre-nord de la carte et (3) un Domaine varisque de Bretagne centrale situé en bordure nord de la coupure. Les terrains de cette carte de socle, bien qu'appartenant à différents domaines, portent tous l'empreinte de l'Orogénèse varisque.

Le Domaine varisque de Bretagne centrale, limité sur son flanc sud par la branche nord du Cisaillement sud-armoricain, comprend les puissantes séries métasédimentaires du Briovérien et celles de l'Unité du Sud de Rennes ; les formations du Grès armoricain, de Traveusot et de Baud ; ces dernières, d'après les données des cartes situées plus à l'Est, sont datées du Cambrien à l'Ordovicien moyen. Enfin, les micaschistes du Briovérien sont recoupés par les massifs de granites carbonifères de Baud et de Bignan. Ces différents ensembles sont affectés par l'Orogénèse varisque qui se traduit par une déformation symmétamorphe entraînant une transposition totale du protolithe sédimentaire, et la foliation principale (S1), très pénétrative, se développe en limite du faciès des schistes verts et des amphibolites. Dans les séries du Briovérien, la paragenèse associée comprend à la base, quartz-biotite-muscovite et, dans une moindre mesure, andalousite, staurotite et disthène. Dans les séries paléozoïques de l'Unité du Sud de Rennes la paragenèse associée caractérise le faciès des schistes verts avec quartz-muscovite-biotite et, éventuellement, chloritoïde et graphite. La déformation concomitante du métamorphisme se traduit par de petits plis intrafoliaux dont seules subsistent des charnières reliques, et la foliation principale (S1) de plan axial, est elle-même déformée par de petits plis en chevrons auxquels est localement associée une schistosité (S2) de crénulation. De plus, en fin d'évolution varisque, l'individualisation de la branche nord du CSA se traduit par le développement de faciès mylonitiques et, sur la carte Baud, par le développement d'une faille décrochante dextre, parallèle et associée au CSA, qui met en contact tectonique le Briovérien avec les formations de l'Unité du Sud de Rennes.

Le Domaine varisque ligéro-sénaise, encaissé entre les branches nord et sud du CSA, est morphologiquement caractérisé par les hauteurs du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux. Ce dernier, daté de l'Ordovicien inférieur à moyen, recoupe les séries métasédimentaires du Groupe de Bains-sur-Oust qui sont elles-mêmes surmontées par celles de la Formation de Rochefort-en-Terre,

l'ensemble appartenant à l'Unité des Landes de Lanvaux. L'âge du Groupe de Bain-sur-Oust est mal documenté, mais du fait de sa lithologie essentiellement terrigène, assez comparable à celle du Briovérien, il est considéré comme, en partie, d'âge protérozoïque terminal, sachant que son toit est, par ailleurs, daté de l'Ordovicien inférieur. La Formation de Rochefort-en-Terre est datée de l'Ordovicien moyen et ses schistes carbonés sont lithologiquement et paléontologiquement proches de ceux de la Formation de Traveusot. Sur son flanc sud, cette unité est recoupée par le massif du granite d'Ergué-Languidic et celui du granite de Questembert, daté du Carbonifère supérieur. Ce dernier, qui enclave les micaschistes de la Formation de Saint-Nolff, se caractérise par une texture mylonitique bien marquée. Comme dans le Domaine de Bretagne centrale, toutes les séries sédimentaires portent l'empreinte de l'Orogénèse varisque qui se traduit par une déformation symmétamorphe et entraîne une transposition totale du protolithe ; la foliation principale (S1), très pénétrative, se développe en limite du faciès des schistes verts et des amphibolites. La paragenèse associée comprend à la base quartz-biotite-muscovite mais inclut aussi, suivant les séries, du chloritoïde, du graphite, et localement (Fm. de Saint-Nolff) de l'andalousite. Enfin, l'individualisation de la branche sud du CSA induit la déformation ductile du granite de Questembert.

Le Domaine varisque sud-armoricain, limité sur son flanc nord par la branche sud du CSA, occupe la moitié sud de la feuille. Il comprend une série métasédimentaire caractérisée notamment par des bandes de métaptanites et localement par des paragneiss d'affinité kingizitique, qui est recoupée par des orthogneiss d'âge ordovicien inférieur. Cet ensemble est affecté par une migmatisation d'intensité variable qui aboutit localement à la formation de granites anatectiques plus ou moins évolués. Ce domaine comprend aussi, dans l'angle sud-ouest, la bordure septentrionale du granite de Carnac et surtout le vaste Massif du granite de Sainte-Anne-d'Auray, qui prend en écharpe toute la feuille et se poursuit au-delà sur les feuilles voisines ; ce dernier, daté du Carbonifère supérieur, à l'approche du CSA, est affecté par une mylonitisation d'intensité croissante qui aboutit à des ultramylonites, lesquelles sont particulièrement développées dans cette zone.

Cette évolution tectono-métamorphique varisque achève le bâti du socle armoricain et les évolutions ultérieures se limitent à des épisodes de déformation cassante qui initie des failles NE-SW et NNW-ESE, décrochantes, respectivement sénestres et dextres ; ces dernières ont vraisemblablement joué à différentes périodes et notamment à l'Éocène, comme le démontre amplement la sédimentation marine présente dans le bassin de Gâvres-Plouhinec (carte Lorient) et ses prolongements sur le plateau continental.

Par la suite, au Plio-Quaternaire, la sédimentation est essentiellement continentale et se traduit par des épandages locaux de séries à sables et galets rubéfiés ; cependant, localement, de rares sédiments marins sont aussi présents.

Enfin, les terrasses fluviales, observées sur les berges des rivières témoignent des épisodes successifs d'incisions et d'inondations principalement liées aux variations climatiques.

### ABSTRACT

The Baud sheet of the 1:50,000-scale geological map of France is located in the Morbihan Department, covering an area east of Lorient and north of Auray. This region is structured by the south and north branches of the South-Armorican Shearzone (CSA on the map), a great WNW-ESE trending faultzone that can be followed from the Pointe-du-Raz in the west to the boundary of the Vendée region. Because of this, the Baud map area can be divided into three domains: 1) the Variscan South-Armorican Domain in the southern part of the map, 2) a Variscan Loire-Seine Domain covering the central-north part of the area, and 3) a Variscan Central Brittany Domain in the north of the map area. All rocks in this area, though part of different domains, were affected by the Variscan orogeny.

The Variscan Central Brittany Domain, bounded to the south by the northern branch of the CSA, comprises a thick metasedimentary succession of Brioverian age and the South Rennes Unit, the latter composed of Armorican Sandstone and the Traveusot and Baud formations. The last two were dated Cambrian to Middle Ordovician in map areas farther east. Carboniferous-age Baud and Bignan granites intersect the Brioverian micaschist. All units were affected by the Variscan orogeny, shown by a syn-metamorphic deformation that caused a complete transposition of the sedimentary protolith. The main, highly penetrative, S1 foliation was especially developed at the limit between greenschist and amphibolite facies. In the Brioverian rocks, the associated paragenesis comprises quartz-biotite-muscovite and minor andalusite, staurolite and kyanite. The associated paragenesis in the Paleozoic rocks of the South Rennes Unit is characterized by greenschist facies with quartz-muscovite-biotite and, possibly, chloritoid and graphite. The concomitant deformation of the metamorphism is shown by small intrafoliate folds of which only relict hinges and the main S1axial plane foliation are preserved, which themselves were deformed by small chevron folds that, locally, are associated with a crenulation cleavage (S2). Moreover, the late Variscan growth of the northern CSA branch is shown by the development of mylonite facies and, on the Baud map, by the development of a dextral strike-slip fault, parallel to and associated with the CSA, that brought the Brioverian rocks in contact with the formations of the South Rennes Unit.

The Variscan Loire-Seine Domain, found between the north and south branches of the CSA, is morphologically defined by the heights of the Lanvaux orthogneiss massif. The latter, dated Early to Middle Ordovician, intersects the

metasedimentary rocks of the Bains-sur-Oust Group that, in turn, are overlain by the Rochefort-en-Terre Formation, the whole being part of the Landes de Lanvaux Unit. The age of the Bains-sur-Oust Group is poorly documented, but in view of its essentially terrigenous lithology that is comparable to that of the Brioverian, it is considered to be at least in part latest Proterozoic, the more so as its hanging wall is dated Early Ordovician. The Rochefort-en-Terre Formation is Middle Ordovician and its black shales are lithologically and paleontologically close to the Traveusot Formation. The south limb of this unit is intersected by the Ergué-Languidic and Questembert granites of Late Carboniferous age. The latter granite, which contains micaschist enclaves of the Saint-Nolff Formation, has a well-defined mylonitic texture. As in the Central Brittany Domain, all sedimentary rocks carry the imprint of the Variscan orogeny, shown by synmetamorphic deformation and a total transposition of the protolith; the main, highly penetrative S1 foliation, was developed in the boundary area between greenschist and amphibolite facies. Its associated paragenesis again comprises quartz-biotite-muscovite, but depending upon the rocks also includes chloritoid, graphite, and locally (Saint-Nolff Fm.) andalusite. Finally, the growth of the south branch of the CSA led to ductile deformation of the Questembert granite.

The Variscan South-Armorican Domain, limited to the north by the south branch of the CSA, underlies the southern part of the map area. It consists of metasedimentary rock, in particular bands of metaphtanite and locally paragneiss of a kingizitic affinity, intersected by Early Ordovician orthogneiss. This unit is affected by a migmatization of different intensities that, locally, has led to the formation of variably evolved anatectic granites. In the south-west corner of the map area, this domain also includes the north edge of the Carnac granite and, especially, the huge massif of the Sainte-Anne-d'Auray granite, that can be followed throughout the entire map area as well as into the adjacent sheets. Close to the CSA, the latter granite of Late Carboniferous age is affected by mylonitization of increasing intensity, ending in ultramylonite that is particularly well developed here.

These Variscan tectono-metamorphic events completed the construction of the Armorican basement. Later evolution was limited to brittle deformation that created the dextral NE-SW and sinistral NNW-ESE strike-slip faults; the latter obviously were reactivated at different periods and, especially, during the Eocene as is abundantly shown by the marine sediments of that age in the Gâvres-Plouhinec basin (Lorient map) and its continuation onto the continental shelf.

Later, during the Pliocene-Quaternary, sedimentation was essentially continental as is shown by local sheets of sand and reddish gravel. Locally, however, rare marine sediments occur as well. Finally, the fluvial terraces found along river valleys witness of successive episodes of incisions and flooding, mainly related to climatic variations.

## INTRODUCTION

### *CADRE GÉOGRAPHIQUE*

La feuille à 1/50 000 Baud s'étend dans le département du Morbihan et, bien qu'étant essentiellement continentale, elle est proche de l'Océan atlantique et intègre ainsi dans son angle sud-ouest, l'extrémité nord de la ria d'Etel qui, ici, se scinde en plusieurs bras.

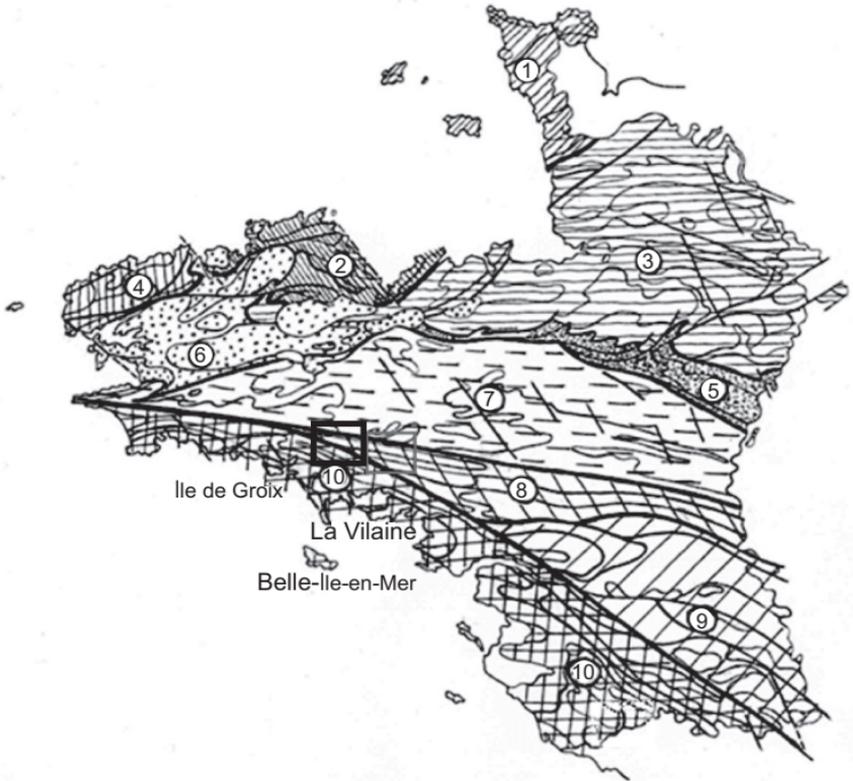
Les principales localités de ce territoire, outre Baud, sont Pluvigner et Languidic ; des bourgs de moindre importance tels Camors, Landévant, Landaul, Plumelin, Sainte-Anne-d'Auray sont répartis aussi dans ce territoire. De plus, dans la campagne, les hameaux sont relativement nombreux, excepté dans un « couloir » WNW-ESE, topographiquement marqué, qui correspond aux Landes de Lanvaux et qui est couvert par les forêts de Camors, de Floranges et des Grandes-Landes-de-Lanvaux.

La morphologie de la feuille est nettement marquée ; d'une part par la nature du substratum et d'autre part par la tectonique ; ainsi, du Nord au Sud, cette région est organisée en bandes rectilignes WNW-ESE qui reflètent la structuration associée au CSA (Cisaillement sud-armoricain) :

- le tiers nord de la carte, montre une altitude moyenne relativement élevée et correspond aux formations métasédimentaires du Briovérien, recoupées par des granites varisques ;
- les Landes de Lanvaux (au sens large) forment le principal relief dans le paysage et correspondent au massif de l'orthogneiss de Lanvaux ;
- un deuxième axe, subparallèle au précédent, forme aussi un horst, et correspond au granite d'Ergué-Languidic, relayé vers l'Est par le massif du granite de Questembert ;
- dans la moitié méridionale de la carte, le granite de Sainte-Anne-d'Auray occupe des zones d'altitudes modérées qui plongent progressivement jusqu'à la côte ;
- enfin, entre ces « éminences », les dépressions sont occupées par des séries métasédimentaires et/ou par les mylonites associées aux différentes branches du CSA.

Le réseau hydrographique entaille profondément le substratum et comprend trois principaux bassins-versants :

- le bassin-versant du Blavet, recoupe toutes les structures dans l'angle NW de la feuille ; cependant, dans cette zone, ses affluents sont peu importants et peu nombreux ;
- l'Evel provient du centre du Morbihan, la région de Rémungol, et passe à l'Est de Baud ; ensuite son cours s'infléchit brusquement vers le NNW et



**Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine *et al.*, 2005, modifié) et localisation de la carte à 1/50 000 Baud. 1 : Domaine cadomien-varisque du Cotentin et des îles ; 2 : Domaine cadomien nord-breton ; 3 : Domaine cadomien normano-breton ; 4 : Domaine varisque du Léon ; 5 : Domaine varisque médio-armoricain oriental ; 6 : Domaine varisque médio-armoricain occidental ; 7 : Domaine varisque de Bretagne centrale ; 8 : Domaine varisque ligéro-séennais ; 9 : Domaine varisque nantais ; 10 : Domaine varisque sud-armoricain**

il suit alors le tracé de la banche nord du CSA avant de se jeter, plus à l'Ouest, dans le Blavet ; de ce fait son principal bassin-versant se situe sur la feuille Bubry qui jouxte la feuille Baud sur son flanc nord ;

– le Tarun constitue le principal affluent de l'Evel et il s'écoule lui aussi d'Est en Ouest en suivant le tracé du CSA, jusqu'au Sud de Baud. Le Tarun et l'Evel, sur sa fin de parcours, sont alimentés par de nombreux petits ruisseaux perpendiculaires au CSA qui, sur leur rive sud, drainent le massif de l'orthogneiss de Lanvaux et, sur leur rive nord, le plateau des micaschistes briovériens ;

– le Loc'h recoupe toute la partie centre et sud-orientale de la feuille et ses nombreux affluents draine tant la partie méridionale des Landes de Lanvaux que les massifs des granites de Questembert et de Sainte-Anne-d'Auray ;

– enfin, toute la partie centre et sud-occidentale de la feuille, est drainée par un chevelu de rivières et ruisseaux qui se jettent dans la ria d'Etel.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE*

La région cartographiée couvre essentiellement le Bloc sud-armoricain et accessoirement, à sa lisière nord-est, la bordure méridionale du Bloc centre-armoricain, deux entités majeures du Massif armoricain, séparées par les accidents majeurs transcurrents associés au Cisaillement sud-armoricain (CSA) qui prend en écharpe la carte Baud. Ce dernier comprend deux branches sub-parallèles : (1) la branche sud se suit depuis l'angle NW de la feuille, jusque sa limite orientale en passant par Languidic, Pluvigner et le Nord de Plumergat ; (2) la branche nord suit grossièrement les vallées de l'Evel et du Tarun, entre l'Ouest de Baud et Plumelin. Au-delà de la feuille Baud, ces accidents se suivent tant vers l'Ouest que vers l'Est, respectivement jusqu'à la Pointe-du-Raz et jusqu'aux régions de Nantes et d'Angers (fig. 1).

De ce fait, la carte Baud comprend trois domaines : (1) au Sud, le Domaine varisque sud-armoricain, entre les deux branches du CSA, (2) le Domaine varisque ligéro-sénaise et (3) au Nord, le Domaine varisque de Bretagne centrale.

#### **Le Domaine varisque sud-armoricain** comprend :

– un ensemble métasédimentaire incluant des paragneiss et des micaschistes à intercalations de « morbihanites », de métaphtanites et de schistes à graphite, plus ou moins migmatitiques ;

– deux orthogneiss (orthogneiss d'Hennebont-Tréauray et d'Auray) datés de l'Ordovicien inférieur et intrusifs dans l'ensemble métasédimentaire ;

– un ensemble de diatexites à biotite, très hétérogènes, et de granites anatectiques indifférenciés ;

– des granites varisques ; le granite de Pluguffan, le granite de Sainte-Anne-d'Auray et le granite de Carnac. De plus, localement, de petits

massifs de leucogranites indifférenciés sont intrusifs dans les métasédiments et les orthogneiss.

**Le Domaine varisque ligéro-séna** comprend, du Nord au Sud, les unités des Landes-de-Lanvaux et de Péaule, recoupées par des granites varisques :

- l'Unité des Landes de Lanvaux est la plus vaste et inclut :
  - une série métasédimentaire terrigène, le Groupe de Bain-sur-Oust, qui affleure de part et d'autre du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux,
  - la Formation de Rochefort-en-Terre principalement caractérisée par une grande richesse en éléments carbonés lui octroyant une teinte gris sombre à noire,
  - l'Orthogneiss de Lanvaux, daté de l'Ordovicien inférieur-moyen, et intrusif dans les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust ;
- l'Unité de Péaule, présente uniquement en bordure méridionale du Domaine, est tectoniquement éladée vers l'Ouest ; elle est représentée par les métasédiments de la Formation de Saint-Nolff ;
- les granites varisques d'Ergué-Languidic et de Questembert recourent d'une part les métasédiments du Groupe de Bain-sur-Oust et des formations de Rochefort-en-Terre et de Saint-Nolff et, d'autre part, l'Orthogneiss de Lanvaux.

**Le Domaine varisque de Bretagne centrale** comprend l'Unité de Bretagne centrale, l'Unité du Sud de Rennes et des granites varisques :

- l'Unité de Bretagne centrale est constituée par les séries métasédimentaires du Briovérien comprenant essentiellement des micaschistes localement associés à des gneiss à amphibole ;
- l'Unité du Sud de Rennes inclut :
  - la Formation des schistes de Baud,
  - la Formation des métaquartzites du Grès armoricain,
  - la Formation des schistes et micaschistes de Traveusot ;
- les granites carbonifères, le leucogranite de Baud et le granite de Bignan, sont intrusifs dans les séries briovériennes et fortement orientés ou mylonitisés en bordure des accidents transcurrents associés la branche nord du CSA.

Les formations du Briovérien témoignent de l'existence d'un vaste bassin intracontinental stable au Protérozoïque supérieur. Les unités de l'Ordovicien inférieur, tant sur cette feuille que sur les feuilles voisines (Douarnenez, Barrière *et al.*, 1975 ; Châteaulin, Plusquellec *et al.*, 1999 ; Concarneau, Béchenec *et al.*, 1996 ; Quimper, Béchenec *et al.*, 1999 ; Rosporden, Béchenec *et al.*, 2001, Plouay, Béchenec *et al.*, 2006 ; Bubry, Béchenec *et al.*, 2011) soulignent une importante activité tectono-magmatique en contexte de convergence.

L'évolution varisque apparaît, quant à elle, très étalée dans le temps :

Les reliques d'un métamorphisme précoce, de faciès granulite de haute pression, daté à  $384 \pm 6$  Ma (Peucat, 1983), sont observées dans l'Unité « océanique » de Peumerit (Pont-Croix, Plaine *et al.*, 1981 ; Quimper, Béchenec *et al.*, 1999) ; ce type de métamorphisme HP, reconnu aussi par ailleurs, témoigne d'une évolution éo-varisque en contexte de convergence, qui induit un enfouissement des séries.

Les unités de la carte Baud sont principalement marquées par une évolution varisque *s.s.*, plus récente ; cette dernière correspond à une collision continentale lors de l'Orogénèse varisque proprement dite ; elle se traduit par un métamorphisme général de basse-moyenne pression, dans les faciès des amphibolites et des schistes verts, et par une anatexie générant migmatites et granites. Elle se traduit, enfin, par la mise en place de nombreux granites, concomitamment à l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui conditionnent souvent leur structure intime.

Dès le Carbonifère supérieur, à la fin de l'Orogénèse varisque, se développe une tectonique cassante qui se traduit :

- par des rejeux le long du CSA ;
- par l'individualisation d'un système de failles conjuguées, axées NNW-SSE et NNE-SSW, dont le système Kerforne, qui jouent surtout en décrochement.

Localement ces jeux de failles génèrent des petits bassins où se déposent des séries détritiques d'âge stéphanien (bassins de Quimper et de la baie des Trépassés).

Au Mésozoïque, se mettent en place des filons de dolérite, datés limite Trias-Lias (Bellon *et al.*, 1985), qui témoignent d'un contexte extensif, probablement lié aux prémices de l'ouverture de l'Atlantique nord.

Par la suite, le système Kerforne va rejouer fortement à l'Eocène-Oligocène ; ceci se traduit par l'individualisation de petits grabens où se déposent, soit des séries argilo-sableuses continentales (bassin du Juc'h, de Toulven et de Kerleven, carte Quimper, Béchenec *et al.*, 1999), soit des séries détritiques et carbonatées marines (bassin de la baie de La Forêt-Concarneau, Béchenec *et al.*, 1996 ; Bassin de Riantec et de la baie de Lorient, Béchenec *et al.*, 2012).

Enfin, l'évolution récente est liée principalement à la succession des périodes glaciaires et inter-glaciaires ; l'inter-glaciaire actuel a ainsi profondément marqué le paysage avec l'enneigement des baies et la formation des rias.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT  
DE LA CARTE

Les seuls documents cartographiques antérieurs, qui couvrent la région de Baud, sont :

- les cartes à 1/80 000 Vannes (n° 89) (Barrois 1888, seconde édition, 1949) ;
- la carte de synthèse à 1/320 000 Nantes (Kerrien *et al.*, 1972).

À la suite des travaux cartographiques de C. Barrois, J. Cogné (1960) est le premier à réaliser une vaste monographie de l'ensemble du Domaine sud-armoricain, depuis la Pointe du Raz jusqu'à la région nantaise. Après avoir donné une description de la lithologie des différentes unités, cet auteur définit les grandes lignes structurales de « l'Anticlinal de Cornouaille » et présente l'évolution de ce domaine comme la superposition de deux orogénèses successives, l'Orogénèse cadomienne et l'Orogénèse hercynienne.

Par la suite, de nombreux travaux plus thématiques ayant été réalisés, notamment des travaux de pétrographie (Lasnier, 1970 ; Velde, 1972 ; Triboulet, 1983 ; Carpenter et Civetta, 1976 ; Marchand, 1981 ; Jégouzo *et al.*, 1986 ; Ballèvre *et al.*, 1987, 1994, 2009 ; Godard, 1988 ; Euzen, 1993) et de géochronologie (Vidal, 1973 et 1980 ; Calvez, 1976 ; Peucat, 1983 ; Paquette *et al.*, 1985), il semble que ce domaine n'a guère été affecté par l'Orogénèse cadomienne. En effet, la seule unité d'âge protérozoïque qui y est connue se limite à une enclave d'orthogneiss (orthogneiss de Pors Manec'h) au sein de l'orthogneiss ordovicien de Moëlan. De ce fait, ce domaine a été présenté, par la suite (Cogné, 1977 ; Audren et Lefort, 1977 ; Peucat *et al.*, 1978), comme le témoin d'une double ceinture métamorphique de type péri-Pacifique (Miyashiro, 1975). Cependant, la non-contemporanéité du métamorphisme HP (Peucat 1983 ; Peucat, 1986) et du métamorphisme MP-BP, amène Audren (1987 et 1990) à proposer une évolution en deux étapes : (1) la première, éo-varisque, correspond à une subduction vers le Nord et (2) la seconde, varisque *s.s.*, à une collision continentale suivie d'une tectonique décrochante dont le CSA est le principal témoin.

Une autre hypothèse d'évolution est proposée par K.-A. Jones (1991) : il interprète, en effet, le Domaine sud-armoricain comme le résultat de l'individualisation, à l'Ordovicien-Silurien, d'une marge active avec un bassin arrière-arc ensialique, suivie, dès le Dévonien, de sa destruction au cours d'une collision continentale.

M. Faure *et al.* (1997) envisagent, à l'échelle de la chaîne varisque :

- une évolution éo-varisque avec une subduction continentale vers le Nord, qui induit un métamorphisme HP, suivie d'une collision continentale associée à une migmatisation précoce, dès le Dévonien inférieur, lors de l'exhumation ;

- une évolution médio-varisque au Dévonien moyen-supérieur, caractérisée par la subduction d'un océan Rhéique vers le Sud, sous la marge active Nord-Gondwanienne ; cette subduction induit alors un magmatisme d'arc (dont un des principaux témoins serait la série ophiolitique charriée du cap Lizard) et une distension arrière-arc dans la plaque chevauchante (Bretagne nord-occidentale) ;
- une évolution varisque *s.s.*, carbonifère, qui se caractérise principalement par la mise en place de leucogranites, concomitamment à l'individualisation de grands cisaillements transcurrents (CSA).

Enfin, M. Ballèvre *et al.*, (2009) proposent une histoire paléozoïque du Massif armoricain succédant à l'Orogénèse cadomienne et comprenant plusieurs étapes :

- un rifting cambro-ordovicien probablement associé à l'ouverture de bassins océaniques : la microplaque Armorica (Domaines centre- et nord-armoricains) est ainsi séparée de deux plaques continentales l'Avalonia au Nord et le Gondwana au Sud. Les traces de ces bassins océaniques correspondent à des zones de sutures ;

– les témoins d'une suture septentrionale sont connus en limite méridionale du Domaine du Léon (métagabbro du Conquet) ; ce dernier, comme l'avaient déjà suggéré J. Rolet *et al.*, 1986, M. Faure *et al.*, 2005 et M. Faure *et al.*, 2008, représente un empilement de nappes d'unités continentales subductées, avec leurs éclogites, et correspondrait à un domaine intermédiaire entre l'Avalonia au Nord et l'Armorica au Sud, dont l'histoire complexe est liée à l'évolution de l'Océan rhéique ;

– la suture méridionale est soulignée par la présence de deux complexes ophiolitiques (Audierne et Champtoceaux) et les reliques d'un bassin arrière-arc dévonien inférieur (Saint-Georges-sur-Loire, Bosse *et al.*, 2000 ; Cartier *et al.*, 2004). Au Sud de cette suture, le Domaine sud-armoricain correspond à un empilement de nappes qui comportent aussi des témoins d'éclogites et de schistes bleus ; son évolution complexe est souvent oblitérée par les conséquences de la collision continentale finale (Orogénèse varisque *s.s.*) qui, au Carbonifère, induit de grands cisaillement transcurrents (CSA) qui dilacèrent les unités de ce domaine.

La carte à 1/50 000 Baud a été levée entre 1995 et 2012.

Le levé des formations du socle a été réalisé par M. Vidal de 1995 à 2001 avec le support des stagiaires de DEA de l'Université d'Orléans (M. Nontanovanh, P. Vandenebeele et C. Vaumoron) et des levers de corrélation avec J. Le Métour en zone méridionale limitrophe de la carte d'Auray. Suite aux remarques du CCGF, ces levés ont été entièrement revus et corrigés par F. Béchenec de 2009

à 2012 pour toute la zone située au nord de la branche sud du CSA et, dans une moindre mesure, dans la région de la ria d'Étel.

Les conditions d'affleurement sont assez médiocres, notamment dans la moitié sud de la feuille où la topographie est peu accentuée. Néanmoins, les nombreux affleurements ponctuels (notamment dans les trous d'arbres déracinés au cours des tempêtes) et les nombreuses pierres volantes dans les champs, permettent de bien cerner les limites lithologiques.

La synthèse cartographique et la coordination scientifique ont été assurées par F. Béchenec.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

La carte géologique Baud comprend trois domaines :

- **le Domaine varisque sud-armoricain** (méridional), au Sud du grand accident transcurrent de la branche sud du Cisaillement sud-armoricain ;
- **le Domaine varisque ligéro-séna**n (central) entre les deux branches, sud et nord, du CSA ;
- **le Domaine varisque de Bretagne centrale** (septentrional), au Nord du grand accident transcurrent de la branche nord du CSA, dénommé aussi « Faille Quimper – Angers ».

Les roches de ces trois domaines présentent toutes une altération plus ou moins forte ; néanmoins leurs profils d'altération ont très généralement été entièrement érodés et ces derniers ne subsistent que très ponctuellement ; soit sous forme d'arène argilo-sableuse, en ce qui concerne les granites, soit sous forme d'argile brune pour ce qui est des micaschistes.

### *SOCLE VARISQUE : UNITÉS MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES*

#### **Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque sud-armoricain (méridional)**

Les abords de la ria d'Étel sont occupés par une série métasédimentaire constituée essentiellement de paragneiss et de micaschistes ( $\zeta$ - $\xi$ ), localement migmatitiques ( $M^1\zeta$ ) et encaissant des niveaux de métaquartzites à graphite ( $\mathcal{X}^{gra}$ ) et plus rarement des paragneiss à silicates calciques associés à des pyroxénites à amphibole ( $\zeta$ - $\Sigma$ ). Enfin, en limite de la carte, a été cartographiée la terminaison d'une bande de paragneiss migmatitiques alumineux (kinzigitiques) ( $M\zeta^{AL}$ ), qui se développe plus largement sur la feuille adjacente Auray (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*). Cette série métasédimentaire est limitée sur son flanc ouest par le massif du granite de Carnac ( $\gamma\zeta$ ) qui, de plus, forme

des filons et des pointements de dimensions restreintes en son sein ; sur son flanc nord cette série est recoupée par un granite anactectique à biotite ( $M\gamma^3_b$ ) et sur sa bordure orientale par l'orthogneiss d'Auray ( $\zeta^1_A$ ) et celui d'Hennebont-Tréauray ( $\zeta^2_{HT}$ ), d'âge Ordovicien inférieur.

$\zeta^3$ . **Paragneiss micacés, micaschistes.** Cette formation, bien qu'elle soit la plus étendue, n'offre guère d'affleurements conséquents ; les principales occurrences se limitent généralement à des talus sous berges sur les rives de la ria d'Étel et localement en bordure de route, tel au Sud-Est de Sainte-Hélène. Les faciès associent des gneiss fins, gris assez sombre, finement foliés mais relativement massifs et des micaschistes gris beige dans lesquels la proportion de micas est nettement plus élevée. Certains de ces faciès sont, de plus, relativement riches ocelles millimétriques d'albite et les exsudats de quartz laiteux y sont assez fréquents.

Ces roches sont affectées par une foliation principale (S1) subverticale, orientée au 95-115°, et fréquemment déformée par des plis assez dysharmoniques.

Ces roches présentent une texture granolépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en lits qui alternent avec des lits à dominante de quartz. Leur paragenèse comprend principalement du quartz, de la muscovite, de la biotite plus ou moins chloritisée et éventuellement de l'albite en ocelles. Enfin localement, on note de probables reliques de grenat et de staurotide.

$M^1\zeta$ . **Paragneiss migmatitiques rubanés, métatexites.** La formation précédente passe en continu à un ensemble de paragneiss à structure de migmatite stromatique (métatexites, Menhert, 1968) ; en effet, affectée par une migmatisation plus ou moins importante, cette formation présente l'association d'un paléosome (dominant), gris assez sombre, correspondant au paragneiss ou au micaschiste originel, un leucosome clair plus ou moins développé, matérialisé par des lits discontinus quartzofeldspathiques à granulométrie hétérométrique, et un mélanosome principalement souligné par le regroupement de grandes paillettes de biotite.

L'un des principaux affleurements de cette formation s'observe à Mané Landaul, dans les bois de part et d'autre de la route menant au château de Kerambarh ; elle s'observe aussi en talus sous berge le long d'un diverticule de la ria d'Étel au Petit-Listoir et à Mané-Hellec au Sud-Est de Sainte-Hélène. La foliation affectant cette formation est marquée, tant dans le paléosome, que par les lits de leucosomes ; elle a une orientation variable 95 à 110° et généralement un pendage subvertical ou accentué, 65-75° vers le Sud.

D'après les observations en lames minces sur des échantillons prélevés sur la feuille adjacente Auray (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*), les paléosomes des

métatexites ont une texture granolépidoïblastique à tendance cloisonnée, à grain régulier millimétrique, avec la foliation principale (S1) déterminée par l'orientation des paillettes de biotite. Leur paragenèse comprend principalement du quartz (30 %), du plagioclase (15 % ; An 20-35) et de la biotite (20 %) ; le feldspath potassique n'est présent (orthose perthitique) que dans certains paléosomes (10 %) et il est plutôt rare dans les gneiss gris qui sont essentiellement plagioclasiques.

Les leucosomes ont une texture grenue ou pegmatoïde, le grain pouvant atteindre 2 cm. Leur composition minéralogique varie entre deux types principaux : un leucosome essentiellement biminéral pegmatoïde, à plagioclase (An 17-21) sub-automorphe et quartz ( $\pm$  biotite, sillimanite, zircon et apatite) ; un type de leucosome à composition granitique et texture granuloïblastique imbriquée, constituée d'oligoclase sub-automorphe, de quartz, d'orthose homogène ou perthitique, xénomorphe, apatite et zircon.

Les mélanosomes sont principalement constitués de grandes lamelles parallèles de biotite (0,1 à 1 cm), à nombreuses inclusions d'apatite et de zircon, et d'un peu de quartz xénomorphe, d'apatite, de zircon et d'opacités ; de plus, la cordiérite forme des lentilles incluant de la sillimanite et parfois du grenat ; enfin, le plagioclase et le feldspath potassique sont peu fréquents et paraissent toujours résiduels.

**M<sub>5</sub><sup>AL</sup>. Paragneiss migmatitiques alumineux, à cordiérite et sillimanite, d'affinité kinzigitique.** Cette formation n'est identifiée que ponctuellement sur la carte Baud, à Kerioué, en limite de la carte Auray, où elle s'étend plus largement (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*). En effet, ces gneiss remarquables ont été décrits sous le terme de morbihannites (Barrois, 1888 ; Cogné, 1960) dans plusieurs localités autour du Golfe du Morbihan. Ils constituent des bancs discontinus et des lentilles de puissance pluridécamétrique et de longueur hectométrique (Parc-Marion et Langario en Plougoumelen) à plurikilométrique (entre Le Crélin et Rosteval au Nord d'Auray) intercalés dans les paragneiss micacés et gneiss gris rubanés.

D'après les observations faites en limite de la feuille Baud (au Nord du bourg d'Auray à Le Crélin où elle affleure largement, Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*) la roche fraîche est bleutée, sombre, et montre un rubanement discontinu plissé et boudiné, à lits leucocrates à structure stromatique. De nombreux nodules de cordiérite bleutée, de sillimanite nacréée et de grenat rouge sombre se distinguent à l'œil nu au sein d'une trame à paillettes de biotite et lits quartzo-feldspathiques.

La texture est granuloïlépidoïblastique : la trame sombre est essentiellement formée de grandes lamelles de biotite rouge acajou (15 %) qui délimitent des lentilles centimétriques claires au cœur desquelles la cordiérite (10 à 15 %) englobe de nombreux prismes de sillimanite ou des amas de fibrolite (5 à 10 %).

D'autres lentilles montrent un cœur de grenat (10 à 15 %) relictuel séparé de la cordiérite par un liseré ou des golfes de quartz ; à la périphérie de ces lentilles, les grandes plages de cordiérite (homogène ou maclée à 120°) incluent des prismes trapus de sillimanite. Plus rarement, des nodules de cordiérite renferment des grains et des vermicules de spinelle vert (hercynite) associés à du quartz et de la sillimanite. De très rares cristaux relictuels de disthène, blindé dans l'oligoclase, ont été décrits dans les petites lentilles de gneiss kinzigitiques à Port Navalo (Le Métour, 1976). La partie claire contient du quartz de l'oligoclase et de l'orthose perthitique (jusqu'à 15 %).

Les lits leucocrates, plus ou moins développés, ont une texture granoblastique à gros grain, leur donnant l'aspect de leucosomes pegmatoïdes. Le quartz abondant (jusqu'à 30 %) est xénomorphe. Le plagioclase (albite ou oligoclase : 1 à 5 %) est subautomorphe souvent très allongé et inclut des grains de cordiérite, quartz et sillimanite. L'orthose perthitique (5 à 15 %) est blastique autour du plagioclase (myrmékites). La muscovite se développe souvent au contact de la cordiérite et de la sillimanite, et elle paraît nettement secondaire. Les minéraux accessoires communs aux lits sombres et clairs sont le graphite en plaquettes allongées et denticulées, le zircon, le rutile maclé sagénite et l'apatite.

#### $\chi^{gra}$ . **Métaquartzites noirs à graphite, schistes gris-noir subordonnés.**

Ils forment, au sein de la formation précédente à paragneiss et micaschistes, des bandes étroites mais relativement continues ; les principales se situent dans la région de Mendon où l'une d'entre elle présente une extension plurikilométrique : en effet, elle se suit, du Nord au Sud, depuis Kerdro en bordure de la ria d'Étel jusque Kercado en limite de la feuille avant de se poursuivre au-delà, sur la carte adjacente Auray (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*) et ainsi totaliser une longueur de l'ordre de 6 à 7 km. D'autres niveaux de moindre importance sont cartographiés aussi au Sud de Landaul. Ces faciès affleurent peu si ce n'est localement en bord de route à la faveur de travaux, mais se suivent relativement bien grâce aux pierres volantes.

Ces métaquartzites ont une texture finement grano-nématoblastique, à quartz polycristallins, abondantes tablettes de graphite, biotite peu pléochroïque, muscovite blastique et rares plages de plagioclase séricitisé.

#### $\zeta$ - $\xi$ - $\delta$ . **Paragneiss à silicates calciques, pyroxénites, amphibolites.**

Sur la carte Baud, ces roches sont identifiées en deux lentilles de puissance et d'extension limitées, déjà signalées sur la carte à 1/80 000 Vannes (Barrois, 1888-1949) et il semble que ces trois types de faciès soient intimement associés. Le principal affleurement se situe en limite de feuille, en bordure de la route du Moulin de Cochelin au Nord du ruisseau ; la roche, de teinte vert clair, est dure et massive. La seconde occurrence, au Nord immédiat de Mendon, montre une roche plus sombre et semble plus amphibolique.

D'après les études réalisées sur la carte adjacente Auray (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.* ; Cogné 1960), les gneiss rubanés à pyroxène ont une texture granoblastique et leur paragenèse comprend :

- du pyroxène (diopside-hédenbergite), en cristaux sub-automorphes partiellement ouralitisés en amphibole vert-clair xénomorphe et calcite ;
- du plagioclase labrador-bytownite (An 50-70), qui peut être poecilitique autour du pyroxène (souvent le pyroxène et le plagioclase déterminent une texture granuloblastique à sutures rectilignes faisant des angles à 120°) ;
- du grenat poecilitique résiduel dans certains lits ;
- du sphène en abondants cristaux automorphes (1 mm) ou arrondis ;
- accessoirement du quartz, de la pistachite, de la zoïsite, de la calcite et du zircon.

J. Cogné (1960) signale, de plus, la présence de faciès dont la paragenèse inclut du microcline, de l'oligoclase, de la wollastonite, de la calcite, de l'actinote, de la zoïsite, de l'idocrase et de la phéhnite.

### Orthogneiss ordoviciens

**ζγ<sup>3</sup>. Orthogneiss migmatitique d'Auray, à grain moyen/grossier, parfois oeuillé, riche en biotite.** Cet orthogneiss forme une bande étroite (500-700 m de large) orientée NW-SE, qui se suit depuis Trézédy jusqu'à Kervihan en limite sud de la feuille ; sur la carte adjacente Auray il s'étend plus largement (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*) et sa terminaison sud-orientale se situe au niveau de la rivière du Bono où cette bande s'effiloche en deux diverticules. Il est intrusif soit dans la formation des paragneiss micacés et micaschistes, soit dans celle des paragneiss migmatitiques ; il est lui-même localement recoupé par des filons du granite de Carnac.

Ses principaux affleurements se situent au Nord-Ouest et au Sud-Est de Lapaul, respectivement à flanc de coteau du ruisseau de Kerlino et du ruisseau de l'Étang du Crannic.

L'orthogneiss d'Auray, homogène, à grain moyen à grossier (1 à 2 cm), et de teinte légèrement bleutée, est riche en biotite et présente une composition à tendance granodioritique. La roche primaire est bien déformée par une foliation métamorphique très pénétrative, subverticale et orientée au 110-115° ; elle est soulignée par la biotite orientée (paillettes et schlierens micacés) et les agrégats quartzo-feldspathiques aplatis. La structure foliée et oeuillée est nettement plus fréquente que la structure rubanée ou nébulitique. L'aspect migmatitique est souligné par le développement fréquent de passées lenticulaires (décimétriques à métriques) de granite grenu de type anatectique.

La texture de cet orthogneiss est généralement granolépidoblastique et présente des lits micacés à biotite brun rouge orangé alternant avec des lits à dominante quartzofeldspathique.

Les porphyroclastes centimétriques de feldspath potassique (orthose perthitique parfois poeciloblastique) sont assez fréquents.

Le quartz est xénomorphe et polycristallin.

Le plagioclase zoné (oligoclase à andésine, parfois albite) est subautomorphe, trapu, plus rarement poecilitique et xénomorphe.

Le grenat est fréquent, sous forme de reliques blindées dans le plagioclase.

La cordiérite est parfois présente sous forme de cristaux frais subautomorphes ou de nodules plus ou moins pinitisés.

La muscovite secondaire est très rare et les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

Les analyses chimiques, réalisées dans le cadre du levé cartographique de la carte adjacente Auray, montrent une composition intermédiaire à acide ( $\text{SiO}_2 = 61,2-66 \%$ ), fortement potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 2,57-3,44 \%$ ) et peralumineuse ( $\text{A/CNK} = 1,22-1,41$ ). Les teneurs plutôt élevées en Th ( $= 7,8-13,2 \text{ ppm}$ ) et terres rares légères (ex. La =  $26,6-42,4 \text{ ppm}$ ) s'accordent avec l'affinité fortement potassique et suggèrent une attribution à l'association calco-alcaline à sub-alcaline ; on ne peut toutefois exclure un rattachement aux granodiorites peralumineuses de « type Guéret ».

Une datation U-Pb sur monozircons (SHRIMP) (Cocherie, 2003 ; Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.* ; échantillon JM319 prélevé à Piparc près de la gare d'Auray) donne un âge de cristallisation des zircons à  $315 \pm 4 \text{ Ma}$  âge qui correspond probablement à la migmatisation de l'orthogneiss. De multiples héritages ( $690 \pm 20 \text{ Ma}$ ,  $1\ 807 \pm 16 \text{ Ma}$ ,  $2\ 063 \pm 21 \text{ Ma}$ ) et jusqu'à l'Archéen ( $2\ 485 \pm 79 \text{ Ma}$ ) sont mis aussi en évidence.

$\zeta\gamma\delta^3$ . **Orthogneiss d'Hennebont-Tréauray, œillé, à biotite ( $491 \pm 7 \text{ Ma}$ ).** Il forme, dans l'angle sud-ouest de la carte, une étroite bande (500 m) limitée vers le Nord par le granite de Sainte-Anne-d'Auray ( $\gamma^3$ ) et bordée au Sud par un granite anatectique hétérogène à enclaves de paragneiss ( $M\gamma^3$ ). Cette bande se poursuit les cartes adjacentes, tant vers l'Ouest sur la carte Lorient (Béchenec *et al.*, 2012) que vers le Sud-Est sur la carte Auray (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*). L'orthogneiss se présente comme une roche massive, bien que foliée, assez riche en biotite et en porphyroclastes de feldspath, infra-

centimétriques à centimétriques, moulés par la foliation. Cette dernière, généralement subverticale, est orientée au 115-130°.

La texture de la roche est grano-lépidoporphyroclastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de biotite et par leur ségrégation en minces lits discontinus à dominante biotitique alternant avec des lits à dominante quartzofeldspathique. La paragenèse de cette roche comprend du quartz (35 %), du feldspath potassique (30-32 %), du feldspath plagioclase (25-28 %), de la biotite (5-8 %) et accessoirement de la muscovite, du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petites et moyennes plages souvent allongées dans le plan de foliation et présentant une extinction onduleuse.

Le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois en porphyroclastes partiellement recristallisés et moulés par la foliation ; les myrmékites sont fréquentes en bordure des plages.

Le plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes souvent damouritisées.

La biotite, en paillettes orientées dans le plan de la (S1) et regroupées en lits discontinus, est fréquemment chloritisée. La muscovite est en petites paillettes associées à celles de biotite.

Deux analyses chimiques réalisées sur deux échantillons prélevés sur la carte adjacente Lorient (Béchenec *et al.*, 2012) ont montré que cet orthogneiss a une composition leucogranitique, avec  $\text{SiO}_2 = 74,1-74,7\%$  et de fortes teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  (4,41-5,05 %), mais des teneurs faibles en fer, calcium et magnésium et un indice d'aluminosité élevé ( $A/CNK = 1,13-1,24$ ). De même, l'étude typologique des zircons extraits de ces deux échantillons le situe entre les domaines crustaux et calco-alcalin.

Enfin, une datation sur zircon par la méthode d'évaporation directe du plomb sur mono-zircon a donné un âge moyen à  $491,2 \pm 7,1$  Ma qui est considéré comme l'âge de cristallisation de l'orthogneiss.

De plus, le diagramme isochrone  $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$  tracé à partir des résultats d'analyses effectuées sur des monazites extraites de cet orthogneiss, a donné un âge moyen à  $319 \pm 3$  Ma qui est interprété comme l'âge d'un événement thermique qui l'a affecté et qui correspond très vraisemblablement à la genèse des granites varisques encaissants.

## Plutons varisques

$M\gamma^2$ . **Granite anatectique très hétérogène (diatexite) à nombreuses enclaves, plus ou moins assimilées, de paragneiss.** Ce type de granite constitue une étroite (2 km) bande, orientée WNW-ESE, qui se suit depuis Landevant à l'Est jusqu'à la limite occidentale de la feuille avant de se poursuivre vers l'Ouest sur la carte adjacente Lorient (Béchenne *et al.*, 2012). Sur son flanc sud il passe en continu au granite anatectique à biotite ( $M\gamma^3$ ) et, sur son flanc nord, il est bordé par l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray ( $\zeta\gamma^{2,3}$ ). Ses principales occurrences se situent : (1) dans la nouvelle zone industrielle située au Sud de Rohabon, entre la RN165, la RN24 et la voie ferrée où les travaux de terrassement ont créé des affleurements, (2) au niveau du nouvel échangeur de Bout Sapin-Kerzaudy, en bordure de la RN165, (3) au moulin de Coëtrivas en bordure de route, (4) en bordure de route à Kerhaut à l'Ouest de Landevant.

Ce granite a un grain fin à moyen et très hétérométrique ; il est riche en petites paillettes de biotite parfois disposées en « nuages » ou en schlierens et montre, de plus, de rares « tablettes » plurimillimétriques subautomorphes de feldspath. Il emboîte de nombreuses enclaves pluridécimétriques à métriques, parfois mêmes décamétriques, de paragneiss, en voie d'assimilation plus ou moins avancée et localement, tel à au Sud de l'échangeur de Bout-Sapin, ces enclaves peuvent constituer jusqu'à 50 % de l'ensemble.

Ce granite anatectique présente une texture grenue fine et sa paragenèse se compose de quartz (38 à 40 %), en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, de feldspath potassique (32 à 36 %) en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles de plagioclase (22 à 26 %), lesquelles sont aussi parfois sub-automorphes, de biotite (4 à 6 %), en petites et moyennes paillettes parfois plus ou moins orientées et regroupées en amas.

$M\gamma^3$ . **Granite anatectique à grain fin/moyen, faciès peu micacé.** Ce type de granite, sur la feuille Baud, est cartographié ponctuellement au Sud-Ouest de Kervignac et il s'observe essentiellement sous forme de pierres volantes. Cependant il s'étend plus largement sur la feuille adjacente Lorient (Béchenne *et al.*, 2012) où il passe en continu au granite anatectique à biotite et muscovite subordonnée (*cf.* § suivant).

Il se présente comme un granite à grain fin ou fin/moyen d'aspect « semoule », leucocrate, massif, assez homogène. Sa texture est finement grenue et sa paragenèse comprend du quartz (38 %), en petites plages isolées ou regroupées en îlots millimétriques holoquartzueux, du feldspath potassique (32 %), en petites et moyennes plages assez fréquemment sub-automorphes et maclées, du plagioclase (28 %), en petites et moyennes plages parfois sub-automorphes et plus ou moins damouritisées, de la biotite (1 à 2 %) et de rares

paillettes de muscovite ; le zircon et l'apatite, peu abondants, forment les minéraux accessoires.

**M<sup>3</sup>b. Granite anatectique à grain fin/moyen, hétérométrique, à biotite et muscovite nettement subordonnée, schlierens biotitiques et rares enclaves de paragneiss.** Ce type de granite anatectique, particulièrement bien développé sur la carte adjacente Lorient, est localisé uniquement dans l'angle sud-ouest de la feuille Baud ; il y constitue une bande relativement étroite, qui se suit sur environ 10 km, depuis Kervignac à l'Ouest jusqu'à Lagonbrac'h à l'Est. Sur son flanc nord il passe en continu au granite anatectique hétérogène (diatexite M<sup>3</sup>ξ) ; sur son flanc méridional, soit il recoupe les paragneiss (ζ-ξ) et les métatexites (M<sup>1</sup>ζ) de la ria d'Étel, soit il est lui-même recoupé par le granite de Carnac (ΥC), d'une part par le massif principal et d'autre part sous forme de filons tel à Palivac'h (au Nord de Saint-Thomin) et de plugs tel à Loquetas.

Ce granite affleure peu, mais il donne de nombreuses pierres volantes ; ses principaux affleurements, souvent de qualité médiocre, se situent au Nord de Nostang notamment (1) en bordure ouest de la route de Saint-Thomin et sur le coteau ouest de la rivière de Saint-Georges, (2) en bordure de route à Pont-Courio, (3) au Nord de Merlevenez à Kergadoret, (4) à Saint-Symphorien et au Nord du Château de Saint-Georges, (5) dans d'anciens petits grattages au sommet des collines de Palivac'h.

Ce granite anatectique présente un grain d'aspect « semoule », hétérométrique, fin à moyen, voire localement grossier ; la matrice est généralement riche en petites paillettes de biotite qui peuvent être disposées soit en « nuages surmicacés » soit en schlierens, mais les enclaves, décimétriques à pluridécimétriques, de paragneiss sont assez rares ; enfin, fréquemment, elle inclut quelques porphyroblastes subautomorphes plurillimétriques de feldspath.

La paragenèse de ce type de granite comprend du quartz (38 à 40 %), en petites plages regroupées en îlots holoquartzueux, du feldspath potassique (30 à 32 %), en petites et moyennes plages xénomorphes, et parfois sub-automorphes éventuellement maclées, du feldspath plagioclase (24 à 26 %), en petites et moyennes plages xénomorphes ou sub-automorphes, ces dernières étant souvent zonées, de la biotite (3 à 4 %), en petites et moyennes paillettes associées à celles de muscovite (1 %) nettement subordonnée ; les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon.

### **Granite de Carnac**

**ΥC. Faciès à grain moyen/fin, à biotite, fréquents petits phénoblastes subautomorphes de feldspath.** Ce granite forme un massif qui occupe l'angle sud-ouest de la feuille et s'étend de plus sur les feuilles adjacentes,

modérément sur celle de Lorient et largement sur celle d'Auray. Outre ce massif principal il forme aussi des filons et des plugs qui recourent, d'une part les séries métasédimentaires ( $\zeta$ - $\xi$ ), ( $M^1\zeta$ ) et, d'autre part, le granite anatectique à biotite ( $MYb$ ) et les orthogneiss d'Auray ( $\zeta\gamma A$ ) et d'Hennebont-Tréauray. ( $\zeta\gamma HT$ ). Les intrusions filoniennes présentent une orientation NNE-SSW.

Ses principaux affleurements sont visibles (1) dans le bourg de Nostang en contrebas de l'église, où il affleure sur une cinquantaine de mètres et comporte, de plus, quelques petites (décimétriques) enclaves de paragneiss, (2) le long de la D33 à l'Est du Moulin de Rodes, (3) à Persuel en bordure de route, (4) au Sud de Sainte-Hélène dans le bois de Manehuel, (5) à Manéguen dans le nouveau carrefour de la D33 et la D9.

Ce granite présente généralement un grain moyen/fin et parfois, localement, un grain moyen avec une matrice riche en petites paillettes de biotite, qui emballent des phénocristaux sub-automorphes, plus ou moins fréquents, de feldspath. Sa paragenèse comprend du quartz (36 %), du feldspath potassique (30 à 35 %), du feldspath plagioclase (24 à 28 %), de la biotite (4 à 6 %), localement de la cordiérite, et accessoirement de la muscovite, de l'apatite et du zircon.

Le quartz est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, plus ou moins regroupées en filots holoquartzeux.

Le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois sub-automorphes.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages, xénomorphes ou subautomorphes, parfois zonées et souvent fortement damouritisées.

La biotite est en petites et moyennes paillettes brun-sombre souvent très chloritisées.

La cordiérite est très généralement pinnitisée et sa proportion est très variable.

Deux analyses chimiques (annexe tabl. 1) réalisées sur deux échantillons prélevés au Sud-Est de Sainte-Hélène respectivement dans l'ancienne carrière de Kervégan (STH1 47°62 664'N - 3°10 801'W) et près de la Vieille-Chapelle (VC1 47°42 276'N - 3°09 854'W) montrent que ce granite a une composition plus ou moins acide ( $SiO_2 = 67,5-66,63$  %), est très potassique ( $K_2O = 4,78-5,25$  %), et est peralumineux ( $A/CNK = 1,11-1,25$ ). Ces traits le rattachent à l'association alumino-potassique de type Guéret (Stussi, 1989). Néanmoins sa forte teneur en potassium constitue un

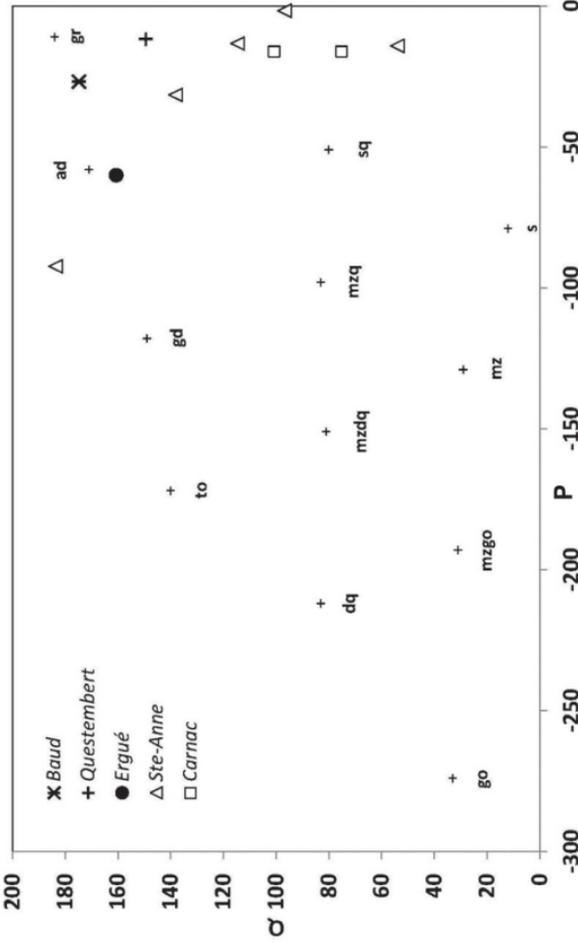


Fig. 2 - Diagramme P - Q de nomenclature des granitoïdes. Ce diagramme, adapté de La Roche (de) (1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase (-[Na+Ca], en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques. Pour le calcul des paramètres P et Q les formules sont les suivantes :  $P = ((K_2O \cdot 1000) / 47) - ((Na_2O \cdot 1000) / 31) + ((CaO \cdot 1000) / 56)$  -  $Q = ((SiO_2 \cdot 1000) / 180) - ((K_2O \cdot 1000) / 47) + ((Na_2O \cdot 1000) / 31) + 2 \cdot ((CaO \cdot 1000) / 56) / 3$ ). Les concentrations sont exprimées en pourcentages pondéraux d'oxydes des éléments considérés. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Lefort (1983 ; 1988), elles sont abrégées comme suit : go - gabbro, mzgo - monzogabbro, mz - monzonite, s - syénite, dq - diorite quartzifère, mzdq - monzodiorite quartzifère, mzq - monzonite quartzifère, sq - syénite quartzifère, to - tonalite, gd - granodiorite, ad - adamellite, gr - granite

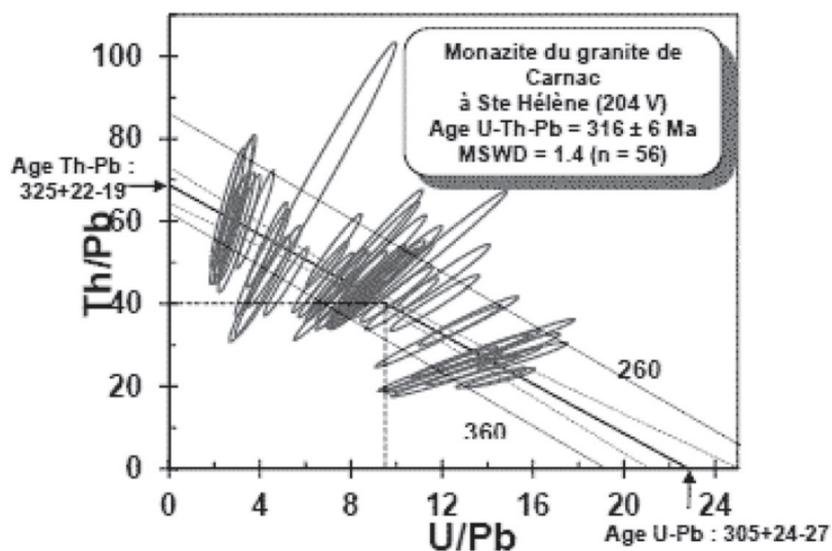


Fig. 3 - Diagramme isochrone  $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$  pour les monazites du granite de Carnac (échantillon 204V)

trait particulier qui induit un étalement des analyses entre les granites et syénite quartzifère de référence, dans le diagramme P-Q (fig. 2).

La mesure des teneurs en U-Th-Pb, effectuée à la microsonde électronique dans les monazites extraites d'un échantillon de ce granite prélevé dans l'ancienne carrière de Kervégan (47° 42 966'N - 3° 12 029'W) au Sud-Est de Sainte-Hélène, a donné un âge de cristallisation à **316 ± 6 Ma**, interprété comme l'âge de mise en place du granite (fig. 3).

Une datation U-Pb sur monozircons (SHRIMP) effectué sur les zircons d'un échantillon de ce faciès de granite prélevé sur la carte adjacente Auray (Cocherie, 2003 ; Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*) a donné un âge de **316 ± 8 Ma**. Cet âge est interprété comme l'âge de mise en place du granite de Carnac ; un héritage vers 600 Ma (**593 ± 22 Ma**) a été aussi clairement enregistré.

$\rho\gamma\mathcal{C}$ . **Faciès porphyroïde à biotite (faciès Saint-Cado)**. Ce faciès du granite de Carnac est cartographié uniquement en limite sud de la feuille, mais il s'étend plus largement sur la carte adjacente Auray. Il affleure peu mais est néanmoins visible au Sud de Locoal et de Mané Hellec.

À l'affleurement, le granite présente un fond grenu, fin à moyen, parfois riche en biotite et renfermant de nombreux phénocristaux de feldspath potassique. Ces derniers sont alignés et définissent un plan de fluidalité magmatique. Il contient fréquemment des petites enclaves ovoïdes plus sombres de type granodiorite ou monzodiorite et, d'après les observations réalisées sur la carte Auray (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*), il est recoupé par un filon de granite à biotite de Carnac. Les analyses chimiques réalisées sur cette même carte montrent que ce faciès porphyroïde a une composition acide ( $\text{SiO}_2 = 69-71,76\%$ ), fortement potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 5,50\%$ ) et fortement peralumineuse ( $\text{A/CNK} = 1,15-1,20$ ), riche en titane ( $\text{TiO}_2 = 0,42-0,56\%$ ), strontium ( $\text{Sr} = 478$  ppm) et zirconium ( $\text{Zr} = 242-391$  ppm) et un fractionnement très marqué entre terres rares lourdes. Ces caractéristiques sont typiquement celles des granitoïdes de l'association sub-alkaline.

### **Granite de Sainte-Anne-d'Auray**

$\gamma\mathcal{A}$ . **Granite à grain moyen/fin, à biotite, phénoblastes subautomorphes de feldspath, localement hétérogène avec enclaves plus ou moins assimilées de paragneiss**. Ce granite forme un massif dont l'extrémité occidentale se situe sur la feuille adjacente Lorient, entre Hennebont et Inzinzac-Lochrist, mais dont le corps principal se développe vers l'Est sur les cartes Baud, Elven et Vannes.

Sur la carte Baud, sur son flanc sud, ce granite recoupe l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray et sur son flanc nord il est limité par le CSA, ce dernier étant généralement souligné par un filon de quartz associé à des ultramylonites. Par ailleurs, à son extrémité occidentale et sur sa bordure nord-orientale (au Sud de Brandivy), il est en contact diffus et progressif, respectivement avec le granite de Pluguffan et avec un granite leucocrate orienté. Enfin, il est lui-même recoupé par un important couloir d'ultramylonites, parallèle à la branche principale méridionale du CSA.

Ce granite affleure particulièrement bien sur les rives du Blavet et sur les rives du Loc'h, au Moulin de Treuroux, et entre Brec'h et le Moulin d'Estaing ; il affleure aussi en bordure de route, notamment (1) le long du nouveau contournement sud de Plumergat et (2) en bordure de la D102 au Sud de Trélécan. Enfin les carrières en exploitation, telles celle de Kerandiserh, située au Nord de Landévant, et celle de Kervrien en bordure nord de la D33, donnent aussi de belles occurrences.

À l'approche du CSA, ce granite, comme le granite de Pluguffan, présente un faciès orienté puis mylonitique avec association de plans « S » et « C ». Ainsi, sur les rives du Blavet, les plans « C » subverticaux, nettement prépondérants, sont orientés au  $100^\circ$  et portent une linéation d'étirement qui pend de  $5^\circ$  au  $100^\circ$  ; les plans « S », peu visibles, sont subverticaux et orientés au  $90^\circ$ . De même, au Sud de Trélécan, en bordure de la D102, les plans « C », subverticaux, sont orientés au  $110^\circ$  et portent une linéation d'étirement subhorizontale. Cependant, cette déformation s'atténue rapidement vers le Sud : ainsi au niveau du contournement méridional de Plumergat aucune orientation n'est visible dans ce granite alors que ces affleurements sont, au plus, à seulement 2 km au Sud de la bande d'ultramylonites associée au CSA.

Le granite de Sainte-Anne-d'Auray a une teinte gris assez sombre lorsque frais, légèrement ocre lorsqu'altéré, et a un grain homogène généralement moyen/fin et parfois fin/moyen ; localement il peut inclure des enclaves de paragneiss, plus ou moins assimilées, et des schlierens biotitiques. La matrice quartzo-feldspathique est riche en paillettes de biotite et emballe d'assez fréquents phénoblastes plurimillimétriques subautomorphes de feldspath.

Sa texture est grenue et sa paragenèse comprend du quartz (36 à 38 %), du feldspath potassique (30 à 32 %), du feldspath plagioclase (26 à 28 %), de la biotite (3 à 5 %), de la muscovite (1 à 2 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petites plages à extinction plus ou moins onduleuse, regroupées en îlots holoquartzeux.

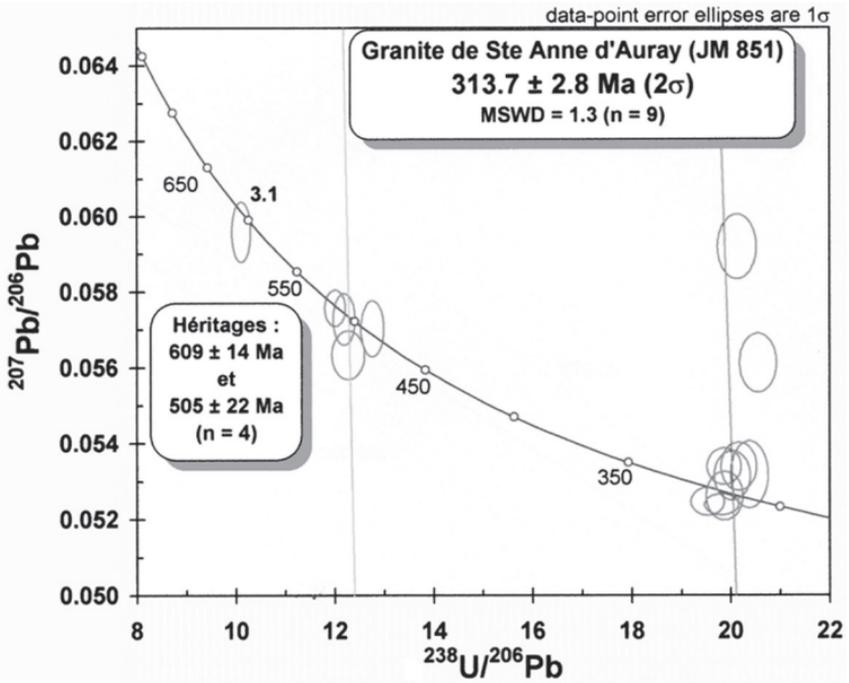


Fig. 4 - Diagramme concordia selon Tera et Wasserburg pour les zircons du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 851)

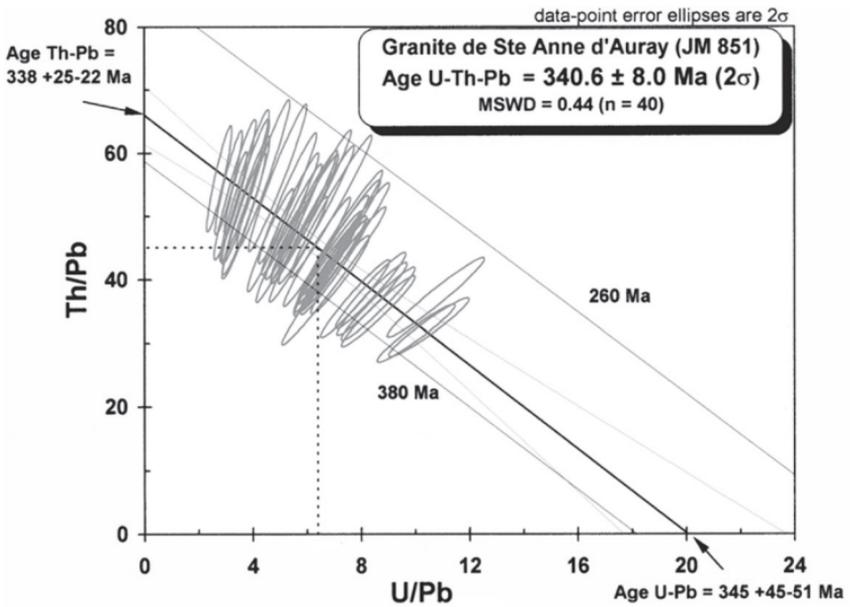


Fig. 5 - Diagramme isochrone  $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$  pour le cœur sombre des grains de monazites du faciès standard du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 851)

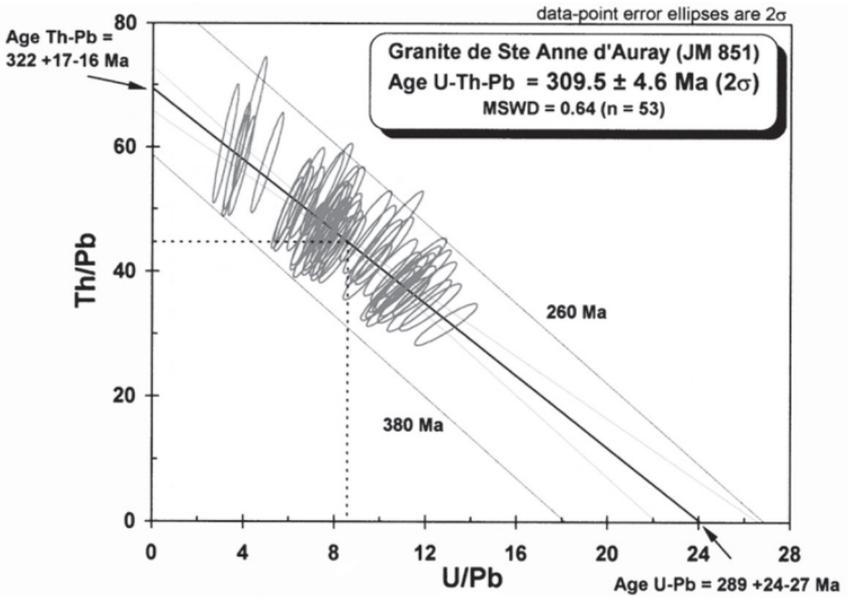


Fig. 6 - Diagramme isochrone  $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$  pour la bordure claire des grains de monazites du faciès standard du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 851)

Le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes et, dans une moindre mesure, en grande plages xénomorphes et en porphyroblastes sub-automorphes.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, souvent damouritisé, est en petites et moyennes plages xénomorphes ou sub-automorphes, et parfois en porphyroblastes.

La biotite est en petites et moyennes paillettes plus ou moins chloritisées et associées à celles de muscovite.

Les analyses chimiques de cinq échantillons (carrière de Landaul, BMV181, 47°44 873'N - 3° 04 047'W) ; Moulin de Treuroux, STA1(2), 47°43 818'N - 2°59 282'W) ; carrière du Moulin de Coët Megan, BMV197a, 47°49 092'N - 3°09 317'W ; Moulin d'Estaing JM290A et JM290B, 47° 41 808'N - 2° 59 287'W) montrent leur composition acide ( $\text{SiO}_2 = 68\text{-}72,8\%$ ), fortement potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 3,40\text{-}5,63\%$ ) et peralumineuse ( $\text{A/CNK} = 1,05\text{-}1,18$ ) (annexe tabl. 1). Ceci permet une attribution à l'association alumino-potassique de type Guéret (Stussi, 1989) ; néanmoins sa forte teneur en potassium constitue un trait particulier qui induit un étalement des analyses entre granite et syénite quartzifère de référence, dans le diagramme P-Q (fig. 2).

Une datation U-Pb sur monozircons (SHRIMP) du faciès commun de granite à biotite (JM851 : Moulin d'Estaing) donne un âge de cristallisation des zircons de **314 ± 3 Ma** (Cocherie, 2003) (fig. 4).

Cependant Il existe des héritages nombreux dans la population étudiée ; ainsi cinq analyses tout à fait concordantes donnent des âges hérités significatifs à **505 ± 22 Ma** et **609 ± 14 Ma**.

Dans ce même échantillon (JM 851), la mesure des teneurs en U, Th, Pb a été réalisée dans 10 grains de monazite sur 100 points ; ces grains montrent une zonation concentrique, avec un cœur sombre, donc pauvre en U et Th, et une bordure claire plus riche en U et Th ; les cœurs sombres donnent au barycentre un âge à **341 ± 8 Ma** (cœurs hérités) (fig. 5) ; les bordures claires permettent de calculer un âge significativement différent à **309 ± 5 Ma** (Cocherie, 2003) (fig. 6).

Ainsi, dans la limite des erreurs sur les âges obtenus sur monazite et zircon, l'âge moyen de **313 ± 2 Ma** est retenu pour la mise en place du granite de Sainte-Anne-d'Auray.

De même, sur la carte Lorient, la mesure des teneurs en U-Th-Pb effectuée à la microsonde électronique sur 9 grains de monazite donne  $321 \pm 2$  Ma considéré comme l'âge de la mise en place du granite de Sainte-Anne-d'Auray.

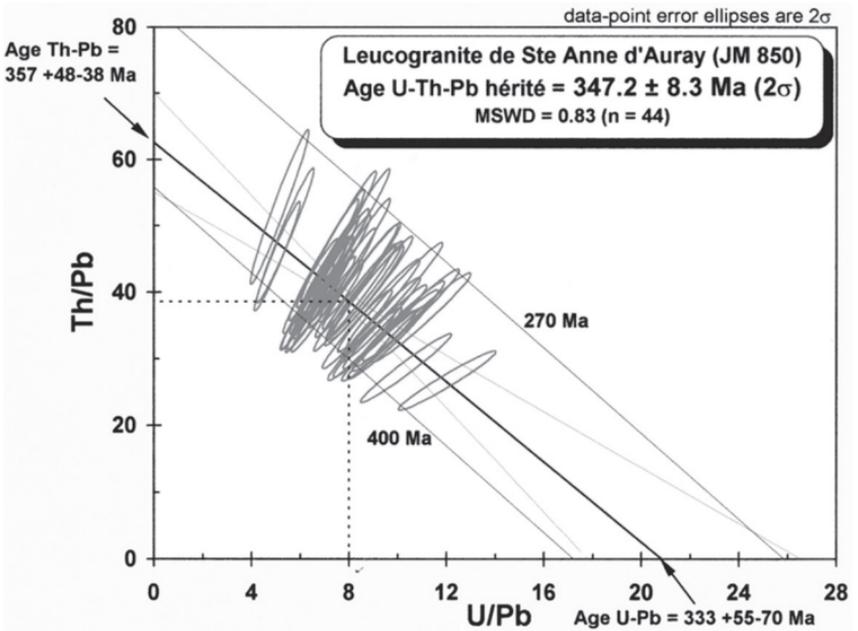


Fig. 7 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour le cœur sombre des grains de monazites du faciès leucocrate de bordure du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 850)

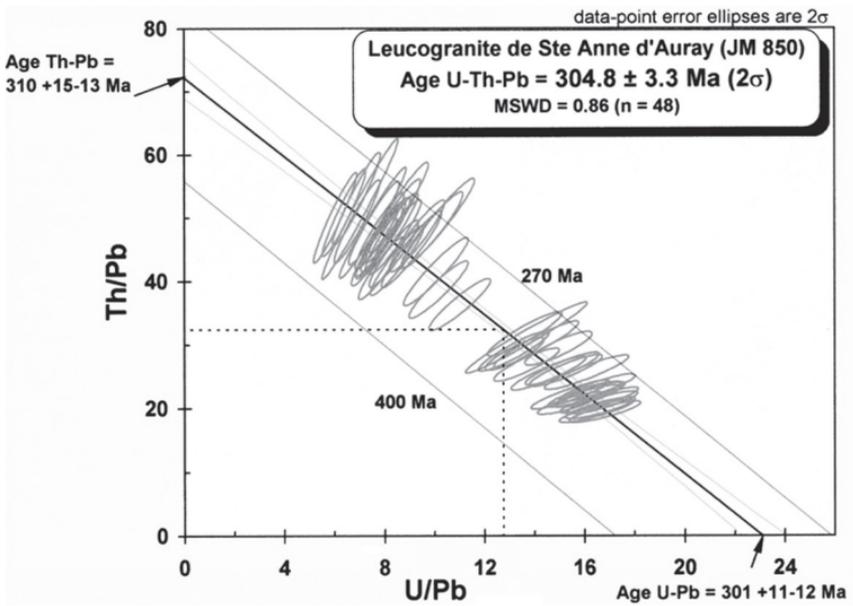


Fig. 8 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour la bordure claire des grains de monazites du faciès leucocrate de bordure du granite de Sainte-Anne-d'Auray (JM 850)

De plus les analyses effectuées dans les cœurs hérités de deux des grains de monazite ont permis dans un diagramme isochrone  $TH/Pb = f(U/Pb)$  le calcul d'un âge moyen d'héritage à  $371 \pm 12$  Ma.

Dans un faciès leucocrate particulièrement riche en cordiérite, identifié au Sud du Moulin d'Estaing au contact du Granite de Sainte-Anne-d'Auray avec l'Othogneiss d'Hennebont-Tréauray, 10 grains de monazite ont été extraits d'un échantillon (JM 850) et la mesure des teneurs en U, Th et Pb a été effectuée en 100 points. Comme les précédents, ces grains montrent une zonation concentrique avec un cœur sombre, donc pauvre en U et Th, et une bordure claire plus riche en U et Th. Les cœurs sombres donnent au barycentre des points, un âge à  $348 \pm 8$  Ma (fig. 7), tandis que les bordures donnent un âge à  $305 \pm 3$  Ma (fig 8).

L'âge à  $305 \pm 3$  Ma est interprété comme celui de la cristallisation du faciès leucocrate du granite de Sainte-Anne-d'Auray et l'âge à  $347 \pm 8$  Ma comme un héritage.

### **Granite de Pluguffan**

$\gamma_{Pb}^{3Al}$  **Granite à grain moyen, à muscovite > biotite.** Le massif du granite de Pluguffan se termine dans l'angle nord-ouest de la carte Baud et il n'y forme que des occurrences de dimension réduite ; cependant, ce massif d'allongement WNW-ESE est étroit mais vaste et vers l'Ouest il se suit sur une centaine de kilomètres en prenant successivement en écharpe les cartes de Lorient, Plouay, Rosporden, Quimper et Pont-Croix.

Sur son flanc nord, il est limité par la branche principale méridionale du Cisaillement sud-armoricain (CSA) souligné par une bande d'ultramylonites et par un puissant filon de quartz. Il est lui-même recoupé par une puissante bande annexe d'ultramylonites, parallèle à la branche principale. Par ailleurs, il est en contact (non visible) avec le granite de Sainte-Anne-d'Auray.

Le granite de Pluguffan, compte tenu de son extension limitée, n'affleure que peu sur la feuille Baud où il donne cependant de nombreuses pierres volantes dans les champs. Néanmoins, des affleurements relativement conséquents sont observés en bordure du Blavet, notamment sur sa rive orientale au niveau de Kermelan et au Sud de Trebihan ( $47^{\circ} 50' 682''N - 3^{\circ} 12' 610''W$ ).

Le granite de Pluguffan montre une orientation d'autant plus accentuée que l'on approche des bandes d'ultramylonites. Cette orientation se traduit par l'association de plans de foliation (S1) et de plans de cisaillement (C) qui portent une linéation d'étirement (L) ; cette association (S/C) montre des figures de déformation compatibles avec un cisaillement dextre.

La foliation (S1) est généralement subverticale ou pend de 80° vers le Nord et est orientée au 80-90° ; les plans (C), subverticaux ou fortement pentés, sont orientés au 100-115° et la linéation d'étirement est subhorizontale ou pend de 5-10° vers l'Est ou vers l'Ouest ; de plus, localement, des plans de cisaillement (C') sont présents ; subverticaux, ils montrent une orientation au 130-135°.

Le granite de Pluguffan, gris clair à beige, apparaît homogène et isogranulaire avec un grain moyen, bien que néanmoins, assez fréquemment, il comporte de petits porphyroblastes de feldspath ; il est riche en micas avec une prédominance de la muscovite sur la biotite.

Ce granite a une texture grenue très généralement orientée, souvent protomylonitique à mylonitique et sa paragenèse comprend du quartz (38 à 40 %), du feldspath potassique (30 à 34 %), du feldspath plagioclase (22 à 26 %), de la muscovite (4 à 6 %), de la biotite (2 à 3 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petites et moyennes plages xénomorphes à extinction onduleuse, fréquemment regroupées en îlots holoquartzeux ; dans les plans (C) le quartz est en prorubans ou rubans, en fonction de l'intensité de la mylonitisation.

Le feldspath potassique, du microcline ou de l'orthose, est en petites et moyennes plages associées à celles d'albite-oligoclase ; ces deux types de feldspath apparaissent aussi en petits porphyroblastes subautomorphes, parfois zonés, dans le cas du plagioclase, et souvent déformés et moulés par les plans (C).

La muscovite est en petites/moyennes paillettes souvent orientées et déformées, associées à celles de biotite.

Les analyses chimiques réalisées sur des échantillons du granite de Pluguffan provenant des feuilles voisines de Plouay, Rosporden et Quimper (Béchenec *et al.*, 1999, 2001, 2006) montrent que le faciès commun de ce granite présente des fortes teneurs en SiO<sub>2</sub> (72,1 %) et en potassium (4,28 %) et qu'il est fortement peralumineux (A/CNK = 1,26) ; il se localise au voisinage du granite de référence dans le diagramme P - Q. Ces traits suggèrent une attribution à l'association alumino-potassique de type Guéret (granodiorites et granites peralumineux) (La Roche (de) *et al.*, 1980).

Sur la carte Quimper, le granite de Pluguffan a été daté à 318 ± 4 Ma (Béchenec *et al.*, 1999).

**$\gamma^{2-3}$ . Granite leucocrate orienté, à grain fin-moyen, à muscovite et biotite nettement subordonnée.** Dans la moitié sud-orientale de la carte

Baud, un granite leucocrate à grain fin s'intercale entre les deux couloirs mylonitiques de la branche méridionale du CSA ; il se suit depuis le Nord de Pluvigner jusqu'en limite orientale de feuille (au Nord-Est de Plumergat) puis, au-delà, sur la carte adjacente d'Elven.

Cette étroite bande est limitée sur son flanc sud par des ultramylonites et sur son flanc nord par la branche méridionale du CSA, soulignée ou non par des ultramylonites ; enfin, à son extrémité occidentale, il est en contact avec le granite de Sainte-Anne-d'Auray, mais la nature de ce contact, non observable, demeure indéterminée.

Ce granite affleure peu mais donne d'assez nombreuses pierres volantes dans les champs ; sa meilleure occurrence s'observe à flanc de coteau dans les bois situés au Nord du Château de Grandville (47°45 938'N - 2°56 875'W) ; il se présente comme une roche de teinte claire, à grain fin-moyen, assez massive, orientée ; cependant, cette foliation ne semble pas suffisamment pénétrative pour lui donner un débit en plaquettes ou en dalles.

Il a une texture grenue dans laquelle l'orientation est soulignée par l'allongement des paillettes de micas et par l'étirement des plages de quartz, parfois jusqu'au stade de proto-rubans. Sa paragenèse comprend du quartz (37 %), du feldspath potassique (32 %), du feldspath plagioclase (26 %), de la muscovite (4 %) et de la biotite (1 %).

Le quartz est en petites et moyennes plages aux contours engrenés, à extinction fortement ondulée et assez fréquemment étirées, soit dans le plan de foliation, soit obliquement (début de plans « C »).

Le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois en plages subautomorphes allongées dans le plan de foliation.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles de microcline et plus rarement en petits porphyroblastes.

La muscovite et la biotite sont en petites et moyennes paillettes associées et orientées dans le plan de foliation.

**Umys. Ultramylonites, mylonites, associées à la branche méridionale du Cisaillement sud-armoricain (CSA).** Sur la carte Baud, le Cisaillement sud-armoricain comprend deux branches principales : (1) la branche nord, dénommée aussi « Faille Quimper – Angers », orientée WNW-ESE, prend en écharpe la bordure nord de la carte et sépare le Domaine varisque ligéro-séquan au Sud du Domaine varisque de Bretagne centrale au Nord ; (2) la

branche sud, orientée aussi WNW-ESE, traverse de part en part la feuille et sépare le Domaine varisque ligéro-sénaise au Nord du Domaine varisque sud-armoricain au Sud. Ces grands accidents transcurrents se poursuivent tant vers l'Ouest, jusqu'à la Pointe-du-Raz, que vers l'Est, jusqu'aux confins des départements du Maine-et-Loire et de la Vendée. Le CSA est souvent souligné par des ultramytonites. Ces dernières sont particulièrement bien exprimées le long d'un diverticule méridional de la branche sud du CSA, où leur puissance varie de 250 à 400 m (Um<sub>ys</sub>), alors que le long du diverticule septentrional (Um<sub>yn</sub>), elles sont, au contraire, discontinues et de puissance réduite.

Les ultramytonites de la branche sud (Um<sub>ys</sub>) sont bien visibles le long de la rive orientale du Blavet, au Sud de Trebihan (47°50 604' N - 3°12 542' W), où on observe, de plus, leur passage progressif à un granite mylonitique. Elles sont observables aussi, au Sud-Est de Pluvigner dans l'ancienne carrière de Kerlégal (47°46 089' N - 2°57 986' W).

Le long de la branche nord du CSA, bien qu'elles aient une extension réduite, les ultramytonites (Um<sub>yn</sub>) sont visibles dans d'anciennes carrières situées au Sud-Ouest au Sud-Est de Baud, respectivement à Quinipily et à Kerigo.

Les ultramytonites se présentent comme des roches gris-blanc, aphanitiques, régulièrement et finement feuilletées. A Kerlégal, cette foliation mylonitique est subverticale et est orientée au 110-120°. En bordure du Blavet la foliation mylonitique, subverticale, est orientée au 100° et porte une linéation d'étirement subhorizontale. Aux environs de Baud les ultramytonites sont aphanitiques aussi mais ne présentent guère de plan de débit privilégié.

### **Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque ligéro-sénaise (central)**

Sur la carte Baud, Le Domaine varisque ligéro-sénaise comprend deux unités structurales : l'Unité des Landes de Lanvaux au Nord et l'Unité de Péaule au Sud (terminologie définie par Chantraine *et al.*, 2005) ; ces unités sont recoupées par les granites varisques d'Ergué-Languidic et de Questembert.

#### **Unité de Péaule**

**ΞζN. Formation de Saint-Nolff : micaschistes et paragneiss, métaquartzites subordonnés.** Cette formation forme une étroite lanière en limite méridionale du Domaine varisque ligéro-sénaise, entre Kernestic (au Nord-Ouest de Pluvigner) et Lézénaise en limite orientale de la carte ; au-delà elle se poursuit vers l'Est sur la carte adjacente Elven où elle s'étend plus largement. Elle est bordée sur son flanc sud par la branche méridionale du CSA et, sur son

flanc nord, elle est recoupée soit par le granite mylonitique de Questembert, soit par le granite d'Ergué-Languidic.

Cette formation affleure peu, mais les pierres volantes dans les champs permettent néanmoins de la cartographier.

Les principaux affleurements se situent au Sud du bourg de Brandivy, d'une part près de la chapelle de la « Grotte Notre-Dame » en rive orientale du Loc'h (47°46 297'N - 2°56 841'W), et d'autre part, en base de talus et fond de fossé, le long la route Brandivy-Plumergat et, dans une moindre mesure, en bordure ouest de route au Sud de Kerauffret.

Elle est principalement constituée de micaschistes et de paragneiss et localement de métaquartzites à grain fin ; enfin, localement près de Kernestic, elle comprend aussi de rares phanites.

Cette série est affectée par une foliation principale (S1) généralement subverticale et orientée au 110-120°. Néanmoins le débit de ces roches est souvent irrégulier car du fait, de leur position géographique et structurale (en bordure du CSA), elles sont fréquemment plus ou moins mylonitisées. Enfin, la foliation principale est assez fréquemment déformée par de petits plis en chevrons.

Les micaschistes ont une texture lépidoblastique, plus ou moins mylonitique, avec des plages de quartz déformées en rubans ; leur paragenèse est constituée de muscovite (85 %), de quartz (10 %) et de feldspath (5 %).

Les paragneiss micacés ont une texture lépidogranoblastique et la foliation (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en minces lits à dominante micacée qui alternent avec des lits discontinus ou des lentilles à dominante quartzreuse ; de plus, l'empreinte d'une déformation cisailante est constante et est soulignée dans certains lits, par l'aspect des plages de quartz étirées en prorubans, sub-parallèles à la (S1). La paragenèse de ces paragneiss se compose de quartz (40%), de feldspath plagioclase (10 à 15 %), de muscovite (30 à 45 %), de biotite (2 à 10 %) et accessoirement de tourmaline et d'opaques.

De plus, un échantillon (FB 11869, 47°46 958'N - 2°58 136'W) prélevé au Nord-Ouest de Brandivy, au Moustoir, inclut des porphyroblastes d'andalousite, moulés par la foliation (S1) et plus ou moins rétrotransformés en séricite. Ce même échantillon intègre aussi de rares plages d'amphibole verte, à léger pléochroïsme vert clair, de l'actinote probable.

Les métaquartzites ont une texture granolépidoblastique avec la foliation principale (S1) soulignée par l'orientation de très petites paillettes de micas et

leur ségrégation en lits micacés très minces dans une matrice fine essentiellement quartzreuse. La paragenèse de ces roches comprend du quartz (65 à 80 %), de la muscovite (5 à 20 %) et de la biotite (4 à 12 %).

## Unités des Landes de Lanvaux

La Formation d'Elliant, définie sur la carte Rosporden (Béchenec *et al.*, 2001), constitue une étroite lanière fortement tectonisée et métamorphisée, qui se suit depuis l'Est de la carte Quimper jusqu'à celle de Bubry (Béchenec *et al.*, 2011) en passant par celles de Rosporden et Plouay (Béchenec *et al.*, 2006). Recoupée sur son flanc méridional par le granite d'Ergué-Languidic, elle est tectoniquement limitée sur son flanc nord par la grande faille transcurrente Quimper – Angers, branche septentrionale du Cisaillement sud armoricain (CSA).

Suite aux levés réalisés dernièrement sur les cartes Baud et Elven, il apparaît que la Formation d'Elliant correspond un « mélange tectonométamorphique » constitué de micaschistes, de paragneiss micacés et accessoirement de métaquartzites indifférenciés, à andalousite-staurotide et localement sillimanite. En effet, dans l'angle sud-ouest de la carte Bubry (Béchenec *et al.*, 2011), l'étroite lanière tectoniquement dilacérée, s'élargit et de ce fait, il y a été cartographiquement distingué d'une part une série de micaschistes gris sombre à andalousite ± staurotide, localement à chiastolite, associés à des métaquartzites à niveaux graphiteux et, d'autre part, une série de micaschistes et paragneiss subordonnés, gris-beige argenté, à muscovite, biotite et localement andalousite et sillimanite. Cette dernière est recoupée, dans sa partie méridionale, par la terminaison occidentale du massif de l'orthogneiss de Lanvaux.

Sur la carte Baud, où l'élargissement du Domaine varisque ligéro-sénaise se développe vers l'Est et où l'intensité du métamorphisme et de la tectonique diminue, il a été possible de cartographier de nouvelles séries et de les rapporter à des formations identifiées et bien caractérisées plus à l'Est (carte à 1/50 000 Malestroit, Plaine *et al.*, 1981 ; Elven, Béchenec *et al.*, 2013) ; ainsi la Formation d'Elliant a été scindée en 5 entités :

– de part et d'autre du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux : (1) une série de micaschistes beige-argenté avec paragneiss et métaquartzites micacés subordonnés, est rattachée au Groupe de Bains-sur-Oust, (2) une série de micaschistes gris-acier à noir est rapportée à la Formation de Rochefort-en-Terre. Ces deux formations appartiennent à l'Unité de Lanvaux ;

– au Nord de cette dernière formation et séparées d'elle par un accident majeur, diverticule du CSA septentrional, trois séries ont été cartographiquement distinguées : (1) une série de schistes gris-vert, plus ou moins quartzeux, baptisée « formation des schistes de Baud », (2) une série discontinue de métaquartzites gris clair à blanc, correspondant à la Formation du Grès

armoricain et (3) une série de micaschistes-schistes noirs, rapportée à la Formation de Traveusot. Ces trois formations appartiennent à l'Unité du Sud de Rennes et au Domaine varisque de Bretagne centrale et sont décrites dans le chapitre traitant de ce dernier.

**ζ-ξ<sub>BO</sub>. Groupe de Bains-sur-Oust : Paragneiss, micaschistes, micaschistes quartzeux, à biotite, muscovite, localement sillimanite ; (1) niveau de métaquartzites.** Le Groupe de Bains-sur-Oust, anciennement connu sous le nom de « Schistes et arkoses de Bains », correspond à une vaste entité métasédimentaire qui encaisse le Massif de l'orthogneiss de Lanvaux et se suit depuis la région de Baud à l'Ouest jusqu'à celle d'Angers à l'Est. Sur la carte Bubry (Béchenec *et al.*, 2011) adjacente au Nord de la carte Baud, ce groupe a été cartographiquement intégré dans la Formation d'Elliant, qui correspond une lanière de métasédiments fortement métamorphisés et tectoniquement dilacérés, qui se suit vers l'Ouest, de proche en proche, jusqu'à Quimper (Béchenec *et al.*, 1998).

Sur la carte Baud, la grande extension de ce groupe permet de l'individualiser cartographiquement :

- au Nord du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux, il forme une bande étroite comprise entre l'orthogneiss et la Formation de Rochefort-en-Terre ;
- au Sud du massif, il affiche une géométrie en biseau dont la pointe occidentale se termine au niveau de Locoal-Camors et qui s'élargit rapidement vers l'Est, atteignant 2 km en limite de la carte. Enfin, au Nord de Languidic, les métasédiments de ce groupe apparaissent localement en enclaves ; tant dans l'orthogneiss de Lanvaux que dans le granite d'Ergué-Languidic, et ils sont aussi recoupsés par un filon de métadiorite, d'extension plurikilométrique.

#### *Au Nord du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux*

Dans cette zone, les principaux affleurements du Groupe de Bains-sur-Oust s'observent : (1) en bordure de la D189 près de Gamerf (47°51 084'N - 2°58 014'W), (2) en bordure de la D724 près de la Gare-de-Baud (47°51 085 - 3°04 483'W), (3) en bordure du chemin longeant la rive sud de l'Evel, au Nord-Est de Talhouët-la-Motte (47°52 561'N - 3°05 707'W). Dans cette zone, le contact intrusif de l'orthogneiss avec les micaschistes est bien exposé le long de la D724 près de la Gare-de-Baud (47° 52 200'N - 3° 04 337'W). Par contre, le contact de ce groupe avec les séries métasédimentaires adjacentes sur sa bordure septentrionale n'est jamais observable.

Dans cette zone, le Groupe de Bains-sur-Oust est essentiellement constitué de micaschistes et dans une moindre mesure de paragneiss, au sein desquels sont parfois interstratifiées des passées métriques à décamétriques de métaquartzites micacés, gris-vert, bien visibles, notamment au Nord-Est de Talhouët-la-Motte.

Toute cette série est affectée par une foliation principale (S1), qui conditionne le débit de la roche ; elle est orientée au 95-110° et soit est subverticale, soit pend de 60 à 70° vers le Nord. Elle est fréquemment déformée par de petits plis en chevrons et montre une fine linéation de crénulation subhorizontale.

Les micaschistes et les paragneiss ont une texture granolépido-blastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en minces lits alternant avec de minces lits quartzeux ou quartzo-feldspathiques ; parfois on note aussi la présence de charnières de petits plis intrafoliaux qui déforment une foliation antérieure (S0-1) et admettent la (S1) en plan axial. Cette dernière est elle-même déformée par des plis en chevrons auxquels est associée, localement, une schistosité (S2) de crénulation.

La paragenèse de ces roches comprend du quartz (40-45 %), du feldspath plagioclase (3 à 20 %), de la muscovite (25 à 50 %), de la biotite (10 à 20 %) et accessoirement de l'apatite et de la tourmaline ; de plus, localement, dans un échantillon prélevé à Kerbastard (FB 12091, 47°50 701'N - 2°54 279'W), au contact de l'orthogneiss de Lanvaux, on note la présence de fines aiguilles de sillimanite-mullite et de rares fibrolites. Enfin, dans deux échantillon prélevés près de la Gare-de-Baud et au Sud-Ouest de Kergonan, ont été observés de rares porphyroblastes, entièrement rétro-morphosés en séricite, qui correspondent probablement à de l'andalousite.

Le quartz est en petites plages xénomorphes, à extinction légèrement onduleuse, parfois allongées dans le plan de foliation (S1) et regroupées en lits quartzeux ou quartzo-feldspathiques, plus ou moins discontinus ou en lentilles ; dans certaines de ces lentilles, les plaquettes de quartz montrent un allongement oblique par rapport à (S1). Enfin, dans certains paragneiss, les plages de quartz sont assez hétérométriques.

Le feldspath plagioclase est en petites plages xénomorphes plus ou moins damouritisées, associées à celles de quartz ; dans certains faciès elles correspondent à des proto-ocelles ou à de petits porphyroclastes moulés par la (S1).

La muscovite est en petites paillettes orientées suivant (S1) et regroupées en lits micacés ; cependant certaines paillettes sont orientées suivant la (S0-1) et déformées par les charnières des plis intrafoliaux ; de plus quelques paillettes de taille moyenne, tardives, sont disposées en travers de la (S1) mais elles sont néanmoins kinkées.

La biotite est en petites paillettes associées à celles de muscovite dans les lits micacés et certaines d'entre elles montrent une rétro-morphose en chlorite.

La sillimanite se présente en fines aiguilles principalement associées au quartz et parfois en fibrolites préférentiellement disposées dans les lits micacés.

L'andalousite se présente en porphyroblastes subautomorphes, moulés par la (S1) et entièrement rétrotransformés en séricite.

### *Au Sud du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux*

Dans cette région, le Groupe de Bains-sur-Oust est en contact, sur son flanc sud, avec le granite mylonitique du Massif de Questembert ; ce contact, bien que très rectiligne, est intrusif, d'après les observations faites sur la carte adjacente Elven. Son contact septentrional avec l'orthogneiss de Lanvaux n'a jamais été observé à l'affleurement, mais le dessin cartographique des relations entre ces deux ensembles, dans le quart nord-ouest de la feuille, montre très clairement que l'orthogneiss est intrusif dans la série métasédimentaire.

Dans cette zone méridionale, ce groupe, en dépit de sa grande extension, n'affleure que peu ; néanmoins, il donne de nombreuses pierres volantes dans les champs. Les principaux affleurements s'observent : (1) dans un ancien grattage décamétrique, en bordure de la D17 près de Néherlann ( $47^{\circ}47'105''\text{N}$  -  $2^{\circ}53'572''\text{W}$ ), (2) en bordure ouest de l'Étang-de-la-Forêt, (3) en bordure de la D867 près de la Haie ( $47^{\circ}47'861''\text{N}$  -  $2^{\circ}57'010''\text{W}$ ), (4) en bordure de route vicinale au Moulin de Pont-Fao ( $47^{\circ}48'778''\text{N}$  -  $2^{\circ}59'811''\text{W}$ ).

Au Sud du Massif de l'orthogneiss Lanvaux, le Groupe de Bains-sur-Oust montre des faciès très comparables à ceux observés au Nord du massif ; ils sont essentiellement constitués de micaschistes fins beige-argenté. Ces derniers présentent une foliation principale (S1) bien marquée, orientée au  $100\text{-}110^{\circ}$ , généralement subverticale ou pendant de  $65$  à  $80^{\circ}$  vers le Nord. Cette foliation est déformée par de petits plis en chevrons, axés au  $50^{\circ}$  ou au  $330^{\circ}$  et à plan axial subvertical, auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation.

Cependant quelques différences notables les distinguent des faciès du Nord :

(1) Au sein de ces micaschistes sont localement interstratifiés des bandes ou des lentilles d'extension plurihectométrique et de puissance décamétrique et plus, de métaquartzites blancs, à grain fin/moyen, massifs (faciès non connus au Nord), tel au Nord de la Haie et à l'Est immédiat de Kerhouarno ;

(2) L'examen macroscopique des affleurements et des pierres volantes montre une augmentation de l'intensité du métamorphisme qui affecte cette série, d'une part du Nord au Sud et d'autre part d'Est en Ouest. En effet, au contact avec le granite de Questembert, les micaschistes présentent un faciès argenté avec les paillettes de micas bien visibles, alors que vers le Nord de la série, tel à l'Étang-de-la-Forêt, il s'agit principalement de schistes fins gris-vert avec de rares interstratifications de paragneiss fins, compacts, gris-vert ;

(3) Ceci est confirmé par les études en lames minces :

- au contact avec le granite mylonitique de Questembert, les échantillons présentent une texture granolépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en lits à dominante micacée alternant avec de minces lits à dominante de quartz. Cette foliation (S1) est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation plus ou moins accentuée. La paragenèse se compose de quartz (40 à 50 %), de muscovite (35 à 50 %), de biotite (8 à 15 %) et accessoirement d'opacités (2 %), de tourmaline et de zircon. Cette paragenèse s'enrichit vers l'Ouest à partir de La Haie, de petits porphyroblastes xénomorphes d'andalousite et parfois de staurotite, dont la cristallisation est précoce par rapport à la (S1). Quant au métaquartzite blanc interstratifié à Kerhouarno, il présente une texture granoblastique hétérométrique avec des porphyroclastes de quartz (0,2x1 mm) emballés dans une matrice quartzreuse fine et une foliation soulignée par l'orientation de petites paillettes de micas,
- dans la partie septentrionale de la série, tel à l'Étang-de-la-Forêt, les schistes gris-vert ont une texture lépidoblastique et la schistosité est marquée par l'orientation de très petites paillettes de muscovite et parfois de biotite chloritisée. Leur paragenèse se compose de muscovite-séricite (80 %), de quartz (10 %) et d'opacités (8 %) ; celle des paragneiss comprend du quartz (60 %), du feldspath plagioclase (30 %), de la muscovite-séricite (2 %), de la biotite ± chloritisée (8 %) et accessoirement de la tourmaline et des opacités.

**ξRT. Formation de Rochefort-en-Terre : Micaschistes sombres gris-acier, gneiss fins subordonnés, à muscovite, biotite et souvent andalousite et chloritoïde ; (1) niveau de micaschistes gris-noir à chialtolite.** Cette formation n'est présente que sur le flanc nord du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux où elle dessine une étroite bande orientée WNW-ESE qui se termine sur la carte voisine de Bubry mais qui, au contraire, s'étend largement vers l'Est sur la carte adjacente Elven.

Ces micaschistes contrastent fortement avec ceux du Groupe de Bains-sur-Oust adjacent, du fait de leur teinte sombre, gris-acier et leur éclat métallique. De plus, cette série, au contact (non visible) des micaschistes beige-argenté du groupe précédent, débute par une bande décamétrique d'un faciès particulièrement sombre, gris-noir, très riche en minéraux noirs, plurimillimétriques à centimétriques, de chialtolite ; ce faciès se poursuit vers l'Ouest sur la carte voisine de Bubry (Béchenec *et al.*, 2011) alors que vers l'Est, il se termine au niveau de la vallée de l'Evel.

Les principaux affleurements du niveau à chialtolite s'observent, d'une part en bordure de route au croisement de la D158 et de la route vicinale menant à

Talhouët-La-Motte (47°52 710'N - 3°06 358'W) et, d'autre part, en bordure de chemin sur la rive sud de l'Evel au Nord de Talhouët-La-Motte.

Les micaschistes gris-acier affleurent principalement à flanc de coteau en bordure de la D768e (47°51 948'N - 3°02 724'W), en bordure d'une route perpendiculaire à cette dernière (47°51 922'N - 3°03 428'W) et menant à Kerfloc'h, à Coquerel de part et d'autre de la route (47°51 387'N - 2°58 817'W), au Moulin-de-Boterf, à flanc de coteau oriental (47°50 962'N - 2°55 376'W ; 47°51 084'N - 2°58 014'W).

Les micaschistes se débitent facilement en feuillets ou plaquettes suivant le plan de la foliation principale (S1) ; cette dernière, très pénétrative, est orientée au 70° et est soit subverticale soit pentée de 65-70° vers le Nord. Elle est souvent déformée par de petits plis en chevrons dont l'axe, subhorizontal, est orienté au 90° et auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation.

Les micaschistes ont une texture lépidogranoblastique ou lépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation de petites paillettes de micas et de filaments opaques regroupés en lits qui alternent avec de minces lits discontinus à dominante de quartz. De rares charnières de plis intrafoliaux admettant la (S1) en plan axial, témoignent d'une foliation relique (S0-1). L'ensemble est déformé par des plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation peu marquée.

Leur paragenèse comprend du quartz (15 à 40 %), de la muscovite (40 à 60 %), de la biotite (5 à 10 %) et fréquemment de l'andalousite (1-3 %), du chloritoïde (1-5 %) et des opaques en filaments, graphite probable (10 à 15 %).

Le quartz est en petites et très petites plages à extinction ondulée, regroupées en minces lits ou en lentilles à dominante quartzreuse.

La muscovite est en petites paillettes allongées suivant (S1), regroupées en lits micacés et déformées par les plis en chevrons.

La biotite est en petites paillettes associées à celles de muscovite et est assez fréquemment plus ou moins rétrotransformée en chlorite.

L'andalousite forme des porphyroblastes moulés par la (S1) et les inclusions d'opaques lamellaires témoignent d'une cristallisation syncinématique du minéral.

Le chloritoïde est en petites baguettes très abondantes dans certains lits et généralement orientées dans le plan de la foliation principale.

Les opaques, du graphite probablement, se présentent en filaments ou en fines lamelles allongés suivant (S1) et regroupés dans des lits préférentiels.

Les micaschistes noirs ont une texture lépidoporphroblastique et leur paragenèse comprend du quartz (15-20 %), de la biotite (20 %), de la muscovite (15 %) et de la chialstolite/andalousite (45 %).

Le quartz est en petites plages dispersées dans la matrice micacée et plus rarement regroupées en lentilles à dominante quartzreuse.

La biotite et la muscovite sont principalement en petites et moyennes paillettes associées, allongées suivant (S1) ; cependant la biotite forme aussi parfois quelques porphyroblastes isolés, allongés également suivant (S1).

L'andalousite forme de nombreux porphyroblastes allongés suivant (S1) et comprenant de nombreuses inclusions d'opaques ; elle est associée à de grands porphyroblastes automorphes de chialstolite montrant très nettement les inclusions « charbonneuses » en croix, typiques de ce minéral.

## **Le Massif de l'orthogneiss de Lanvaux**

Ce Massif forme une structure étroite mais remarquable dans la topographie qui, orientée WNW-ESE s'étend sur près de 200 km ; il débute, en effet, au Sud-Ouest de la carte Bubry (Béchenne *et al.*, 2011), prend en écharpe les cartes Baud et Elven et Malestroit (Plaine *et al.*, 1981), puis s'ennoie dans l'angle SW de la carte Pipriac (Dadet *et al.*, 1995) et la bordure NW de la carte Redon (Trautmann *et al.*, 1984). De plus, d'après les données de la gravimétrie, cette structure se poursuit vers l'Est sous sa couverture et ressort à l'affleurement au niveau d'Angers, avec le petit massif de Saint-Clément-de-la-Place (Janjou *et al.*, 1998).

$\zeta\gamma^{3-4}$ . **Orthogneiss oeilé à biotite (460±5/-3 Ma)**. L'orthogneiss de Lanvaux forme un massif étroit mais bien marqué dans la topographie de la carte Baud ; orienté WNW- ESE, il prend en écharpe tout le Nord de feuille avant de se poursuivre vers l'Est sur la carte adjacente Elven. Sa terminaison occidentale s'observe dans l'angle nord-ouest de la carte Baud et l'angle sud-ouest de la carte Bubry (Béchenne *et al.*, 2011). Il recoupe les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust et il est lui-même recoupé soit par le granite d'Ergué-Languidic, soit par le granite de Questembert. Ses contacts nord et sud avec les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust, bien que très rectilignes, semblent normaux : à sa terminaison occidentale, d'une part il dessine des lobes au sein des métasédiments ou les enclave, et, d'autre part, il les recoupe y formant de petits plugs plurihectométriques. Enfin, dans cette même zone, il est lui-même

enclavé dans le granite d'Ergué-Languidic, tel à Kerdanue, à Kerbigodo et au Pont-Neuf, sur les rives du Blavet, où de plus il est migmatitisé.

Cet orthogneiss présente essentiellement un faciès ocellé avec une matrice à grain moyen-grossier qui emballe des porphyroclastes sub-centimétriques de feldspath ; ce faciès, à la terminaison occidentale du massif, passe en continu à un faciès fin leptynitique.

Le faciès ocellé affleure largement tout au long du massif, notamment le long de la voie ferrée longeant le ruisseau de Lambel et en bordure des routes ; de plus, il donne, fréquemment, non seulement des chaos de blocs, tel le long du chemin de randonnée en limite de forêt à Penher (47°50 802'N - 2°56 345'W) et à Kervadail (47°50 460'N - 2°55 305'W), mais aussi de grandes dalles plurimétriques qui ont été largement utilisées au Paléolithique. Cependant, l'un des affleurements les plus remarquables de cet orthogneiss est situé non loin de la gare de Baud, en bordure est de la D724, d'une part parce que le faciès exposé (suite à des travaux) est particulièrement frais, et d'autre part du fait qu'il montre l'intrusion d'un apex de l'orthogneiss dans les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust (47°52 200'N - 3°04 297'W).

Ce faciès présente un grain moyen-grossier avec une matrice quartzofeldspathique qui emballe des porphyroclastes de feldspath de 0,5 × 0,8 cm à 1 × 2 cm étirés dans le plan de foliation. La foliation principale (S1), très pénétrative, est orientée généralement au 110-125°, localement au 95-100° et soit est subverticale, soit pend de 65 à 75° vers le Nord. Localement une linéation d'étirement pendant de 5 à 8 ° au 110-125° est présente.

Le faciès ocellé a une texture granoporphyroclastique et la foliation (S1) est soulignée, d'une part par l'allongement des paillettes de biotite et leur ségrégation en minces lits discontinus et, d'autre part, par l'étirement des plages de quartz, l'ensemble moulant les porphyroclastes de feldspath. Sa paragenèse se compose de quartz (38 %), de feldspath plagioclase (42 à 56 %), de feldspath potassique (14 à 20 %), de biotite (4 à 6 %) et accessoirement de muscovite, de zircon et d'apatite. On note une nette prépondérance du feldspath plagioclase.

Le quartz est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, isolées ou regroupées en îlots holoquartzeux allongés dans le plan de la foliation principale (S1).

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, constitue la majeure partie de la matrice de la roche où il forme de petites et moyennes plages xénomorphes ; cependant il forme aussi de fréquents porphyroclastes subautomorphes, plurimillimétriques à sub-centimétriques.

Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes intimement associées à celles de plagioclase.

La biotite est en petites et moyennes paillettes, au pléochroïsme fort, beige-brun sombre, orientées et regroupées en amas ou en lits discontinus qui soulignent la foliation principale (S1). Lorsque présente, la muscovite est associée à la biotite.

$\lambda\gamma^{3-4}$ . **Leptynite à biotite.** Le faciès leptynitique, circonscrit à la terminaison occidentale du massif, affleure peu sur la carte Baud mais donne de nombreuses pierres volantes dans les champs ; ses principales occurrences s'observent en bordure de la route allant de Lambézégan à Kerdanué (47°52 443'N - 3°06 960'W) et en bordure d'un chemin perpendiculaire à la route précédente (47°52 306'N - 3°07 088'W). Il présente une matrice à grain moyen-fin qui emballe des porphyroclastes plurimillimétriques de feldspath, inégalement répartis, allongés et souvent étirés dans le plan de foliation. En effet, cette roche est caractérisée par une foliation (S1) subverticale, orientée au 105-110°, qui induit un débit de la roche en dalles régulières ; de plus, une linéation d'étirement bien marquée est fréquemment présente.

Ce faciès leptynitique a une texture grano-porphyroclastique et sa paragenèse, très comparable à celle du faciès oëillé, comprend du quartz (38 à 40 %), du feldspath plagioclase (50 % à 55 %), du feldspath potassique (6 à 8 %), de la biotite (5 à 8 %), parfois un peu de muscovite (< 2 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

$\zeta\gamma^{3-4}$ . **Orthogneiss oëillé à biotite, migmatitique.** Le faciès oëillé migmatitique forme des enclaves de dimensions variables, décimétriques à plurihectométriques, emballées au sein du granite d'Ergué-Languidic. Il est bien exposé, d'une part le long du chemin qui, partant du Pont-Neuf, longe la rive orientale du Blavet (47°52 056'N - 3°11 808'W) où il forme localement de petites falaises et, d'autre part, sur la rive occidentale du Blavet au Rudet (47°51 769'N - 3°12 415'W).

La migmatisation est hétérogène et ainsi sont associés dans ces enclaves des orthogneiss oëillés à biotite, à foliation nette mais dysharmonique, et des orthogneiss fortement migmatitiques dans lesquels la foliation est discontinue, déformée par des plis souples irréguliers et les yeux feldspathiques montrent des contours flous ; de plus, ces derniers passent en continu à un granite d'anatexie.

La paragenèse de ces orthogneiss migmatitiques montre, par rapport à leur protolithe supposé, l'orthogneiss de Lanvaux, un enrichissement conséquent en feldspath potassique et en muscovite. Elle est en effet constituée de quartz (38 %), de feldspath plagioclase (22-25 %), de feldspath potassique (28 %) de

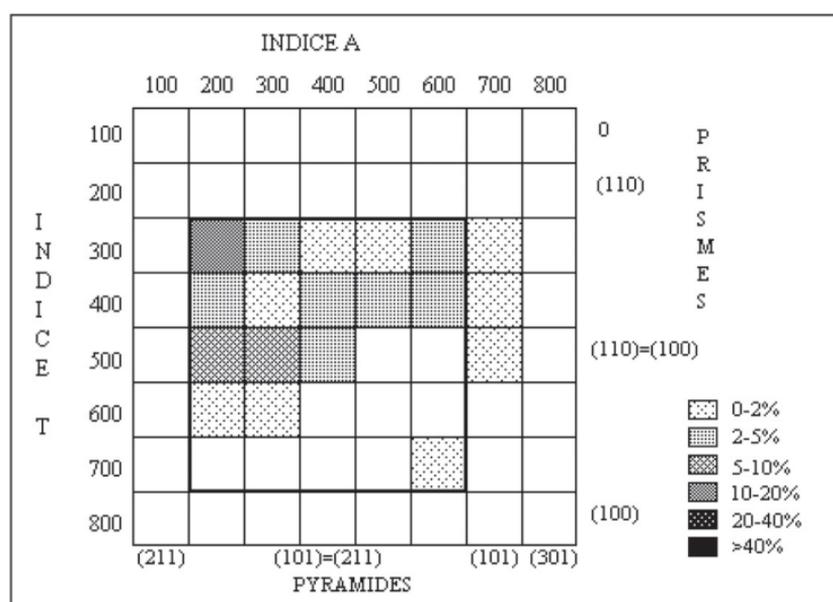


Fig. 9 - Diagramme de répartition typologique des zircons (Pupin 1980) indexés de l'orthogneiss de Lanvaux

biotite (5 %), de muscovite (5 %), localement de sillimanite en baguettes ou en fibrolites et accessoirement d'apatite et de zircon.

Une analyse chimique réalisée sur un échantillon d'orthogneiss ceillé prélevé près de la Gare-de-Baud (BMV 158c, 47°51 976'N - 3°04 548'W ; annexe tabl. 1), montre une composition intermédiaire ( $\text{SiO}_2 = 62,69\%$ ), alumineuse ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17\%$ ) et assez potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 2,86\%$ ), comparable à celle d'une granodiorite. L'indice d'aluminosité ( $A/\text{CNK} = 1,09$ ) témoigne d'un caractère peralumineux, mais il convient, néanmoins, de le considérer avec réserve au regard de la nature orthogneissique de cette roche.

Les zircons extraits de ce même échantillon semblent, selon la typologie de Pupin (1980), appartenir à deux populations distinctes :

- la première regroupe des individus limpides, incolores, aciculaires et indexables, pour 53 % d'entre eux. Ils se répartissent dans le cadran supérieur gauche du diagramme de répartition typologique de Pupin (fig. 9). Ceci place cette population dans le domaine de l'anatexie crustale, avec un indice moyen = 332-403 ;
- la seconde regroupe des zircons sombres, très zonés, à coeurs parfois visibles et non indexables.

Six fractions de 1 à 4 cristaux parmi les moins magnétiques ont été analysées.

Échantillon	Concentrations			Rapports isotopiques						Âge		
	#	Min	pds.	U	Pb rad	Pb com	Pb	Pb	Pb/U	Pb/U	Pb	Pb
[1]		( $\mu\text{g}$ )	(ppm)	(ppm)	(pg)							(Ma)
Échantillon Lanvaux												
1	1z	8	235	18,0	31	308	0,24	0,0778 ± 2	0,6384 ± 57	0,05953 ± 48	586,6	
2	1z	4	701	52,8	13	984	0,24	0,0751 ± 5	0,7306 ± 110	0,07058 ± 90	945,2	
3	4z	22	334	23,6	24	1 397	0,18	0,0736 ± 2	0,5703 ± 22	0,05618 ± 12	459,7	
4	4z	24	374	26,1	17	2 383	0,16	0,0734 ± 4	0,5686 ± 30	0,05622 ± 10	460,9	
5	4z	12	177	13,0	428	41	0,24	0,0755 ± 34	0,5908 ± 498	0,05676 ± 384	482,2	
6	4z	13	1 015	68,1	24	2 373	0,13	0,0710 ± 2	0,5502 ± 18	0,05620 ± 8	460,5	

NOTES :

1 = Minéral : nombre de grains z : zircon

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 $\sigma$ . La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de J.-S. Stacey et J.-D. Kramers (1975).

**Tabl. 1 - Résultats analytiques pour les zircons de l'orthogneiss de Lanvaux**

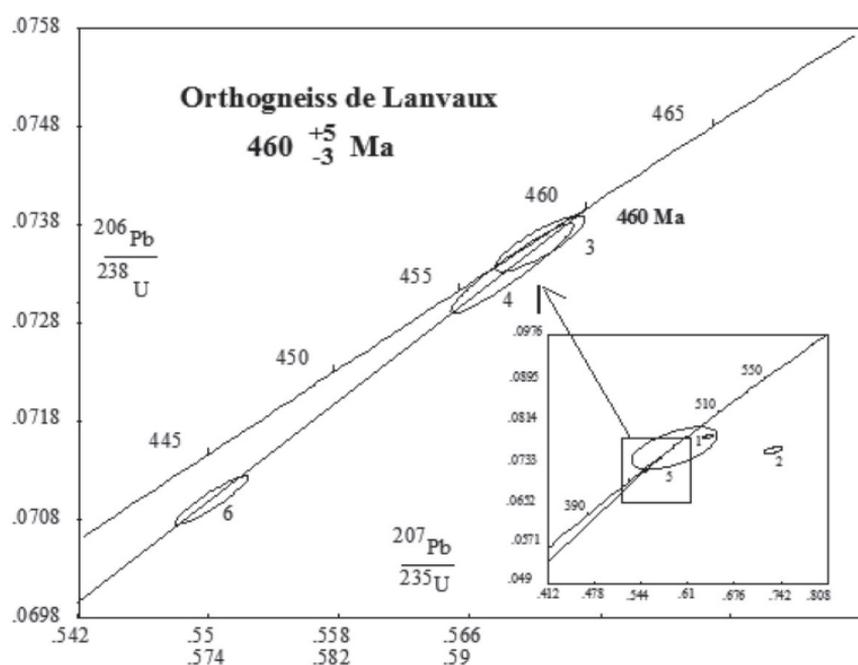


Fig. 10 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de l'orthogneiss de Lanvaux. Les lettres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 1

Les fractions 1 et 2 contiennent de l'héritage ancien. Les quatre autres fractions indiquent, au contraire, des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  assez homogènes autour de 460 Ma. La fraction 5 a un très mauvais un rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (~ 40) et n'est pas considérée dans le calcul d'âge. Les trois fractions restantes (3, 4 et 6) sont concordantes à légèrement discordantes. Elles s'alignent selon une droite discordia recoupant la Concordia en intercept supérieur à **460 +5/-3 Ma** (fig. 10). Cet âge est interprété comme l'âge de cristallisation du protolithe de l'orthogneiss de Lanvaux.

**Mη. Métadiorite à grain moyen.** Dans l'angle nord-ouest de la carte Baud, à l'Ouest de kergonan, les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust sont recoupés aussi par un filon de métadiorite, axé NNW-ESE, qui se suit de proche en proche sur près de 4 km et dont la puissance est de l'ordre de 50 m. Cette métadiorite se présente comme une roche massive, à grain moyen, très dure, de couleur gris sombre lorsque fraîche et verdâtre lorsqu'altérée ; de plus, assez fréquemment, elle présente une orientation.

Cette formation affleure rarement, mais elle donne d'une part des pierres volantes dans les champs et, d'autre part, des blocs subarrondis pluridécimétriques à métriques, visibles en bordure des champs ou dans les bosquets.

Le principal affleurement de la métadiorite est situé au Sud-Ouest de Lambézégan, à flanc du coteau oriental du petit thalweg à l'Ouest de la D158 (47°52 205'N - 3°06 873'W) ; par ailleurs un chaos remarquable de blocs pludécimétriques à métriques est observable dans le bosquet situé à l'Ouest de Keravelo.

Cette roche présente une texture sub-doléritique avec une matrice essentiellement constituée de hornblende verte et, dans une moindre mesure, de petites plages xénomorphes de feldspath qui emballent des lattes de feldspath plagioclase. Sa paragenèse comprend du feldspath plagioclase (45 à 50 %), de la hornblende verte (42 à 53 %), de la biotite (1 à 3 %), des opaques (1 à 3 %), du sphène, et occasionnellement de l'épidote et de l'apatite.

Le feldspath plagioclase, de l'andésine, est en petites plages xénomorphes dispersées dans la matrice et en lattes plus ou moins orientées et parfois déformées.

La hornblende verte est en petites et moyennes plages xénomorphes, à fort pléochroïsme, formant la matrice de la roche et en grandes plages xénomorphes ouralitisées.

La biotite est en paillettes moyennes chloritisées, orientées et souvent regroupées en amas.

L'épidote est soit de la clinozoïsite en baguettes, soit de la pistachite en granules.

## Plutons varisques

### Le Massif granitique de Questembert

**γQ. Granite à grain moyen/grossier, mylonitique, à muscovite et biotite nettement subordonnée.** Le granite de Questembert forme un vaste batholite d'allongement WNW-ESE qui se suit depuis le Nord de Pluvigner jusqu'au niveau de Redon après avoir traversé les cartes Elven, Vannes, Malestroit, et Questembert. Sur la carte Baud, il se limite à une bande étroite, large, au plus, de 2 km et longue de 15 km environ, bande qui néanmoins s'élargit d'Ouest en Est.

Sur son flanc nord le granite de Questembert est en contact avec les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust et localement, au niveau du Bois de Trélécan, avec l'orthogneiss de Lanvaux ; ce contact septentrional n'a pas été observé. Sur son flanc méridional, ce granite recoupe les métasédiments de la Formation de Saint-Nolff ; enfin à sa terminaison occidentale, il est recoupé par le granite d'Ergué-Languidic.

Ce granite affleure peu mais donne de très nombreuses pierres volantes, en dalles, dans les champs ; ses principaux affleurements sont situés à Brandivy sur le coteau oriental du Loc'h ( $47^{\circ}46' 459''\text{N} - 2^{\circ}56' 797''\text{W}$ ), au niveau de la « Grotte Notre-Dame », en bordure de la D16 entre Restilic et Kermabalan ( $47^{\circ}47' 768''\text{N} - 2^{\circ}57' 794''\text{W}$ ), et en bordure de voie ferrée au Sud de Kerdonio ( $47^{\circ}48' 235''\text{N} - 3^{\circ} 00' 756''\text{W}$ ).

Le granite de Questembert, très généralement, présente une matrice à grain moyen-grossier qui emballe des porphyroblastes plurimillimétriques de feldspath et comprend de nombreuses grandes paillettes de muscovite et de petites paillettes de biotite nettement subordonnées.

Ce granite est affecté par une déformation ductile intense qui lui donne fréquemment un aspect orthogneissique avec l'association de plans « C », « S » et d'une linéation d'étirement. Les plans « C » et « S » sont généralement subparallèles, orientés au  $110\text{-}120^{\circ}$  avec un pendage de  $60$  à  $75^{\circ}$  vers le Nord et ils portent une linéation d'étirement subhorizontale axée au  $110^{\circ}$ .

Ce granite a une texture grenue mylonitique et sa paragenèse comprend du quartz (38 à 40 %), du feldspath potassique (28 à 32 %), du feldspath plagioclase (26 à 28 %), de la muscovite (4 à 6 %), de la biotite (1 %) et accessoirement de l'apatite, du zircon et de la tourmaline.

Le quartz est en petites plages plus ou moins allongées dans le plan de foliation ou en prorubans ; assez fréquemment ces plages sont regroupées en lits holoquartzeux discontinus moulant les porphyroblastes de feldspath. Le quartz est parfois recristallisé en mortier.

Le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles de plagioclase et en porphyroblastes subautomorphes ( $2 \times 3$  mm ;  $4 \times 6$  mm) moulés par la foliation.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes et subautomorphes, et plus rarement en porphyroblastes moulés par la foliation.

La muscovite est en moyennes et grandes paillettes orientées suivant la foliation ou en très petites paillettes formant de minces lits matérialisant les plans « C » ; de plus quelques grandes paillettes tardives sont non-orientées mais sont néanmoins déformées.

La biotite est en petites paillettes orientées, associées à celles de muscovite.

L'apatite est en petites baguettes subautomorphes et en granules craquelés.

Une analyse chimique de ce granite, réalisé sur la carte voisine Elven (Béchenec *et al.*, 2013) montre qu'il est très acide ( $\text{SiO}_2 = 73,5$  %), potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,68$  %) et fortement peralumineux  $\text{A/CNK} = 1,29$ ) (annexe tabl. 1). Il s'apparente ainsi aux granites de l'association alumino-potassique de type Limousin (Stussi, 1989). Ce granite a été daté à  $318 \pm 4$  Ma sur la carte Vannes (Augier *et al.*, 2011).

**$\gamma_{\text{Q}}^{2-3}$ . Granite à grain fin/moyen, orienté, à muscovite et biotite.** À la terminaison occidentale du massif, le granite de Questembert présente un faciès à un grain fin ou fin/moyen, bordé sur son flanc sud par le granite d'Ergué-Languidic et sur son flanc nord par l'orthoogneiss de Lanvaux. Ce faciès est bien visible dans une ancienne carrière au Nord de Kermerc'hiet, ( $47^\circ 50' 014'' \text{N} - 3^\circ 04' 572'' \text{W}$ ) et il donne de nombreuses pierres volantes. Comme le faciès moyen-grossier précédent, il est bien orienté et cette foliation est soulignée par l'allongement des plages de quartz et d'une partie des paillettes de micas ; sa paragenèse se distingue de celle du précédent, essentiellement par une variation de la proportion biotite (2 %)/muscovite (3 %).

## **Le Massif d'Ergué-Languidic**

**$\gamma_{\text{EL}}^{3\text{A}}$ . Granite d'Ergué-Languidic, à grain hétérométrique fin-moyen, (1) localement hétérogène avec enclaves de paragneiss en voie d'assimilation.** Ce granite, forme un vaste massif, dont la terminaison

orientale se situe sur la carte Baud, au niveau de Pluvigner, et qui s'étend très largement vers l'Ouest au-delà de Quimper. Il forme ainsi une étroite bande orientée WNW-ESE, qui sur son flanc méridional, soit est recoupée et limitée par la branche sud du Cisaillement sud-armoricain, soit (à son extrémité orientale) recoupe les métasédiments de la Formation de Saint-Nolff ; sur son flanc septentrional ce granite recoupe soit les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust soit l'orthogneiss de Lanvaux ; de plus, il enclave aussi, localement, ces formations et notamment l'orthogneiss de Lanvaux qui, en ce cas, peut être migmatisé, tel sur les bords du Blavet au Pont-Neuf.

Le granite d'Ergué-Languidic affleure peu mais donne de nombreuses pierres volantes dans les champs. Ses principales occurrences se situent dans d'anciennes petites carrières à Lannvraz (47°51 599'N - 3°07 840'W), en bordure de la D724 près de Bellevue, au Pont-Neuf en bordure sud de la D102, dans une ancienne carrière près de Kermec'hiet (47°50 014'N - 3°04 572'W), où les faciès sont orientés, et à Kerdavid-Talhouët (47°48 656'N - 3°02 390'W) où il présentent de nombreuses enclaves de paragneiss plus ou moins assimilés.

Le granite d'Ergué-Languidic présente un grain fin à moyen avec une matrice blanche feldspathique dans laquelle de petites plages inframillimétriques de quartz translucide forment des « têtes d'épingles ». La proportion de micas semble relativement constante, mais les faciès fins paraissent, néanmoins, plus massifs et moins micacés ce qui donne un aspect relativement hétérogène à ce granite ; cette hétérogénéité peut aussi être localement renforcée par la présence d'enclaves de faciès migmatitiques/anatectiques dans lesquelles des fantômes de foliation sont visibles et les schlierens biotitiques nombreux, tel près de Kerdavid-Talhouët.

Ce granite a une texture grenue et sa paragenèse comprend du quartz (38-40 %), du feldspath potassique (28-30 %), du feldspath plagioclase (25-28 %), de la biotite (2-4 %), de la muscovite (3-4 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petites plages xénomorphes disposées en mosaïque, à extinction légèrement onduleuse.

Le feldspath potassique, du microcline, est généralement en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois subautomorphes, associées à celles de plagioclase.

Le feldspath plagioclase, de l'albite oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes, mais aussi, assez fréquemment, en petites plages subautomorphes.

La biotite est en petites et moyennes paillettes, à pléochroïsme intense, dispersées dans la matrice quatzofeldspathique.

La muscovite est soit en petites paillettes associées à celles de biotite, soit en grandes paillettes pœcilitiques.

Le faciès migmatitique/anatectique est très hétérométrique et a un grain fin à moyen-grossier ; il présente une texture grenue à granoblastique avec les reliques de foliation soulignées par de minces lits micacés discontinus moulant des porphyroblastes de feldspath. La paragenèse comprend du quartz (38 à 40 %), du feldspath potassique (20-22 %), du feldspath plagioclase (28-30 %), de la biotite (4 %), de la muscovite (5 %) et accessoirement du zircon.

Le quartz est en petites plages recristallisées en mosaïque et regroupées en îlots holoquartzeux.

Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes et en rares porphyroblastes moulés par les reliques de la foliation antérieure.

Le feldspath plagioclase est en petites plages xénomorphes et en porphyroblastes subautomorphes damouritisés.

La biotite est en petites et moyennes paillettes orientées, souvent chloritisées, associées à celles de muscovite en de minces lits discontinus à dominante micacée.

Une analyse chimique (annexe tabl. 1) réalisée sur un échantillon (BMV201, 47°50 018'N - 3°06 202'W) prélevé à l'Est de Languidic, montrent que ce granite est plus ou moins acide ( $\text{SiO}_2 = 66,58\%$ ), potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 3,6\%$ ) et fortement peralumineux ( $A/CNK = 1,32$ ). Ces traits le situent près de l'adamellite de référence (fig. 2) et le rattachent à l'association aluminopotassique de type Guéret (Stussi, 1989).

### **Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque de Bretagne centrale (septentrional)**

Le Domaine varisque de Bretagne centrale, sur la carte Baud, est limité sur son flanc sud par la branche nord du CSA (faille Quimper – Angers) et est constitué par l'Unité de Bretagne centrale et l'Unité du Sud de Rennes, elles-mêmes composées de plusieurs formations. De plus, ce domaine est recoupé par des plutons granitiques varisques.

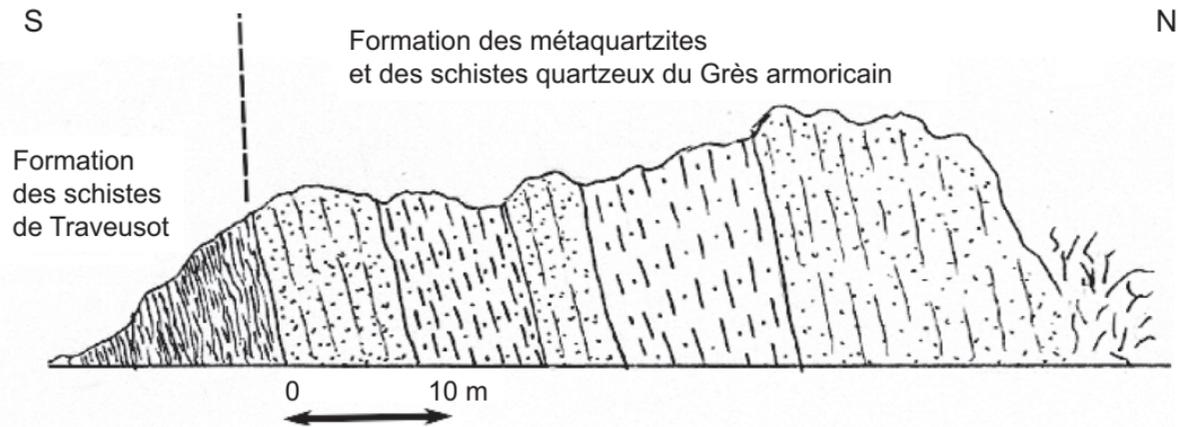


Fig. 11 - Coupe de la Formation du Grès armoricain dans la carrière du Roc'h

## L'unité du Sud de Rennes

Sur la carte Baud, trois formations sont rattachées à l'Unité du Sud de Rennes : les formations du Grès armoricain, de Traveusot et des schistes de Baud ; fortement affectées par des failles décrochantes sub-parallèles au CSA, ces formations sont dilacérées et, de ce fait, sont discontinues et présentent souvent une géométrie en « poissons ».

**χGa. Formation du Grès armoricain, métaquartzites gris clair à blanc, schistes gris-vert subordonnés.** Cette formation, sur la carte Baud, forme deux lentilles d'extension plurikilométrique, d'une part à l'Ouest de la ville de Baud entre le Blavet au Nord et l'Evel au Sud et, d'autre part, en limite orientale de la carte, au Sud de Plumelin sur la rive méridionale du Tarun.

Au Nord-Ouest elle affleure largement à Botchosse, d'une part dans une ancienne carrière située au Sud de la D3 (47°52 682'N - 3°04 772'W) et, d'autre part, au tunnel ferroviaire (47°52 756'N - 3°05 052'W). De plus, elle se suit aussi en pierres volantes dans les champs.

En limite nord-orientale de la carte, elle a été exploitée aussi en carrière, notamment au Roc'h, (47°51 218'N - 2°54 188'W) et au Roho ; enfin, elle donne aussi de nombreuses pierres volantes dans les champs situés au Sud du Moulin de Kerspec.

Dans l'ancienne carrière plurihectométrique du Roc'h, la plus remarquable, la puissance visible de cette série est d'environ 50 m. Elle est en contact normal du côté sud avec une série de schistes gris-noir à débit en feuillets et fines plaquettes, rapportée à la Formation de Traveusot, et elle comprend du Sud au Nord (fig. 11) : (1) 8 m de métaquartzites gris-blanc, massifs, (2) 8 m de schistes quartzeux gris-vert clair à débit en plaquettes régulières, (3) 5 m de métaquartzites blancs, massifs, (4) 10 m de schistes quartzeux gris-vert, (5) 15 à 20 m de métaquartzites massifs, blancs à gris clair.

Au Nord du tunnel ferroviaire, sur la rive du Blavet, une passée plurimétrique (3 m) de micaschistes fins gris-noir est interstratifiée au toit (structural) de cette série quartziteuse, micaschistes qui se poursuivent aussi au Nord de la formation, le long du Blavet.

Les métaquartzites gris clair ont un grain fin, sont massifs mais néanmoins parfois finement lités, et ils sont disposés en bancs décimétriques à pluridécimétriques qui correspondent à la foliation principale (S1), orientée au 70-80° et pendant de 65-70° vers le Nord.

Ces métaquartzites ont une texture granoblastique ou granolépido-blastique suivant la proportion de paillettes de muscovite, dont l'orientation souligne aussi la foliation principale (S1). La paragenèse est essentiellement constituée de

quartz (85 à 99 %), de muscovite (1 à 15 %) et accessoirement de grains de pyrite et de tourmaline.

Le quartz est en petites plages homogènes, généralement à extinction plus ou moins onduleuse mais, localement, elles sont fortement étirées en prorubans.

La muscovite est en très petites paillettes dont l'allongement, et parfois la ségrégation en lits très minces, soulignent le plan de foliation (S1).

Les schistes quartzeux gris-vert, interstratifiés au sein des métaquartzites, ont un grain très fin et montrent une matrice quartzo-phylliteuse très fine emballant de petits clastes ovoïdes ( $0,05 \times 0,1$  mm) de quartz. La matrice est composée : (1) à 70 %, de très petites paillettes de mica blanc et de chlorite dont l'orientation souligne la foliation (S1), (2) à 30 %, de très petits grains de quartz. De ce fait, ce faciès est proche des schistes gris-vert observés au Nord de la formation quartzitique dans la région du moulin de Kerspec.

#### **ξStr. Formation de Traveusot, micaschistes fins, schistes gris-noir.**

Cette formation constitue une étroite bande d'extension plurikilométrique, d'une part dans l'angle nord-oriental de la carte sur la rive méridionale de la vallée du Tarun et, d'autre part, à l'Ouest de la Ville de Baud entre le Blavet au Nord et l'Evel au Sud.

Elle est en contact normal avec les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain d'après les observations faites tant dans l'ancienne carrière du Roc'h, qu'en rive sud du Blavet, au niveau du tunnel ferroviaire. Par ailleurs, elle est en contact anormal avec les micaschistes gris sombre de la Formation de Rochefort-en-Terre ; ce contact n'est pas visible sur la feuille Baud, mais les données des feuilles voisines Elven (Béchenec *et al.*, 2013) et Malestroit (Plaine *et al.*, 1981) impliquent une telle discontinuité, bien que les faciès (schistes-micaschistes gris sombre) des deux formations ne soient pas toujours évidents à séparer cartographiquement.

Ses principaux affleurements se situent : (1) dans l'ancienne carrière du Roc'h, (2) au Sud de Kerallain et du Tarun ( $47^{\circ}51'288''N - 2^{\circ}55'040''W$ ), (3) en bordure de route à l'Est de La Haie ( $47^{\circ}51'309''N ; 2^{\circ}55'897''W$ ), (4) en rive sud du Blavet, près du tunnel ferroviaire de Botchosse.

La Formation de Traveusot est essentiellement constituée de micaschistes fins ou de schistes homogènes de teinte gris-bleu nuit à noire et d'aspect moiré-lustré sur les plans de foliation principale (S1). Cette dernière induit le débit principal de la roche ; généralement subverticale, elle est orientée au  $55-70^{\circ}$  et porte une fine linéation de crénulation sub-horizontale.

Ces micaschistes-schistes ont une texture lépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'alternance, d'une part de minces lits à quartz et phyllites et, d'autre part, de lits à phyllites et filaments opaques. Parfois elle est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation peu pénétrative.

La paragenèse comprend du quartz (20 à 40 %), de la muscovite (40 à 50 %), de la chlorite (5 à 10 %) et des opaques en filaments, graphite probable (10-15 %).

Le quartz est en très petites plages à extinction onduleuse, regroupées en lits discontinus ou en lentilles et associées à de petites paillettes de muscovite et de chlorite.

La muscovite est en petites paillettes orientées suivant (S1) et associées à celles de chlorite.

Les opaques forment des filaments orientés suivant (S1) et présents surtout dans les lits micacés ; très probablement il s'agit de graphite.

**SB. Formation des schistes de Baud, schistes gris vert-bleuté, lustrés, à muscovite-chlorite, paragneiss quartzeux subordonnés.** Cette formation est présente essentiellement en bordure septentrionale des vallées de l'Evel et du Tarun et localement sur la rive méridionale de cette dernière, tel au Sud du Moulin de Kerspec et à Kerizac. Ses relations avec les formations voisines sont inconnues, mais elle est limitée vers le Nord par des mylonites et ultramylonites associées à un diverticule de la branche septentrionale du CSA.

Cette série affleure peu, mais offre néanmoins quelques occurrences : (1) au Sud immédiat de Baud, au croisement de la route de Guernic qui longe l'Evel et de la route de Baud (47°51 955'N - 3°01 032'W), (2) en bordure de route à l'Est immédiat de Kerbedic (47°51 594'N - 2°57 188'W), (3) en bordure de route à l'Est de Tréharun.

Cette formation est essentiellement constituée de schistes fins, gris-vert à reflets vert-bleuté parfois, qui se débitent en fines plaquettes à surface lustrée ; à ceux-ci sont localement associées, tel à Kerizac, de rares passées de paragneiss quartzeux plus massifs (47°51 393'N - 2°55 591'W).

Ces schistes sont affectés par une foliation principale (S1) orientée au 70-80°, subverticale ou pendant de 75° vers le Nord. Localement près de Baud, cette formation est de plus affectée par des cisaillements qui se concentrent dans des couloirs de puissance pluridécimétrique ; dans ces derniers, les figures de

déformation soulignent le caractère dextre de ces cisaillements, très certainement associés au CSA tout proche et souligné ici par des ultramytonites.

Les schistes ont une texture fine lépidoblastique, et la foliation principale (S1) peut être soulignée, d'une part par l'orientation d'une partie des phyllites et, d'autre part, par une variation de la taille et de la proportion des plages de quartz. De plus, il apparaît que la foliation (S1) est de plan axial par rapport à de petits plis intrafoliaux qui déforment un ancien litage (S0-1). Enfin, parfois une schistosité (S2) de crénulation est présente.

La paragenèse des schistes comprend du quartz (15-30 %), de la muscovite-séricite (40-65 %), de la chlorite (10-50 %) et accessoirement des opaques.

Le quartz est en très petites plages, soit plus ou moins regroupées en minces lits avec des proportions et des tailles variables suivant les lits, soit dispersées dans une matrice fine chlorito-sériciteuse.

La muscovite-séricite est en très petites paillettes orientées suivant (S0-1) ou (S1) associées à celles de chlorite. Il est difficile de juger si cette dernière résulte de la rétro-morphose d'une ancienne biotite.

## Unité de Bretagne centrale

### Les Formations du Briovérien

Les métasédiments du Briovérien occupent uniquement l'angle nord-est de la feuille, mais ils s'étendent très largement vers le Nord sur les cartes voisines de Bubry (Béchenec *et al.*, 2011) et de Josselin (Thomas *et al.*, 2008). Ils sont principalement constitués de micaschistes localement associés à des gneiss à amphibole, recoupés soit par le leucogranite de Baud, soit par le granite de Bignan.

<sup>AL</sup>  
S<sup>b</sup>. **Micaschistes grossiers à silicates d'alumine, paragneiss subordonnés.** Ils occupent la majeure partie de la bordure nord-orientale de la feuille, au Nord de la vallée du Tarun et de la branche septentrionale du CSA.

Ces roches affleurent peu et les principales occurrences s'observent au Nord de la Chapelle-Neuve, en bordure de route, d'une part entre Clevivant et la Haie-Basse et, d'autre part, entre Keradun et Kerguero. Quelques affleurements sont observables aussi dans le bourg de Baud, au Nord-Ouest du quartier de la Villeneuve (47°52' 714'N - 3°00' 851'W). Néanmoins les nombreuses pierres volantes dispersées dans les champs ont permis de délimiter l'extension de cet ensemble.

Le Briovérien comprend principalement des micaschistes beige-argenté, assez grossiers, à foliation bien marquée par l'alternance de minces lits micacés et de lits quartzeux, et dans une moindre mesure, des paragneiss micacés. Enfin, à l'Est de Baud, notamment en limite avec la carte Bubry, entre Kervelgant, Koet-ar-Puns, Tellené et la Haie-Basse, les cristaux centimétriques de staurotide sont fort répandus dans les champs.

À l'Est de Baud, les micaschistes sont affectés par une foliation principale (S1) généralement subverticale et orientée au 50-70°. Assez fréquemment une fine linéation, qui pend de 10 à 20° au 40-50°, est présente et est associée, d'une part à de petits plis en chevrons et, d'autre part, à une schistosité de crénelation (S2) orientée au 40-50°.

Les micaschistes présentent une texture granolépido-blastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en lits micacés alternant avec des lits à dominante quartzreuse ou quartzofeldspathique. Enfin, en lame mince, on observe aussi les reliques d'une foliation précoce (S0-1) déformée par de petits plis intrafoliaux qui admettent la (S1) en plan axial.

Ils présentent une paragenèse à quartz (35 à 50 %), éventuellement feldspath plagioclase (0 à 9 %), biotite (10 à 25 %), muscovite (25 à 38 %), andalousite (0 à 1 %), staurotide (1 à 3 %) et accessoirement zircon, apatite, tourmaline et opaques.

Le quartz est en petites et moyennes plages à extinction plus ou moins onduleuse, souvent allongées dans le plan de la (S1) et regroupées en lits ou en lentilles à dominante quartzreuse. Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites plages xénomorphes fortement damouritisées souvent associées à celles de quartz.

La biotite et la muscovite sont en petites paillettes orientées suivant (S1) et souvent déformées par de petits plis en chevrons.

L'andalousite est en porphyroblastes, souvent pœcilitiques, orientés parallèlement à la (S1) et moulés par cette dernière, et semble donc précoce par rapport à (S1).

La staurotide est omniprésente à l'Est de Baud où elle forme des porphyroblastes souvent sub-automorphes, plurimillimétriques à centimétriques, pœcilitiques, moulés par la (S1) ; les inclusions, notamment d'opaques et quartz, définissent un plan oblique sur la schistosité principale (S1). La croissance de ces porphyroclastes apparaît donc précoce, anté à éo-S1.

Enfin, à l'Est de Baud, près de Saint-Maudé (47°52 497'N - 2°59 440'W), l'étude en lame mince a révélé, outre la présence d'andalousite (3 %), celle de disthène en porphyroblastes moulés par la foliation (S1) et plus ou moins rétro-morphosés en micas blancs.

ξ<sub>sph</sub>. **Gneiss à amphibole verte, biotite, sphène.** Cet ensemble est cartographié en deux lentilles : la principale, d'extension plurikilométrique et orientée WSW-ENE, se suit depuis Baud jusqu'à Kervelguan, en limite nord de la feuille ; la seconde, d'importance moindre, forme une étroite bande d'extension kilométrique en rive sud de l'Evel. Cette série est principalement constituée d'une roche à grain fin, gris sombre, très dure, massive ou litée avec alternance de lits plurimillimétriques gris plus ou moins sombres. Ces gneiss se débitent généralement en dalles régulières ou en plaquettes, sauf les faciès les plus massifs qui de plus, à l'altération, prennent une teinte fauve.

Ces gneiss à amphibole sont recoupés par des filons de pegmatite à Kerdéhel, à la Roche et à Saint-Maudé.

Les principaux affleurements sont situés près du Moulin de Kerdéhel (47°52 561'N - 2°58 425'W) et (47°52 693'N - 2°58 312'W), et près de Saint-Maudé, d'une part au Nord de la chapelle, à flanc de coteau (47°52 450'N - 2°59 646'W) et, d'autre part, en bordure de la route joignant Saint-Maudé à Botnoc'h (47°52 360'N - 3°00 221'W), à Baud en bordure des terrains de sport au Nord du quartier du Scaouët (47°52 258'N - 3°00 493'W). Enfin, cette série donne de nombreuses pierres volantes dans les champs, notamment au Nord du hameau de La Roche.

Ces gneiss sont affectés par une foliation principale (S1) marquée, notamment dans certains faciès, par l'alternance de lits plurimillimétriques à centimétriques plus ou moins clairs ou sombres, et dans ce cas, ils se débitent en dalles régulières ; cette foliation orientée au 60-70° est généralement subverticale ou fortement pentée (70°) vers le Nord.

Les gneiss ont une texture granolépido-blastique et granonématoblastique en fonction de la proportion biotite-amphibole des différents lits. En effet, la foliation est soulignée par l'alternance de lits plus ou moins épais (0,5 à 3 mm) à plagioclase + quartz + biotite et de lits à plagioclase + amphibole + sphène et, dans une moindre mesure, de lits à plagioclase + amphibole + épidote et de lits à plagioclase + opaques ; elle est soulignée aussi par une variation de la proportion quartz/plagioclase dans les différents lits. Enfin, elle est marquée par l'orientation des paillettes de biotite.

La paragenèse de ces gneiss est assez variable, mais elle comprend toujours, en proportion variable, du quartz, du feldspath plagioclase, de l'amphibole verte,

de la biotite, du sphène, des opaques, de l'apatite et éventuellement du pyroxène, du grenat et de l'épidote.

Le quartz (25-45 %) est en général en proportion inférieure à celle du plagioclase, excepté dans la lentille méridionale près de Kerbohec où certains faciès montrent jusqu'à 60 % de quartz (FB 11301, 47°52 087'N - 2°58 980'W ; FB 11317, 47°52 115'N - 2°58 492'W) pour 30 % de plagioclase. Le quartz est en petites plages fortement étirées (protorubans parfois) obliquement ou parallèlement au litage. Suivant les faciès, les plages de quartz soit sont dispersées dans la matrice fine en association avec les paillettes de biotite qui moulent des pseudo-ocelles de plagioclase, soit forment, en association avec de petites plages de plagioclase (minéral dominant), des lits quartzofeldspathiques.

Le plagioclase (25-45 %) (jusqu'à 55 % dans les lits à amphibole + plagioclase), de l'andésine ou de l'albite/oligoclase, exceptionnellement du labrador, est en petites et moyennes plages souvent damouritisées et à macles fortement déformées. Dans un faciès riche en biotite, les plages de plagioclase ont une forme assez globuleuse (proto-ocelles ?) et sont moulées par les paillettes de biotite. Enfin, au Nord de la Roche, un faciès fin particulier montre des proportions de plagioclase et de biotite, respectivement, proches de 50 % et de 40 %.

L'amphibole (1-20 %) est en plages xénomorphes petites et moyennes, plus ou moins regroupées en lits en association avec du plagioclase et du sphène. Elle présente un léger pléochroïsme dans les verts clairs et des teintes de polarisation élevées du 2<sup>e</sup> ordre ; il s'agit probablement d'actinote.

Le sphène (1-7 %) est en petites plages souvent subautomorphes, plus concentrées dans les lits « basiques ».

Les opaques sont bien présents aussi (1-8 %) et peuvent être plus ou moins regroupés en lits préférentiels ; ils sont parfois subautomorphes et correspondent alors à de la magnétite, mais plus généralement ils sont xénomorphes.

L'apatite est généralement présente, pouvant atteindre une proportion de 1 %, et est fréquemment sub-automorphe.

La biotite est abondante dans certains faciès où sa proportion peut atteindre (25 %) et même exceptionnellement 40 % (*cf. supra*) ; elle se présente en petites paillettes orientées suivant (S1).

Le pyroxène est peu fréquent mais peut néanmoins atteindre une proportion de 8 % dans les lits « basiques » de certains faciès ; il s'agit d'augite.

Le grenat, en petites plages xénomorphes, est peu fréquent ; néanmoins dans les lits « basiques » de certains faciès il atteint une proportion de 1 %.

L'épidote, de type pistachite, n'est pas fréquente mais sa proportion dans certains lits de quelques faciès peut atteindre 1 à 2 %.

### Plutons varisques

Le Domaine varisque de Bretagne centrale est recoupé, sur la carte Baud, par les granites de Baud et de Bignan.

**$\rho\gamma\beta$ . Granite de Bignan, à grain grossier, souvent porphyroïde, à biotite et muscovite nettement subordonnée.** Sur la carte Baud figure uniquement la terminaison occidentale du massif granitique de Bignan, qui se développe essentiellement plus à l'Est sur la carte adjacente Elven (Béchenec *et al.*, 2013). En effet, il affleure uniquement au Sud immédiat de Plumelin et son extension plus vers l'Ouest se limite à une lentille hectométrique à Kersclaven et plurihectométrique près de Kerhouiden et de Kerigo.

À Plumelin il recoupe les métasédiments du Briovérien alors que plus à l'Ouest il est enclavé au sein du granite de Baud. Dans ces deux régions, sur son flanc méridional, il est limité par un diverticule de l'accident transcurrent Quimper – Angers, branche nord du CSA, qui se traduit par une mylonitisation plus ou moins intense.

Les principales occurrences de ce granite, s'observent, d'une part en bordure de la D179 au Sud-Ouest immédiat du bourg de Plumelin et, d'autre part, dans la carrière de Plumelin, en exploitation.

Ce granite présente une matrice à grain moyen-grossier, riche en paillettes de biotite, qui emballent de nombreux porphyroblastes subautomorphes de feldspath ( $0,8 \times 2$  cm). En fonction de la proximité du CSA, les faciès sont plus ou moins fortement orientés.

En lame mince sa texture est grenue porphyroïde. Sa paragenèse comprend du quartz (37 %), du feldspath potassique (20-23 %), du feldspath plagioclase (35 %), de la biotite (4-6 %), de la muscovite (1 %) et des minéraux accessoires, apatite et zircon.

Le quartz est en petites plages hétérométriques regroupées en îlots holoquartzeux et montre une extinction fortement onduleuse ; localement ces plages sont étirées en prorubans.

Le feldspath potassique, du microcline, parfois perthitique, est en petites plages xénomorphes et en porphyroblastes subautomorphes parfois maclés.

Le feldspath plagioclase, de l'albite/oligoclase, est en plages moyennes et grandes, xénomorphes ou subautomorphes, montrant des macles polysynthétiques déformées.

La biotite est en petites et moyennes paillettes, fortement pléochroïques, regroupées en amas.

La muscovite est en petites paillettes associées à celles de biotite.

Le zircon est en cristaux subautomorphes et l'apatite forme de grosses plages globuleuses.

<sup>Lγ<sup>2-3</sup></sup>. **Granite de Baud, à grain fin-moyen, à muscovite et biotite subordonnée.** Ce granite forme une bande WNW-ESE de puissance très irrégulière qui se suit sur une quinzaine de kilomètres, depuis l'Ouest de Baud jusqu'à Plumelin, à l'extrémité nord-orientale de la carte.

Il est limité à son extrémité occidentale par une faille NW-SE à décrochement dextre, et sur son flanc méridional par une des failles transcurrentes associées à la branche nord du CSA (Faille Quimper-Angers). Sur son flanc nord il recoupe les métasédiments du Briovérien qui, de ce fait, y sont parfois enclavés. Sa position en bordure du CSA induit, sur son flanc sud, une mylonitisation plus ou moins intense qui, localement, aboutit à la formation d'ultramylonites.

Ses principaux affleurements sont observables au SW de Baud, dans le bois bordant la D724, dans d'anciennes carrières en bordure de route à l'Ouest immédiat du Moulin de Kerjosse (47°51 624'N - 2°56 976'W), au Sud de la Chapelle-Neuve en bordure de route, à Kerjosse (47°51 627'N - 2°56 762'W), et à flanc de coteau sur la rive sud du Tarun à l'Est immédiat de Clairvif (47°51 563'N - 2°56 393'W). De plus, ce granite donne de nombreuses pierres volantes dans les champs.

Ce granite, leucocrate, présente un grain fin ou fin/moyen et apparaît assez massif. Sa texture est finement grenue et il montre une paragenèse à quartz (38 %), feldspath potassique (25 à 30 %), feldspath plagioclase (26 à 32 %), muscovite (3 à 6 %), biotite (1 à 2 %). Les minéraux accessoires sont l'apatite, assez fréquente, et le zircon peu abondant.

Le quartz est en petites plages regroupées en filots holoquartzeux et sont souvent étirées en protorubans qui soulignent la foliation mylonitique.

Le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes, intimement associées à celles de plagioclase ; ce dernier, de l'albite/oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes et plus rarement subautomorphes.

La muscovite est en petites paillettes orientées ou non ; de petites paillettes de biotite, plus ou moins chloritisées, lui sont assez fréquemment associées.

Une analyse chimique (annexe tabl. 1) réalisée sur un échantillon prélevé près du Moulin de Kerjosse (FB 11327, 47°51 624'N - 2°56 976'W) montre que cette roche est très acide ( $\text{SiO}_2 = 79\%$ ), leucocrate ( $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} < 1\%$  ;  $\text{CaO} < 1\%$ ), potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,87\%$ ) et peralumineuse ( $\text{A/CNK} = 1,16$ ). Elle se classe au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 2) et s'apparente aux granites de l'association alumino-potassique de type Limousin (Stussi, 1989), l'un des type magmatiques les plus fréquents et les plus caractéristiques de la partie interne de l'Orogène varisque (Chantraine *et al.*, 1996).

### *ROCHES FILONIENNES TARDIVARISQUES*

**Y. Leucogranite à grain fin.** Les filons de leucogranite sont présents essentiellement dans le Domaine varisque de Bretagne centrale, où ils recoupent les micaschistes du Briovérien. Ces granites sont disposés en filons orientés parallèlement au plan de foliation principale des micaschistes encaissants ; leur puissance varie de 10 à 30 m et ils se suivent sur quelques centaines de mètres. Un de ces filons a été exploité dans une petite carrière artisanale qui est visible dans un bosquet au Sud de Kerhev Bihan ; sinon ils ont été cartographiés grâce aux nombreuses pierres volantes qu'ils donnent dans les champs, tel à l'Est de Bonalo ou à l'Ouest du Faouët.

**P. Pegmatite.** Les principaux filons de pegmatite, comme les filons de leucogranite, sont présents principalement dans le Domaine varisque de Bretagne centrale où ils recoupent soit les micaschistes du Briovérien, soit la série des gneiss à amphibole. Ils sont subparallèles au plan de foliation des micaschistes et gneiss encaissants, et sont eux-mêmes plus ou moins orientés ; leurs puissances varient de 5 à 10 m. Ces pegmatites sont essentiellement formées de quartz, de feldspath et de grandes lamelles centimétriques de muscovite ; les feldspaths sont souvent en cristaux pluricentimétriques dont l'orientation souligne une fluidalité parallèle à la foliation de l'encaissant.

**Q. Quartz laiteux.** Des pierres volantes de quartz laiteux sont très fréquentes dans les champs et traduisent la présence de nombreux filons non cartographiables. Cependant, au niveau de la branche méridionale du Cisaillement sud-armoricain, ces filons prennent une tout autre importance. L'un des plus remarquables, qui a été l'objet d'une intense exploitation en carrière au

Sud de Penquesten, se suit depuis la limite occidentale de la carte Baud, jusqu'à Languidic ; il occupe le cœur de la bande d'ultramylonites qui jalonne la branche sud du CSA, et sa puissance peut localement atteindre une centaine de mètres. Il se présente soit comme une roche blanche massive, soit comme une brèche silicifiée.

Un deuxième filon de quartz laiteux d'extension kilométrique et de puissance pluridécamétrique est cartographié au Sud-Est de Languidic, à Trélécan, Contrairement au précédent, ce filon dont la puissance n'excède pas quelques dizaines de mètres, est oblique sur le CSA : en effet, il est orienté au 130° et paraît souligner une structure en échelon entre les deux bandes d'ultramylonites de la branche sud du CSA.

Le troisième filon de quartz d'importance se situe au Nord de Plumergat où il suit la limite nord de la bande méridionale d'ultramylonites associée au CSA. Ce filon d'extension plurikilométrique, se poursuit vers l'Est sur la carte adjacente Elven, mais il n'a cependant pas une importance comparable à celle de celui de Penquesten, sa puissance maximale ne dépassant guère 30 à 40 m.

## FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

### Formations tertiaires

*S.* **Éocène (?), grès quartzeux rubéfiés, en dalles.** Au Nord de Pluvigner, au niveau du hameau de Kerprat, sur une surface limitée, à 75 m NGF, affleurent quelques dalles métriques de grès siliceux éolisés. Il s'agit de « grès ladères » massifs ou contenant quelques clastes siliceux témoins d'un remaniement de silicifications antérieures. Ces dalles résiduelles reposent directement sur des altérites.

Aucune donnée biostratigraphique n'a permis de dater cette série ; cependant, un âge éocène (Bartonien ?) est communément admis pour ce type de formation. À l'extrême Nord-Ouest de la carte (au Nord de « La Garenne ») quelques blocs gréseux, beiges, siliceux, à grain fin, présentant un fort émoussé, ont aussi été localement observés.

*R.S.* **Recouvrements résiduels, altérites.** Toutes les formations de socle présentes sur la carte Baud sont altérées. Cependant, la majeure partie des profils d'altérations de ces roches, probablement acquis à l'Éocène voire même au Paléocène, a été érodée et la partie la plus évoluée de ces profils ne subsistent que très ponctuellement.

La plus grande extension de ces profils résiduels est observée au sud-ouest de la carte, d'une part dans la région de Merlevenez et d'autre part dans celle de

Lapaul. En effet, dans cette zone, on note un recouvrement assez uniforme de terre argileuse gris clair, à tendance kaolinique, localement associée à des cailloutis de quartz, émoussés plus ou moins rubéfiés. Ce manteau argileux représente très probablement les altérites du substratum granitique ou orthogneissique sous-jacent.

Ce même type de placage est observé de part et d'autre de la branche méridionale du CSA, notamment au Sud-Ouest et à l'Est de Languidic ; là aussi il s'agit d'argiles résiduelles sur un substratum granitique.

Enfin à l'extrême nord-est de la feuille, les sommets des plateaux sont coiffés par des argiles beige-brun associées à des cailloutis de quartz ; ces dernières sont vraisemblablement des argiles résiduelles issues des profils d'altération des micaschistes sous-jacents du Briovérien.

## Formations superficielles

### Dépôts marins littoraux

**Mv. Formations marines littorales s'élevant jusqu'à 25 m d'altitude.**  
Cette formation n'est présente que ponctuellement dans l'angle sud-ouest de la feuille, mais elle s'étend plus largement sur les cartes adjacentes Lorient et Auray.

La plate-forme de Plouhinec (carte Lorient), qui s'étend aussi sur les cartes de Baud et d'Auray, est ainsi recouverte de sables rouges reposant sur des arènes rubéfiées. Ces dépôts semblent correspondre à deux accumulations parallèles orientées vers le goulet de sortie de la ria d'Étel. La crête sud, autrefois exploitée dans les carrières de Kérouzine, est marquée dans le paysage par une ligne de relief s'étirant entre la Petite-Mer-de-Gâvres (carte Lorient, Béchenneq *et al.*, 2012) et le goulet de l'Étel. Elle détournait la rivière vers l'Est et des dépôts discontinus permettent de suivre le tracé du cordon littoral, jusqu'à l'entrée de l'isthme de Quiberon. Le cordon septentrional, plus ancien, est tronçonné par le réseau hydrographique et il est largement étalé à l'Est du bourg de Plouhinec. Ces flèches littorales ont été alimentées par l'érosion d'un ancien cône alluvial du Blavet et elles remanient vraisemblablement une couverture de sables pliocènes encore localement présente, plus au Nord, sur la plateforme de Plouhinec.

Ces formations fossilisent une topographie assez accidentée et les sondages montrent des épaisseurs atteignant parfois 11,5 m à l'approche de la rivière d'Étel, sur la feuille Auray (Le Métour *et al.*, 2013, *in prep.*).

**My. Flèches sableuses et estrans gravelo-sableux.** Ce type de formation se rencontre en haut des grèves tout au long de la ria d'Étel, mais demeure d'une extension très modérée ; l'affleurement le plus étendu se situe aux pointes de Listrec et du Verdon. Cette formation est constituée de sables et de graviers de teinte légèrement ocre associés à de petits galets (plurimillétriques) quartzeux, aplatis.

**Mzp. Sols de polders : vases et sables pédogénisés.** Localement dans la ria d'Étel, les pratiques agricoles, notamment en s'opposant à l'invasion des eaux marines grâce à de petits barrages, ont permis de gagner sur la zone d'extension maritime. Les anciennes vasières ont alors été drainées et des sols hydromorphes se sont développés sur les sédiments marins.

**Mzv. Vases et dépôts argilo-sableux des estuaires et des anses.** Dans la ria d'Étel la sédimentation est presque totalement vaseuse. Les vases des slikkes et des schorres sont formées de minéraux de petite dimension, de matière organique, de petits organismes, et elles admettent parfois des débris coquilliers (huîtres, scrobiculaires).

### **Dépôts fluviatiles**

**Fp. Alluvions des très hautes terrasses à galets de quartz rubéfiés emballés dans une matrice argilo-sableuse rubéfiée (Pliocène ?).** Cette formation a une extension très limitée et est observée uniquement sur la rive orientale du Blavet, près de la ferme de Kermargan à l'Ouest de l'écluse de Kerrous. Son altitude relative par rapport au cours du Blavet est de 80 m. Le matériel formant cette terrasse alluviale est essentiellement composé de dragées de quartz, rubéfiées dans la masse, dans une matrice argilo-sableuse très colorée (Munsell : 5YR 4/6). Il peut s'agir de nappes fluviatiles à estuariennes d'âge mi-pliocène, mais plus vraisemblablement pliocène supérieur, rappelant le Pliocène de la feuille de Vannes (Lauzac'h), du bassin de Reguiny (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998) et de la feuille de Malestroit (Plaine *et al.*, 1981).

**Fv. Alluvions des hautes terrasses : galets, cailloutis, blocs (Pléistocène inférieur).** Il s'agit de formations d'épandages alluviaux déconnectés du système actuel. On y associe les dépôts situés au Nord de Languidic, à Listoir, qui présentent une matrice très argileuse englobant de petites dragées de quartz rubéfiées en surface, ainsi des blocs anguleux de micaschistes. À Languidic, notons que l'usine Ceraform exploitait ces argiles rouges reposant sur des allotérites (sondage). La diffusion d'hématite vers l'intérieur des galets et cette argile très rouge (Munsell : 5YR 4-5/8) rappellent le profil de démantèlement d'une cuirasse latéritique. L'extension de cette formation peut être détectée par des dragées de quartz « volantes » dans les champs labourés, ce qui rend les contours imprécis, mais qui fait nettement ressortir leur corrélation avec les zones du substrat altéré et légèrement

déprimées à des altitudes variant autour de 80 m. Il semble donc que l'altération était acquise avant la phase fluviale qui reprend aussi des galets éolisés. Ces formations ne sont pas datées, mais peuvent être rapportées au Pléistocène inférieur (Prétiglien, Tiglien possible par analogie avec la carte Redon (Trautmann *et al.*, 1984) et le bassin de Reguiny).

**Fw. Alluvions anciennes, galets et blocs subarrondis (Pléistocène moyen).** Le long du cours actuel du Blavet, elles se situent sur sa rive orientale près de l'écluse de Trébihan où, ponctuellement, on note trois niveaux alluviaux (non cartographiables) en se basant uniquement sur l'aspect géomorphologique du versant. Les replats montrent grossièrement des altitudes de 55, 30 et 15 m et leur position géographique permet de définir un paléo-méandre d'incision, hypothèse confortée par la présence de gros galets légèrement rubéfiés (cortex) à des altitudes de l'ordre de 50 m. Un second placage est cartographié au niveau de Pont-Neuf sur la rive ouest du Blavet sur un replat à 50 m d'altitude constitué de galets centimétriques essentiellement quartzeux plus ou moins rubéfiés. Ce même type de formation à galets centimétriques est présent sur des replats à 50-60 m d'altitude, de part et d'autre de l'Evel, d'une part à l'Ouest de la Chapelle Saint-Julien et, d'autre part, au Nord de Kerigo.

Enfin, cette même formation est individualisée au Nord de Sainte-Anne-d'Auray sur le plateau de Coët-Jégu, en rive orientale du Loc'h.

Ces niveaux sont souvent rapportés au Pléistocène moyen (*cf.* feuille de Malestroit, Plaine *et al.*, 1981).

**Fx. Alluvions des moyennes terrasses, galets centimétriques de quartz (Pléistocène supérieur ?).** Ces dépôts se distinguent dans la topographie à une altitude vraisemblablement de deux mètres par rapport au cours actuel du Blavet et sont considérés comme appartenant au dernier cycle glaciaire. Ils ne sont que très ponctuellement cartographiables, mais sont cependant visibles à l'écluse du Rudet et La coupe de l'usine du Rudet, ainsi que le site remarquable de Kerfraval, au Nord-Est de Landévant, permettent d'en comprendre la stratigraphie.

À Kerbourbon, au Nord-Est de Camors, les témoins de la dernière période périglaciaire apparaissent aussi très clairement en coupe. La partie inférieure du head est composée de limon présentant des évidences de résidus de paléopédogenèses de glace, de ségrégation en lentilles et de glosses, le tout cachetant la terrasse alluviale reposant directement sur la roche saine.

Le Loc'h présente aussi quelques reliquats d'alluvions anciennes à Bieuzy-Lanvaux et Brandivy. L'Evel et le Tarun ne présentent pratiquement pas d'alluvions holocènes cartographiables et ici, seules les alluvions anciennes, plus ou moins remaniées par l'agriculture, se trouvent représentées. Ces formations

alluviales recouvrent apparemment le Pléistocène moyen (400 000 à 125 000 BP) en raison de l'enregistrement pédostratigraphique observé à Kefraval, Kerfargan et à Kerbourbon.

**Fy. Alluvions des basses terrasses, graviers grossiers localement indurés (Weichsélien).** Une nappe alluviale ancienne occupe parfois le lit majeur d'une rivière telle que celle du Pont du Roc'h à Nostang au lieu-dit « Le Maroc ». Cette nappe plonge sous les alluvions actuelles, montre un matériel graveleux très grossier gélifracté et correspond probablement à une nappe finipléni-glaciaire du Weichsélien (probablement 15 000 BP). Sa puissance peut dépasser les 8 m (sondages de fond de vallée de Kefraval). Dans les vallons secondaires, elle se limite à un dallage de blocs.

**Fz. Alluvions récentes et actuelles : limons, sables, graviers (Holocène).** Ces alluvions occupent les plaines d'inondation des cours d'eau actuels avec des sols à pseudo-gley. Le matériel, le plus souvent limoneux, se distingue parfois en sable de débordement très fin gris-jaunâtre, remaniant du charbon de bois. Ces alluvions sont notablement transformées par les pratiques agricoles.

**F-C. Alluvions récentes et actuelles et colluvions de fonds de vallons (Holocène).** Les vallées secondaires par rapport au réseau fluviatele principal et les têtes de vallons, dans lesquels il n'y a pas de cours permanent et où la déclivité est faible, sont comblées par des dépôts au sein desquels il est difficile de faire la part entre les alluvions *s.s.* et les colluvions. De ce fait les deux sont regroupés sous une même notation.

### **Dépôts de versants**

**C-S. Dépôts de versants, plus ou moins soliflués.** Ces types de dépôts sont principalement représentés dans la partie sud-occidentale de la feuille où la morphologie favorise un épandage progressif des sédiments, soit par gravité, soit, à certaines périodes, par solifluxion, sans qu'ils soient immédiatement évacués en bas de pente par les cours d'eau. Ces dépôts sont généralement assez fins, plutôt silto-argileux, bien qu'ils puissent aussi inclure des clastes pluricentimétriques et des blocs décimétriques issus du substratum.

**X. Dépôts anthropiques, remblais.** Les principales zones de remblais cartographiées sont situées : (1) dans la nouvelle zone industrielle Kersaudy en bordure de la RN165, (2) au Sud de Baud, d'une part à l'échangeur du Poteau et, d'autre part, au pourtour de l'ancienne carrière de Quinipily et (3) aux alentours de la carrière en exploitation de Plumelin.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES

#### Métasédiments du Domaine varisque sud-armoricain

Constitués de paragneiss et de micaschistes, ces séries, confinées à la ria d'Étel, correspondent à un ensemble de faciès métasédimentaires, qui inclut de rares intercalations de roches basiques, et le tout est affecté par une migmatisation plus ou moins marquée qui aboutit à l'individualisation de granites d'anatexie, tel le granite de Sainte-Anne-d'Auray. De ce fait, il est difficile de préciser la nature du protolithe ; cependant, la présence constante de bandes de métaphtanites évoque préférentiellement des séries proches de celles de l'Unité du Morbihan et notamment de la Formation de Muzillac plutôt que celles de l'Unité du Pouldu, qui apparaissent plus vers l'Ouest dans son prolongement. Ce protolithe sédimentaire, recoupé par des orthogneiss d'âge Ordovicien inférieur, est d'âge Protérozoïque supérieur à Cambrien et le développement de la migmatisation se ferait à 320 Ma, d'après les données de la carte adjacente Vannes (Augier *et al.*, 2011).

#### Métasédiments du Domaine varisque ligéro-sénan

**La Formation de Saint-Nolff.** Elle est essentiellement constituée de micaschistes, dans une moindre mesure de paragneiss, et accessoirement de métaquartzites. Limitée et finalement élidée tectoniquement dans sa partie occidentale, par la branche méridionale du CSA, elle se poursuit sur la carte adjacente Elven et s'étend plus largement vers l'Est dans la région de Péaule ; enfin, de plus, elle est largement recoupée et enclavée par le granite de Questembert. D'après les données des cartes Baud et Elven, cette formation présente les caractéristiques d'une série terrigène. Ceci est confirmé par les données de la carte Questembert (Plaine *et al.*, 1984) où il a même été possible de cartographier des niveaux de métaquartzites et, dans les zones de métamorphisme moins intense, de reconnaître des séquences sédimentaires évoquant des turbidites. Dans cette même zone, J. Plaine *et al.* (1984) attribuent un âge briovérien à cette formation car dans la région de Béganne elle est surmontée par des métaquartzites qu'ils considèrent comme ordoviciens, en référence, discutable, avec la Formation du Grès armoricain du Domaine varisque de Bretagne centrale. De ce fait l'âge de la Formation de Saint-Nolff demeure inconnu, le seul argument tangible permettant de le cerner étant que sur la carte Questembert, son équivalent latéral oriental est recoupé par l'Orthogneiss granodioritique de Missillac – Saint-Mars-du-Désert, daté de l'Ordovicien inférieur.

**Le Groupe de Bains-sur-Oust.** Affecté par un métamorphisme général dans le faciès des amphibolites ou des schistes verts, le Groupe de Bains-sur-Oust, sur les cartes Baud et Elven, montre une lithologie à dominante siliceuse, constituée de schistes quartzeux, de métaquartzites, de micaschistes et de paragneiss. Dans son extension orientale, où l’empreinte du métamorphisme est moins marquée, il y a été localement distingué (Janjou *et al.*, 1998) un membre inférieur silto-gréseux et un membre supérieur à dominante gréseuse où des passées conglomératiques forment des crachées lenticulaires (Poudingue du Dréneux, Trautman *et al.*, 1984). Sur les cartes Baud et Elven, une telle distinction n’est guère possible et aucune passée conglomératique n’a été observée, mais les conditions d’affleurement ne sont guère favorables. Néanmoins, et bien que les grès semblent moins développés que dans la partie orientale, il est clair que ce groupe constitue une série nettement terrigène et montre les caractères d’une série épicontinentale à turbiditique assez proximale, avec un pôle quartzeux bien marqué.

Toutes ces séries terrigènes monotones sont azoïques. Cependant, dans la partie la plus orientale de cet ensemble aux environs de Segré, des « Cruziana » ont été observés à Candé (Lucas, 1949 ; Janjou *et al.*, 1998) dans les grès du membre sommital et permettent de leur attribuer un âge arénigien. De ce fait, il est possible que ce groupe, dont la puissance estimée est de l’ordre du millier de mètres, couvre une longue période s’étendant du Protérozoïque supérieur à l’Ordovicien inférieur en passant par le Cambrien. De fait ce groupe a souvent été comparé aux séries du Briovérien du Domaine varisque de Bretagne centrale qui est interprété comme une série turbiditique témoignant de l’existence d’un vaste bassin en bordure de la chaîne cadomienne et servant de réceptacle aux produits de démantèlement de cette chaîne. Dans cette hypothèse, le Groupe de Bains-sur-Oust serait un équivalent latéral de l’ensemble briovérien et témoignerait de l’extension méridionale de ce bassin au-delà de la branche nord du CSA, non individualisée à cette période.

**La Formation de Rochefort-en-Terre.** Cette formation, d’après les données de la carte Elven, succède stratigraphiquement au Groupe de Bains-sur-Oust. Au Sud-Est d’Elven elle débute par un membre inférieur essentiellement quartzeux montrant à son toit des interstratifications de schistes noirs qui préfigurent ceux qui constituent l’essentiel du membre supérieur. Mais très généralement le membre inférieur est absent et la série de schistes/micaschistes gris-noir repose directement et en continuité sur le Groupe de Bains-sur-Oust. Les séries gréseuses de base, lorsque présentes, ont été attribuées, à tort, à la Formation du Grès armoricain sur les cartes de Malestroit (Plaine *et al.*, 1981) et de Questembert (Plaine *et al.*, 1984) ; il s’agit d’arénites, assez bien classées, qui montrent des lits discontinus ou des lentilles à concentrations d’opaques, ce qui pourrait correspondre à un environnement épicontinental. Ce membre est azoïque. Les schistes/micaschistes gris-sombre du membre supérieur correspondent à des siltites fines et argilites, riches en matière carbonée ; ceci

traduit une sédimentation en milieu euxinique et probablement aussi, un approfondissement du bassin. Sur les cartes Baud et Elven, cette série est azoïque, l'empreinte du métamorphisme étant trop importante. Cependant dans son extension orientale, au Nord-Est de Redon, au niveau de Beslé, des graptolites ont été déterminés (Babin, 1958 ; Trautmann *et al.*, 1984) qui caractérisent le Llanvirnien. Ceci est confirmé par des observations faites encore plus à l'Est dans la région de Segré (Janjou *et al.*, 1998) où les équivalents latéraux de ce membre, ici dénommés « Schistes de Trélazé et de la Pouëze », ont été datés du Llanvirnien-Llandeilien, par des faunes de trilobites, avec notamment *Neseuretus tristani*.

### **Métasédiments du Domaine varisque de Bretagne centrale**

**Le Briovérien.** Les séries du Briovérien forment un vaste ensemble dans le Domaine varisque de Bretagne centrale. Essentiellement formé de micaschistes et métaquartzites et de paragneiss subordonnés, cet ensemble correspond à une ancienne série terrigène. Les caractères de cette dernière ont été plus particulièrement étudiés sur les feuilles voisines (Pontivy, Dadet *et al.*, 1988 ; Josselin, Thomas *et al.*, 2008) où l'empreinte du métamorphisme est peu accentuée. Ces études soulignent la puissance et l'homogénéité de cette série qui affiche toujours un caractère nettement terrigène, avec des alternances d'argilites, de siltites, de grès et ponctuellement de conglomérats ; ces faciès sont apparemment organisés en séquences et mégaséquences, mais leur géométrie est souvent difficile à cerner du fait de la monotonie des faciès. Cet ensemble est interprété comme une série turbiditique témoignant de l'existence d'un vaste bassin en bordure de la chaîne cadomienne et servant de réceptacle aux produits de démantèlement de cette chaîne. Sur la carte Baud il offre la particularité d'inclure une lentille d'extension kilométrique de gneiss à amphibole dont le protolithe souligne la présence d'une source volcanogène proche.

**La Formation du Grès armoricain.** Cette formation n'est que peu présente sur la carte Baud où soit elle apparaît uniquement en lentille, probablement à la faveur d'une charnière anticinale d'extension plurihectométrique, soit, plus généralement, elle est tectoniquement tronquée. D'après les données de la carte adjacente Elven, où elle est mieux exprimée, cette formation a une puissance maximale de l'ordre de 100 m et comprend trois membres avec à la base un puissant ensemble quartziteux (55 m), au centre une série de schistes gris à gris-noir (30 m) et au toit une séquence décamétrique quartzeuse. Cette organisation est tout à fait comparable à celle décrite plus à l'Est sur la carte Malestroit (Plaine *et al.*, 1981) où cette formation d'une part prend de la puissance (150 m) et d'autre part n'est que peu affectée par les accidents décrochants. Là aussi est identifié un membre inférieur quartzeux, un membre médian silteux et un membre supérieur gréseux. De plus l'empreinte du métamorphisme étant moins marquée, des structures sédimentaires y ont été identifiées, qui associées à l'état

mature des faciès arénacés quartzeux, suggèrent un environnement de dépôts de mer épicontinentale.

**La Formation de Traveuzot.** Cette formation, bordée sur son flanc sud par la branche nord du CSA, forme une bande étroite discontinue car tectoniquement tronquée. Vers l'Est, sur la carte Elven et surtout sur la carte Malestroit, elle se développe largement notamment dans les synclinaux du Sud de Rennes et elle se poursuit jusqu'à la région de Segré (Janjou *et al.*, 1998). Les schistes/micaschistes noirs qui caractérisent cette formation traduisent, d'une part un net approfondissement du bassin de mer épicontinentale associé au dépôt du Grès armoricain et, d'autre part, une sédimentation calme essentiellement argileuse, montrant une grande homogénéité tant verticale qu'horizontale. L'empreinte du métamorphisme n'a pas permis de dater cette formation sur les cartes Baud et Elven, mais elle est bien datée par ailleurs où elle est aussi connue aussi sous le nom de « Schistes d'Angers » et de « Schistes à Calymènes ». Ainsi l'âge Llanvirnien de la partie inférieure est attesté par la présence de *Didymograptus* (*D. bifidus*, *D. murchisoni*, *D. stabilis*) (Janjou *et al.*, 1998) ; enfin, plus haut dans la formation, les triblobites, notamment *Neseuretus tristani*, *Ectillenius giganteus*, témoignent d'un âge Llandeilien.

**La Formation de Baud.** Cette formation n'est pas très développée car tectoniquement élidée et/ou dilacérée par les failles décrochantes associées à la branche nord du Cisaillement sud-armoricain. Essentiellement constituée de schistes plus ou moins quartzeux, cette formation semble, du point de vue sédimentaire, présenter une continuité avec la Formation de Traveuzot mais traduit probablement un retour à un environnement de dépôt moins profond, mais toujours une importante fraction terrigène fine.

## ORTHOGNEISS ORDOVICIEN

**L'orthogneiss de Lanvaux.** Il recoupe les métasédiments du Groupe de Bain-sur-Oust et il est lui-même recoupé par les granites varisques de Questembert et d'Ergué-Languidic. Daté de l'Ordovicien inférieur-moyen sur la carte Baud et Ordovicien inférieur à sa terminaison orientale (orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, Janjou *et al.*, 1988), il appartient au Domaine ligéro-séan et y constitue le principal témoin du magmatisme ordovicien ; en effet, les autres orthogneiss comparables, visibles plus vers l'Ouest (Orthogneiss du Leignoux, Béchenneq *et al.*, 2001), n'affleurent qu'en lentilles dilacérées le long de la branche nord du CSA.

La composition de l'Orthogneiss de Lanvaux est intermédiaire (annexe tabl. 1) et les teneurs en éléments traces incompatibles se placent dans les gammes communes de granitoïdes calco-alcalins. Le spectre de terres rares

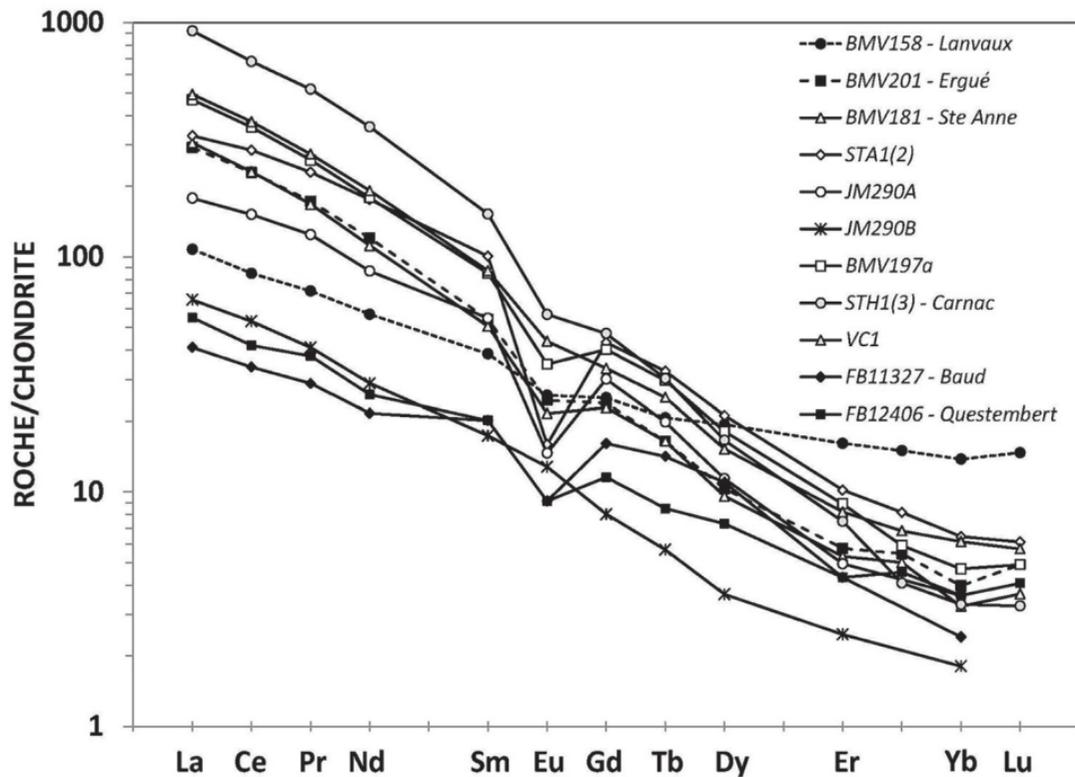


Fig. 12 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de Anders et Grévesse, 1989) pour les orthogneiss et granites des feuilles Baud et Elven

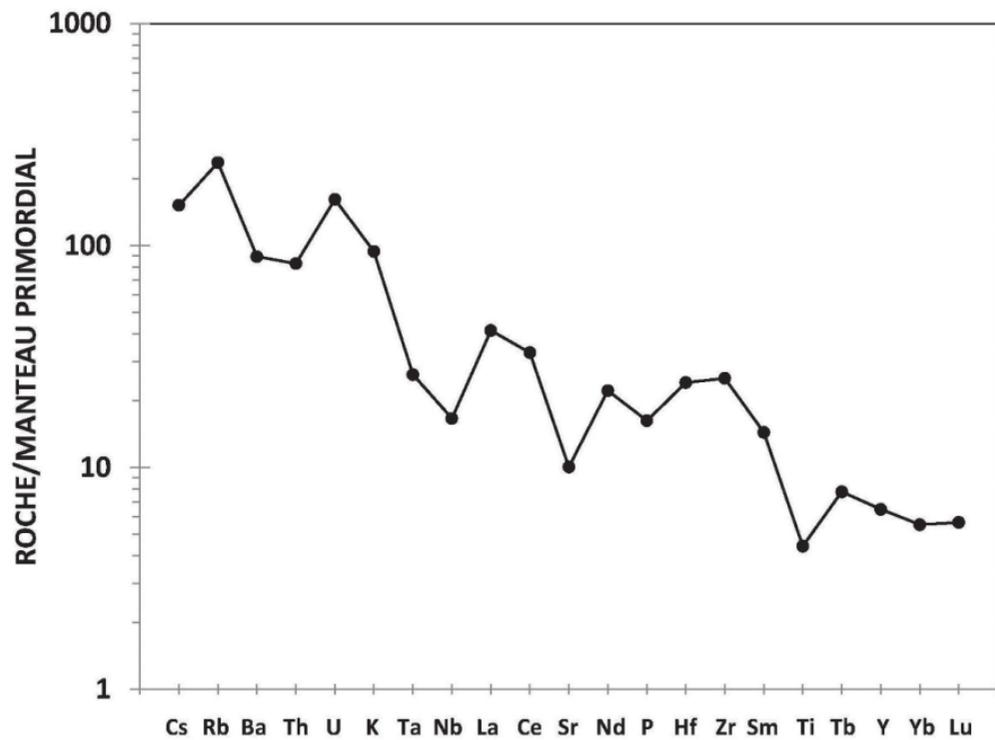


Fig. 13 - Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial (valeurs de Hofmann, 1988) pour l'orthogneiss de Lanvaux

(fig. 12) est régulièrement décroissant des terres rares légères vers les terres rares lourdes, avec une légère anomalie négative en Eu.

Le fractionnement modéré est cohérent avec une affinité calco-alcaline et moyennement potassique (Gill, 1981). Le spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial (Hofmann, 1998) (fig. 13) décroît des éléments les plus incompatibles (Cs, Rb) vers les éléments moins incompatibles (Y, Yb, Lu) et comporte les différentes anomalies négatives (Ta-Nb, Sr et Ti) communes aux roches calco-alcalines. Parmi celles-ci, les anomalies en Ta, Nb et Ti sont classiquement considérées comme un trait originel des magmas calco-alcalins (Joron et Treuil, 1977 ; Gill, 1981), tandis que l'anomalie en Sr traduit un fractionnement de plagioclase lors de la différenciation magmatique.

Le rapport Zr/Nb de l'ordre de 23 et significativement plus élevé que la valeur de 16 estimée pour le manteau primordial (Hofmann, 1988). Ceci situe l'orthogneiss analysé dans le champ du magmatisme calco-alcalin d'origine mantellique, suggérant un lien possible avec une zone de subduction océanique (Thiéblemont et Tegye, 1994 ; Thiéblemont, 1999). Néanmoins, cette conclusion nécessiterait d'être vérifiée sur la base d'un échantillonnage statistiquement représentatif de l'ensemble du massif.

## GRANITES VARISQUES

### Leucogranites

Ce groupe inclut les granites de Baud et de Questembert, ce dernier ayant été analysé sur la carte adjacente Elven. Très acides et fortement peralumineux (annexe tabl. 1) ils s'apparentent aux granites de « l'association aluminopotassique de type Limousin » (Stussi, 1989), ceci les situant dans l'un des types magmatiques les plus fréquents et les plus caractéristiques de la partie interne de l'orogène varisque (Chantraine *et al.*, 1996).

Ces roches montrent des compositions en éléments traces dont le trait le plus caractéristique est un « effondrement » des teneurs en la plupart des éléments fortement incompatibles, tels que Th (= 3,5-6,9 ppm), Zr (= 62-78) ou les terres rares légères (ex. La = 9,7-13 ppm). Ces basses teneurs en éléments incompatibles sont classiquement attribuées à une faible solubilité de phases accessoires « porteuses » (monazite, allanite, zircon) dans les magmas peralumineux, due à la fois à la nature du magma et à sa faible température (Watson, 1979 ; Montel, 1986).

Les spectres de terres rares (fig. 12) montrent néanmoins un léger enrichissement en terres rares légères, ainsi qu'un fractionnement marqué entre terres rares lourdes et des anomalies négatives en Eu. Ces dernières, ainsi que les teneurs plutôt faibles en Ba (Ba = 197 ppm), notamment dans le granite de

Questembert, s'accordent avec un fractionnement de feldspaths (plagioclase et alcalin) antérieur à la solidification « sur place » du magma. Le rapport  $(Gd/Yb)_N$  (valeur normalisée aux chondrites), qui exprime le fractionnement entre terres rares lourdes, est de 3, dans ce granite, soit 2,2 plus élevé que dans la moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1985). Un tel fractionnement est classiquement attribué à la stabilité du grenat dans le matériau source, ceci indiquant une pression minimale de fusion de l'ordre de 8-10 kb pour un matériau source de type supracrustal (ex. métasédiment pélitique) (Green, 1976).

En résumé, les données géochimiques sur le leucogranite de Questembert montrent son appartenance à un type magmatique largement reconnu comme d'origine supracrustale et caractéristique des contextes de surépaississement crustal (zones de collision continentale). Les magmas ont été produits à une pression minimale de l'ordre de 8 kb, se sont probablement différenciés lors de leur ascension, pour atteindre une composition quasi-eutectique et cristalliser dans la partie haute de la croûte.

### **Granites adakitiques**

L'appellation de granite adakitique regroupe, sur la carte Baud, les granites d'Ergué-Languidic, de Sainte-Anne-d'Auray et de Carnac, ou du moins les échantillons qui y ont été prélevés et analysés.

Ces granites se caractérisent par une composition plus ou moins acide, potassique à très potassique et fortement peralumineuse, traits qui les rattachent à l'association alumino-potassique de type Guéret (Stussi, 1989).

Par ailleurs, la plupart des roches, à l'exception de l'échantillon le plus acide du massif de Sainte-Anne d'Auray (JM290B -  $SiO_2 = 72,8\%$ ), sont riches (annexe tabl. 1) en Zr (= 204-552 ppm) et souvent très riches en Th (> 50 ppm dans 4 échantillons sur 8). De telles caractéristiques impliquent un caractère dit « incompatible » de ces éléments et par là, une forte solubilité des phases accessoires dans les magmas et une température élevée (Montel, 1986). En revanche, atteindre de telles teneurs n'est possible que pour de faibles taux de fusion partielle. Considérant un basalte océanique moyen présentant une teneur en Th de ~ 0,1 ppm (Hofmann, 1988), une teneur de 50 ppm dans un magma qui en serait issu impliquerait un taux de fusion de 0,2 %, ce qui est irréaliste. Dans le cas d'un protolithe crustal ayant la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (Th = 10,7 ppm) (Taylor et McLennan, 1985), ce taux de fusion serait d'environ 20 % et cette valeur peut être considérée comme un maximal dans la mesure où il est difficile d'envisager l'existence d'un matériau d'extension régionale ayant une composition plus thorifère.

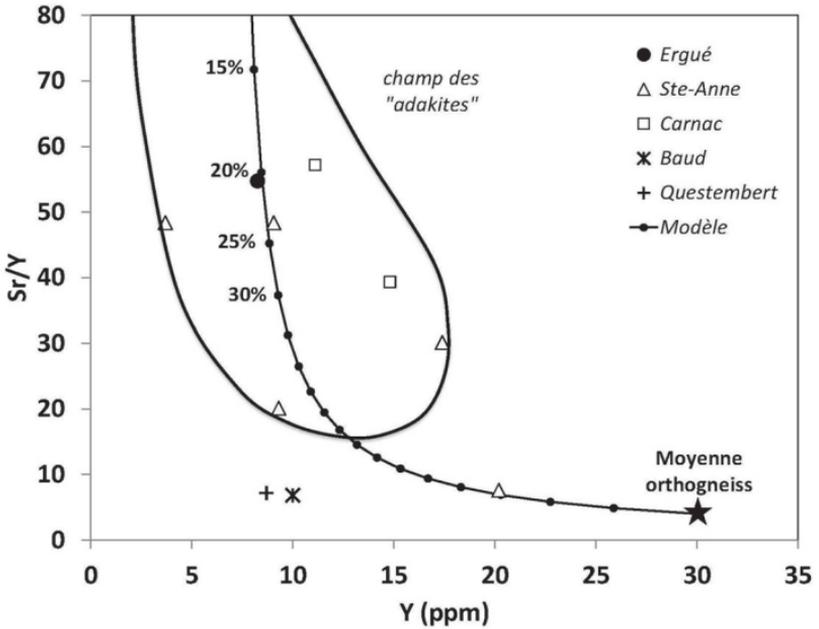
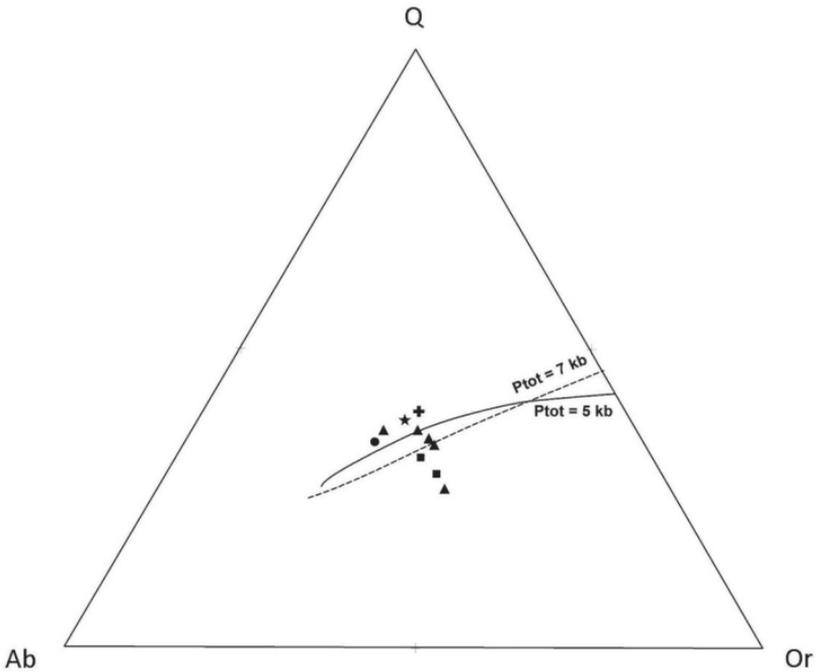


Fig. 14 - Diagramme Y vs Sr/Y pour les granites des feuilles Baud - Elven avec report du champ des adakites (modifié d'après Defant et Drummond, 1990) et modélisation d'un processus de fusion partielle d'un protolithe ayant la composition moyenne des orthogneiss de Bretagne sud. Cette composition moyenne est calculée d'après les analyses compilées dans une base de données du BRGM et issues du programme de cartographie géologique de la France au 1/50 000. Ce modèle donne une indication semi-quantitative du taux de fusion partielle (~ 20-25%) nécessaire pour produire le fractionnement Sr-Y observé dans les termes adakitiques à partir d'un matériau supracrustal « régional ». L'utilisation d'un protolithe plus général, tel que la moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1985) conduit à un résultat comparable



**Fig. 15 - Report des compositions normatives des granites des feuilles Baud et Elven dans le diagramme Q-Ab-Or (Winkler, 1979) avec indication des lignes cotectiques et eutectiques pour des pressions de 5 et 7 kb (avec  $P_{H_2O} = P_{tot}$ ). Mêmes figurés que dans la figure 2. Les points représentatifs des granites de Baud et Questembert se placent un peu au-dessus de la ligne cotectique pour  $P = 5$  kb, cette position les situant au voisinage de lignes cotectiques de plus basse pression. Elle suggère une température d'équilibre des magmas de l'ordre de  $670^{\circ}C$**

De fortes teneurs en Sr dans 5 des 8 échantillons (Sr = 438-635 ppm) et/ou de faibles teneurs en Y (< 20 ppm) constituent un autre trait notable, dont découlent, en particulier, des rapports Sr/Y élevés. Comme le montre le diagramme Y vs. Sr/Y (fig. 14), ces caractéristiques situent la quasi-totalité des échantillons dans le champ des « adakites » (Defant et Drummond, 1990). D'après une modélisation pétrologique basée sur les équations classiques de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée, Defant et Drummond (1990) montrent que le seul processus susceptible de rendre compte de telles caractéristiques dans des magmas acides est la fusion partielle d'un matériau crustal en présence de grenat (fractionnement des terres rares lourdes), mais sans plagioclase (solubilité de Sr) ; ceci témoignant de conditions de haute ou très haute pression (faciès éclogite). Un tel processus est reproduit dans la figure 14 en prenant comme protolithe la moyenne des orthogneiss de Bretagne sud (calculée d'après une compilation issue des travaux de cartographie du BRGM). Il conduit, pour les trois échantillons les plus riches en Sr de chaque massif, à des taux de fusion partielle de l'ordre de 20-25 %, comparables à ce que donnerait un protolithe de type croûte continentale supérieure.

Ces résultats méritent une discussion un peu plus approfondie. Les pressions requises pour la stabilité d'une paragenèse éclogitique impliquent que la fusion a opéré en conditions mantelliques, suggérant que les matériaux sources ont été subductés dans le manteau. Le caractère très potassique et peralumineux des trois granites (ceci les rattachant aux « type-S ») indique, par ailleurs, que ce matériau était de type « évolué », métasédimentaire ou tout au moins « supracrustal ». En première approximation, la moyenne des orthogneiss de Bretagne sud pourrait être envisagée comme un protolithe possible (fig. 14), mais ceci nécessiterait des investigations plus poussées. Cette approximation pose néanmoins le problème du taux de fusion du matériel subducté : ce taux est estimé à environ 20 %. Or un tel taux agissant sur un protolithe supracrustal devrait produire un magma de composition eutectique ou quasi-eutectique, et par conséquent plus proche du minimum granitique que les trois granites considérés (fig. 15).

Une explication possible réside dans le mécanisme de fusion partielle, lui-même totalement dépendant de la teneur en eau dans le matériau source. Dans un mécanisme de fusion dit en conditions « fluid absent » (absence d'eau libre) (Clemens et Vielzeuf, 1987), l'eau nécessaire au processus de fusion est délivrée au système lors de la déstabilisation des phases hydratées (micas et/ou amphiboles). Celle-ci intervient à une température plus élevée que l'eutectique (solidus) et la composition du liquide ainsi produit sera donc d'autant plus éloignée de celle de l'eutectique que la température sera élevée. Par ailleurs, la température de déstabilisation des phases hydratées sera d'autant plus élevée que celle-ci interviendra à haute pression. Enfin, la quantité de liquide magmatique produit sera dépendante de la teneur globale en eau (c'est-à-dire de la quantité de minéraux hydratés) : une certaine quantité d'eau libérée à une certaine

température produira un magma stable à cette température en quantité telle que l'eau disponible aura saturé le système. Pour un protolithe de composition voisine d'un granitoïde, il est envisageable que magma et protolithe aient une composition identique. Dans ce cas, le résidu serait également très voisin mais très réfractaire car totalement anhydre.

En résumé, les échantillons des massifs d'Ergué-Languidic, Sainte-Anne-d'Auray et Carnac témoignent d'une signature adakitique plutôt inhabituelle dans des granites peralumineux et potassiques. Elle amène à envisager une origine des magmas par fusion partielle de segments subductés de croûte continentale. Cette fusion opérerait en condition éclogitique à température relativement élevée, mais l'ampleur du processus de fusion serait freinée par la quantité faible d'eau disponible dans le système. Après fusion partielle, le matériau résiduel, bien que de composition granitoïde, serait particulièrement réfractaire et dense du fait de son caractère totalement anhydre et de sa minéralogie éclogitique (paragenèse à jadéite/omphacite, grenat, quartz et feldspath potassique).

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La carte Baud couvre trois grands domaines structuraux séparés respectivement par les branches nord et sud du CSA (Cisaillement sud-armoricain). Au Nord, le Domaine varisque de Bretagne centrale montre deux grands ensembles métasédimentaires, le Briovérien et les formations paléozoïques de l'Unité du Sud de Rennes. Au centre, le Domaine varisque ligéro-séanais comprend les séries du Groupe de Bains-sur-Oust recoupées par l'orthogneiss ordovicien de Lanvaux, auxquelles succède, stratigraphiquement, la formation de Rochefort-en-Terre ; il comprend aussi la Formation de Saint-Nolff enclavée au sein du massif granitique de Questembert. Au Sud, le Domaine varisque sud-armoricain inclut des séries métasédimentaires plus ou moins migmatisées. Enfin chacun de ces trois domaines comprend des massifs de granites varisques qui recoupent les ensembles métasédimentaires.

### *MÉTAMORPHISMES VARISQUES*

#### **Domaine varisque de Bretagne centrale**

##### **Évolution tectono-métamorphique des formations du Briovérien**

Les séries briovériennes sont présentes uniquement dans l'angle nord-est de la carte Baud, mais elles s'étendent largement sur la carte adjacente Bubry. Elles sont principalement structurées par une foliation principale (S1), subverticale, orientée NE-SW.

La foliation principale (S1) est soulignée, principalement, par l'orientation des paillettes de micas et éventuellement de chlorite et leur ségrégation en lits à dominante micacée qui alternent avec des lits à dominante quartzreuse. Ceci montre que cette foliation principale est associée au pic du métamorphisme. Cependant, assez fréquemment, des reliques d'une foliation antérieure (S0-1) ont été observées en lames minces, sous forme de charnières isolées de petits plis intrafoliaux, soulignées par des paillettes de micas et des plages déformées de quartz et qui admettent la (S1) en plan axial.

Sur la carte Baud, le métamorphisme associé à cette foliation principale (S1) est caractérisé par une paragenèse à silicates d'alumine :

– *quartz + biotite + muscovite ± andalousite ± staurotide ± disthène.*

En intégrant les résultats obtenus sur la carte adjacente Bubry, où du fait de la grande extension de cet ensemble, les isogrades d'un métamorphisme général de type moyenne pression/moyenne température ont été tracés (Béchenec *et al.*, 2011), les séries briovériennes affleurant sur Baud se situent dans le champ de l'isograde de la staurotide.

Enfin, la foliation principale (S1) est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation parfois soulignée par l'orientation de rares plages de quartz et paillettes de muscovite.

## **Évolution tectono-métamorphique des formations métasédimentaires de l'Unité du Sud de Rennes**

Les formations du Grès armoricain, de Traveusot et de Baud appartiennent à l'Unité du Sud de Rennes qui affleure sur la carte Baud dans un couloir, orienté WNW-ESE, correspondant à une étroite structure anticlinale cisailée par des failles décrochantes associées à la branche nord du CSA. Ces formations montrent une foliation principale (S1) subverticale, orientée au 70°, soit oblique d'une part par rapport à l'axe du couloir 100-110° et, d'autre part, par rapport aux plans de cisaillement, dextres, associés (Berthé, 1980). Enfin ces formations portent l'empreinte d'un métamorphisme qui induit la transposition totale du protolithe. Ce dernier se traduit par une paragenèse à :

– *quartz + muscovite* dans les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain ;

– *quartz + muscovite + chlorite + graphite* dans les micaschistes/schistes de la Formation de Traveusot ; cependant l'intensité du métamorphisme qui l'affecte croît vers l'Ouest ; ainsi au niveau de la gare de Baud on note l'apparition de la *biotite* ;

– *quartz + muscovite + chlorite ± biotite* dans les schistes de la Formation de Baud.

Ces paragenèses témoignent d'un métamorphisme de type moyenne température/moyenne pression qui s'est développé dans le faciès des schistes verts.

De plus, on note une rétro-morphose générale, notamment de la biotite, qui lorsque présente, a tendance à se chloritiser ; cette rétro-morphose est peut-être concomitante du développement des petits plis en chevrons dont l'axe pend de 5 à 10° au 70° ou au 250° et qui, d'une part déforment la foliation (S1) et, d'autre part, initient une schistosité (S2) de crénelation.

### Domaine varisque ligéro-séna

#### Évolution tectono-métamorphique des formations métasédimentaires de l'Unité des Landes de Lanvaux

*Le Groupe de Bains-sur-Oust* sur la carte Baud encaisse l'orthogneiss de Lanvaux. Cependant, il n'offre sur cette feuille qu'une extension réduite par rapport à celle qui s'observe plus à l'Est, notamment sur la carte adjacente Elven. Sur son flanc sud il est recoupé par le granite de Questembert ou par celui d'Ergué-languidic. Il est affecté par une foliation principale (S1) généralement subverticale et orientée au 100-110°, parallèlement à l'allongement du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux. À cette déformation est associé un métamorphisme général qui se traduit par une paragenèse à :

– *quartz + biotite + muscovite* dans les faciès quartzeux ;  
– *quartz + biotite + muscovite + staurotite + andalousite* et ponctuellement *sillimanite*, dans les faciès les plus pélitiques.

*La Formation de Rochefort-en-Terre*, en continuité stratigraphique avec le groupe précédent, apparaît en une étroite mais continue lanière au Nord du Massif de Lanvaux où elle est tectoniquement tronquée par la branche nord du CSA sur son flanc septentrional ; elle est affectée par une foliation (S1) subverticale, orientée au 80-90° ou au 105-110°, à laquelle est associé un métamorphisme général. Ce dernier se traduit par une paragenèse à :

– *quartz + muscovite + chloritoïde ± andalousite (chiastolite) ± graphite*.

Ces paragenèses témoignent de ce que l'ensemble de cette unité est affecté par un métamorphisme de type moyenne température/moyenne pression qui s'est développé dans le faciès des amphibolites. Si l'on se réfère aux données de la carte adjacente Elven (Béchenec *et al.*, 2013), il apparaît que l'intensité de ce métamorphisme diminue nettement vers l'Est où les paragenèses de ces mêmes séries témoignent du faciès des schistes verts.

La seconde schistosité (S2) associée à de petits plis en chevrons qui déforment la (S1), se résume à une crénulation qui n'induit que peu ou pas de néo-cristallisation.

## **Évolution tectono-métamorphique des formations métasédimentaires de l'Unité de Péaule**

Les micaschistes et paragneiss de cette unité, représentées par la Formation de Saint-Nolff, forment une bande étroite, d'extension plurikilométrique, orientée parallèlement à la branche méridionale du CSA et enclavée au sein du Massif du granite de Questembert. Ces métasédiments sont affectés par une foliation principale (S1) fortement pentée et orientée au 90-110°, à laquelle est associé un métamorphisme général qui se traduit par une paragenèse à :

– *quartz + muscovite + biotite ± andalousite*.

Ce type de paragenèse témoigne d'un métamorphisme de type moyenne température/moyenne pression qui s'est développé dans le faciès des amphibolites.

De plus, on note une rétomorphose générale, notamment de la biotite qui a tendance à se chloritiser et de l'andalousite qui se damouritise ; cette rétomorphose est peut-être concomitante du développement des petits plis en chevrons qui, d'une part déforment la foliation (S1) et, d'autre part, initient une schistosité (S2) de crénulation.

## **Domaine varisque sud-armoricain**

### **Évolution tectono-métamorphique des formations métasédimentaires**

Les paragneiss et les micaschistes de la baie d'Étel montrent l'empreinte d'un métamorphisme de haut grade caractérisé par une paragenèse à :

– *biotite + sillimanite + cordiérite + grenat*.

Ce métamorphisme évolue localement vers une fusion partielle qui se traduit par un passage continu des faciès précédents à des faciès migmatitiques, au sein desquels les faciès d'affinité kinzigitique représentent des restites peralumineuses. De nombreuses études ont été menées sur l'évolution métamorphique de ces migmatites (Le Métour, 1976 ; Brown, 1983 ; Audren, 1987 ; Jones et Brown, 1989 ; Audren et Triboulet, 1993 ; Brown et Dallmeyer, 1996) et les plus récentes (Johnson et Brown 2004 ; Augier *et al.*, 2011), proposent un pic de pression à 9 kbar/630° suivi d'une première décompression à 6 kbar/600°.

## DÉFORMATIONS VARISQUES

### Déformation précoce : les plis intrafoliaux

Sur la carte Baud aucune trace d'une éventuelle déformation anté-varisque n'a été observée. Cependant, des charnières reliques de petits plis intrafoliaux ont été notées en lames minces dans tous les métasédiments des différentes formations présentes sur la carte. Ces plis intrafoliaux, identifiés seulement en lames minces, déforment un ancien feuilletage [(ancienne schistosité (S0-1) ou litage (S0)] antérieur à la foliation principale (S1) qu'ils admettent en plan axial. Par contre le paroxysme de la déformation varisque est bien marqué car concomitant de celui du métamorphisme général. Cette concomitance se traduit par une schistosité de flux (ou foliation) très pénétrative (S1) qui entraîne une transposition totale du protolithe.

### Foliation principale (S1) et/ou (S1/C) et la linéation associée

La foliation principale (S1) est très bien exprimée non seulement dans toutes les formations métasédimentaires, mais aussi dans l'orthogneiss de Lanvaux et dans certaines parties des massifs granitiques.

#### *Dans le Domaine varisque sud-armoricain*

Au Sud-Ouest de la feuille, dans le Domaine varisque sud-armoricain, le granite de Sainte-Anne-d'Auray montre une foliation (S1) d'autant plus accentuée que la branche méridionale du CSA est proche. Cette foliation, subverticale, est généralement orientée à 90-95° et près du CSA elle est associée à des plans de cisaillement « C » qui souvent l'oblitérent, et qui sont eux-mêmes orientés 110-115° ; de plus ces derniers, subverticaux, portent une linéation d'étirement subhorizontale ou faiblement pentée. Le gradient de cette structuration est fort et elle s'atténue rapidement au point qu'au-delà de 2 km au Sud du CSA, le granite est isotrope.

Dans les métasédiments de la baie d'Etel, la foliation principale (S1) est bien marquée ; son pendage est généralement subvertical ou assez accentué 65 à 75° vers le Sud, et son orientation est assez variable 95° à 110°, et ceci d'autant plus qu'elle est fréquemment déformée par des plis décimétriques dysharmoniques.

#### *Dans le Domaine varisque ligéro-séan*

La foliation (S1) dans la Formation de Saint-Nolff est de plan axial par rapport à des petits plis intrafoliaux reliques, vus uniquement en lames minces, et généralement elle est orientée au 90°-95° avec un fort pendage vers le Nord. Concomitante du pic du métamorphisme général, cette déformation est matérialisée par l'orientation et la ségrégation des minéraux associés. Cependant

localement, son orientation est au 110-115°, ce qui traduit l'influence du CSA très proche.

Dans le Groupe de Bains-sur-Oust la foliation principale (S1), fortement pentée ou subverticale, est nettement orientée au 105-110°, parallèlement à l'orientation des deux massifs plutoniques qui le recoupe, le Massif de l'orthogneiss de Lanvaux au Nord et le Massif du granite de Questembert au Sud. Cette foliation est, d'après les études en lames minces, de plan axial par rapport à de petits plis reliques intrafoliaux. Concomitante du paroxysme du métamorphisme général, elle est matérialisée par l'agencement des minéraux associés.

Dans la Formation de Rochefort-en-Terre, la foliation principale (S1), très pénétrative, est souvent orientée au 65-80° avec un pendage vertical et est ainsi oblique par rapport à l'allongement globale de la formation au 100-110° ; il semble que cette orientation soit la conséquence d'une déformation postérieure par de petits plis en chevrons axés au 65-70°.

Dans l'orthogneiss de Lanvaux, la foliation principale est orientée au 100-110°, sub-parallèle à l'allongement du massif, et elle est localement associée à une linéation d'étirement peu pentée ou sub-horizontale.

Le granite de Questembert est affecté par une déformation ductile qui se traduit par des structures mylonitiques S-C, très pénétratives, dans l'ensemble du massif. Le plan de foliation « S », subvertical, est orientée au 95° et les plans « C », orientés au 110-115°, portent une linéation d'étirement subhorizontale. Cependant, assez fréquemment, ces deux structures sont sub-parallèles et témoignent ainsi de l'intensité de la déformation du granite de Questembert et de son synchronisme avec le fonctionnement du CSA.

#### *Dans le Domaine varisque de Bretagne centrale*

Dans le Domaine varisque de Bretagne centrale, les formations du Briovérien sont affectées par une foliation principale (S1) très pénétrative dont l'orientation, sur le flanc méridional de cet ensemble, est nettement inféodée à celle de la branche septentrionale du CSA et par ailleurs, aux contours des massifs granitiques qui le recoupe. Cette orientation varie ainsi de 50 à 100°.

Dans les formations de l'Unité du Sud de Rennes, la foliation principale (S1), subverticale ou fortement pentée, est généralement orientée au 70-75° et est oblique par rapport à la direction du CSA limitrophe. Localement, elle est de plus associée à de petits plans de cisaillement orientés au 105 -110°. Cependant, ces plans de cisaillement sont principalement visibles sur la bordure méridionale du massif granitique de Lizio où ils sont orientés au 110-115° parallèlement au

CSA voisin et sur la bordure orientale du Massif de Guéhenno (Berthé, 1980) où ils sont orientés au 50-70°.

### **Déformation post-S1: les plis en chevrons, la schistosité (S2) et la linéation associée**

L'ensemble des formations métasédimentaires de la carte est affecté par des plis en chevrons centimétriques à pluridécimétriques dont l'axe pend de 5 à 10° au 60-70°, qui déforment la foliation principale (S1). Leur plan axial montre des pendages variables et fréquemment les variations de direction de la foliation principale (S1) sont en partie dues aux effets de ces plis.

A ces plis est associée une schistosité (S2) de crénulation, de plan axial. Plus ou moins bien marquée et transverse sur la foliation (S1), elle a une orientation assez constante au 50-70°, mais son pendage est variable bien que toujours assez accentué. Cette schistosité se marque surtout par des phénomènes de dissolution (« dissolution cleavage ») et plus rarement par la cristallisation de quartz et de muscovite qui soulignent alors son plan.

À cette schistosité (S2) est associée soit une fine linéation de crénulation, soit une linéation d'intersection.

### **Plis tardifs**

Ceux-ci sont rarement observés à l'affleurement et ils correspondent à des plis ouverts ou des ondulations métriques assez dysharmoniques qui perturbent fortement les structures antérieures. Localement l'axe d'un de ces plis pend de 45° au 350° et son plan axial orienté au 170° à un pendage de 45° vers le Sud.

### **Cisaillement sud-armoricain (CSA)**

Le Cisaillement sud-armoricain comprend deux branches, l'une méridionale traverse la carte Baud de part en part en son centre, l'autre septentrionale (appelée aussi « faille Quimper – Angers ») prend en écharpe l'angle nord-est de la feuille.

Cet accident transcurrent majeur, recoupe tout le Sud du Massif armoricain depuis la pointe du Raz à l'Ouest jusqu'à la région nantaise et angevine au Sud-Est. Les deux branches de cet accident séparent respectivement Le Domaine varisque sud-armoricain du Domaine varisque ligéro-sénaise et ce dernier du Domaine varisque de Bretagne centrale.

La branche méridionale de cet accident, orientée WNW-ESE, est souvent soulignée par des ultramytonites ; ces dernières sont disposées en une bande étroite et discontinue sur le CSA lui-même. Cependant, la bande la plus importante, dont la puissance peut atteindre 200 m, souligne un cisaillement secondaire, parallèle au cisaillement principal, et situé à quelques centaines de mètres au Sud de ce dernier. Ces ultramytonites se développent essentiellement aux dépens du granite de Sainte-Anne-d'Auray et dans une moindre mesure aux dépens d'un leucogranite. Enfin elles sont assez fréquemment associées à un filon plurikilométrique de quartz laiteux.

La branche septentrionale du CSA, sur la carte Baud, n'est que ponctuellement soulignée par des ultramytonites ; néanmoins les structures cisailantes sont très présentes, notamment dans le granite de Baud ; de plus sur la carte adjacente Elven, cette structure a bénéficié dans la région de Saint-Jean-Brévelay, d'études poussées à toutes les échelles, tant macro- que microscopiques, études qui ont notamment abouti à la l'identification et la définition de la notion de plans « C » et « S » dans les zones de cisaillement (Berthé, 1980) et à la notion de déformation progressive au cours de l'intensification de la déformation. Enfin, l'analyse de la géométrie de la déformation, a permis de définir une mégazone de cisaillement ductile, subverticale, dextre, orientée au 100° qui correspond à branche nord du CSA.

### *DÉFORMATIONS FINI ET POST-VARISQUES*

Les déformations fini- et post-varisques se résument à de la tectonique cassante. Ses effets ont été particulièrement bien identifiés au centre de la carte du fait des excellents repères que constituent les structures linéaires, d'une part de la branche méridionale du CSA et, d'autre part, des massifs de l'orthogneiss de Lanvaux et du granite de Questembert. Ainsi toutes une série de failles orientées NNW-SSE et montrant une forte composante décrochante dextre ont été cartographiées dans cette zone. Les principales d'entre elles, tel à l'Ouest et au Sud de Baud, initient des décalages de 200 à 250 m.

Quelques failles conjuguées axées NNE-SSW ont également été identifiées ; elles montrent généralement une composante décrochante sénestre tel dans la région de Brandivy.

## **SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE**

### **Sédimentation et magmatisme au Protérozoïque supérieur**

Le Protérozoïque supérieur, sur la carte Baud, est représenté par les micaschistes briovériens situés au Nord de la branche septentrionale du

Cisaillement sud-armoricain (CSA), grand accident transcurrent séparant ici le Domaine varisque ligéro-sénaise du Domaine varisque de Bretagne centrale. Ils constituent une série monotone dont le protolithe, connu sur les feuilles de Douarnenez (Darboux, 1973 ; Barrière *et al.*, 1975), de Châteaulin (Plusquellec *et al.*, 1999) et de Gourin (Le Gall *et al.*, 1992), de Pontivy (Dadet *et al.*, 1988) et de Josselin (Thomas & Le Berre, 2008), témoigne d'une sédimentation terrigène, probablement turbiditique et localement deltaïque. Bien que la géométrie de ces dépôts, du fait de leur monotonie, soit difficile à appréhender, il semble, au vu de la distribution des niveaux grossiers (poudingue de type Gourin et wackes) dans la série, que la zone d'approvisionnement de ce bassin était située au Nord et qu'ils correspondent ainsi, au réceptacle des produits de démantèlement de la Chaîne cadomienne. Ce vaste bassin probablement intracontinental, ne montre qu'une instabilité modérée, soulignée par de rares niveaux interstratifiés de tholéïtes continentales (Saunier et Chauvel 1986).

Le Groupe de Bains-sur-Oust, présent dans le Domaine varisque ligéro-sénaise, correspond à une puissante série terrigène monotone, dont le toit a été daté, localement, de l'Ordovicien inférieur (Janjou *et al.*, 1998) ; de ce fait il a été souvent comparé au Briovérien du Domaine varisque de Bretagne centrale. En effet, cette datation de son toit, sa lithologie et sa très grande puissance (>1 000 m) sont des caractères qui tendent à valider cette hypothèse. Dans ce cas, une partie du Groupe de Bains-sur-Oust serait un équivalent latéral des séries du Briovérien et témoignerait de l'extension méridionale de ce bassin intracontinental, réceptacle des molasses issues du démantèlement de la Chaîne cadomienne située plus au Nord.

## **Sédimentation et magmatisme au Paléozoïque**

### **Le Cambro-Ordovicien**

*Dans le Domaine de Bretagne centrale*, à l'Est des cartes Baud et Elven, dans la région de Sérent et de Caro (carte Malestroït, Plaine *et al.*, 1981), le soubassement briovérien est surmonté en discordance par la Formation de Pont-Réan, qui débute par des niveaux conglomératiques auxquels succèdent des siltstones verdâtres à rouges associés à des schistes. L'âge de cette série est supposé cambro-trémadocien. En effet, dans la région de Réminiac et de Marsac (Plaine *et al.*, 1981, Dadet *et al.*, 1995), son toit montre des niveaux interstratifiés de volcanites acides datées en U/Pb sur zircon, de l'Ordovicien inférieur. Elle est surmontée stratigraphiquement par la Formation du Grès armoricain, qui affleure localement sur la carte Baud et qui correspond à une sédimentation essentiellement terrigène typique d'un environnement de plate-forme stable (Guillocheau et Rolet, 1983) ; celle-ci va se poursuivre durant l'Ordovicien moyen (Formation de Traveusot) où elle se caractérise par une grande homogénéité et une grande richesse en matière carbonée, traduisant ainsi

une évolution en milieu euxinique et probablement un certain approfondissement du bassin. Ce même type de sédimentation se poursuit à l'Ordovicien supérieur et au Silurien avec des faciès silto-gréseux, essentiellement quartzeux.

Le magmatisme ordovicien inférieur, est connu aussi, plus à l'Ouest sur la bordure méridionale du Domaine centre-armoricain où il présente un caractère calco-alcalin (trondhjémite de Douarnenez,  $473 \pm 23$  Ma, Barrière *et al.*, 1975 ; métagranodiorites de Gougastel, orthogneiss du Loc'h,  $483 \pm 3$  Ma, Béchenec *et al.*, 1999, Cocherie, 2001 ; granodiorite de Plogoniec). Cette évolution, traduisant une instabilité certaine.

*Dans le Domaine ligéro-séna*n, une partie des séries terrigènes du Groupe de Bains-sur-Oust, dont le toit est daté Arénigien (Janjou *et al.*, 1998), est probablement un équivalent latéral de la Formation de Pont-Réan et de la Formation du Grès armoricain. D'autant plus que ces séries sont surmontées par la Formation de Rochefort-en-Terre dont les caractères tant en âge (Llanvirnien-Llandeilien, Babin, 1958 ; Trautmann *et al.*, 1984 ; Janjou *et al.*, 1998) qu'en lithologie (schistes noirs) sont très comparables à ceux de la Formation de Traveusot.

Dans ce domaine, le magmatisme ordovicien est particulièrement bien illustré par l'orthogneiss de Lanvaux et ses équivalents latéraux l'orthogneiss du Leigoux à l'Ouest (Béchenec *et al.*, 2001) et l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place à l'Est (Janjou *et al.*, 1998) ; cependant le nombre restreint d'analyses ne permet guère de contraindre les caractéristiques pétrologiques de ces orthogneiss.

*Dans le Domaine sud-armoricain*, à l'Ordovicien inférieur ( $481 \pm 11$  Ma, d'après l'âge obtenu sur des méta-acidites du Groupe de Merrien) (Guerrot *et al.*, 1997 ; Béchenec *et al.*, 1996), une importante sédimentation de type grauwacke (micaschistes à ocelles d'albite de Merrien et de Trünvel) se développe dans la moitié occidentale. La géochimie des séries volcaniques associées suggère (Thiéblemont *et al.*, 1989 ; Béchenec *et al.*, 1996 ; Béchenec *et al.*, 1999 ; Béchenec *et al.*, 2001), un environnement d'arc/arrière-arc pour ces dépôts. Latéralement, sur un bloc essentiellement continental en position supposée arrière-arc, la sédimentation, bien qu'alimentée par une source identique (Dabard et Peucat, 1998), est plus mature, souvent quartzeuse, voire quartzitique (Groupe de Nerly), et le magmatisme associé est essentiellement alcalin (*cf. supra*). Cependant, à terme, ce domaine arrière-arc subirait aussi une océanisation qui s'accompagne localement de l'intrusion de basaltes tholéiitiques de type MORB (Béchenec *et al.*, 1999).

Le schéma précédent, qui supposerait l'évolution d'au moins une partie du Domaine varisque sud-armoricain en régime de subduction océanique durant

l'Ordovicien inférieur, est également argumenté par l'existence d'orthogneiss calco-alcalins de type « arc » (orthogneiss du Cosquer,  $497 \pm 11$  Ma ; orthogneiss de Lanmeur,  $498 \pm 12$  Ma) sur le territoire de la feuille Concarneau (Béchenec *et al.*, 1996 ; Guerrot *et al.*, 1997). Néanmoins, ce contexte de convergence est caractérisé aussi par des granitoïdes aux signatures nettement crustales (orthogneiss peralumineux de Nizon,  $489 \pm 5$  Ma et calco-alcalins, Kemper *et, pro-parte* Moëlan,  $485 \pm 6$  Ma) et des granitoïdes sub-alcalins à alcalins (orthogneiss de Ty Lipig,  $483 \pm 10$  Ma *et, pro-parte* Moëlan).

### *Le Siluro-Dévonien : l'évolution éo-varisque*

Dans le Domaine sud-armoricain, sur la feuille Baud, il n'y a guère de témoin identifiable de cette évolution éo-varisque ; par contre, plus à l'Ouest, dans la région de Quimper (Béchenec *et al.*, 1999), les plus anciens témoins d'un épisode éo-varisque sont représentés par le « Complexe de la baie d'Audierne » et plus particulièrement par l'Unité de Peumerit. Cette dernière correspond très probablement à un lambeau de lithosphère océanique, formée à l'axe une ride médio-océanique ou arrière-arc, et métamorphisée dans le faciès granulite de haute pression à  $384 \pm 6$  Ma (Peucat *et al.*, 1982). Ce métamorphisme témoigne d'un enfouissement tectonique attribuable à une phase de convergence majeure d'âge Dévonien inférieur à moyen. Cette convergence se traduit aussi, dans la région d'Audierne, par l'empilement tectonique des unités de Trünvel-Tréogat, Peumerit, Languidou-Ty Lan et Penhors. Le prolongement éventuel de ces unités vers l'Est est masqué par les nombreux leucogranites qui se mettent en place à partir du Carbonifère. Cependant, l'existence d'une phase de convergence et de métamorphisme de haute pression au Silurien et Dévonien, en Bretagne méridionale et Vendée, est également argumentée par les âges obtenues sur les élogites du Complexe des Essarts (Sud de Nantes) ( $436 \pm 15$  Ma, Peucat *et al.*, 1982) et sur les schistes bleus de l'Île de Groix ( $370-360$  Ma, Bosse *et al.*, 2000 ; Le Hébel, 2002).

Au Dévono-Carbonifère, la convergence aboutit à une collision continentale, dont témoignent des granites migmatitiques, tel celui de Sainte-Anne-d'Auray ( $321 \pm 4$  Ma datation sur monazite), et une rétro-morphose des paragenèses de haute pression dans un métamorphisme général de type basse/moyenne pression, qui, localement, atteint le faciès amphibolites de haut degré.

### *Le Carbonifère : l'évolution varisque s.s.*

Cet épisode est structuralement dominé par l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui se développent en contexte de collision continentale. Ils séparent les Domaines varisques sud-armoricain, ligéro-séan et de Bretagne centrale et induisent : (1) la formation d'ultramylonites dans des couloirs axés WNW-ESE ; (2) la naissance de structures ductiles « S/C/L » dans les granites carbonifères ; (3) la verticalisation des structures antérieures.

Le métamorphisme de type basse/moyenne pression et la genèse de leucogranites, sont les autres traits dominants de l'évolution varisque :

– certains granites sont précoces et montrent une nette tendance à l'orthogneissification, tel celui de Saint-Joseph – Pors Poulhan, daté du Carbonifère inférieur ( $338 \pm 10$  Ma), et probablement celui de Plonéour, voire même celui de Pouldergat (carte Quimper, Béchenec *et al.*, 1999) ;  
– d'autres sont plus récents :

- celui de Saint-Thurien, daté à  $316 +5/-3$  Ma (Béchenec *et al.*, 2001), étiré entre deux cisaillements annexes associés à la branche nord du CSA présente une texture orthogneissique avec l'association de structures ductiles C/S/L très marquées,
- celui de Pluguffan, daté à  $318 \pm 4$  Ma (Béchenec *et al.*, 1999), présente une texture orientée et des structures ductiles « S/C/L » ; ces dernières montrent un gradient net du sud au nord du massif, devenant de plus en plus marquées à l'approche de la branche principale du CSA, jusqu'à aboutir à des ultramylonites feuilletées,
- celui de Sainte-Anne-d'Auray présente quant à lui, en bordure sud de la branche méridionale du CSA, un fort gradient de déformation Nord-Sud : en effet, sur son flanc nord ce granite passe d'ultramylonites à un granite mylonitique puis à un granite orienté et à un granite isotrope en 2 km,
- les granites du Domaine varisque de Bretagne centrale présente une double influence ; sur leur bordure sud ils sont très nettement affectés par les effets de cisaillements associés à la branche nord du CSA et présentent des structures orientées au  $100-110^\circ$ .

Sur leurs flancs orientaux et occidentaux ils sont affectés par des structures mylonitiques orientées NE-SW.

Une remarque : les pressions d'équilibre très faibles déterminées pour la plupart des granites ( $\sim 1\ 000$  bars, soit 3 km) impliquent une mise en place « très haut » dans la croûte. Dans ces conditions, cette mise en place serait franchement postérieure au métamorphisme de faciès amphibolite et interviendrait donc en climat nettement rétromorphique (pendant ou après l'exhumation du bâti). Ceci est corroboré par la géométrie des isogrades du métamorphisme général principal observé sur la carte Bubry (Béchenec *et al.*, 2011), qui est recoupée par les massifs granitiques.

Enfin, à la fin du Carbonifère, après l'exhumation du bâti, se développe une tectonique cassante. Elle se traduit, d'une part par des rejeux le long du CSA, qui génèrent, localement, d'étroits bassins où se déposent des sédiments stéphaniens (Baie des Trépassés ; Quimper) et, d'autre part, par l'individualisation d'un système de failles conjuguées axées NNW-SSE et NNE-SSW (dont le système Kerforne et le faisceau de Quessoy – Nort-sur-Erdre). Ces failles, initiées au

Carbonifère, seront actives aussi par la suite à différentes périodes, mais dès cette époque, elles jouent essentiellement en décrochements, respectivement dextre et sénestre, et induisent ainsi, localement, la formation de petits bassins à sédimentation clastique terrigène carbonifère (Kergogn, Gouesnac'h, région de Quimper, Béchenec *et al.*, 1999).

### **Évolution post-paléozoïque**

Cette évolution demeure assez mal connue dans le Massif armoricain. Au Mésozoïque, d'épaisses séries triasiques et jurassiques se déposent dans les bassins de la Manche et de l'Aquitaine, mais aucun témoin de ces transgressions mésozoïques n'est connu sur la péninsule bretonne. Seuls des filons de dolérite, de direction NW-SE et localement (le Conquet) datés à 205 Ma (Trias supérieur-Lias inférieur, Bellon *et al.*, 1985), témoignent de cette période d'extension qui préluderait à l'ouverture de l'Atlantique.

### **GÉODYNAMIQUE RÉCENTE**

Au Cénozoïque, la région apparaît surtout continentale (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970). Ainsi, de rares altérites continentales résiduelles, associées à des occurrences de fer (« minière ») qui renferment, entre autres, de la goethite et de la limonite, pourraient correspondre à la fin du Mésozoïque ou au début du Cénozoïque. L'Éocène, quant à lui, est surtout marqué par une altération importante du substrat, qui détermine des profils latéritiques. Cependant, localement, les rejeux essentiellement verticaux le long des accidents NW-SE, tels ceux du système Kerforne, déterminent la naissance de grabens où se développe une sédimentation essentiellement argilo-sableuse avec de minces niveaux de lignite. De même, sur le plateau continental (Bouysse et Horn, 1972 ; Boillot et Lefort, 1976 ; Delanoë, 1988), apparaissent les témoins de transgressions marines qui s'avancent sur les marges sud-armoricaines à l'Éocène, à l'Oligocène et au Miocène ; il est d'ailleurs probable que lors des transgressions éocènes, la mer ait réalisé de brèves incursions jusqu'au sud de Quimper, dans le bassin de Toulven.

Dans la région de Baud, la période éocène est probablement la période d'altération des roches du socle, sous des climats chauds et humides (altération lessivante). Cette altération se traduit par le développement d'un épais manteau d'altérites dont il subsiste de rares bases de profils. Les failles hercyniennes de direction armoricaine (NNW-SSE) sont réactivées par des fonctionnements transtensionnels et la composante normale des mouvements décale verticalement la surface d'altération éocène de 100 m.

La fin des périodes d'altération lessivante est marquée par l'apparition de silicifications supergènes, la silice étant le premier minéral à cristalliser lors de périodes de précipitations. Pour R. Wyns et F. Guillocheau (1999), la silicification et le confinement sont, en Europe, caractéristiques d'une subsidence lithosphérique. Ces silicifications, d'âge supposé éocène moyen, ne sont guère observées sur la carte Baud, si ce n'est ponctuellement près Pluvigner, où subsistent des dalles reliques.

L'absence de sables rouges pliocènes à l'Ouest de la Laïta, n'implique pas que les plateaux de Cornouailles n'aient pas été atteints par les transgressions marines à la fin du Tertiaire. En effet, de rares témoins de faciès marins sont connus jusqu'à 220 m d'altitude, dans les bassins versants de l'Aven et de l'Isole (Hallégouët, 1972) ; de même, une ancienne ligne de rivage a été reconnue en Bretagne centrale, vers cette même altitude, au Sud du Méné (Guilcher *et al.*, 1975) ; durant cette même période au Sud de cette ligne de rivage ne subsistaient que quelques îles, comme la butte de Brecoray et les hauteurs de Cascadec (carte Rosporden, Béchenec *et al.*, 2001). Cependant, une opposition certaine apparaît entre la Basse-Bretagne (à l'Ouest de l'accident NW-SE du Quesnoy – Nort-sur-Erdre) relativement stable et la Haute-Bretagne relativement abaissée et affectée par de nombreux petits bassins tectoniques finitertiaires où sont conservés les dépôts marins ou fluvio-marins mio-pliocènes, tels celui de Réguiñy (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 et 2002 ; Thomas et Le Berre 2008).

Au Quaternaire, avec le début des cycles glaciaires, vers 2,4 Ma, le contexte régional change et plusieurs phases d'incision se succèdent. Au début du Prétigilien apparaît le premier signe de régression imputable à l'existence de glaciers importants, voire de calottes glaciaires, dans l'hémisphère nord. La région connaît depuis, une alternance de périodes froides associées à des climats péri-glaciaires et de périodes tempérées inter-glaciaires. Pendant les périodes froides, la ligne de rivage est plus basse, laissant émerger une partie du plateau continental, alors que sur le continent, le gel provoque la fracturation des roches affleurantes et permet le transit de matériaux sur les versants, par cryoturbation, fauchage et gélifluxion. Ce sont ces périodes froides qui ont provoqués le dépôt des « heads ». Pendant les périodes tempérées inter-glaciaires, les niveaux des mers sont proches de l'actuel.

L'Holocène (inter-glaciaire actuel) marque le retour d'un climat tempéré depuis environ 10 000 ans. Si la fin de la dernière glaciation (tardiglaciaire du Weichsélien) est mal connue (pas de niveaux riches en pollens permettant une datation et une connaissance de l'environnement), on dispose de nombreuses informations sur la flore et les variations du niveau marin depuis le Boréal, à partir de 8 000 ans B.P. (Morzadec-Kerfour, 1974 ; Ters, 1973). La ligne du rivage est ainsi remontée de 80 m au moins, jusqu'à 0 m, niveau actuel ; quelques oscillations intermédiaires montrent que la transgression flandrienne

s'est développée en plusieurs phases. De ce fait, les principales vallées des rivières côtières se prolongent en mer, ce réseau de paléovallées ayant été creusé lors de périodes froides, en relation avec les abaissements importants du niveau marin, notamment au Weichsélien.

## DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES

Les mécanismes au foyer calculés pour l'ensemble du Domaine sud-armoricain déterminent principalement des mouvements normaux décrochants (Nicolas *et al.*, 1990 ; Grellet *et al.*, 1993). Un mécanisme normal très faiblement décrochant est positionné sur la faille de la branche sud du Cisaillement sud-armoricain, à environ 100 km au Sud-Est (mécanisme n° 58 *in* Grellet *et al.*, 1993). Le jeu normal est associé à une faille d'orientation NW-SE, ce qui traduit la bonne concordance entre la direction des plans nodaux et la direction des failles existantes. Le contexte sismotectonique de la carte Baud est donc cohérent avec le régime de déformation distensif-décrochant du Massif sud-armoricain. Il est cependant difficile d'établir des liens précis entre le mouvement des failles locales et les données de la sismicité.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *OCCUPATION DU SOL*

La région couverte par la feuille Baud comprend au Sud-Ouest, dans la région de la ria d'Étel, une zone basse, où s'insèrent les nombreuses branches de la ria et où les altitudes ne dépassent guère 25 m. Plus vers le Nord, la limite du massif de granite de Sainte-Anne-d'Auray se traduit dans la morphologie par une remontée nette et assez rapide des altitudes moyennes entre 50 et 80 m. Un nouveau ressaut morphologique débute au Nord de la branche méridionale du CSA, où les altitudes dépassent les 100 m. Cependant, l'emprise du Groupe de Bains-sur-Oust, entre le massif de granite de Questembert au Sud et le Massif de l'orthogneiss de Lanvaux au Nord, est marqué par une dépression, avec des altitudes de l'ordre de 50 m. Enfin, à l'extrême nord de la feuille, les terrains sont profondément incisés par les vallées de l'Evel et du Tarun.

Le territoire de la carte Baud est recoupé par les trois grands axes structurant que constituent la N165 (4 voies), qui relie Nantes à Quimper en passant par Landévant, la N24 (4 voies) qui relie Lorient à Rennes en passant par Languidic et Baud, la D768, qui relie Auray à Baud en passant par Pluvigner et Camors. Par ailleurs le réseau secondaire est dense, sauf dans le Massif de Lanvaux, et favorise les liaisons entre les principales bourgades et les hameaux.

Cette région apparaît essentiellement vouée à l'agriculture : le paysage traduit une forte activité agricole avec, soit des pâturages à bovins, soit de vastes champs où prédomine souvent la culture de maïs. De ce fait, les industries agro-alimentaires forment l'essentiel du tissu industriel de la région ; des unités de transformation sont ainsi fortement implantées, notamment à Baud et à Languidic.

Cependant, les bois, principalement de résineux mais aussi de chênes et de hêtres, occupent également de vastes étendues dans la partie centrale de la feuille, notamment la majeure partie du Massif des Landes de Lanvaux.

Enfin, dans l'angle sud-ouest et nord-ouest de la carte, respectivement la ria d'Étel et les berges du Blavet, nourrissent une activité touristique non négligeable.

### *RISQUES NATURELS*

#### **Sismicité**

La sismicité historique de la région de Baud est extraite de la base de données SisFrance (base nationale de la macrosismicité française gérée par le BRGM).

<b>Date</b>	<b>Localisation épiscopentrale</b>	<b>Intensité épiscopentrale</b>
06/12/1895	Vannetais (Lorient)	6
17/12/1905	Arradon	5
01/01/1909	Vannes	?
02/11/1923	Arradon	5
29/10/1929	Elven	4,5
09/01/1930	Meucon	7
10/01/1930	Meucon	4
07/02/1932	Josselin	5
15/10/1945	Baud	5
31/01/1971	Vannetais (Étel-Carnac)	4
16/01/1987	Vannetais (Étel ?)	
30/10/2002	Branderion	5,5

#### **Inondation**

Le risque d'inondation est relativement important dans les parties basses de certaines vallées alluviales, qui servent naturellement d'exutoires aux trop-pleins éventuels dus à une pluviométrie occasionnellement intense. Cependant, ceci

n'est problématique que là où des activités industrielles ou des habitations se sont implantées au cœur même des vallées :

- les hameaux de Kerhuerh et de Trémelin et de Kerhouiden sont ainsi susceptibles de subir les débordements du Tarun et de L'Evel ;
- la conjonction de fortes marées, de vives eaux et de forts vents de Sud, peut favoriser des débordements dans les différents bras de la ria d'Etel.

## RESSOURCES EN EAU

### **Aquifères du socle du Massif armoricain**

Le sous-sol du Massif armoricain est constitué de roches protérozoïques et paléozoïques. Dans ces roches existent des eaux souterraines situées dans des aquifères de socle.

Un système aquifère, c'est à la fois un réservoir capable d'emmagasiner des volumes plus ou moins importants d'eau provenant des pluies infiltrées, et un conducteur permettant les écoulements souterrains et la vidange progressive du réservoir vers ses exutoires naturels que sont les rivières.

Au concept classique d'aquifères discontinus de socle, contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique plus ou moins profondes (*des fractures ouvertes et productrices à plus de 200 m ont été identifiées en Bretagne dans le cadre du projet RAPSODI : Recherche d'Aquifères Profonds dans le SOcle dans le Département d'Ille-et-Vilaine ; Carn-Dheilily et al., 2008*) est venu s'ajouter un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène (Lachassagne *et al.* 2001).

En milieu de socle, cet aquifère multicouche comprend l'horizon des altérites meubles et l'horizon fissuré (fig. 16). Les fonctions capacitive et transmissive sont le plus souvent séparées :

- le rôle de réservoir (fonction capacitive : emmagasinement de l'eau de pluie) est assuré principalement par l'altération de la roche en place (« altérites » sur fig. 16), à porosité importante et faible perméabilité, développée depuis la surface sur, parfois, plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ;
- tandis que l'eau circule surtout par le réseau de fissures et fractures existant plus bas (fonctions capacitive et transmissive), dans la roche saine plus ou moins atteinte par l'altération (« horizon fissuré » sur fig. 16), à porosité plus faible mais cependant significative (1 à 5 %) et à perméabilité plus importante ( $10^{-4}$  à  $10^{-6}$  m/s).

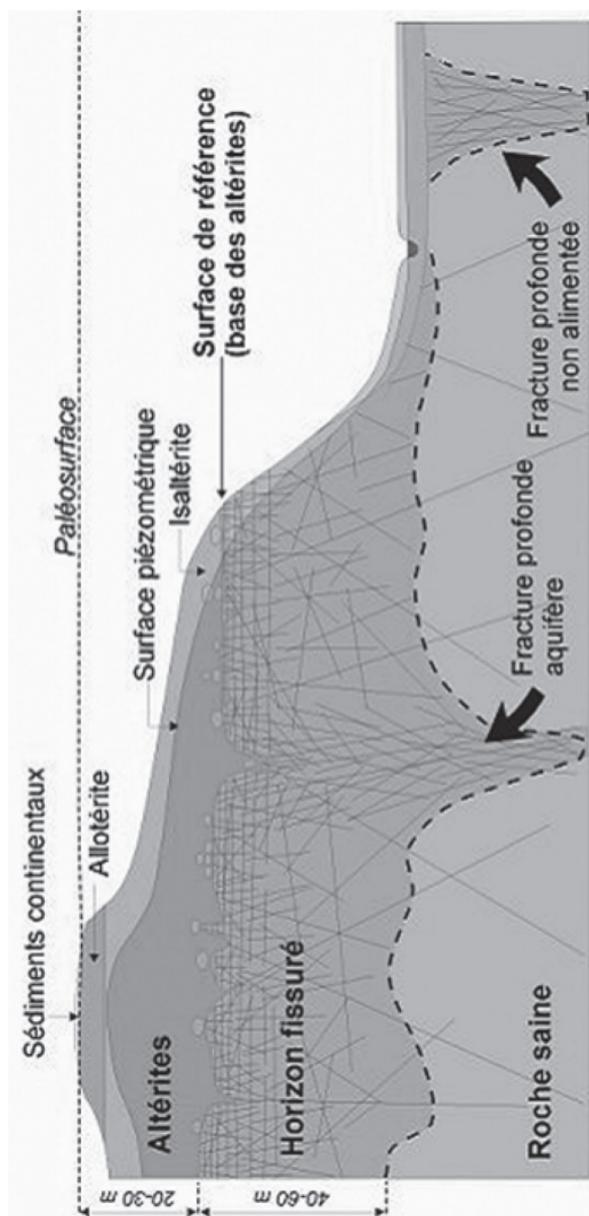


Fig.16 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns et al., 1998 et 2004)

Dans le Massif armoricain les eaux souterraines sont donc situées au sein de deux aquifères superposés et en contact permanent : celui des altérites et celui du milieu fissuré (les eaux souterraines de l'horizon fissuré provenant soit des eaux issues de l'horizon des altérites sus-jacent quand les altérites sont en place, soit des pluies infiltrées quand les altérites n'existent pas en surface).

Ces horizons d'altération peuvent être considérés, à l'échelle régionale, comme parallèles à la paléosurface contemporaine de l'altération.

Sur la carte Baud, les altérites sont plus ou moins développées sur les formations de socle : granites, gneiss et micaschistes. Pour mieux appréhender la vulnérabilité des aquifères de socle, au niveau d'un bassin versant par exemple, il pourrait être utile de cartographier à une échelle plus fine ces altérites (épaisseur et nature des isaltérites et des allotérites ; fig. 16), grâce à des levés géologiques complémentaires.

La recharge en eau de chaque aquifère est assurée par une partie de l'eau de pluie qui tombe à la surface du sol qui le surplombe directement. Le pourcentage d'eau de pluie qui s'infiltré est très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 10 à 40 % (modélisations effectuées sur 70 rivières bretonnes dans le cadre du projet SILURES Bretagne ; Mougín *et al.*, 2008), en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. On peut considérer qu'en Bretagne il y a cohérence entre le bassin versant topographique et souterrain.

L'eau de pluie qui s'infiltré, participe tout d'abord, à la recharge de la réserve utile en eau du sol (évaluée fréquemment à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol (partie du sous-sol située entre le sol et la surface de la nappe) selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. Selon la période de l'année, la profondeur de la nappe varie entre des niveaux hauts l'hiver et bas l'été (*cf.* paragraphe suivant).

L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage...). La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, cette vitesse est relativement lente, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, est généralement long, de l'ordre de 10 à 30 ans en moyenne. Toutefois, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

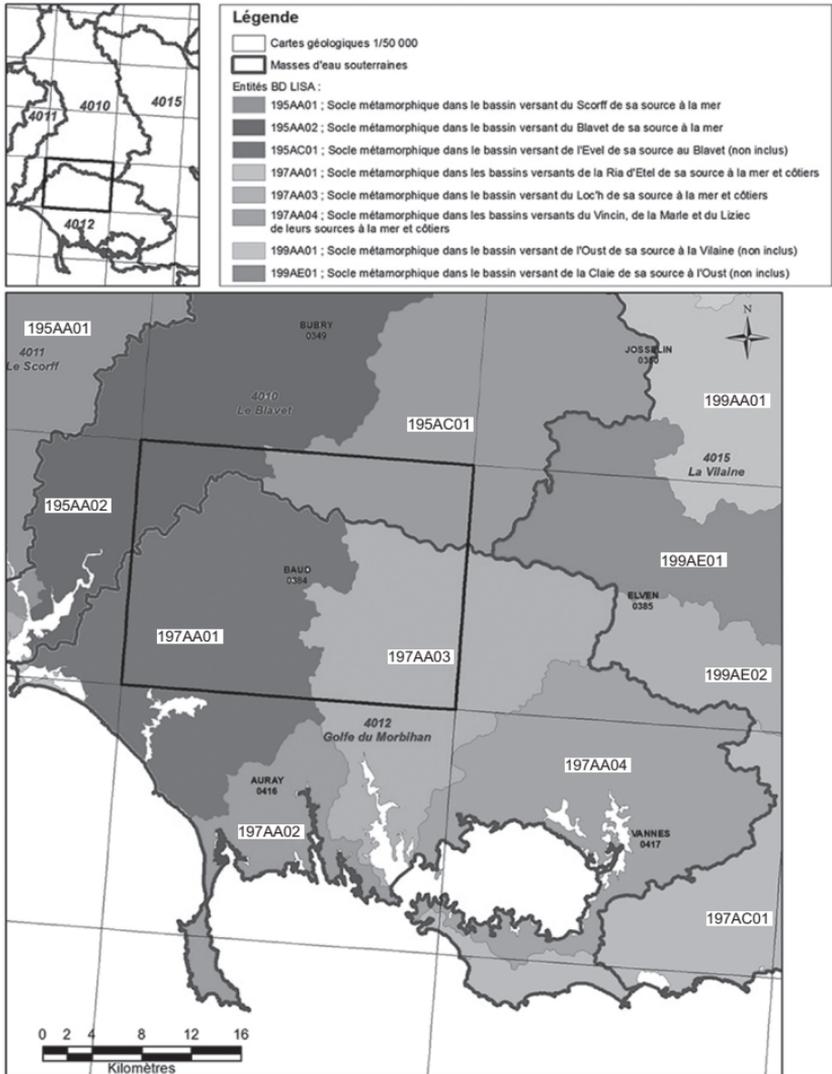


Fig. 17 - Masses d'eau souterraine et entités BD LISA recoupées par la feuille à 1/50 000 Baud

Cette lenteur du transit de l'eau au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle influe également sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau de surface : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates observés à un exutoire, rendent compte des effets des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

## Référentiels

Afin d'aider à la gestion des ressources en eau souterraine, des référentiels hydrogéologiques ont été mis en place pour apporter une description physique des aquifères, suivant différents niveaux de prise en compte de la complexité du milieu souterrain.

### *Les masses d'eau souterraine*

Selon la Directive Cadre sur l'Eau (DCE), une masse d'eau souterraine est « un volume distinct d'eau souterraine à l'intérieur d'un ou de plusieurs aquifères » (article 5 et annexe II). Il s'agit des unités d'évaluation de la DCE.

La feuille Baud recoupe 2 masses d'eau souterraines (fig. 17) :

- au Nord : 4010 - Le Blavet ;
- au Sud : 4012 - Le Golfe du Morbihan.

### *La BD LISA*

La Base de Données sur les Limites des Systèmes Aquifères (BD LISA) constitue la deuxième version du référentiel hydrogéologique français et correspond à un découpage du territoire national en entités hydrogéologiques (formations géologiques aquifères ou non).

Quatre entités BD LISA se trouvent sur la feuille Baud (fig. 17) :

- 195AA02 - Socle métamorphique dans le bassin versant du Blavet, de sa source à la mer ;
- 195AC01 - Socle métamorphique dans le bassin versant de l'Evel, de sa source au Blavet (nc) ;
- 197AA01 - Socle métamorphique dans les bassins versants de la Ria d'Etel, de sa source à la mer & côtiers ;
- 197AA03 - Socle métamorphique dans le bassin versant du Loc'h, de sa source à la mer & côtiers.

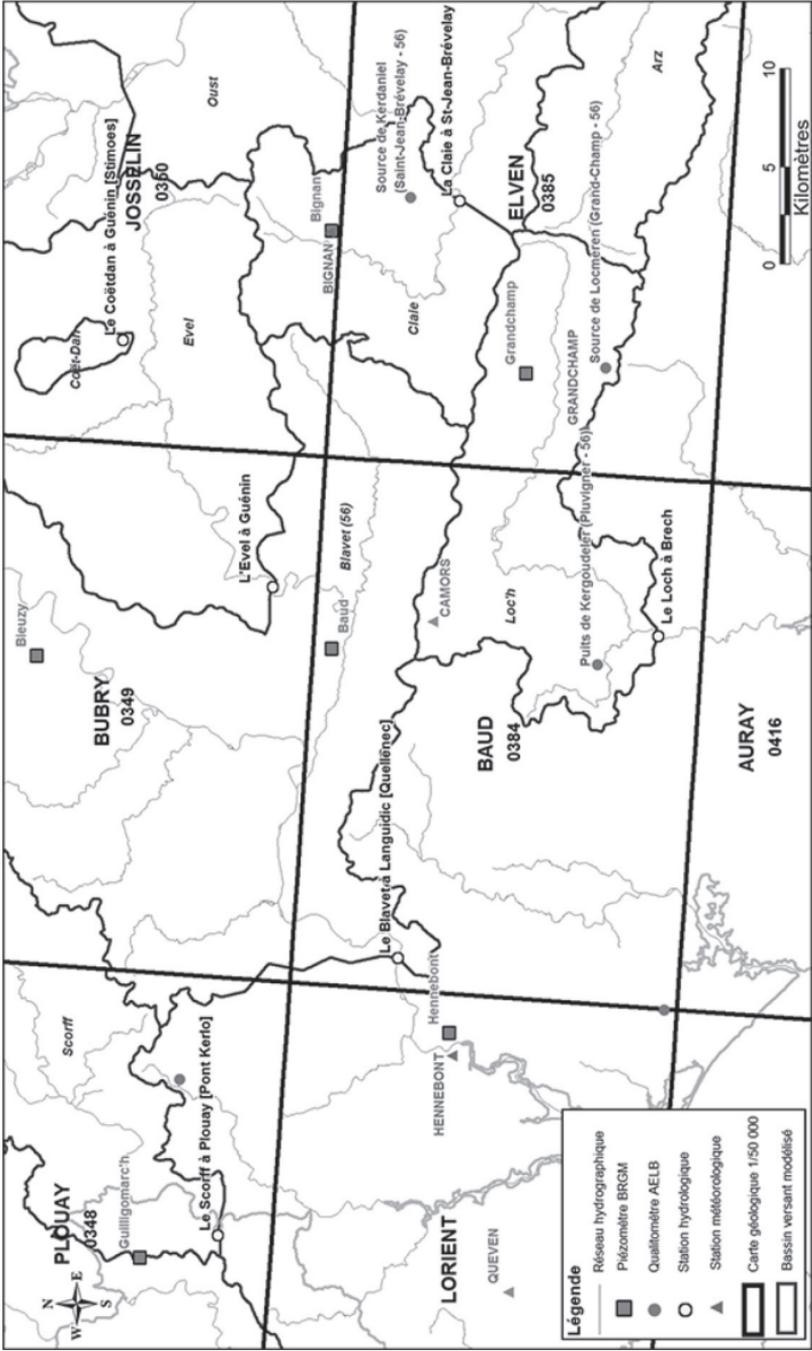


Fig. 18 - Localisation des bassins versants modélisés (carte) et résultats obtenus (tableau)

Basin versant (BV)	Département	Station hydrologique	Numéro station	Superficie BV (km <sup>2</sup> )	Période modélisation	Pluie totale (mm/an)	Évapotranspiration (mm/an)	Pluie efficace (mm/an)	Écoulement rapide (mm/an)	Écoulement rapide (%)	Écoulement lent (mm/an)	Écoulement lent (%)
Loc'h	56	Brech	J6213010	179	1995-2000	1 101	566,5	534,5	223,5	42	311	58
Blavet	56 et 22	Langudic (Quellenec)	J5712130	1 951	1995-2003	1 069	604	465	205	44	260	56

**Fig. 18 suite - Localisation des bassins versants modélisés (carte) et résultats obtenus (tableau)**

Des fiches descriptives des masses d'eau souterraine et des entités BD LISA sont disponibles sur le site Internet SIGES Bretagne : <http://sigesbre.brgm.fr/-Referentiels-hydrogeologiques-.html>.

## **Participation des eaux souterraines aux débits des rivières**

À proximité de la feuille Baud, les écoulements de deux rivières ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES Bretagne (Loc'h et Blavet ; Mougin *et al.*, 2008). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface (rapide) et en écoulement souterrain (lent). Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières. Celle-ci varie de 56 à 58 %. Les résultats sont consignés dans le tableau ci-avant (fig. 18).

## **Captages d'eau souterraine**

### *Les puits*

Les puits sont des ouvrages verticaux peu profonds à parois maçonnées et réalisés en gros diamètre.

Traditionnellement, ils traversent les niveaux d'altération des formations du socle sur quelques mètres de profondeur (altérites et partie supérieure de l'horizon fissuré) :

- soit ils recourent le toit de la nappe ; les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m<sup>3</sup>/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit ils coiffent des émergences de sources ; de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage et les débits journaliers sont très variables, de l'ordre de quelques m<sup>3</sup> à 250 m<sup>3</sup>.

Les puits sont très sensibles :

- aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux des nappes en période de sécheresse prolongée, pouvant aller jusqu'à l'assèchement temporaire de l'ouvrage) ;
- à la pollution de l'eau, principalement par les nitrates et pesticides.

### *Les forages*

Depuis l'apparition, à la fin des années 1970, des techniques de foration rapide à air comprimé (marteau fond de trou), les forages réalisés dans le socle se multiplient, les résultats obtenus sont souvent modestes en raison

de la nature des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins locaux.

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) pour 287 forages implantés sur le territoire de la feuille Baud. Les formations géologiques ont été renseignées par les moyennes des débits et profondeurs calculées de ces forages (fig. 19).

La profondeur moyenne des ouvrages est de 55,3 m (valeurs extrêmes : 5 et 151 m) et le débit instantané moyen : 6,4 m<sup>3</sup>/h (valeurs extrêmes : 0 et 54 m<sup>3</sup>/h). Vingt forages ont une profondeur égale ou supérieure à 100 m. On notera que les forages sont, en moyenne, profonds de 45 à 67 m. Ceci est dû à la nature de l'altération des formations géologiques de la carte qui conduisent à l'approfondissement des ouvrages pour obtenir les débits recherchés (autour de 5 m<sup>3</sup>/h).

Ce sont les paragneiss et les micaschistes du Groupe de Bains-sur-Oust qui sont les plus productifs, avec un débit moyen élevé de 20,5 m<sup>3</sup>/h, pour une profondeur moyenne assez importante, de 62,6 m.

Vient ensuite le Granite de Baud, avec un débit moyen de 11,2 m<sup>3</sup>/h, pour une profondeur moyenne assez faible (35,8 m), puis le Granite d'Ergué-Languidic, avec un débit moyen de 8 m<sup>3</sup>/h, pour une profondeur moyenne de 52,6 m.

On trouve ensuite trois formations à résultats similaires (Granite de Sainte-Anne-d'Auray, micaschistes du Briovérien, orthogneiss ordoviciens) : débit moyen d'environ 5,7 m<sup>3</sup>/h pour une profondeur moyenne de foration de 60 m.

Le granite de Questembert donne un débit moyen de 4,8 m<sup>3</sup>/h pour une profondeur moyenne 55 m. Les granites anatectiques, le granite de Carnac et l'orthogneiss de Lanvaux sont moins productifs (3,8 m<sup>3</sup>/h), pour des ouvrages dans la moyenne des profondeurs rencontrées, entre 50 et 55 m.

Peu ou pas d'ouvrages traversent les formations géologiques restantes (Formations de Saint-Nolff, de Traveusot et de Rochefort-en-Terre), aussi les moyennes annoncées sont à prendre à titre indicatif.

Le débit moyen du meilleur quartile (moyenne des débits des 25 % « meilleurs forages » de chaque population concernée) a également été calculé (cf. colonne de droite, fig. 19). Ce paramètre varie de façon très significative en Bretagne : de moins de 10 m<sup>3</sup>/h à plus de 40 m<sup>3</sup>/h. On peut considérer que cette valeur, atteinte par le quart des forages implantés au hasard, était suffisamment fréquente pour correspondre à des conditions aquifères d'une certaine extension

Unité géologique	Nombre de forages	Débit moyen (m <sup>3</sup> /h)	Profondeur moyenne (m)	Débit moyen du meilleur quartile (m <sup>3</sup> /h)
Groupe de Bains-sur-Oust (paragneiss et micaschistes)	16	20.5	62.6	/
Granite de Baud	5	11.2	35.8	/
Granite d'Ergué-Languidic	14	8	52.6	/
Granite de Sainte-Anne-d'Auray	114	5.9	57	15.6
Micaschistes du Briovérien	8	5.7	60.3	/
Orthogneiss Ordoviciens	28	5.5	62.1	10.7
Granite du massif de Questembert	19	4.8	55.4	8.2
Formation de Saint-Nolff (micaschistes et paragneiss)	5	4.6	74.8	/
Granites anatectiques	25	3.9	55.8	7
Granite de Carnac	20	3.8	55.1	5.9
Orthogneiss de Lanvaux	24	3.6	50.6	7.6
Formation de Traveusot (micaschistes)	7	2.8	57.4	/
Formation de Rochefort-en-Terre (micaschistes)	2	2.5	40	/
<b>Total et moyennes</b>	<b>287</b>	<b>6.4</b>	<b>55.3</b>	<b>9.2</b>

Fig. 19 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Baud

et ce paramètre pourrait être représentatif de la perméabilité des axes de drainage souterrain.

On constate à nouveau que les granites anatectiques, le granite de Carnac et l'orthogneiss de Lanvaux semblent être moins conducteurs ; les déstockages par le milieu fissuré profond seront donc plus lents. À l'inverse, le granite de Sainte-Anne-d'Auray, qui occupe la partie médiane de la feuille, est vraisemblablement plus conducteur ; la vidange des stocks d'eau et le renouvellement des réserves souterraines doivent être plus rapides que dans les granites anatectiques, le granite de Carnac et l'orthogneiss de Lanvaux.

Les autres formations géologiques ont des comportements intermédiaires (Granite de Questembert, orthogneiss ordoviciens).

Les débits mentionnés ci-dessus sont des débits instantanés mesurés en fin de foration (suite à un soufflage). Mais il faut distinguer ce **débit instantané**, qui rend compte de l'intensité de la fissuration et de la fracturation locale autour de l'ouvrage et le **débit d'exploitation pérenne** qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

#### *Les captages d'alimentation en eau potable (AEP)*

En 2013, 7 ouvrages sont exploités pour l'adduction d'eau potable et ils sont implantés sur trois communes différentes (trois puits à LA CHAPELLE NEUVE ; un puits et un forage à PLUVIGNER ; un puits et un forage à LANGUIDIC ; fig. 20).

Deux puits de LA CHAPELLE NEUVE recoupent l'orthogneiss de Lanvaux et le troisième se trouve au contact entre les micaschistes du Briovérien et le granite de Baud. Les deux ouvrages de PLUVIGNER captent l'eau souterraine du granite de Sainte-Anne-d'Auray. Les deux captages de LANGUIDIC sont implantés dans le granite d'Ergué-Languidic.

Le puits de Mane Her à Brandérion (03841X0036/P1), anciennement exploité pour l'alimentation en eau potable, a été abandonné à cause d'une teneur trop élevée en nitrates (teneurs moyennes de 50 mg/L en 2010-2011).

Un autre forage AEP a également été abandonné, au lieu-dit Dézinio à Languidic (03842X0012/F), car son débit était insuffisant.

#### *La qualité chimique de l'eau souterraine*

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue à partir des forages de Bretagne est de bonne qualité, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation des ouvrages, pendant leur réalisation et au

Commune	Lieu-dit	Code BSS (Code SISE-Eaux)	Nature de l'ouvrage	Profondeur (m)	Débit annuel en m <sup>3</sup> (2010)	Teneur en nitrates moyenne en mg/L (période concernée)
LA CHAPELLE NEUVE	LA LANDE DE GUERNIC	03844X0024/P1 (56000217)	Puits	5.6	73 000	23 (2010)
LA CHAPELLE NEUVE	LA LANDE EN FORET	03844X0025/P1 (56000218)	Puits	7	73 000	7 (2010)
LA CHAPELLE NEUVE	KERJOSSE	03844X0014/P (56000219)	Puits	6	91 250	42 (2010)
PLUVIGNER	KERGOUELER	03847X0004/P (56000243)	Puits	5	127 750	41 (2012)
PLUVIGNER	KERGOUELER	03847X0006/F (56000711)	Forage	44	36 500	< 2 (2011)
LANGUIDIC	DEZINIO	03842X0009/P (56000248)	Puits	6.15	146 000	41 (2011)
LANGUIDIC	DEZINIO	03842X0010/F (56000736)	Forage	22	54 750	< 2 (2012)

Fig. 20 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS 56, BRGM

cours de leur exploitation (les bonnes pratiques sont définies dans la norme AFNOR X10-999 d'avril 2007). À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine de Bretagne sont similaires, quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et une agressivité marquée : la teneur en  $\text{CO}_2$  libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5. C'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Par ailleurs, cette eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut nécessiter un traitement.

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : ce phénomène est lié à des réactions biochimiques, engendrées par la présence de pyrite en profondeur ( $\text{FeS}_2$ ). La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est limitée (fonction de la teneur en pyrite), elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quelle que soit la durée de vie de ces phénomènes, ceux-ci ne dispensent pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laissent un délai pour agir.

L'eau épuisée, si elle est riche en fer, ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités (couleur rouille) dans le forage et les installations. Toutefois le traitement du fer est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

Le Sud-Ouest de la feuille Baud se trouve au niveau de la ria d'Etel et de ce fait, à proximité du littoral, une nappe d'eau douce flotte au-dessus du biseau salé. Les forages implantés dans ce secteur côtier peuvent recouper ce biseau salé en cas de rabattement excessif des nappes locales (pompage trop important et baisse du niveau de nappe en-dessous du « zéro maritime »). Ce risque d'invasion d'eau saline dans les eaux souterraines est à prendre en compte car c'est un phénomène irréversible (pollution de la nappe d'eau douce par remontée de l'eau salée). Afin d'avoir une gestion raisonnée des prélèvements d'eau dans les zones littorales, le BRGM, en 2007, a réalisé avec la DREAL Bretagne, une plaquette intitulée « forages d'eau en milieu littoral, préconisations pour la réalisation et l'exploitation ». Cette plaquette est téléchargeable sur le site du SIGES Bretagne : <http://sigesbre.brgm.fr/Prescriptions-techniques.html>

Un suivi régulier de la qualité des eaux souterraines est opéré par l'Agence Régionale de Santé du Morbihan (ARS 56) et par l'Agence de l'Eau Loire-

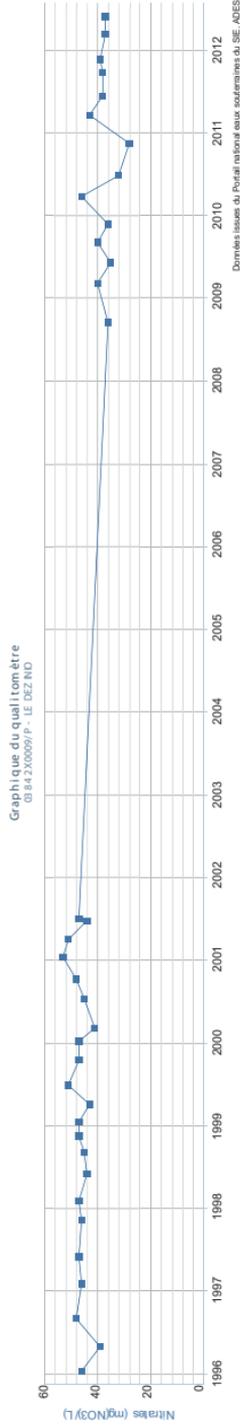


Fig. 21 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Dézinio à Languidic. Source : ARS 56

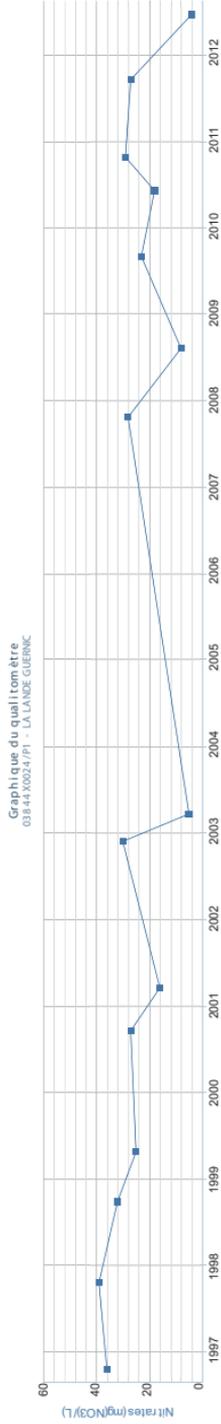


Fig. 22 - Teneur en nitrates au niveau du puits de la Lande Guernic. Source : ARS 56

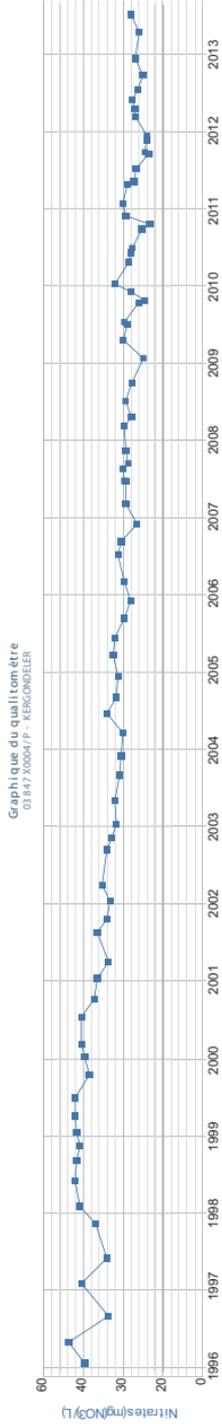


Fig. 23 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kergouler à Pluvignier. Sources : ARS 56 et AELB

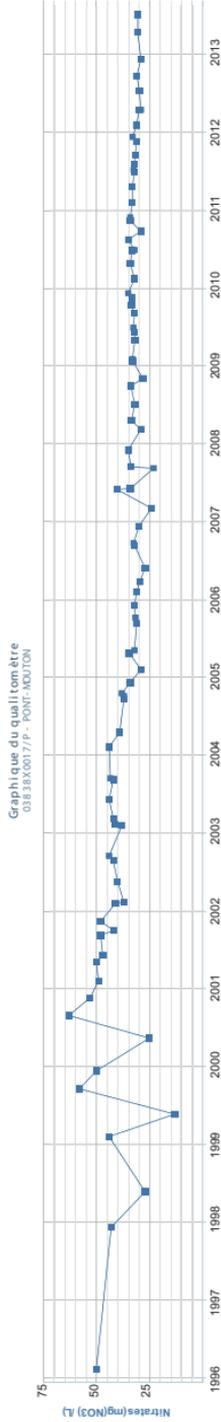


Fig. 24 - Teneur en nitrates au niveau du forage de Pont-Mouton à Plouhinec. Sources : ARS 56 et AELB

Bretagne (AELB), consultable sur le site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, <http://www.ades.eaufrance.fr> puis recherche par code BSS) ; sur la feuille Baud, il est disponible pour les 9 ouvrages suivants :

– points AEP (*cf.* § précédent) ; le puits de Mane Her à Brandérion (03841X0036/P1, suivi d’avril 2010 à avril 2011), le puits de Dézinio à Languidic (03842X0009/P, suivi depuis janvier 1996 ; fig. 21), le forage de Dézinio à Languidic (03842X0010/F, suivi depuis avril 2001), le puits de Kerjosse à La Chapelle Neuve (03844X0014/P, suivi depuis novembre 2002), le puits de la Lande Guernic à La Chapelle Neuve (03844X0024/P1, suivi depuis octobre 1996 ; fig. 22), le puits de la Lande en Forêt à La Chapelle Neuve (03844X0025/P1, suivi depuis octobre 1996) et le forage de Kergoudeler à Pluvigner (03847X0006/F, suivi depuis avril 1999) ;

– qualitomètres Agence de l’eau ; le puits de Kergoudeler à Pluvigner (03847X0004/P, suivi depuis janvier 1996 ; fig. 23) et le forage de Pont-Mouton à Plouhinec (03838X0017/P, suivi depuis février 1996 ; fig. 24), situé à la frontière avec la feuille Lorient.

Le puits de Dézinio à Languidic a été analysé dans le cadre d’une étude sur le temps de transfert des nitrates sur le bassin Loire-Bretagne (Baran *et al.*, 2009). On note une tendance à la hausse des concentrations en nitrates, de l’ordre de 3,4 mg/l/an entre 1975 et 1985 puis de 1,2 mg/l/an entre 1985 et 1995. Les teneurs en nitrates ont augmenté jusqu’à 2001 puis il y a une stabilisation des teneurs autour de 40 mg/l entre 2009 et 2011 (moyenne de 43,5 mg/l avec 32 analyses entre 1996 et 2011). En revanche, sur le forage de Dézinio, situé à proximité du puits, les teneurs en nitrates sont inférieures à la limite de détection (2 mg/l) pour les 15 analyses réalisées.

Il en est de même pour les deux captages AEP de Pluvigner : alors que les concentrations en nitrates du puits de Kergoudeler, bien qu’en baisse depuis 1995 (environ -3,7 mg/l/an sur la période 1995-2007 (Baran *et al.*, 2009), frôlent encore le seuil réglementaire de 50 mg/l (moyenne de 54 mg/l sur 77 analyses), les nitrates n’ont jamais été détectés lors des 49 analyses réalisées sur le forage de Kergoudeler depuis 1999. Comme évoqué précédemment, des phénomènes de dénitrification en profondeur peuvent expliquer ces variations de teneurs en nitrates entre les puits, peu profonds, et les forages.

Les autres ouvrages AEP, notamment les trois puits de La Chapelle Neuve, présentent un suivi moins régulier : le puits de Kerjosse (moyenne de 47 mg/l avec 5 analyses), le puits de la Lande Guernic (moyenne de 24 mg/l de nitrates avec 13 analyses) et le puits de la Lande en Forêt à (moyenne de 11 mg/l avec 13 analyses).

Pour le forage de Pont-Mouton à Plouhinec, il y a une diminution des teneurs de nitrates (environ -21 mg/l en 13 ans, moyenne de 36 mg/l avec 84 analyses, maximum à 63 mg/l), avec une stabilisation autour de 30 mg/l.

L'évolution de la qualité chimique globale des eaux souterraine sur la feuille Baud ne peut être évaluée en raison du manque de point d'observation et parce que ces points (captages AEP en service en 2013) sont situés dans des environnements protégés par des périmètres qui favorisent l'amélioration ou la stabilisation des concentrations en nitrates.

### *Le suivi des niveaux des nappes*

Le BRGM est chargé du suivi national des niveaux de nappe. En Bretagne, le réseau piézométrique permettant d'assurer cette mission, est composé de 52 stations télétransmises. Un ouvrage du réseau (*cf.* localisation sur fig. 18) est situé sur la feuille Baud : le piézomètre du Parc du Scaouët situé sur la commune de Baud (03843X0021/PZ), suivi depuis le 16/12/2003 par le BRGM. Il est implanté dans les micaschistes briovériens.

Les niveaux quotidiens enregistrés par ce piézomètre sont consultables sur le site Internet ADES <http://www.ades.eaufrance.fr>.

Le suivi du niveau piézométrique à Baud (fig. 25) montre que la nappe est réactive aux précipitations (successions resserrées dans le temps de recharges et de vidanges) et qu'elle suit un cycle annuel (montée-descente). La profondeur de la nappe varie entre 11,9 et 16,1 m ; le battement moyen annuel est de 1,9 m (période 2004-2012).

## *SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES*

### **Granulats**

Nombre de carrières et grattages, maintenant abandonnés, sont dispersés dans les différents massifs granitiques de la carte, mais aussi dans les ultramylonites et le filon de quartz associés au CSA, tel sur la rive ouest du Blavet dans l'ancienne carrière de la Bonne Nouvelle et celle de Quinipily au Sud-Ouest de Baud. De même les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain ont été exploités en carrière au Sud-Ouest de Plumelin, au lieu-dit le Roc'h et au Nord de la Gare-de-Baud à Botchosse.

Cependant seules quelques carrières sont encore en exploitation. Le granite de Sainte-Anne-d'Auray constitue la principale cible pour granulats et 5 carrières y sont encore actives : celle de Ker-Julien au Sud-Est de Landaul (47°44'48"N - 3°04'11"W), celle de Kervrien (47°46'53"N - 3°05'47"W), celle de Kerzard (47°46'99"N - 3°05'65"W), celle de Kerbastard-Saint-Guy (47°47'12"N -

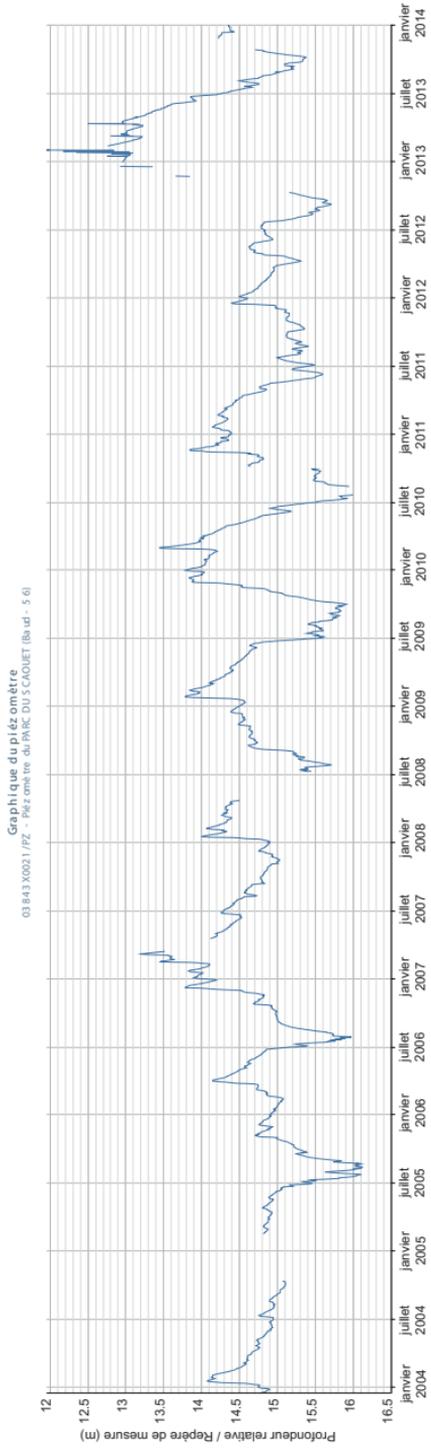


Fig. 25 - Chronique piézométrique de la station de Baud (03843X0021/PZ). Le repère de mesure est situé à 21 cm au dessus du sol

3°04 275'W) et celle de Coët-Megan (47°49 064'N - 3°09 292'W). Le granite de Bignan est lui aussi exploité pour granulats dans la carrière du Sud de Plumelin (47°51 389'N - 2°53 183'W).

## GITES ET INDICES MINÉRAUX

### Plomb - Zinc

Au Sud immédiat de la Chapelle-Saint-Maudé (Sud-Est du bourg de Baud), un filon de quartz minéralisé en Pb, Zn, Ag, de puissance modérée, 0,5 à 1,50 m et long de près de 1 km, découvert en 1824. Il a été l'objet d'une concession attribuée dès 1833 et a bénéficié de travaux de reconnaissance de 1824 à 1834, puis de 1840 à 1847 et de 1901 à 1906 avec tranchées, puits et galeries, sans que tous ces travaux n'aient débouché sur une véritable exploitation. La minéralisation comprend de la marcasite, de la blende rouge, de la galène avec inclusion de cubanite et de chalcopyrite (Korniyenko, 1960, rapport BRGM).

Des anciens travaux échelonnés de 1841 à 1853 ont été réalisés aussi au SW de Plumelin, sur un filon quartzeux plombifère, travaux repris par le BRGM en 1970. Une minéralisation à galène (avec encroûtement d'anglésite), goethite, pyrite, pyromorphite y a été reconnue (Pierrot *et al.*, 1960).

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

*À partir de la N165 Nantes – Quimper, prendre la sortie en direction de Mendon puis prendre sur la droite la route de Kergolvy ; après ce hameau tourner à gauche jusqu'à Lesdour ; puis à droite en direction de Lagonbrac'h ; au niveau du Château de Kerambarh prendre à gauche et suivre la route jusqu'à l'intersection de la route de le Gréo.*

**Affleurement A1** (Mané Landaul) (47°44 420'N - 3°06 365'W) : *Paragneiss migmatitiques*. Des deux côtés de la route, dans les bois, des paragneiss migmatitiques forment soit de petites arêtes soit des affleurements rasants plurimétriques à décimétriques. Ces roches montrent un paléosome de gneiss gris micacés, bien foliés et un leucosome clair, quartzo-feldspathique, en lentilles décimétriques de puissance millimétrique à centimétrique, allongées dans le plan de foliation du paléosome.

*Revenir à la N165 à la sortie Mendon et prendre la D16 vers Landaul ; dans le bourg prendre sur la droite la route en direction de Locmaria er Hoët ; dans*

*ce hameau, après la chapelle Saint-Anne, prendre la première route à droite et rejoindre la D33 et suivre cette dernière jusqu'au niveau de Coët Drevec.*

**Affleurement A2** (Coët Drevec, Kervrien) (47°46 095'N - 3°04 779'W) : *Granite de Sainte-Anne-d'Auray*. En bord de route et à flanc de coteau, jusqu'à la carrière de Kervrien, affleure un granite à grain moyen/fin, avec une matrice riche en petites paillettes de biotite, uniformément réparties, qui emballe d'assez fréquents phénocristaux plurimillimétriques de feldspath.

*Faire demi-tour et suivre la D33 jusqu'à Landévant et Nostang ; stationner dans le bourg au niveau de l'église.*

**Affleurement A3** (bourg de Nostang) (47°44 996'N - 3°11 106'W) : *Granite de Carnac, granite anatectique*. En bordure de la rue principale, au pied de l'église, le granite Carnac forme une mini-falaise sur une cinquantaine de mètres. Il s'agit d'un granite à grain moyen/fin, avec une matrice assez riche en petite paillettes de biotite, qui emballe d'assez fréquents phénocristaux millimétriques à plurimillimétriques de feldspath. Ce granite est homogène, cependant il emballe localement quelques enclaves décimétriques à pluridécimétriques, bien circonscrites, de paragneiss. Plus à l'Est (lieu-dit le Maroc), du côté nord de la rue principale, les travaux de voirie ont découvert un affleurement pluridécamétrique de granite hétérogène, hétérométrique, riche en paillettes de biotite souvent en schlierens, et emballant des enclaves de paragneiss migmatitiques plus ou moins assimilés ; ce faciès correspond au granite anatectique M<sup>3</sup>Yb, qui s'étend au Nord de Nostang.

*Prendre la D158 en direction du Nord et se rendre au niveau de l'étang de Coëtrivas, où la réalisation du nouvel échangeur de Brandérion sur la N165 a mis au jour des affleurements plurihectométriques.*

**Affleurement A4** (échangeur de Brandérion, N165) (47°46 748'N - 3°11 906'W) : *Granite anatectique très hétérogène (diatexite)*. Les voies d'accès de l'échangeur de Brandérion vers la N165 montrent un granite à grain fin à moyen, très hétérométrique et très hétérogène, avec de nombreux schlierens biotitiques et de nombreuses enclaves de paragneiss migmatisés plus ou moins assimilés.

*Prendre la N165 vers l'Ouest en direction de Lorient puis la N24 en direction de Languidic ; prendre la sortie de Languidic puis la D102 jusqu'à la sortie du bourg ; peu après le château d'eau, prendre la première route à gauche et la suivre jusqu'au Blavet au niveau de Trébihan. Marcher vers le Sud le long du Blavet, sur 300 m environ, et remonter à flanc de coteau.*

**Affleurement A5** (Coteau, chemin de Trébihan) (47°50 682'N - 3°12 610'W) : *Faciès mylonitique du Granite de Pluguffan*. Les affleurements discontinus montrent un granite à grain moyen dont la matrice riche en paillettes

de muscovite et biotite subordonnée, emboîtée des yeux plurimillimétriques ( $2 \times 3$  mm à  $5 \times 8$  mm) de feldspath ; ce granite est ici caractérisé par sa texture mylonitique et notamment par des plans « C » subverticaux orientés au  $100^\circ$ , qui portent une linéation d'étirement très marquée pendant de  $5^\circ$  au  $100^\circ$ . Ces plans « C » conditionnent le débit de la roche et leur omniprésence tend à « oblitérer » les plans « S ». De plus, localement, on note la présence de plans « C' » subverticaux orientés au  $135^\circ$ . Les figures de déformation sont compatibles avec des cisaillements dextres.

*Continuer vers le Sud sur le chemin longeant le Blavet ; des affleurements plurihectométriques continus s'observent de part et d'autre d'un petit thalweg perpendiculaire au Blavet.*

**Affleurement A6** (Chemin en bordure du Blavet) ( $47^\circ 50' 467''$ N -  $3^\circ 12' 348''$ W) : *Ultramytonite*. Les ultramytonites se présentent comme une roche, gris-blanc, à grain fin, voir aphanitique, bien et finement foliée, avec un débit en plaquettes régulières. Au Sud du thalweg s'observe le passage entre ces ultramytonites et un granite mylonitique au sein duquel on note encore la présence de bandes métriques d'ultramytonites.

*Revenir à Thébihan prendre la route en direction de Villeneuve-Saint-Maur et rejoindre la D102 ; avant le Pont-Neuf prendre sur la droite la route menant au Blavet. Se garer et suivre à pied la route qui longe la rivière.*

**Affleurement A7** (Blavet, route de la Garenne) ( $47^\circ 52' 056''$ N -  $3^\circ 11' 808''$ W) : *Orthogneiss œillé migmatitique de Lanvaux*. Le long de la route de la Garenne, se succèdent des affleurements pluridécamétriques, formant localement de petites falaises, et constitués d'orthogneiss œillé à biotite, dont la migmatitisation montre des stades plus ou moins avancés : soit la foliation est encore bien marquée mais elle est déformée par des plis décimétriques dysharmoniques, soit seuls des fantômes de foliation et de porphyroclastes de feldspath plus ou moins assimilés sont encore visibles dans un faciès granitoïdique anatectique. L'aspect et la pétrographie de ces orthogneiss sont proches de celles de l'orthogneiss de Lanvaux dont le massif principal s'étend un peu plus à l'Est, mais on note un enrichissement en feldspath potassique et en muscovite.

*Rejoindre la D102 et traverser le Pont-Neuf ; prendre la première route sur la droite et la suivre jusqu'au Nord immédiat de Calzat.*

**Affleurement A8** (ancienne carrière de la Bonne Nouvelle) ( $47^\circ 51' 503''$ N -  $3^\circ 13' 188''$ W) : *Filon de quartz laiteux* associé à la branche sud du CSA. Cette ancienne carrière, très longiligne, se suit sur près de 1,5 km, car elle a principalement exploité le quartz filonien associé au CSA. Cependant actuellement sa partie la plus occidentale (à l'Ouest de la route) a été réhabilitée

en centre d'enfouissement. Dans sa partie orientale le quartz laiteux est massif et la puissance du filon varie de 30 à 50 m.

*Revenir sur la D102 et la suivre vers le Sud-Est jusqu'à la Croix de Listoir ; prendre à gauche la route en direction du Nord puis sur la droite la route de Berloc'h et Saint-Nicolas et rejoindre la D724 ; à Lann Menhir prendre sur la gauche la D158 et la suivre jusqu'au croisement avec la route de Talhoët-la-Motte au Nord de Lambézégan.*

**Affleurement A9** (Talhoët-la-Motte) (47°52 710'N - 3°06 358'W) : *Micaschistes à chialstolite, formation de Rochechort-en-Terre.* Dans le talus bordant la D158, dans le virage face à la route de Talhoët, affleure un niveau de micaschistes gris sombre à noirs, avec de nombreux porphyroblastes plurimillimétriques à centimétriques, de chialstolite et d'andalousite.

*Suivre, à pied la route de Talhoët-la-Motte et prendre sur la gauche un chemin menant à l'Evel.*

**Affleurement A10** (rive sud de l'Evel) (47°52 685'N - 3°06 215'W) : *Micaschistes à andalousite de la Formation de Rochefort-en-terre et micaschistes et métaquartzites du Groupe de Bains-sur-Oust.* Le long du chemin longeant l'Evel, on recoupe successivement d'Ouest en Est, les micaschistes gris sombre à baguettes plurimillimétriques d'andalousite et les micaschistes gris-argenté du Groupe de Bains-sur-Oust. Ces derniers sont souvent assez quartzeux et sont associés à des métaquartzites gris-vert en bancs décimétriques, qui localement deviennent le faciès dominant.

*Rejoindre et stationner à l'entrée de la Gare-de-Baud ; suivre à pied la D724.*

**Affleurement B01** (talus bordant la D724) (47°52 200'N - 3°04 297'W) : *Micaschistes du Groupe de Bains-sur-Oust et Orthogneiss de Lanvaux.* Les micaschistes beige-argenté sont finement feuilletés et la foliation principale (S1) est assez fréquemment déformée par de petits plis en chevrons ; leur paragenèse est essentiellement constituée de quartz et de muscovite ; elle se complète par de la biotite, peu abondante, et de rares porphyroblastes d'andalousite. Au niveau de Faouët Bodery, des travaux de voirie ont mis au jour le contact intrusif de l'orthogneiss de Lanvaux dans ces micaschistes ; cet orthogneiss, daté de l'Ordovicien, a un grain moyen avec une matrice quartzo-feldspathique riche en paillettes de biotite, qui emballe d'assez fréquents yeux plurimillimétriques (2 à 8 mm) de feldspath. La structure de ce faciès est caractérisée par l'association de plans « S » et « C ».

*Revenir en arrière et prendre la D172 qui franchit l'Evel, puis prendre la D3 et stationner à l'Ouest immédiat de Kerallain.*

**Affleurement B02** (ancienne carrière de Botchosse (47°52 682'N - 3°04 772'W) : *Métaquartzites de la Formation du Grès armoricain, micaschistes de la Formation de Traveusot*. Au Sud de la D3, dans le bois, une ancienne carrière d'extension hectométrique envahie par la végétation, montre des métaquartzites gris clair, massifs mais disposés en bancs de puissance décimétrique à pluridécimétrique. Cette même formation affleure aussi au Nord de la D3, au débouché d'un tunnel ferroviaire, où de plus, s'observe son passage aux micaschistes gris sombre de la Formation de Traveusot ; ces derniers sont finement feuilletés et se caractérisent par une paragenèse à quartz, muscovite et graphite.

*Revenir en arrière et reprendre la D724 jusqu'à Treganin et s'arrêter au croisement de la D724 et de la route de Rimaison.*

**Affleurement B03** (bordure de la route de Rimaison, 47°51 982'N - 3°03 428'W) : *Micaschistes de la Formation de Rochefort-en-Terre*. Affleurement plurihectométrique de micaschistes fins, gris sombre, avec parfois de nombreuses petites baguettes millimétriques noires d'andalousite et de chloritoïde, associées à quelques bancs décimétriques de métaquartzites fins, gris assez sombre. La paragenèse des micaschistes comprend principalement du quartz, de la muscovite, de la biotite et dans une moindre mesure, de l'andalousite, du chloritoïde et du graphite.

*Reprendre la D724, traverser le bourg de Baud et poursuivre sur cette même route jusqu'à l'embranchement de Kerdéhel ; prendre sur la droite la route du Moulin de Kerdéhel et stationner à ce lieu-dit.*

**Affleurement B04** (Moulin de Kerdéhel 47°52 561'N - 2°58 425'W) : *Gneiss à amphibole du Briovérien*. De part et d'autre de l'Evel au niveau du Pont de Kerdéhel, affleurent en bordure de route et dans les bosquets adjacents des gneiss gris plus ou moins sombre, qui localement prennent une patine fauve notamment lorsqu'ils forment des blocs pluridécimétriques à métriques en bordure de champs. Ces gneiss très durs, souvent finement lités, ont un grain fin et leur paragenèse est assez variable : certains faciès sont essentiellement constitués de quartz (30 %), de plagioclase (38 %) et de biotite (30 %) ; d'autres montrent une alternance de lits (1) à plagioclase + amphibole + épidote ± pyroxène, grenat, sphène, (2) à quartz + plagioclase et (3) à plagioclase + opaques. Ce même type de formation affleure aussi un peu plus à l'Ouest du Moulin de Kerdéhel, dans la pente en contrebas du lieu-dit La Roche (47° 52 312'N - 2°59 039'W).

*Rejoindre la D117 en passant par La Roche, Kerguen et Kernégan ; tourner à gauche en direction de La Chapelle-Neuve ; prendre sur la droite la route de Kerhabellec et la suivre jusqu'au Moulin de Kerjosse.*

**Affleurement B05** (Moulin de Kerjosse, 47°51 624'N - 2° 56 976'W) : *Granite de Baud*. À l'Ouest du Moulin de Kerjosse en bordure nord de la route, ce granite leucocrate affleure dans une succession d'anciennes petites carrières ; il présente un grain fin/moyen, et est soit cataclasé soit orienté. Un échantillon prélevé à cet endroit et analysé témoigne de sa composition acide, très potassique et de son caractère peralumineux.

*Au-delà du Moulin de Kerjosse, suivre la route vers l'Est jusqu'au croisement de la route de Bonalo ; tourner à droite et s'arrêter au croisement de route de Kerizac.*

**Affleurement B06** (Kerizac, 47°51 288'N - 2° 55 040'W) : *Schistes de la Formation de Traveusot*. En bordure de route de part et d'autre du croisement en direction de Kerizac et de la Haie, affleurent des schistes gris-bleu sombre, lustrés, finement feuilletés, dont la foliation principale est localement déformée par de petits plis en chevrons. La paragenèse de ces schistes est ici essentiellement constituée de quartz (20 %) et de phyllites, muscovite et chlorite.

*Revenir en arrière et prendre la première route à droite en direction de Plumelin jusqu'à la D179 ; stationner à ce niveau et suivre à pied la D 179 en direction du bourg.*

**Affleurement B07** (Plumelin sud, 47°51 605'N - 2°53 657'W) : *Granite de Bignan*. En bordure orientale de la D179 ce granite forme un affleurement pluridécamétrique. Il est assez sombre et présente un grain moyen/grossier à tendance porphyroïde, avec des porphyroblastes centimétriques, subautomorphes, de feldspath. Sa composition pétrographique à quartz (37 %), feldspath potassique (20 %), feldspath plagioclase (35 %), biotite (6 %) et muscovite (1 %), montre une nette tendance granodioritique.

*Prendre sur la droite la D179 et stationner à l'Ouest de Pont-Mouez.*

**Affleurement B08** (Ancienne carrière du Roc'h, 47°51 218'N - 2°54 188'W) : *Formation du Grès armoricain*. Dans le bois, du côté est de la route, les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain affleurent largement dans une ancienne carrière d'extension plurihectométrique. La carrière offre une coupe d'environ 50 m de puissance au travers de cette formation et montre ainsi son organisation séquentielle, avec alternance de passées plurimétriques (8 à 10 m) de schistes gris-vert assez quartzeux et de métaquartzite gris clair à grain fin ; de plus, localement, sur le flanc sud de la carrière, apparaissent en contact normal les schistes gris sombre, finement feuilletés, de la Formation de Traveusot.

*Suivre la D179 jusqu'au croisement de Guerneuë ; prendre la route sur la droite et la suivre en direction de l'Ouest jusqu'au croisement de la route de*

« Les Granges » ; suivre cette dernière jusqu'à la D779 et stationner à cet endroit.

**Affleurement B09** (Bieuzy-Lanvaux, 47°48 508'N - 3°06 215'W) : *Orthogneiss de Lanvaux*. En bordure nord de la D779 en direction du bourg de Bieuzy-Lanvaux, l'orthogneiss affleure sur une centaine de mètres ; le faciès principal à un grain grossier avec des passées à grain moyen/grossier plus ou moins riches en porphyroblastes plurimillimétriques de feldspath ; riche en biotite, il est fortement orienté et montre une linéation d'étirement marquée.

*Suivre la D779 jusqu'aux Quatre-Chemins et prendre sur la droite la D16 ; s'arrêter au Pont du Loc'h.*

**Affleurement B10** (Pont-du-Loc'h, 47°47 861'N - 2° 57 010'W) : *Micaschistes du Groupe de Bains-sur-Oust et granite de Questembert*. Au Nord du Loc'h, du côté Ouest de la route, affleurent des micaschistes gris-argenté à beiges, finement feuilletés dont la foliation principale (S1) est déformée par de petits plis en chevrons. Leur paragenèse est essentiellement à quartz, muscovite et biotite.

Au Sud du Loc'h est exposé, du côté ouest de la D16, le contact intrusif du granite de Questembert dans les micaschistes ; ce dernier, observable dans une ancienne petite carrière, est un granite leucocrate riche en muscovite avec biotite nettement subordonnée ; il a ici un grain fin-moyen, avec quelques porphyroclastes plurimillimétriques, mais est néanmoins toujours fortement folié.

*Continuer sur la D16, puis prendre sur la gauche la route de Restilic ; la suivre en passant par Kerdauid, Kerizan-L'eau et Bourgerel ; stationner au croisement avec la D103.*

**Affleurement B11** (Ancienne carrière de Kerléguan, 47°46 089'N - 2°57 986'W) : *Ultramytonites de la branche méridionale du CSA*. Les ultramytonites exposées dans cette ancienne carrière se présentent comme une roche gris-blanc aphanitique, homogène, finement feuilletée, à débit en plaquettes régulières.

*Suivre la D103 jusqu'à Pluvigner, puis prendre la D768 en direction du Sud ; au Quatre-Chemins prendre la D19 jusqu'au bourg de Brec'h puis, sur la droite, la route de Saint-Dégan ; au Château d'eau tourner à gauche vers le Loc'h et le Moulin d'Estaing.*

**Affleurement B12** (Moulin d'Estaing, 47°41 808'N - 2°59 287'W) : *Granite de Sainte-Anne-d'Auray*. Au Moulin d'Estaing, ce granite présente un faciès assez hétérogène : la matrice a un grain moyen mais montre de nombreux

schlierens biotitiques et embole de grands porphyroblastes de feldspath en « dent de cheval » et des nodules riches en cordiérite. Une datation U-Pb sur monozircon extrait d'un échantillon de granite prélevé dans cette zone a donné un âge de cristallisation à  $314 \pm 3$  Ma.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- AUDREN C. (1990) - Évolution tectonique et métamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, p. 17-34.
- AUDREN C. (1987) - Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse Doct. d'Etat. *Mém. Soc. Géol. minéral Bretagne*, Rennes, 31, 365 p.
- AUDREN C., LEFORT J.-P. (1977) - Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glenan et de Noirmoutier. Implication géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, n° 2, p. 395-404.
- AUGIER R., TURRILLOT P., VAN VLIET-LANOË B., HALLÉGOUËT B., MENIER D., THINON I. (2010) - Carte Géol. France (1/50 000) feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys (417). Orléans : BRGM. Notice explicative par Augier R., Menier D., Van Vliet-Lanoë B., Chauris L., Thinon I., Mougin B., Hallégouët B., avec la collaboration de : Do Couto D., Turrillot P., Bellanger M., Goubert E., Perrot J., Gautier C. (2010).
- BABIN C. (1958) - Contribution à l'étude de l'axe du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes entre Renac (Ille-et-Vilaine) et Pierric (Loire-Atlantique). DES, Rennes, 56 p.
- BALLÈVRE M., BOSSE V., DUCASSOU C., PITRA P. (2009) - Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 341, 2-3, p. 174-201.
- BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD F., GOUJOU J.-C., WYNS R. (1994) - Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif. In *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. KEPPIE J.D. (ed). Springer-Verlag, p. 183-194.
- BALLÈVRE M., KIENAST J.-R., PAQUETTE J.-L. (1987) - Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sc., Paris* (II) 305, p. 127-131.
- BARAN N., GOURCY L., LOPEZ B., BOURGINE B., MARDHEL V. (2009) - Transfert des nitrates à l'échelle du bassin Loire-Bretagne. Phase 1 : temps de transfert et typologie des aquifères. Rapport BRGM RP-56884-FR, 105 p.

- BARRIÈRE M., PLUSQUELLEC Y., DARBOUX J.-R., GARREAU J. *et al.* (1975) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Douarnenez (309). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Barrière *et al.* (1975) 25 p.
- BARROIS C. (1888) - Carte géologique de France (1/80 000), feuille de Vannes (89), 1<sup>re</sup> édition, Service des Mines, Paris, Réimpression 1949, notice 6 p.
- BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de COCHERIE A., LUCASSOU F. (2013) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Elven (385) Orléans : BRGM. Carte géologique par F. Béchenne *et al.* (2013).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., THINON I., COCHERIE A., GUERROT C., LUCASSOU F. (2013) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Lorient (383) Orléans : BRGM, 206 p. Carte géologique par F. Béchenne, B. Hallégouët, I. Thinon (2013).
- BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., COCHERIE A., MOUGIN B. (2011) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Bubry (349) Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par F. Béchenne (2011).
- BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., AUDRU J.-C., COCHERIE A., CORBIER P. (2006) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Plouay (348) Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par F. Béchenne J.-C. Audru, J. Bourgon, Y. Guyomard, J. Dos Santos Cardoso (2006).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D. *et al.* (2001) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Rosporden (347) Orléans : BRGM, 124 p. Carte géologique par F. Béchenne et B. Hallégouët (2001).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D. *et al.*, (1999) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Quimper (346) Orléans : BRGM, 120 p. Carte géologique par F. Béchenne et B. Hallégouët (1999).
- BÉCHENNEC F., GUENNOG P., GUERROT C., LEBRET P., THIÉBLEMONT D. *et al.* (1996) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Concarneau (382) Orléans : BRGM 129 p. Carte géologique par F. Béchenne, P. Guennoc, Y. Delanoë, P. Lebre, B. Hallégouët, S. Le Meur (1997).
- BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1985) - Âge du magmatisme fissural tardi-Hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 301, II, 5, p. 297-302.
- BERTHÉ D. (1980) - Le Cisaillement sud-armoricain dans la région de Saint-Jean-Brévelay (Morbihan), Analyse de la déformation cisailante. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Université de Rennes, 150 p.
- BOILLOT G., LEFORT J.-P. *et al.* (1976) - Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne. Échelle 1/100 000. BRGM-CNEXO.
- BOSSE V., FÉRAUD G., RUFFET G., BALLÈVRE M., PEUCAT J.-J., DE JONG K. (2000) - Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from Champtoceaux complex (Variscan belt, France), *Geol. J.* 35, p. 297-325.

- BOUYSSÉ PH., HORN R. (1972) - Étude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers Océanographiques*, 23, 6, p. 495-517.
- BROWN M., DALLMEYER R.-D. (1996) - "Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France." *Journal of Metamorphic Geology*, 14, p. 361-379.
- BROWN M. (1983) - The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, southern Brittany, France. In: Atherton M.-P., Gribble C.-D. (eds). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva Publishing, Nantwich, p. 174-200.
- CALVEZ J.-Y. (1976) - Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif armoricain). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 74 p.
- CARN-DHEILLY A., THOMAS E. (2008) - RAPSODI Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille-et-Vilaine. Rapport final - BRGM/RP-56749-FR, 108 p., 68 ill.
- CARPENTER M.-S.-N., CIVETTA L. (1976) - Hercynian high-pressure low-temperature metamorphism in the Ile de Groix blueschists. *Nature* 262, p. 276-277.
- CARTIER C., FAURE M. (2004) - The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). *Int. J., Earth Sci.* 93, p. 945-958.
- CHANTRAINE J., BÉCHENNEC F., RABU D. (2005) - Notice explicative, Carte géologique du Massif armoricain (1/250 000). Carte géologique par J. Chantraine, D. Rabu, F. Béchenneec (2005).
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. (1996) - Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6<sup>e</sup> édition, BRGM, Orléans.
- CLEMENS J.-D., VIELZEUF D. (1987) - Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, p. 287-306.
- COCHERIE A. (2003) - Datation des granitoïdes de Carnac et Sainte-Anne-d'Auray : apport conjoint des méthodes U-Pb (Schrimp) sur zircon et U-Th-Pb (MSE) sur monazite. Rapport BRGM ANA/ISO-NT/2003/011.
- COCHERIE A. (2001) - Datations à la SHRIMP II dans le cadre du projet carte 1/50 000 des zircons magmatiques de l'orthogneiss du Loc'h et du granite d'Odet. Rapport interne BRGM AC/02.01.
- COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Thèse Doct. d'Etat, Strasbourg, *Mém. serv. Carte Géol.*, France, 382 p.

- COGNÉ J. (1977) - La Chaîne Hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. In *Écologie et Géologie de l'Himalaya. Coll. int. CNRS*, n° 268, Paris 1976, p. 111-119.
- DABARD M.-P. ET PEUCAT J.-J. (1998) - Les métasédiments de la série du Pouldu, étude géochimique et isotopique. Rapport Géosciences Rennes/ BRGM, non publié, 29 p.
- DADET P., HERROUIN Y., BARDY P., LEBRET P., TRAUTMANN F., CARN A. (1995) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Pipriac (387) Orléans : BRGM, 75 p. Carte géologique par P. Dadet, Y. Herrouin, C. Blanchet, P. Bardy, A. Colleau (1995).
- DADET P., BOS P., CHANTRAINE J., LAVILLE P., SAGON J.-P. (1988) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Pontivy (313) Orléans : BRGM, 77 p. Carte géologique par P. Dadet, J.-P. Sagon, P. Bos, J. Chantraine, P. Laville (1986).
- DARBOUX J.-R. (1973) - Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 170 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DEFANT M.-J., DRUMMOND M.-S. (1990) - Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature*, 347, p. 662-665.
- DELANOË Y. (1988) - Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1, p. 79-90.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Université de Rennes. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 14, 319 p.
- EUZEN T. (1993) - Pétrogénèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif armoricain, France). *Mém. Géosci.*, 51, Rennes, 294 p.

- FAURE M., SOMMERS C., MELETON J., COCHERIE A., LAUTOUT O. (2008) - The Leon domain (French Massif Armoricaïn): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise ? Structural and geochronological insights, *Int. J. Earth. Sci.* doi 10.1007/s00531-008-0360-x.
- FAURE M., BE MEZEME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of Medio-Europa from the example of the French Massif central and Massif armoricaïn, in The Southern Variscan belt, Carosi R., Dias R., Iacopini D., Rosenbaum (Eds), *J. Virtual Expl.*, electronic edition, ISSN 1441-8142 vol. 19, p. 5.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne varisque. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- GILL J.-B. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics, Springer Verlag, Berlin, 390 p.
- GODARD G. (1988) - Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the Southern Armorican massif, France. In Smith D.-C. (ed.) Eclogites and eclogite-facies rocks. Elsevier, Amsterdam, p. 451-519.
- GREEN T.H. (1976) - Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, p. 85-88.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) - Sismotectonique de la France métropolitaine. *Mém. Soc. Géol. France*, 164.
- GUERROT C. (1998) - Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour l'orthogneiss de Lanvaux, carte de Baud, Massif armoricaïn. BRGM, Département Analyse et Caractérisation Minérale, rapport SMN/ANA/ISO 98/258 CG/NB, 4 p.
- GUERROT C., BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D. (1997) - Le magmatisme paléozoïque sud-armoricaïn : données géochronologiques nouvelles. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 324, IIa, p. 977-984.
- GUILCHER A., HALLÉGOUËT B., MENEZ S. (1975) - Les formations superficielles du Méné (Bretagne Centrale). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 281, D, p. 219-222.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1983) - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaïne. Histoire sédimentaire, relations tectonique/sédimentation. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, C, 14, 2, p. 45-62.
- HALLÉGOUËT B. (1972) - Découverte d'un gisement de galets marins vers 200m d'altitude, près de Scaër ( Finistère ). *Rev. archéol. Ouest*, Rennes, suppl. 2, p. 45-51.
- HOFMANN A.-W. (1988) - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- JANJOU D., LARDEUX H., CHANTRAINE J., CALLIER L., ETIENNE H. (1998) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Segré (422) Orléans : BRGM 68 p. Carte géologique par D. Janjou, M. Gruet et C. Penecki (1998).

- JÉGOUZO P., PEUCAT J.-J., AUDREN C. (1986) - Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol., France*, Paris, (8), II, 5, p. 839-848.
- JOHNSON T., BROWN M. (2004) - Quantitative constraints on metamorphism in the Variscides of southern Brittany - a complementary pseudosection approach. *Journal of Petrology*, 45, p. 1237-1259.
- JONES K.-A. (1991) - Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *Journ. Geol. Soc. London*, 148, p. 55-64.
- JONES K.-A., BROWN M. (1989) - The metamorphic evolution of the southern Brittany Migmatite Belt. In: Daly J.-S., Cliff R.-A., Yardley B.-W.-D. (eds) Evolution of Metamorphic Belts. *Geological Society Special Publications*, 43, p. 501-505.
- 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. France*, XIX, (6), p. 1197-1205.
- KERRIEN Y. avec la collaboration de COGNÉ J., MATHIEU G., TERS M. (1972) - Carte géologique à 1/320 000 Nantes (2<sup>e</sup> édition).
- KORNYENKO P. (1960) - Le gisement de plomb de la Chapelle Saint-Maudé. Rapport BRGM R 5029.
- LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUEL T., CHÉRY L., COUTAND T., DESPRATS J.-F., LE STRAT P. (2001) - Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones - Groundwater, vol. 39, (4), p. 568-581.
- LA ROCHE (de) H. (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. Terre*, t. IX, p. 293-337.
- LASNIER B. (1970) - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du massif des Maures (France). Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Nantes, 295 p.
- LE GALL B. *et al.* (1992) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans, BRGM, 81 p. Carte géologique par B. Le Gall et J. Garreau (1988).
- LE HEBEL F., VIDAL O., KIENAST J.-R. *et al.* (2002) - Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 334, p. 205-211.

- LE MÉTOUR J., HALLÉGOUËT B., THINON I., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de COCHERIE A., GUERROT C., LUCASSOU F. (2013, *in prep.*) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Auray-Quiberon (416) Orléans : BRGM. Carte géologique par J. Le Métour, B. Hallégouët, I. Thinon (2013, *in prep.*)
- LE MÉTOUR J. (1976) - Contribution à l'étude pétrologique géochimique et structurale du diapir migmatitique Hennebont-Vannes. Bretagne méridionale. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. de Rennes, 90 p.
- LUCAS G. (1949) - L'Aréniq des environs de Candé. Les schistes et arkoses de Bains. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 200-201.
- MARCHAND J. (1981) - Écaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale ). *C. R. Acad. Sci.*, Paris (II) 293, p. 223-228.
- MENHNERT K.-R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier (eds), 393 p.
- MIYASHIRO A. (1975) - Volcanic rocks series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet.*, Oxford, 25, 4, p. 956-983.
- MONTEL J.-M. (1986) - Experimental determination of the solubility of Ce monazite in  $\text{SiO}_2$   $\text{Al}_2\text{O}_3$   $\text{K}_2\text{O}$   $\text{Na}_2\text{O}$  melts at 800 °C, 2 kbar, under  $\text{H}_2\text{O}$  saturated conditions. *Geology*, 14, p. 659 662.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Mineralo. Bretagne*, Rennes, n° 17, 208 p.
- MOUGIN B., ALLIER D., BLANCHIN R., CARN A., COURTOIS N., GATEAU C., PUTOT E., collaboration JÉGOU J.-P., LACHASSAGNE P., STOLLSTEINER P., WYNS R. (2008) - SILURES Bretagne, Rapport final, année 5, BRGM/RP-56457-FR, 129 p., 37 ill., 7 ann. dont 2 planches.
- NICOLAS M., SANTOIRE J.-P., DELPECH P.-Y. (1990) - Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, 179, p. 27-53.
- PAQUETTE J.-L., PEUCAT J.-J., BERNARD-GRIFFITHS J., MARCHAND J. (1985) - Evidence for old precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chem. Geol.* 52, p. 203-216.
- PEUCAT J.-J. (1986) - Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 164, p. 229-238.
- PEUCAT J.-J. (1983) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, 28, 158 p.

- PEUCAT J.-J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) - Precambrien U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynides. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, p. 70-78.
- PEUCAT J.-J., LE MÉTOUR J., AUDREN C. (1978) - Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XX, 2 p. 163-167.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C., PILLARD F. (1973) - Inventaire minéralogique de la France, Morbihan, n° 9, Édit. du BRGM Orléans 315 p.
- PLAINE J., HALLÉGOUËT B., QUÉTÉ Y. (1984) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Questembert (418) - BRGM, Orléans, 63 p. - Carte géologique par J. Plaine, B. Pivette, B. Hallégouët, P. Jégouzot, D. Guérin (1982).
- PLAINE J., PEUCAT J.-J., JÉGOUZOT P., MORZADEC-KERFOURN M.-T., SAINT REQUIER A., LEFORT J.-P. (1981) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pont-Croix (345), Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Plaine *et al.* (1981) 48 p.
- PLAINE J., QUÉTÉ Y., HALLÉGOUËT B. *et al.*, (1981) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Malestroit (386) - BRGM, Orléans, 52 p. Carte géologique par J. Plaine, Y. Quété, B. Hallégouët (1995).
- PLUSQUELLEC Y., ROLET J., DARBOUX J.-R. *et al.* (1999) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Chateaulin (310) Orléans : BRGM, 162 p. Carte géologique par Plusquellec Y., Rolet J., Darboux J.-R. *et al.* (1999).
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. 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. France*, 8, II, p. 43-54.
- SAUNIER J.-F., CHAUVEL J.-J. (1986) - Les amphibolites du domaine cristallophyllien de Plouguenast. Un magmatisme tholéiitique dans le Protérozoïque de Bretagne centrale (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 302, p. 671-674.
- 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.
- STUSSI J.-M. (1989) - Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, p. 1363-1381.
- TAYLOR S.-R., MCLENNAN S.-M. (1985) - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scient. Publ. Oxford, 312 p.

- TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français in *Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement : travaux français récents. IX<sup>e</sup> congrès international INQUA, Christchurch (New-Zeland), Comité National Français de l'INQUA, Paris, p. 114-135.*
- THIÉBLEMONT D. (1999) - Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Planet.*, 329, p. 243-250.
- THIÉBLEMONT D., TEGYEV M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, p. 87-94.
- THIÉBLEMONT D., BÉCHENNEC F., CABANIS B., CHANTRAINE J. (1989) - Lithostratigraphie et géochimie des formations paléomagmatiques dans le secteur de Moëlan-Concarneau (Bretagne méridionale). Nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du domaine Sud-Armoricain au cours du Paléozoïque. *Géodinamica Acta* (Paris) 3, 2, p. 1-16.
- THOMAS E., LE BERRE P., FOUCAUD-LEMERCIER B., LE BRIS A.-L., CARN-DHEILLY A., NAAS P. (2008) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Josselin (350). Orléans, BRGM, 70 p. Carte géologique par E. Thomas et P. Le Berre (2008).
- TRAUTMANN F., DELFOUR J., FOURNIGUET J., SCANVIC J.-Y., DUBREUIL G., PIVETTE B., PRIAN J.-P., MILITON C., MANIGAULT B. (1984) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Redon (419) - BRGM, France, Notice explicative par Fourniguet J., Trautmann F. (1985) 69 p.
- TRIBOULET C. (1983) - Les métabasites entre Concarneau et Lorient : un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale. *Bull. Mineral.*, Paris, 103, p. 92-100.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B. *et al.* (2002) - Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24, 3, p. 511-541.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.-J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMANN F., VAUTHIER S. (1998) - Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 326, p. 333-340.
- VELDE B. (1972) - The origin of some granulites facies rocks from the Baie d'Audierne, Finistère. *Bull. Soc. Géol. Bretagne* (c) 4, p. 91-95.
- VIDAL P. (1973) - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XV, n° 3-4, p. 239-245.

- VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 21, 162 p.
- WATSON E.-B. (1979) - Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 407-419.
- WINKLER H.-G.-F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks. 5<sup>e</sup> édition. Springer Verlag. New York – Heidelberg – Berlin, 349 p.
- WYNS R., BALTASSAT J.-M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J., MATHIEU F. (2004) - Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2004, t. 175, n° 1, p. 21-34.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GéoFrance 3D - Résultats et perspectives, Document BRGM, Orléans, 293, p. 103-108.
- WYNS R. (1998) - Ressources en eau de la Margeride ouest - PRD 324 - Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère (Lozère, Massif central). Rapport BRGM R 40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors texte.

Site internet SIGES Bretagne : <http://sigesbre.brgm.fr/>

Site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) : <http://www.ades.eaufrance.fr/>.

Norme AFNOR NF X 10-999 (avril 2007) - Forage d'eau et de géothermie. Réalisation, suivi et abandon d'ouvrages de captage ou de surveillance des eaux souterraines réalisés par forages.

## DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents de terrain ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique régional « Pays de la Loire », au 1 rue des Saumonières, BP 92342, 44323 Nantes cedex 03.

La banque des données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés en ligne sur le site dédié du BRGM ou <http://infoterre.brgm.fr>.

ANALYSES

*Géochimie* : Département des procédés études et analyses du BRGM et Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) de Nancy ; interprétation par **D. Thiéblemont**.

*Typologie des zircons* : **P. Jézéquel**.

*Géochronologie* : **A. Cocherie** et **C. Guerrot**.

AUTEURS

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

*Introduction* : **F. Béchenec** (BRGM).

*Description des terrains* : **F. Béchenec** pour les unités du substratum et les formations superficielles, avec les contributions de **D. Thiéblemont**, **A. Cocherie** et **C. Guerrot** (BRGM), respectivement pour la géochimie et la géochronologie.

*Conditions de formation des entités géologiques* : **F. Béchenec** et **D. Thiéblemont**.

*Évolution tectono-métamorphique* : **F. Béchenec**.

*Synthèse géologique régionale* : **F. Béchenec**.

*Géodynamique récente* : **F. Béchenec**.

*Géologie de l'environnement* : **F. Béchenec** avec la contribution de **F. Lucassou** (BRGM), pour les ressources en eau.

*Documentation complémentaire* : **F. Béchenec**.

*Coordination* : **F. Béchenec**.

**ANNEXE**



MASSIF	Lanvaux	Ergué- Languidic	Ste-Anne d'Auray					Carnac		Baud	Questembert
Echantillon	BM/158c	BM/201	BM/181	STA1(2)	JM290A	JM290B	BM/197a	STH(3)	VC1	FB11327	FB12406
SiO <sub>2</sub> (%)	62.69	66.58	70.98	71.58	70	72.8	67.86	67.5	66.63	79.9	73.5
TiO <sub>2</sub>	0.8	0.62	0.4	0.37	0.47	0.21	0.49	0.82	0.72	0.16	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17	16.24	14.97	14.61	15.58	14.77	15.57	15.42	15.6	14.8	15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.31	3.08	2.31	2.2	2.96	1.46	2.94	3.4	3.36	0.97	1
MnO	0.07	0.04	0.02	tr	0.05	0.03	0.02	tr	tr	nd	0.02
MgO	1.65	1.09	0.55	0.55	0.9	0.44	1.06	0.83	1.36	0.3	0.2
CaO	3.78	1.39	1.15	1.08	1.96	1.28	1.82	1.57	1.13	0.7	0.7
Na <sub>2</sub> O	3.5	3.57	3.2	3.16	4.12	3.5	3.31	3.25	3.17	3.8	3.2
K <sub>2</sub> O	2.86	3.6	4.97	5.38	3.4	4.69	5.63	5.25	4.78	4.87	4.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.29	0.27	0.2	0.16	0.14	0.45	0.38	0.46	0.39	0.31
Pfeu	0.75	2.96	0.77	0.66	0.66	0.66	0.91	0.91	1.88	1.01	1.13
TOTAL	99.67	99.45	99.59	99.8	100.26	99.98	100.06	99.34	99.1	99.9	99.86
<b>Norme CIPW</b>											
Quartz	19.78	28.43	30.53	29.66	27.12	31.22	22.13	24.56	26.61	35.59	36.21
Anorthite	17.5	5.18	4.04	4.1	8.73	5.49	6.19	5.39	2.73	0.86	1.5
Albite	30.04	31.39	27.42	26.99	35.12	29.87	28.35	28.01	27.67	30.29	27.42
Orthoclase	17.14	22.1	29.78	32.15	20.21	27.95	33.63	31.62	29.13	27.13	28.01
Corundum	1.92	4.62	2.9	2.12	1.95	1.95	1.80	2.5	4.37	2.78	4.19
Hypsthène	8.81	4.73	2.88	2.8	4.3	2.15	4.58	3.87	5.41	1.81	1.26
Ilmenite	1.54	1.22	0.78	0.7	0.89	0.4	0.95	1.6	1.41	0.28	0.23
Magnetite	2.78	1.39	1.01	0.97	1.29	0.64	1.29	1.51	1.51	0.39	0.43
Apatite	0.6	0.7	0.63	0.46	0.37	0.32	1.04	0.9	1.09	0.86	0.72
Zircon	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.015	0.07	0.1	0.1	0.01	0.01
A/CNK	1.08	1.32	1.17	1.12	1.11	1.12	1.05	1.11	1.25	1.16	1.29
<b>Cs (ppm)</b>											
Rb	4.1	14.19	2.87	6.97	-	-	6.2	5.91	4.96	-	-
Ba	126.7	231.1	228.9	245.5	175	172	252	268.1	159.6	171	301
Th	5.40	8.96	9.05	5.84	444	600	1496	2004	2013	297	197
U	6.74	21.56	29.45	57.45	25.9	7.9	51.67	93.16	49.96	3.5	6.9
Nb	3.28	13.23	9.74	13.71	6.8	2.6	9.09	7.64	9.03	6.8	7.1
Ta	10.27	12.45	10.77	10.05	15.3	7.4	12.46	15.62	22.34	9.9	8.3
Sr	0.92	2.27	1.23	1.22	1.1	0.8	0.109	0.97	1.48	0.6	2
Zr	163	452	438	153	187	179	524	635	582	68	62
Hf	245	214	229	284	204	83	389	552	495	78	62
Y	6.46	5.55	5.83	7.79	5.5	2.6	10.9	13.4	13.9	2.4	2.1
Cr	25.5	8.26	9.06	20.2	9.3	3.7	17.4	11.1	14.8	10	8.7
Ni	25.9	10.9	10.2	6.63	24	19	25.8	7.05	27.6	13	nd
Co	9.65	2.93	6.74	6.07	nd	nd	16	3.77	19	nd	nd
Ca	8.82	4.12	2.27	2.81	nd	nd	4.29	4.01	5.9	nd	nd
La	25.44	69.05	72.33	77.52	42	15.5	110.4	217.3	116.4	9.7	13
Ce	52.72	142.1	142.9	178.4	93.9	32.9	221.5	421.9	233.4	21	26
Pr	6.44	15.52	15.08	20.68	11.2	3.7	23.28	46.67	24.67	2.6	3.4
Nd	26.38	55.88	51.76	81.77	40.3	13.4	80.77	168	88.64	10	12
Sm	5.56	7.61	7.3	14.48	7.9	2.5	12.25	21.95	12.58	2.9	2.9
Eu	1.41	1.34	1.18	0.87	0.8	0.7	1.91	3.11	2.39	0.5	0.5
Gd	5	4.75	4.54	8.6	6	1.6	8.02	9.38	6.67	3.2	2.3
Tb	0.73	0.58	0.58	1.15	0.7	0.2	1.05	1.07	0.89	0.5	0.3
Dy	4.77	2.54	2.36	5.2	2.8	0.9	4.45	4.08	3.75	2.7	1.8
Ho	0.87	0.31	0.28	0.8	0.3	0.1	0.62	0.41	0.56	0.4	0.3
Er	2.61	0.93	0.86	1.85	0.8	0.4	1.44	1.213	1.33	0.7	0.7
Yb	0.33	0.12	0.11	0.18	nd	nd	0.13	0.09	0.15	nd	0.1
Tm	2.29	0.66	0.54	1.07	0.6	0.3	0.78	0.55	1.02	0.4	0.6
Lu	0.36	0.12	0.09	0.15	nd	nd	0.12	0.08	0.14	nd	0.1

**Tabl. 1 - Analyses (éléments majeurs et traces) et normes CIPW des orthogneiss et granites des feuilles Baud et Elven.** Le paramètre A/CNK ou indice d'aluminosité est le rapport  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  en proportions moléculaires. Les analyses ont été effectuées au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) de Nancy et au BRGM (échantillons FB11327 et FB12406)

*Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.*

*Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.*

Échelle 1/50 000

