

Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale : une unité de HP–BT dans la chaîne hercynienne

Florence Le Hébel^{a,*}, Olivier Vidal^b, Jean-Robert Kienast^c, Denis Gapais^a

^a Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, université Rennes-1, 35042 Rennes cedex, France

^b LGCA, université Joseph-Fourier–CNRS, BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France

^c Laboratoire de pétrologie métamorphique, URA 736 CNRS, Tour 26-0 E3, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

Reçu le 12 juin 2001 ; accepté le 11 décembre 2001

Présenté par Xavier Le Pichon

Abstract – Evidence for HP–LT Hercynian metamorphism within the ‘Porphyroïdes’ of South Brittany (France). The so-called ‘Porphyroïdes’ Unit of South Brittany is located below units marked by an early HP–LT event (blueschists from the Île de Groix) and above units marked by Upper Carboniferous HT metamorphism. P – T estimates in the Porphyroïdes (at Belle-Île-en-Mer), using the phengite–chlorite thermobarometer, indicate pressures around 8 kbar and temperatures of 350–400 °C. These new estimates suggest that the early tectonic history of the ‘Porphyroïdes’ should be linked to that of the overlying Blueschists, and imply a much larger areal extension of the HP–LT domain in this part of the Hercynian Belt. **To cite this article:** F. Le Hébel et al., *C. R. Geoscience 334 (2002) 205–211*. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Hercynian Belt / Armorican Massif / high pressure–low temperature metamorphism / phengite–chlorite thermobarometer / France

Résumé – L’unité des Porphyroïdes de Bretagne méridionale et de Vendée est située sous des unités marquées par un événement précoce de HP–BT, d’âge 370–380 Ma (schistes bleus de l’île de Groix), et au-dessus d’unités marquées par une histoire métamorphique de haute température, d’âge Carbonifère supérieur. Nos estimations des conditions P – T du pic de métamorphisme dans l’unité des Porphyroïdes (à Belle-Île-en-Mer) sont de 8 kbar et 350–400 °C. Ces nouvelles données suggèrent de relier l’histoire tectonique précoce de l’unité des Porphyroïdes à celles des unités de schistes bleus sus-jacentes, et permettent d’élargir la dimension régionale du domaine HP–BT de la chaîne hercynienne. **Pour citer cet article : F. Le Hébel et al., *C. R. Geoscience 334 (2002) 205–211*. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS**

chaîne hercynienne / Massif armoricain / métamorphisme de haute pression–basse température / thermobaromètre phengite–chlorite / France

Abridged version

1. Introduction

South Brittany (western France) belongs to the internal zones of the Hercynian Belt of Western Europe. It is bounded to the north by a crustal-scale wrench zone (the South Armorican Shear Zone) and disappears to the south

under the Aquitaine Basin. From bottom to top, the main tectonic units are as follows (Fig. 1) [1, 11, 16, 23].

– Units affected by HT–MP metamorphism and mainly made of migmatites, gneisses, and amphibolites. Mineral ages available in migmatites indicate that cooling was probably rapid, of the order of 40 °C/Ma or more, and occurred during Upper Carboniferous times (around 310–290 Ma) [2, 11, 16, 19, 20].

* Correspondance et tirés à part.

Adresses e-mail : florence.le-hebel@univ-rennes1.fr (F. Le Hébel), olivier.vidal@ujf-grenoble.fr (O. Vidal), rk@ccr.jussieu.fr (J.-R. Kienast), denis.gapais@univ-rennes1.fr (D. Gapais).

– Metasediments affected by Barrovian-type metamorphism which decreases in grade from bottom to top in a more or less continuous way according to geographic location [8, 10, 17, 23, 26]. According to ^{39}Ar – ^{40}Ar mineral ages, the major metamorphic event in the Vendée metasediments appears to be Upper Carboniferous in age (325 Ma or less) [17]. Similarly, ^{39}Ar – ^{40}Ar ages obtained on hornblendes from the Vilaine Estuary area are around 300 Ma [11].

– Metavolcanites known as the Vendée and Belle-Île-en-Mer ‘Porphyroïdes’ and deformed at moderate temperatures [28]. Sheets of Carboniferous synkinematic two-mica granites [6, 31] mark out the subhorizontal transition zone between metasediments and ‘Porphyroïdes’ (Fig. 1) [16].

The upper units were affected by high-pressure and low-temperature metamorphism (14–18 kbars, 500 °C) (blueschists of the Île de Groix) [3, 4, 7, 18, 24]. Recent geochronological studies (Rb/Sr and ^{39}Ar / ^{40}Ar) indicate an age around 380–370 Ma for the HP event [7].

Because of the particular situation of the Porphyroïdes, below HP units and above rocks marked by HT metamorphism with no evidence for an HP–LT event, their metamorphic history appears to be a key for the understanding of regional tectonics. In this paper, we present estimates of P – T conditions in this unit using local chlorite–phengite equilibria [29].

2. The ‘Porphyroïdes’

2.1. Lithology

The ‘Porphyroïdes’ correspond to a calcalkaline meta-volcanic and metasedimentary series [9, 14], with two main rock types: coarse-grained foliated orthogneisses ranging in composition from rhyodacitic to rhyolitic, and fine-grained rocks, which are phenocryst-free and have dacitic compositions.

2.2. Deformation

The ‘Porphyroïdes’ are affected by large pervasive strains (commonly more than 400% stretching), with a flat-lying foliation bearing a strong stretching lineation and resulting from overall westward-directed shear [12, 13, 28]. The deformation is accommodated by dissolution–crystallisation processes [21, 28]. Underlying metasediments and sheets of Carboniferous two-mica granites show similar kinematic features [16]. The base of the ‘Porphyroïdes’ Unit was first interpreted as a thrust [13, 15, 23, 28]. Then, it has been reinterpreted as involved in a crustal-scale décollement zone during Upper Carboniferous extensional tectonics [16]. However, its early tectonic and metamorphic evolution remains unknown.

2.3. Mineralogy

Coarse-grained rocks are marked by quartz and feldspar (potassic and sodic) phenocrysts and by alternating quartz–feldspar bands and phengitic bands. Fine-grained layers are composed of quartz bands and phengite–chlorite

bands. Phengite–chlorite assemblages are preserved in microlithons bounded by dissolution planes (Fig. 2). Geochemical and structural data show that quartz and feldspar were mobile during dissolution–crystallisation processes, whereas phengite is residual [21]. Phengite and chlorite have been analysed in two samples of fine-grained layers from Belle-Île-en-Mer (Fig. 1). Phengites show no significant variations in Si content (3.2 ± 0.08 atom per formula unit) and $X_{\text{Mg}} = (0.55 \pm 0.03)$ ($X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/[\text{Fe} + \text{Mg}]$). In chlorites, no significant variations of the Si content (2.65 ± 0.04) were observed and $X_{\text{Mg}} = 0.39 \pm 0.01$.

3. P – T estimates

The chemical variability of chlorite and phengite results from the P – T -dependent Tschermak (TK), Fe–Mg (FM), di/trioctahedral (DT) and pyrophyllitic (P) substitutions. A multi-equilibrium technique [5] can be used to estimate P – T conditions of the chlorite–phengite equilibrium [29]. This method has been applied to the samples of fine-grained layers from Belle-Île-en-Mer. All calculations were made for a chlorite–phengite–quartz– H_2O assemblage with the TWEEQ software [5] using the thermodynamic database JUN92.RGB and additional data [22, 29, 30]. The end-members used are clinocllore (Clin, $\text{Si}_3 \cdot \text{Al}_2\text{Mg}_5\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), amesite (Am, $\text{Si}_2\text{Al}_4\text{Mg}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) and sudoite (Sud, $\text{Si}_3\text{Al}_4\text{Mg}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) for chlorite, muscovite (Ms, $\text{Si}_3\text{Al}_3\text{KO}_{10}(\text{OH})_2$), celadonite (Cel, $\text{Si}_4\text{AlMg}_2 \cdot \text{KO}_{10}(\text{OH})_2$) and pyrophyllite (Pr1, $\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) in white mica, quartz and H_2O (KMASH system) [29, 30].

Fourteen equilibria, among which three are independent, can be calculated and should intersect in one point if equilibrium is achieved. In practice, a scatter of intersection points is observed (Fig. 3). P – T estimates obtained from ten phengite–chlorite pairs indicate pressures around 7–9 kbar and temperatures around 350–400 °C (Fig. 4). (Complete chemical analyses used are available on request to F.L.H.)

4. Discussion and conclusions

Errors on thermodynamic data and activity models might generate systematic over-estimates of the P – T conditions. However, in other examples [7, 27, 29], these thermodynamic data have provided results that are consistent with those independently obtained with petrogenetic grids. At the scale of the thin section, the composition of phengite and chlorite is homogeneous. In addition, for each analysed chlorite–phengite pairs, the two minerals are close together. Moreover, the observed scattering of intersection points between different equilibria is low (Fig. 3) and P – T estimates from pairs from different thin sections are similar. From these, we infer equilibrium and consequently valid P – T estimates.

The latest deformations observed in the ‘Porphyroïdes’ Unit and underlying ones are mainly attributed to late regional-scale extension [11, 16]. One can thus associate these units during the syn-extensional history. On the other

hand, pressure estimates in the 'Porphyroïdes' suggest that their early history should be correlated to that of the upper HP–LT unit. Other units of the area, like the Pouldu Micaschists, could have undergone a comparable history [25]. In

such a model, the basal contact of the 'Porphyroïdes' Unit would be part of an early thrust system, allowing exhumation of HP–LT units during collision, and reworked during crustal extension.

1. Introduction

Le domaine sud-armoricain appartient aux zones internes de la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest (Fig. 1). Il est limité, au nord, par le cisaillement sud-armoricain (CSA) et disparaît, au sud, sous le Bassin aquitain. De bas en haut, différentes unités peuvent être distinguées (Fig. 1) [1, 11, 16, 23, 28].

Des unités inférieures, essentiellement constituées de migmatites, gneiss et amphibolites sont affectées par une évolution métamorphique de haute température. Les migmatites du golfe du Morbihan, par exemple, ont été soumises à des températures d'environ 700–750 °C et à des pressions de l'ordre de 10 kbar [2, 11, 19, 20]. Les âges sur minéraux (monazite (U/Pb), hornblende (^{39}Ar – ^{40}Ar), muscovite (^{39}Ar – ^{40}Ar), biotite (Rb/Sr), traces de fission sur apatites) suggèrent un refroidissement rapide de ces migmatites au Carbonifère supérieur (310–290 Ma) [11, 16].

Ces unités sont surmontées par un ensemble de métapélites, montrant un métamorphisme de type barrovien, décroissant vers le haut de la série, et plus ou moins continu selon la situation géographique. Dans les micaschistes de la Vilaine, un métamorphisme dans les conditions du faciès des amphibolites a été reconnu [26]. En Vendée littorale, on observe une série barroviennne complète dans la séquence pélitique [8, 10, 17, 23]. Des âges ^{39}Ar – ^{40}Ar obtenus sur des minéraux potassiques (micas blancs, biotites, feldspaths) des métapélites en Vendée indiquent un événement tectono-métamorphique majeur d'âge Carbonifère supérieur (325 Ma au plus) [17]. Parallèlement, dans les micaschistes de l'estuaire de la Vilaine, des datations ^{39}Ar – ^{40}Ar sur hornblende ont fourni des âges autour de 300 Ma [11].

L'unité sus-jacente, la « nappe des Porphyroïdes », sur laquelle s'est concentrée notre étude, est constituée de métavolcanites déformées dans des conditions thermiques modérées [28]. Le contact subhorizontal entre les métapélites et les Porphyroïdes est jalonné de leucogranites à deux micas syncinématiques [16] (Fig. 1), datés du Carbonifère supérieur [6, 31]. En Vendée littorale, sous les Porphyroïdes, la déformation affecte des sédiments d'âge Tournaisien [15].

L'ensemble de la pile métamorphique est surmonté par les klippen de l'île de Groix et du bois de Céné, qui sont caractérisées par un métamorphisme de HP–BT (estimations de 14–18 kbar et 500 °C à Groix [7])

dans le faciès des schistes bleus [3, 4, 7, 18, 24]. Les données géochronologiques récentes (Rb–Sr et ^{39}Ar – ^{40}Ar) indiquent que l'âge de l'événement de HP–BT est d'environ 370–380 Ma [7].

Ainsi, l'unité des Porphyroïdes est située entre deux ensembles tectono-métamorphiques très différents : des unités supérieures, marquées par une histoire précoce de type HP–BT, et des unités inférieures, marquées par une histoire métamorphique tardive HT–MP. L'estimation des conditions P – T et de leur évolution dans l'unité des Porphyroïdes apparaît donc comme un point clé pour la compréhension de l'histoire tectonique de la région. L'objet du présent travail est d'estimer ces conditions. L'absence de minéraux index des conditions de métamorphisme ne permettant pas d'utiliser des grilles pétrogénétiques classiques, nous avons utilisé la technique des « équilibres multiples », basée sur la notion d'équilibre local [5, 29].

2. L'unité des Porphyroïdes

2.1. Lithologie

On peut distinguer deux faciès dans l'unité des Porphyroïdes : des faciès relativement grossiers et de composition variant depuis des rhyodacites jusqu'à des rhyolites, et des niveaux tuffacés, à grain plus fin et de composition dacitique. L'ensemble, à caractère volcano-sédimentaire et correspondant à une suite calco-alcaline, a été qualifié de méta-tuffo-ignimbrite porphyrique rhyolitique [9, 14], les Porphyroïdes représentant la partie méta-ignimbritique franche.

2.2. Déformation

Les Porphyroïdes montrent une intense déformation pénétrative, marquée par une foliation subhorizontale, portant une linéation d'étirement souvent est-ouest résultant de mouvements cisailants tangentiels vers l'ouest [12, 13, 28]. La quantité d'étirement peut couramment atteindre et dépasser 300 à 400 % [13, 28]. Cette déformation est accommodée par des processus de dissolution–cristallisation [21, 28].

Les métapélites et les leucogranites carbonifères sous-jacents présentent des caractéristiques cinématiques semblables à celles des Porphyroïdes [1, 16] (Fig. 1). Certains auteurs font état d'une absence de métamorphisme de contact dans les Porphyroïdes à

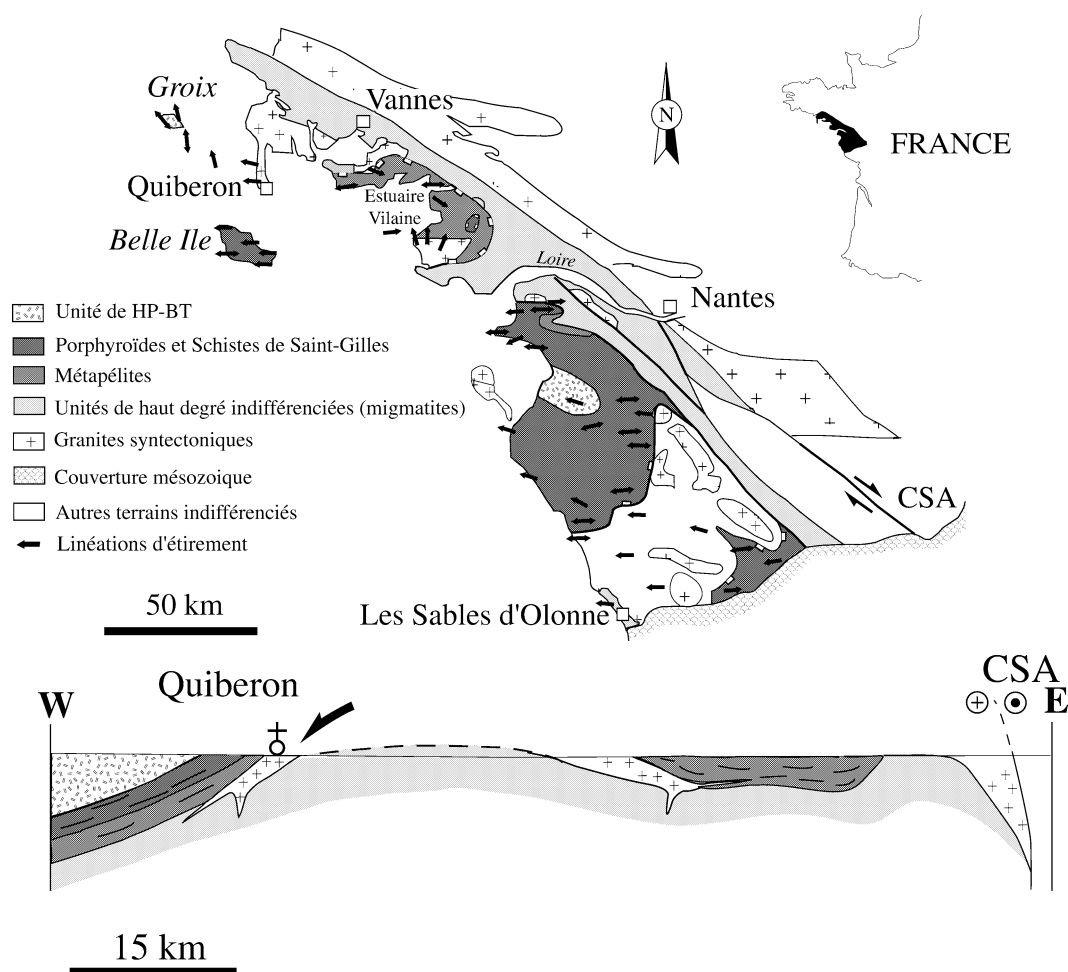


Figure 1. Carte géologique simplifiée du domaine sud-armoricain et coupe schématique au niveau de Quiberon (modifiée d'après [12, 16]).

Figure 1. Simplified geological map of South Brittany and schematic cross-section in the Quiberon area (modified from [12, 16]).

proximité des granites carbonifères du Bas-Bocage [17]. Tout ceci suggère une mise en place tardive du dispositif actuel des nappes vendéennes. Le contact basal de l'unité des Porphyroïdes fut décrit comme chevauchant par plusieurs auteurs [13, 15, 23, 28], et a été réinterprété comme impliqué dans une zone de décollement d'échelle crustale durant l'extension post-épaississement au Carbonifère supérieur [16]. Cependant, l'évolution métamorphique prograde de l'unité demeure jusqu'à présent inconnue.

2.3. Minéralogie

Les porphyroïdes grossiers sont caractérisés par des phénocristaux de feldspaths et de quartz gris bleuté et par des alternances de lits quartzofeldspathiques recristallisés et de lits phengitiques. Les feldspaths sont de nature potassique, soit de l'adulaire, soit du microcline en porphyroblastes ou cristallisant dans les zones abritées de l'adulaire. Les feldspaths peuvent également être sodiques, sous forme d'albite. On peut

noter très rarement la présence de biotite verte ou de stilpnomélane.

Les tufs fins sont caractérisés par l'absence quasi-complète de phénocristaux. En lame mince, on observe une alternance de lits constitués de quartz et accessoirement d'albite et de lits phengitiques et chloriteux. Les phengites et les chlorites sont parfois orientées parallèlement à des plans de dissolution synschisteux, mais elles sont le plus souvent conservées en microlithons soulignant une schistosité crénelée antérieure à la schistosité majeure observée (Fig. 2). Les lits formés essentiellement de quartz recristallisé sont parallèles à la foliation régionale. En outre, les données structurales et géochimiques montrent que la phase phengitique est résiduelle, quartz et feldspaths étant les seuls constituants mobiles dans le processus de dissolution-cristallisation [21].

Les chlorites et les phengites ont été analysées sur deux échantillons de tufs fins prélevés au lieu-dit Vazen à Belle-Île-en-Mer (Fig. 1). Les analyses à la microsonde indiquent que les phengites ont des

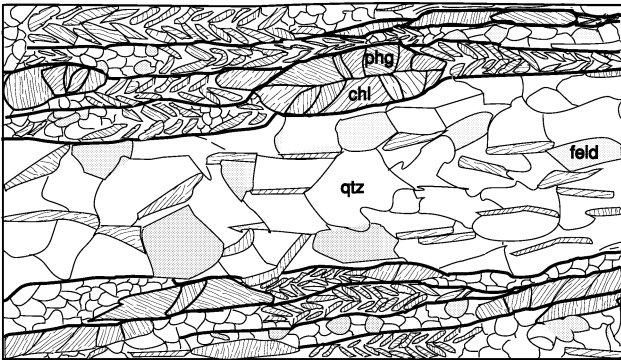


Figure 2. Lame mince montrant une alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits riches en microlithons de phengite et chlorite dans un tuf fin (échantillon FL162) (largeur du dessin : 5,7 cm).

Figure 2. Thin section of fine-grained tuff showing quartz-feldspar bands alternating with bands enriched in phengite-chlorite microlithons (sample FL 162) (sketch width is 5.7 cm).

teneurs constantes en Si ($3,2 \pm 0,08$ atomes par unité formulaire), avec $X_{Mg} = 0,55 \pm 0,03$ ($X_{Mg} = Mg/[Fe + Mg]$). Les chlorites ont également des teneurs constantes en Si ($2,65 \pm 0,04$), avec $X_{Mg} = 0,39 \pm 0,01$.

3. Estimations thermobarométriques

Les compositions des chlorites et des phengites varient en fonction de la composition de la roche initiale et des conditions $P-T$ pendant leur formation. La variabilité chimique de ces minéraux résulte des substitutions Tschermak, Fe–Mg et di/trioctaédrique, plus pyrophyllitique et Na–K pour les micas dioctaédriques. Ces substitutions peuvent être décrites et leurs importances en fonction de P et T calculées dans le système KMASH en utilisant les pôles purs suivants : clinochlore (Clin, $Si_3Al_2Mg_5O_{10}(OH)_8$), amésite (Am, $Si_2Al_4Mg_4O_{10}(OH)_8$), et sudoïte (Sud, $Si_3Al_4Mg_2O_{10}(OH)_8$) pour les chlorites, et (Mg)-céladonite (Cel, $Si_4AlMg_2KO_{10}(OH)_2$), muscovite (Ms, $Si_3Al_3KO_{10}(OH)_2$), pyrophyllite (Pr1, $Si_4Al_2O_{10} \cdot (OH)_2$) pour les micas [29, 30]. Une approche multi-équilibre [5], utilisant les pôles purs mentionnés ci-dessus et les données thermodynamiques (pour les chlorites [29, 30] et pour les micas [22]), permet de déterminer les conditions $P-T$ d'équilibre d'une association composée de chlorite et phengite en présence de quartz [30]. Cette technique permet également d'obtenir des informations sur l'état d'équilibre local de l'assemblage minéralogique considéré.

Nous avons appliqué la méthode multi-équilibres aux deux échantillons de tufs fins provenant de Belle-Île-en-Mer, où des phengites et des chlorites conservées dans les microlithons ont pu être analysées. Les calculs ont été faits pour l'assemblage chlorite-phengite-quartz- H_2O avec le logiciel TWEEQ [5],

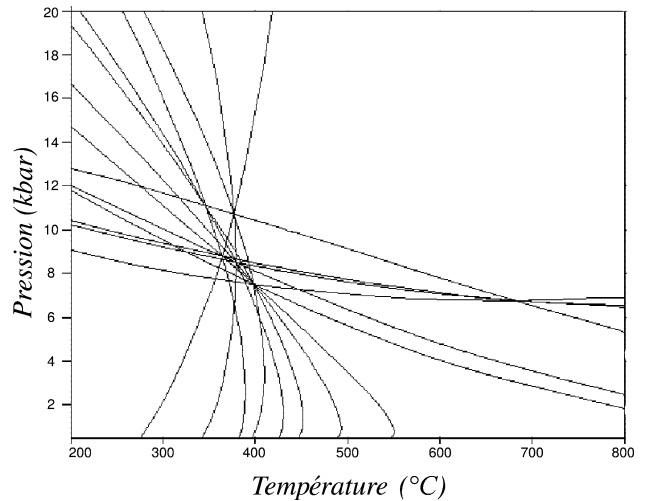


Figure 3. Exemple de calcul $P-T$ correspondant à un équilibre chlorite–phengite–quartz- H_2O (chlorite 56–phengite 5(4) dans l'échantillon FL 161).

Figure 3. Example of $P-T$ plot for a chlorite–phengite–quartz- H_2O paragenesis (chlorite 56–phengite 5(4) in sample FL 161).

utilisant la base de données thermodynamique JUN92. RGB complétée pour les chlorites [29, 30] et pour les micas [22]. En l'absence de données additionnelles, les calculs ont été effectués avec une activité d'eau égale à 1. Dans la chlorite, la quantité minimale de Fe^{3+} a été estimée de manière à respecter l'égalité $(Al^{VI} + Fe^{3+} - Al^{IV}) = (6 - \text{somme octaédrique})/2$. Quatorze équilibres, dont trois sont indépendants, peuvent être calculés et doivent se croiser en un point si l'équilibre est réalisé (Fig. 3). Dans la pratique, une certaine dispersion des points d'intersection est observée (Fig. 3).

Pour chaque estimation $P-T$, nous avons ensuite calculé avec le logiciel INTERSX [5] la moyenne des intersections des équilibres et l'écart type, qui est proportionnel à la dispersion des points d'intersection (Fig. 4) – l'ensemble des analyses chimiques est disponible sur demande à F.L.H. Les dispersions des intersections sont faibles (indiquées par les barres sur la Fig. 4) et sont en accord avec l'hypothèse $a_{H_2O} = 1$ faite pour les calculs. Toutefois, en baissant l'activité de l'eau, on diminue la température et on augmente légèrement les conditions de pression. Il faudrait utiliser des équilibres impliquant plus de phases pour discuter ce point plus en détail. La majorité des estimations indique des pressions de 7 à 9 kbar pour des températures de l'ordre de 350 °C.

4. Discussion et conclusions

Les calculs suggèrent que l'unité des Porphyroïdes a subi des conditions de pression de l'ordre de 8 kbar en contexte de basse température, information jus-

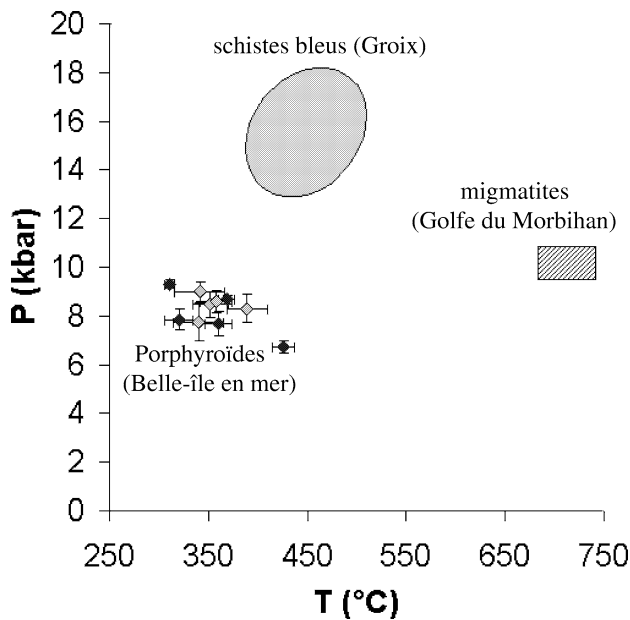


Figure 4. Estimations P - T dans des tufs fins de Belle-Île-en-Mer (losanges noirs (FL161) et losanges gris (FL162)) et comparaisons avec celles obtenues dans l'unité de HP-BT (Groix) [7] et dans les unités inférieures migmatitiques (golfe du Morbihan) [2, 19, 20].

Figure 4. P - T estimates within fine-grained tufs at Belle-Île-en-Mer (black losanges (FL161) and grey losanges (FL162)) compared with those obtained in overlying blueschists (Groix) [7] and underlying migmatites (golfe du Morbihan) [2, 19, 20].

qu'à présent inconnue. Ces résultats dépendent fortement des modèles de solution solide utilisés. Les incertitudes dans les données thermodynamiques et les modèles d'activité pourraient engendrer une sur-estimation systématique des conditions de pression. Toutefois, l'utilisation de ces données dans d'autres exemples [7, 27, 29] a fourni des résultats cohérents avec les chemins P - T estimés indépendamment à

Remerciements. Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme Armor2-Géofrance3D (BRGM-CNRS). Les auteurs remercient M. Ballèvre, V. Bosse, S. Fourcade et R. Capdevila pour leur implication dans cette étude et leurs conseils, ainsi que C. Chopin pour son expertise constructive.

Références

- [1] C. Audren, Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque, *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Vol. 31, 1987, 365 p.
- [2] C. Audren, C. Triboulet, P - T - t -deformation paths recorded by kizigites during diapirism in the western Variscan belt (Golfe du Morbihan, southern Brittany, France), *J. Metamorph. Geol.* 11 (1993) 337–356.
- [3] X. Barrientos, Petrology of coexisting blueschist and greenschists, Île de Groix, France: implications for preservation of blueschists, PhD thesis, Harvard University, 1992, 252 p.
- [4] C. Barrois, Mémoire sur les schistes métamorphiques de l'Île de Groix, *Annales de la Société Géologique du Nord* XI (1883) 18–71.
- [5] R.G. Berman, Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications, *Can. Mineral.* 29 (1991) 833–855.
- [6] J. Bernard-Griffiths, J.-J. Peucat, S. Sheppard, P. Vidal, Petrogenesis of Hercynian leucogranites from South Armorican massif. Contributions of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages, *Earth Planet. Sci. Lett.* 74 (1985) 235–250.
- [7] V. Bosse, G. Féraud, M. Ballèvre, J.-J. Peucat, Petrological and geochronological constraints in the Île de Groix blueschists (Armorican Massif, France), *Basement Tectonics* 15 (2000) 63–66.
- [8] G. Bossière, Évolutions chimico-minéralogiques du grenat et de la muscovite au voisinage de l'isograde biotite-staurotite dans un métamorphisme prograde de type barrovien : un exemple en Vendée

littorale (Massif armoricain), C. R. Acad. Sci. Paris, série II 306 (1988) 135–140.

[9] C. Boyer, Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain, thèse, université Paris-Sud, Orsay, 1974, 384 p.

[10] A. Brillanceau, Guide géologique régional Poitou–Vendée–Charente, Masson, Paris, 1978.

[11] M. Brown, R.D. Dallmeyer, Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France, J. Metamorph. Geol. 14 (1996) 361–379.

[12] J.-P. Brun, J.-P. Burg, Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision, Earth Planet. Sci. Lett. 61 (1982) 319–332.

[13] J.-P. Burg, Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : signification des linéations d'étirement E–W dans les porphyroïdes à foliation horizontale, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 293 (1981) 849–854.

[14] M. Chalet, Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale : étude lithostratigraphique et structurale des « porphyroïdes » et formations paléozoïques associées du Bas Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay), thèse 3^e cycle, université de Poitiers, 1985.

[15] M. Colchen, D. Poncet, Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne synchisteuse à Bretignoles-sur-Mer, Vendée littorale, Massif armoricain, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 305 (1987) 1255–1258.

[16] D. Gapais, J.-L. Lagarde, C. Le Corre, C. Audren, P. Jégouzo, A. Casas Sainz, J. Van Den Driessche, La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 316 (1993) 1123–1129.

[17] J.-C. Goujou, Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi orogénique varisque sur l'encaissant épi à mézozonal de Vendée, Doc. BRGM n° 216, 1992, 347 p.

[18] M. Guiraud, J.-P. Burg, R. Powell, Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené, J. Metamorph. Geol. 5 (1987) 225–237.

[19] K.A. Jones, M. Brown, The metamorphic evolution of the Southern Brittany Migmatite Belt, France, Geol. Soc. London Spec. Publ. 43 (1989) 501–505.

[20] K.A. Jones, M. Brown, High-temperature 'clockwise' P – T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from Southern Brittany, France, J. Metamorph. Geol. 14 (1990) 361–379.

[21] F. Le Hébel, S. Fourcade, D. Gapais, C. Marignac, R. Capdevila, F. Martineau, Fluid-assisted spreading of thickened continental crust: preliminary data from the Variscan Belt of South Brittany, J. Geochem. Expl. 69–70 (2000) 561–564.

[22] T. Parra, O. Vidal, P. Agard, A thermodynamic model for Fe–Mg dioctahedral mica using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages, Contrib. Mineral. Petrol. (soumis).

[23] M. Ters, Carte géologique à 1 : 80 000 de Palluau-Île d'Yeu, n° 129, 2^e éd., BRGM, 1972.

[24] C. Triboulet, Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (Morbihan, France) : étude minéralogique et pétrologique, Contrib. Mineral. Petrol. 45 (1974) 65–90.

[25] C. Triboulet, Les schistes verts subglaucophaniques du « Pouldu », zone de transition entre schistes bleus et amphibolites d'un complexe métamorphique monozonal paléozoïque en Bretagne méridionale, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 315 (1992) 697–702.

[26] C. Triboulet, C. Audren, Controls on P – T – t deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (Estuary of the River Vilaine, South Brittany, France), J. Metamorph. Geol. 6 (1988) 117–133.

[27] F. Trotet, O. Vidal, L. Jolivet, Exhumation of Syros and Syfnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P – T paths, Eur. J. Mineral. 13 (2001) 901–920.

[28] A. Vauchez, D. Maillet, J. Sougy, Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France, J. Struct. Geol. 9 (1987) 31–40.

[29] O. Vidal, T. Parra, Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria of chlorite-phengite assemblages, Geol. J. 35 (2000) 139–161.

[30] O. Vidal, T. Parra, F. Trotet, A thermodynamic model for Fe–Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100–600 °C, 1–25 kbar P – T range, Am. J. Sci. 301 (2001) 557–592.

[31] P. Vidal, L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium, Mém. Soc. Géol. Mineral. Bretagne, Vol. 21, 1980, 162 p.