

Etude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinentale: la série bimodale ordovicienne du Choletais (massif vendéen)*

D. Thiéblemont⁽¹⁾, B. Cabanis⁽¹⁾, J. Le Métour⁽²⁾

Mots-clés : Rhyolite, Microgranite, Gabbro, Ordovicien, Analyse majeurs, Analyse élément trace, Magma bimodal, Contamination, Extension tectonique, Vendée (Massif Choletais)

Résumé

Trois ensembles magmatiques peuvent être distingués dans le Paléozoïque inférieur du Choletais. Un ensemble volcanique acide dacitique à rhyolitique qui forme la partie ouest du massif, un ensemble plutonique microgranitique et un cortège gabbroïque associé qui en forment la partie est. Deux unités composent l'ensemble volcanique, l'une interstratifiée dans la série sédimentaire cambrienne du Choletais, l'autre qui la surmonte (unité supérieure). L'étude géochimique des éléments traces montre l'identité entre le microgranite et une partie de l'ensemble rhyolitique de l'unité supérieure et s'accorde avec l'hypothèse d'une origine anatectique de ces roches préalablement proposée par J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths (1979) sur la base d'arguments isotopiques. Les roches basiques, contemporaines du microgranite ont subi une forte interaction avec ce dernier. Il en résulte un enrichissement important en thorium et dans une moindre mesure en silice, éléments alcalins et alcalino-terreux dans les roches contaminées. L'analyse géochimique fondée sur les éléments hygromagmaphiles montre que le processus de contamination se superpose à des phénomènes de fusion partielle et de cristallisation fractionnée. Elle met en évidence l'affinité tholéitique continentale de l'ensemble basique et permet de rattacher ce magmatisme à l'épisode distensif ordovicien à silurien reconnu par A. Autran et J. Cogné (1980) dans le Massif armoricain.

I – Introduction, cadre géologique

L'unité magmatique et sédimentaire du Choletais, d'âge paléozoïque inférieur (G. Mathieu, 1937 ; D. Santallier, 1964) est située dans la région orientale du Massif vendéen (Fig. 1). A l'ouest et au nord, cette unité épizonale repose en discordance sur le socle précambrien des Mauges par l'intermédiaire d'un horizon basal détritique daté du Cambrien moyen (P. Cavet et al., 1966). Elle est recoupée par des intrusions dioritiques et granitiques synchrones et postérieures à la tectogenèse hercynienne (cf. Fig. 1). Au sud-ouest, elle est affectée et limitée par le cisaillement dextre est-vendéen de Cholet (J. Le Métour, 1979), acci-

Abstract

The early-Paleozoic magmatic series in the Cholet area is composed of three different units : a western acidic volcanic sequence, and an eastern microgranitic massif with associated gabbroic rocks. The trace element geochemistry shows that part of the acidic volcanic sequence is identical to the plutonic microgranite and agrees with the previous suggestion of J. Le Métour and J. Bernard-Griffiths (1979) that these acidic rocks originate from crustal anatexis. Part of the gabbroic rocks have been more or less extensively contaminated by acidic magmas. The elements the most sensible to this process are thorium, silicium, alkaline and alkaline-earth elements. Our study of hygromagmaphile elements shows that the contamination is superposed to the partial melting of two different mantle sources and subsequent fractional crystallization. The combined effects of these processes lead to a strong compositional variability of basic magmas. The resulting microgabbros have trace element patterns characteristic of continental tholeiites. The whole magmatic series in the Cholet area may be attributed to the ordovician-silurian extensional tectonics previously recognized by A. Autran and J. Cogné (1980) in the Armorican Massif.

dent hercynien qui la sépare du domaine gneissique et granitique de La Tessouale.

Trois unités lithologiques en superposition normale ont été reconnues dans le Paléozoïque inférieur du Choletais (J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, 1979) :

- une « unité inférieure » détritique.
- une « unité intermédiaire » volcanique (ignimbrites, laves).
- une « unité supérieure » volcanique et plutonique qui fait l'objet de ce travail.

Cette unité supérieure est séparée des volcanites de l'unité intermédiaire par un niveau détritique. Elle est composée de roches volcaniques et plutoniques (D. Santallier, 1964, J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, 1979). On distingue :

⁽¹⁾ Laboratoire de Géochimie comparée et Systématique
Université P. et M. Curie, Paris VI, 4 place Jussieu,
75252 Paris cedex 05

⁽²⁾ BRGM, Service géologique régional "Pays de la Loire",
10 rue Henri Picherit, 44300 Nantes
* Manuscrit accepté en Janvier 1987

– des rhyolites massives sombres (appelées « laves rhyolitiques noires » et « ignimbrites rhyolitiques » par C. Boyer, 1974). Ces volcanites, communément désignées sous l'appellation de « rhyolites du Choletais », affleurent essentiellement à l'ouest (cf. Fig. 1) entre Cholet et Argenton-Château.

– le microgranite de Thouars, qui forme la partie est du massif et se prolonge vers l'ouest selon deux digitations qui encadrent l'ensemble rhyolitique.

– le gabbro de Massais, injecté au sein du microgranite et contemporain de ce dernier (J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, 1979).

L'ensemble volcanique supérieur est clairement postérieur au Cambrien moyen et le microgranite a été daté à 434 ± 7 MA par la méthode Rb/Sr (J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, op. cit.) ; par contre, aucune étude géochronologique n'a été menée sur l'ensemble des « rhyolites du Choletais » et la nature des relations entre ces volcanites et les roches plutoniques de Massais-Thouars n'a pas été élucidée. Par ailleurs, J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths ont mis en évidence la présence de rhyolites associées au microgranite dans la région de Thouars (Fig. 1). Ces volcanites, qui se distinguent nettement des « rhyolites du Choletais » par leurs caractères pétrographiques, délimitent une isochrone parallèle à celle définie par les microgranites mais avec une valeur légèrement plus faible du rapport isotopique initial du strontium (0,706 contre 0,709).

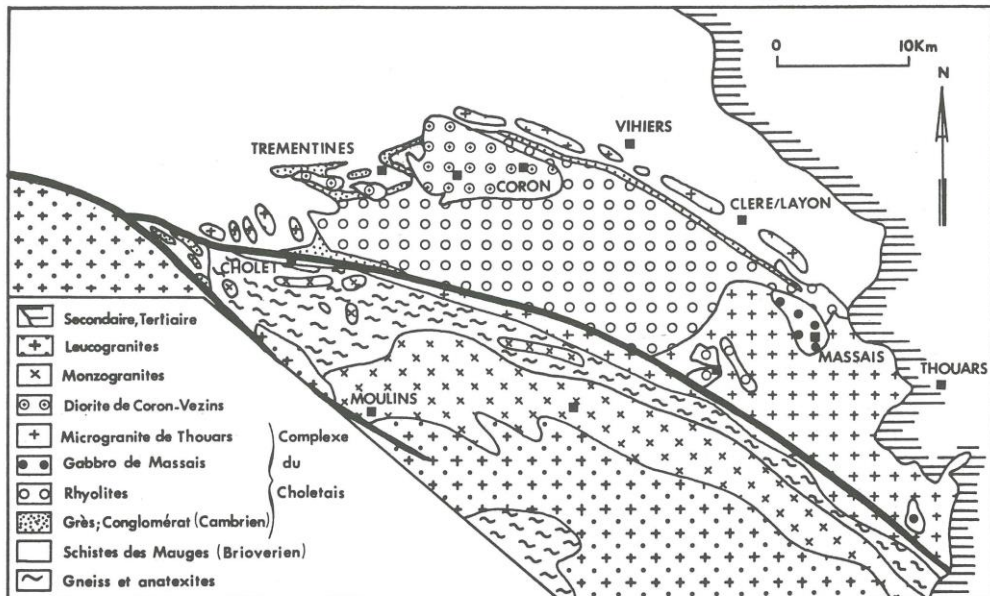
II – Étude de terrain

Une cartographie détaillée de l'unité supérieure du Choletais (Fig. 2) a été effectuée dans la région d'Argenton-Château, où des levés anciens (Fig. 1) situaient la limite entre le microgranite de Thouars et les rhyolites du

Choletais. Ce travail préliminaire amène à reculer sensiblement vers l'est la limite entre les ensembles plutonique et volcanique. Il montre par ailleurs que sur sa bordure ouest le microgranite s'individualise en petits massifs dans les rhyolites. Au sein des rhyolites, nous avons distingué deux faciès : des roches noires quasiment aphyriques auxquelles nous donnons le nom « d'obsidiennes » (les « laves rhyolitiques noires » de C. Boyer, 1974) et des roches claires, plus cristallines et plus variées que nous appellerons « rhyolites porphyriques ». Sous cette seconde appellation nous rangeons : des ignimbrites, des rhyolites porphyriques sub-ignimbritiques et des rhyolites à lithophyses millimétriques à pluricentimétriques. À l'échelle cartographique, ces faciès ne peuvent être totalement distingués des obsidiennes auxquelles ils sont intimement liés, nous avons cependant séparé dans la figure 2 des secteurs à « dominante obsidienne » d'une région où dominent les faciès porphyriques. Au sein des obsidiennes, les rhyolites cristallines peuvent former des bandes massives dont il est difficile d'affirmer le caractère intrusif ou lavique. Par ailleurs, dans le village du Breuil s/Argenton, on observe des obsidiennes incluses dans le microgranite qui pourraient représenter soit des dykes soit des panneaux enclavés dans la masse intrusive. Ainsi, aucun argument de terrain ne permet, à l'heure actuelle d'affirmer que le microgranite et les rhyolites (au sens large) sont strictement contemporains, et par là, qu'ils représentent les produits respectivement hypovolcaniques et laviques d'un même ensemble magmatique. De même, au sein de l'unité effusive, on ne peut affirmer la contemporanéité entre les obsidiennes et les rhyolites porphyriques.

À l'inverse, l'étude de la masse plutonique montre de façon incontestable les mises en place contemporaines du microgranite de Thouars et du gabbro de Massais. Cette

Fig. 1. – Extrait de la carte géologique à 1/320 000 Nantes (2^e édition, 1972), d'après J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths (1979).



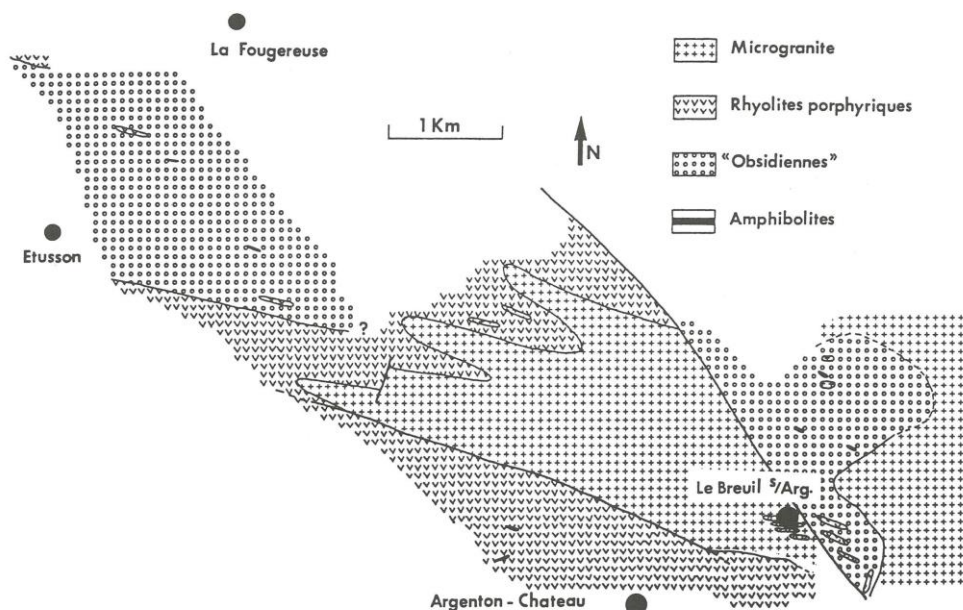


Fig. 2. — Carte géologique provisoire de la limite entre l'ensemble plutonique de Massais-Thouars et la formation des « rhyolites du Choletais » entre Étusson et Argenton-Château.

contemporanéité se traduit par l'existence de bordures interlobées entre les roches basiques et les roches acides signalées par A. Autran (in J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, 1979). Dans la région de Massais, l'existence de « bouffées basiques » au sein du microgranite et de termes dioritiques hétérogènes traduit une forte interaction entre les deux magmas.

III — Étude pétrographique

III.1 — Les obsidiennes

Elles présentent généralement une schistosité peu marquée, associée à une recristallisation très partielle des protolithes. D'anciennes traces de fluidalités et un rubanement restent cependant visibles. La matrice initialement vitreuse est remplacée par un agrégat quartzo-feldspathique très fin. Les principaux phénocristaux sont : le feldspath potassique, plus rarement le plagioclase et le quartz en individus millimétriques fréquemment corrodés. On observe parfois des fantômes de ferro-magnésiens recristallisés en amphibole, biotite ou épidote. Le mica et l'amphibole (métamorphiques) se présentent également en minuscules cristaux allongés selon la schistosité et dans les ombres de pression développées autour des anciens phénocristaux magmatiques. Au sein des obsidiennes C. Boyer (1974) a décrit des « ignimbrites rhyolitiques » que nous n'avons pas observées.

III.2 — Les rhyolites porphyriques

Elles présentent des textures très variées, depuis des laves riches en sphérolites aux phénocristaux automorphes,

jusqu'à des ignimbrites. Les observations de D. C. Almond (1971) montrent que de telles textures, fréquemment considérées comme strictement laviques peuvent s'observer dans les parties supérieures de dykes. Ainsi, bien qu'on les trouve fréquemment en bancs massifs isolés dans les obsidiennes, on ne peut affirmer que les « rhyolites porphyriques » constituent effectivement des coulées interstratifiées avec les obsidiennes. Par rapport à ces dernières, les rhyolites cristallines attestent essentiellement d'une plus grande richesse en fluides des magmas déterminant une forte vésiculation des laves et des émissions pyroclastiques. Des faciès identiques ont été décrits au sein de la digitation nord-ouest de l'ensemble plutonique où ils se trouvent intimement associés au microgranite (C. Boyer, op. cit.).

III.3 — Le microgranite

Il a été précédemment décrit comme « une roche rose équante, finement grenue à texture micropegmatitique ou microgrenue porphyrique à phénocristaux de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et hornblende ferrohastingsitique » (J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, 1979). Ces roches sont quasiment indemnes de métamorphisme et de déformation à l'exception cependant de celles affleurant dans la digitation sud-ouest (cf. Fig. 1) dont les faciès sont fortement cataclasés le long du cisaillement dextre de Cholet (J. Le Métour, 1979).

III.4 — Le gabbro de Massais

Il constitue une part non négligeable de la masse intrusive dans la partie est peu déformée du massif. Au sein de la digitation sud-ouest (Fig. 1), on trouve parfois des « passées » décimétriques de roches basiques foliées (cf. J. Le Métour et L. Clozier, à paraître) que l'on peut assimiler au gabbro de Massais. Contrairement au microgranite, les roches basiques présentent une grande variété de la taille

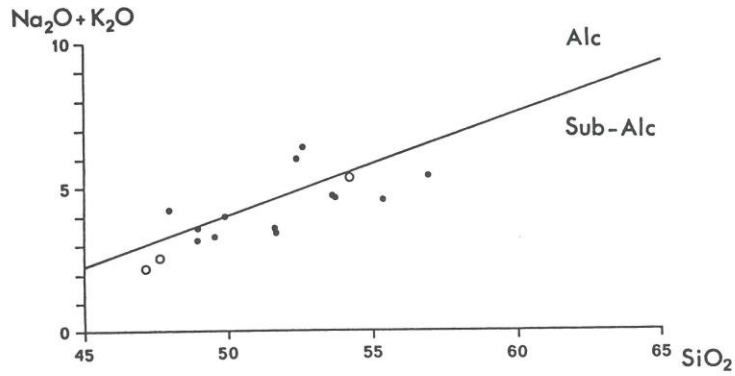


Fig. 3. - Diagramme $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (G. A. MacDonald et T. Katsura, 1964 ; T. W. Irvine et W. R. Baragar, 1971) pour l'ensemble des roches basiques. Alc : champ des roches alcalines ; Sub, Alc : champ des roches sub-alcalines. L'explication des figurés est donnée dans la figure 8.

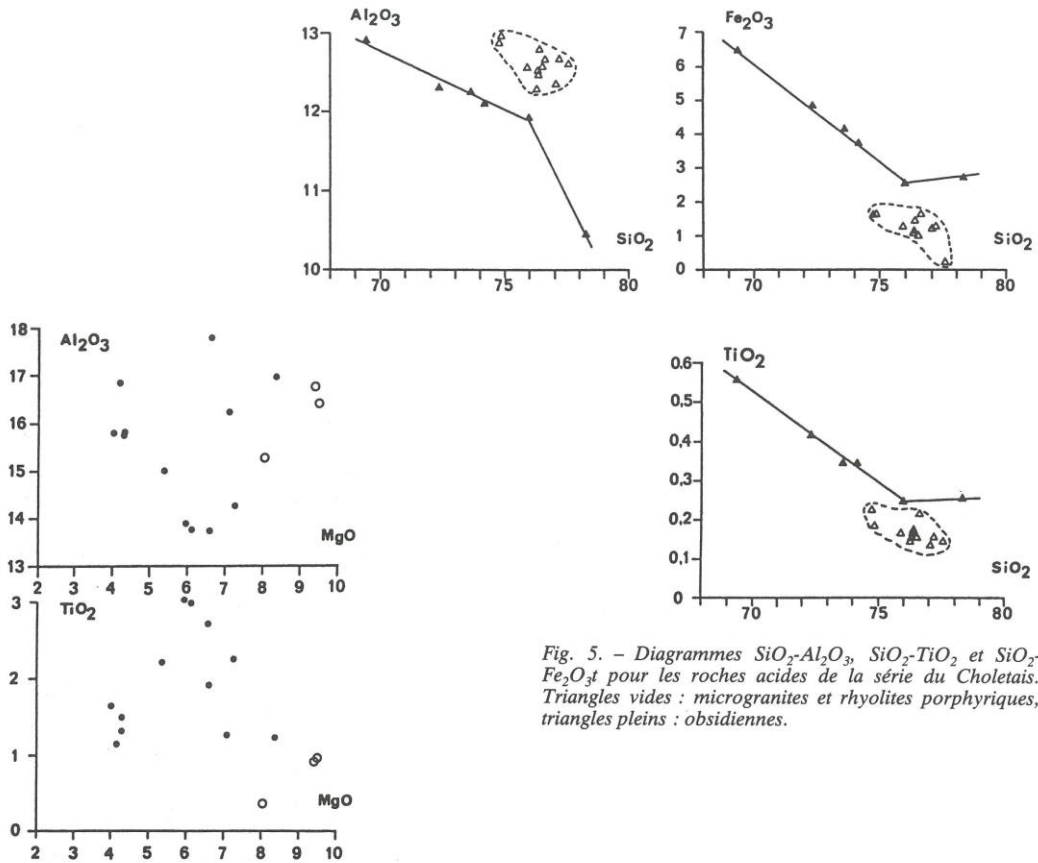


Fig. 5. - Diagrammes $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ et $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ pour les roches acides de la série du Choletais. Triangles vides : microgranites et rhyolites porphyriques, triangles pleins : obsidiennes.

Fig. 4. - Diagrammes MgO-TiO_2 et $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ pour l'ensemble des roches basiques de la série du Choletais.

du grain, depuis des faciès pegmatoïdes jusqu'à des roches aphanitiques microdoléritiques. Seuls les faciès fins dépourvus de phénocristaux ont été retenus pour l'étude géochimique. Ces roches ont parfois conservé leurs paragenèses magmatiques (cf. B. Lasnier, 1970), cependant, le plus souvent, elles sont fortement recristallisées. Ainsi, les roches basiques enclavées dans le prolongement sud-ouest du microgranite présentent des paragenèses amphibolitiques à hornblende-plagioclase, tandis que dans la région de Massais, la recristallisation plus ou moins complète des paragenèses magmatiques en actinote-chlorite-albite-épidote-sphène atteste de conditions de faciès « schistes-verts ».

III.5 – Les faciès hybrides

Sous le microscope, certaines roches doléritiques présentent des quartz xénolitiques fortement corrodés. Plus fréquemment, des gabbros équants apparaissent constitués par l'association étroite d'une paragenèse typiquement basique quoique totalement recristallisée dans le faciès « schistes-verts » et de plages granitiques à feldspath potassique perthitique et quartz, parfois en association micropegmatitique. Les contacts de grains très nets suggèrent une syncristallisation des « phases » gabbroïque et granitique après fragmentation mécanique d'un magma dans l'autre. Ces observations qui s'ajoutent aux indices d'interaction entre magmas basique et acide détectables sur le terrain suggèrent une contamination du magma basique par le magma granitique.

IV – Étude géochimique

Les transformations métamorphiques dans les roches acides sont toujours très modérées, ce qui se traduit par des pertes au feu très basses (cf. Tableau 1). Cette faible hydratation peut suggérer que les mobilités d'éléments chimiques au cours du métamorphisme sont restées limitées ce que semble confirmer la faible erreur relative sur les isochrones Rb/Sr obtenues par J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths (1979). Le cas des roches basiques est plus complexe puisqu'elles ont subi des transformations métamorphiques assez poussées et une forte hydratation. Dans ces conditions, il sera difficile de faire la part entre des enrichissements en éléments mobiles survenus à l'état magmatique et à l'état métamorphique par interaction avec la masse rhyolitique et microgranitique, en particulier pour certains éléments alcalins et alcalino-terreux (Na, K, Ba, Rb) fortement concentrés dans le magma acide. Des études récentes (S. Balouet, 1985 ; M. Kagiamanidou, 1986 ; B. Cabanis, 1986 ; D. Thiéblemont et al., 1987) montrent cependant que de nombreux éléments hygromagmaphiles (M. Treuil et J. Varet, 1973) appartenant à la série des éléments de transition sont peu sensibles aux processus d'altération et de métamorphisme, on pourra donc fonder le raisonnement géochimique sur ces éléments et d'autres traces ou majeurs peu mobiles.

IV.1 – Éléments majeurs

IV.1.1 – Roches basiques

Une étude antérieure (J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, 1979) a conclu à une affinité tholéiitique continentale des roches basiques. Conformément à ces résultats, les nouvelles analyses se placent dans le champ sub-alcalin du

diagramme $\text{SiO}_2\text{O}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (G. A. Mac Donald et T. Katsura, 1964 ; T. W. Irvine et W. R. Baragar, 1971) (Fig. 3). L'indice (Mg) ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$) où FeO^* est la valeur de FeO en supposant $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)=0,85$) assez variable (0,31 à 0,72) et les teneurs en SiO_2 variant de 47 à 58 % (cf. Tableau 1) illustrent le caractère différencié d'une partie des échantillons. Cependant, la forte dispersion des points représentatifs dans les diagrammes MgO-TiO_2 et $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 4) montre que cette variabilité ne peut s'expliquer par un simple processus de cristallisation fractionnée ce qui rejoint les conclusions tirées par J. Dostal et al. (1983) sur les tholéiites continentales de la région de Coppermine River.

IV.1.2 – Roches acides

Les diagrammes $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{O}_t$, $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ ou $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 5) distinguent les obsidiennes du reste des roches acides (microgranites et rhyolites porphyriques). A SiO_2 donné, les obsidiennes sont plus riches en fer et titane et plus pauvres en aluminium. Elles présentent également une grande variation des teneurs en silice et une évolution par différenciation depuis des termes rhyodacitiques jusqu'à des rhyolites. A l'inverse, les microgranites et rhyolites porphyriques sont très homogènes et riches en SiO_2 , ce qui s'accorde avec une origine anatectique (J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, op. cit.).

IV.2 – Éléments traces

Les éléments traces ont été dosés par activation neutronique dans une cinquantaine d'échantillons appartenant aux différentes séries. La méthode et la précision analytique sont brièvement décrites en annexe. Une douzaine d'analyses représentatives figurent dans le tableau 1.

IV.2.1 – Magmas acides, magmas basiques et problème de la contamination

L'étude de terrain et l'observation pétrographique mettent en évidence des phénomènes d'interaction et de contamination entre magmas acide et basique. L'étude géochimique et plus particulièrement l'analyse des éléments traces dont les teneurs varient dans des proportions importantes entre roches acides et roches basiques, permet d'appréhender quantitativement ces phénomènes (D. A. Wood, 1980 ; R. N. Thompson et al., 1982).

Dans le diagramme Th-Ta (Fig. 6), nous avons placé les analyses de roches basiques, microgranites et rhyolites porphyriques ainsi que les droites théoriques pour des processus de fusion partielle, cristallisation fractionnée et mélange entre magmas basique et acide (M. Treuil et J. Varet, 1973). La pente voisine de 1 pour la droite de cristallisation fractionnée et fusion partielle correspond à des magmas issus d'une source mantellique anorogénique (J. L. Joron et M. Treuil, 1977). On observe tout d'abord une forte dispersion des échantillons basiques avec en particulier, des enrichissements importants en thorium dans les échantillons hybrides selon une direction parallèle au vecteur de mélange. Les roches acides se distinguent nettement des roches basiques par des teneurs plus élevées en Th, par contre, les teneurs en Ta varient peu. Ces teneurs relativement basses en Ta des microgranites et rhyolites porphyriques montrent que ces roches ne peuvent dériver des termes basiques par cristallisation fractionnée.

	DCH133B	DCH146	DCH92	DCH153	DCH67	DCH133A	DCH125	DCH130	DCH55	DCH69	DCH53	DCH50
SiO ₂	47.64	54.19	49.50	51.61	49.44	55.30	76.35	76.36	75.92	76.53	69.40	70.32
TI02	0.97	0.37	2.72	1.28	2.99	1.95	0.17	0.16	0.17	0.16	0.56	0.26
Al ₂ O ₃	16.42	15.29	13.76	16.24	13.79	14.15	12.49	12.54	12.59	12.60	12.93	10.48
Fe ₂ O ₃	9.03	6.30	0.19	0.85	13.68	9.05	1.22	1.20	1.35	1.08	6.55	2.77
MnO	0.14	0.12	0.19	0.16	0.21	0.15	0.01	0.01	0.01	0.00	0.13	0.03
HgO	9.52	8.07	6.60	7.11	6.13	2.19	0.01	0.04	0.15	0.00	0.14	0.06
CaO	12.37	7.58	9.79	10.83	9.59	8.32	0.05	0.06	0.24	0.21	1.97	0.20
Nu ₂ O	2.10	3.92	2.74	2.59	3.12	3.05	3.46	4.08	3.64	4.05	5.20	2.38
K ₂ O	0.53	1.43	0.60	0.67	0.70	1.53	4.88	4.91	4.69	4.83	2.10	4.61
P ₂ O ₅	0.17	0.09	0.31	0.20	0.36	0.42	0.01	0.00	0.02	0.02	0.07	0.01
PI	1.41	1.84	0.62	1.23	0.65	2.63	0.56	0.46	0.55	0.49	0.14	0.38
IOI	100.30	99.20	99.96	100.77	100.66	99.54	99.21	99.82	99.33	99.97	99.27	99.50
U	0.27	4.25	0.18	1.00	0.76	3.35	4.10	4.60	6.90	4.20	4.30	4.44
Th	0.88	6.65	0.57	2.28	1.77	6.77	15.60	14.84	16.36	15.16	9.29	11.74
Zr	74	67	121	142	252	246	188	217	162	160	550	541
Hf	1.88	1.82	3.44	3.46	5.70	6.10	6.75	6.42	5.66	6.30	14.60	14.45
Fa	0.78	0.66	0.39	0.65	0.77	1.24	1.00	1.46	0.94	0.92	1.52	1.43
Ba	125	771	112	116	127	176	424	434	540	458	556	798
Sr	333	645	243	284	244	168	16	13	29	16	66	0
Cs	3.40	0.95	1.57	1.80	2.12	0.70	2.40	2.76	1.18	2.62	2.43	1.23
Rb	18	38.2	66.3	25	25.6	29.2	192	163	161	174	37.3	137
Cr	255	476	238	254	191	40	7	8	0	4	27	12
Co	44.7	28.1	43.2	36.3	37.0	18.8	0.7	1.0	1.0	0.9	1.1	0.2
Ni	136.0	136.0	39.0	77.4	30.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sc	32.9	24.6	48.0	33.4	48.6	27.4	3.7	3.5	3.9	3.5	15.5	5.9
La	8.0	12.9	6.7	10.7	12.5	22.7	15.9	31.0	26.3	22.6	37.2	38.0
Tu	1.02	0.63	1.77	1.25	2.32	2.54	0.28	0.64	0.60	0.36	2.78	1.56
Tu	0.48	0.36	0.91	0.75	2.59	1.63	0.90	1.04	1.11	1.03	2.40	2.06

Tableau 1. — Analyses chimiques de quelques échantillons représentatifs de l'ensemble magmatique du Choletais.

DCH133B : gabbro de Massais ; DCH146 : dolérite « hybride » ; DCH92 : amphibolite ; DCH153 : gabbro de Massais ; DCH67 : amphibolite ; DCH133A : gabbro « hybride » ; DCH125 et DCH130 : microgranites de Thouars ; DCH55 : « rhyolite porphyrique » ; DCH69 : microgranite leptynitique ; DCH53 et DCH50 : « obsidiennes ».

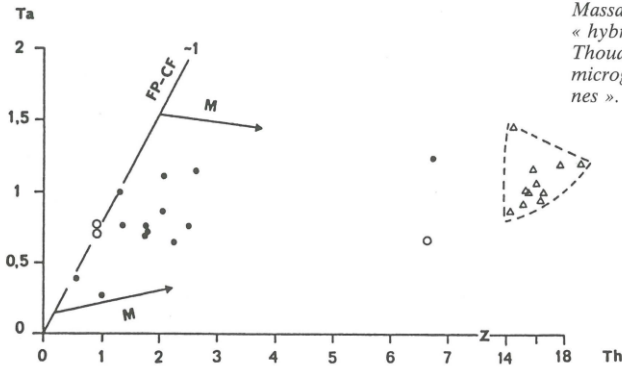


Fig. 6.

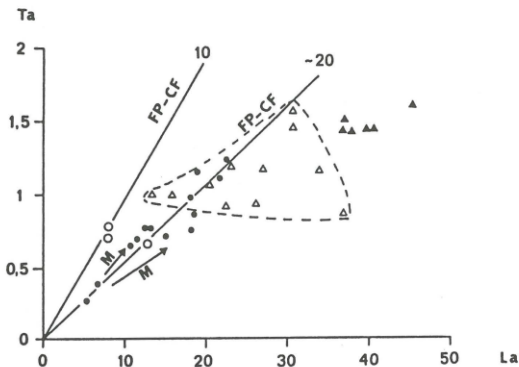


Fig. 6. — Diagramme Th-Ta (en ppm) pour l'ensemble des roches basiques (ronds pleins et ronds vides), le microgranite et les rhyolites porphyriques (triangles vides) de la série du Choletais. Afin de réduire l'échelle des abscisses, celle-ci a été interrompue entre 7 et 14 ppm de thorium. La droite FP-CF représente le « trend » de fusion partielle et cristallisation fractionnée pour un « manteau anorogénique normal » (rapport Th/Ta proche de 1, cf. J. L. Joron et M. Treuil, 1977). Les vecteurs M représentent les directions de contamination de magmas basiques par les magmas granitiques.

Fig. 7. — Diagramme La-Ta (en ppm) pour l'ensemble des roches de la série du Choletais (même figurés que dans les figures 5 et 6). Les droites FP-CF représentent les droites de fusion partielle et cristallisation fractionnée pour un manteau anorogénique de type « enrichi » (La/Ta=10) et « appauvri » (La/Ta=20) (d'après H. Bougault, 1980). Les vecteurs M ont la même signification que dans la figure 6.

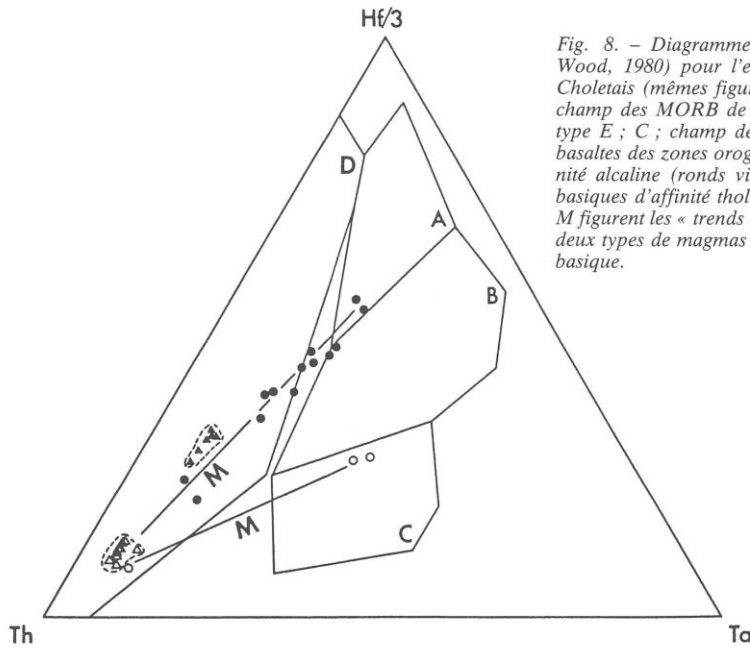


Fig. 8. - Diagramme Hf-Th-Ta (Wood et al., 1979 ; Wood, 1980) pour l'ensemble des roches de la série du Choletais (mêmes figurés que dans les figures 5 et 6). A : champ des MORB de type N ; B : champ des MORB de type E ; C ; champ des roches alcalines ; D ; champ des basaltes des zones orogéniques. Les roches basiques d'affinité alcaline (ronds vides) ont été distinguées des roches basiques d'affinité tholéïtite (ronds pleins). Les vecteurs M figurent les « trends » de contamination pour chacun des deux types de magmas basaltiques représentés dans la série basique.

Fig. 8.

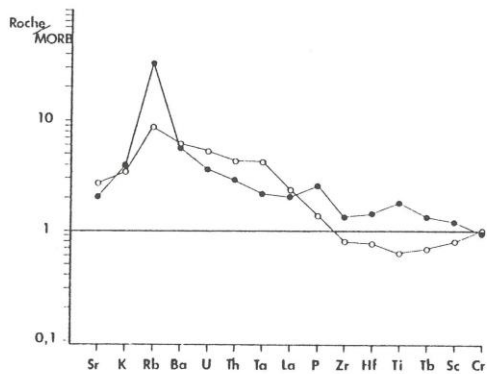


Fig. 9. - Diagramme de normalisation aux MORB (J. A. Pearce, 1982 ; B. Cabanis, 1986) pour deux roches basiques non contaminées de la série du Choletais. Rond vide : échantillon « alcalin » DCH133B ; rond plein : échantillon tholéïtite DCH92.

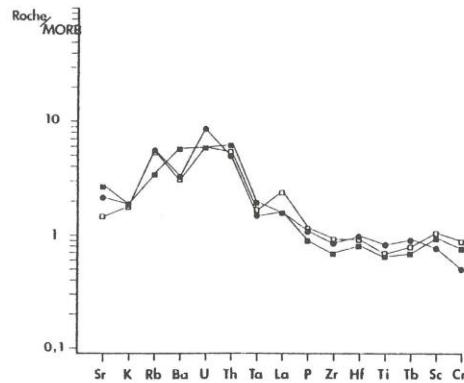


Fig. 10. - Diagramme de normalisation aux MORB (J. A. Pearce, 1982 ; B. Cabanis, 1986) pour l'échantillon DCH127, roche basique contaminée de la série du Choletais (rond plein). Comparaison avec l'ophite pyrénéenne AC3122 (carré plein) (S. Balouet, 1985) et le basalte tholéïtite 1127 du Trias marocain (carré vide) (H. Bertrand et al., 1982).

Le diagramme Ta-La (Fig. 7) distingue clairement les deux familles d'échantillons acides. Ainsi, les microgranites et rhyolites porphyriques, bien que très dispersés, sont toujours plus pauvres en lanthane que les obsidiennes. Deux droites FP-CF ont été tracées pour les roches basiques : l'une de pente 20 correspond aux roches issues d'un manteau « appauvri » (MORB de type N), l'autre de pente 10 correspond aux roches issues d'un manteau « enrichi » (séries alcalines) (H. Bougault, 1980). Les teneurs en lanthane et tantale des magmas acides et basiques étant très voisines, le vecteur de mélange est grossièrement parallèle aux droites de cristallisation fractionnée et fusion partielle. Ainsi le processus de mélange n'engendre pas de variations importantes du rapport La/Ta dans les magmas basiques, ce qui explique la position de la quasitotalité des échantillons sur une droite CF-FP de pente proche de 20, héritée d'un phénomène de différenciation indépendant du mélange. On remarquera cependant que deux échantillons présentent un rapport La/Ta proche de 10, typiquement alcalin, sans que cette teneur faible puisse s'expliquer par un processus de contamination par le magma acide. Elle suggère une affinité alcaline pour ces deux échantillons.

IV.2.2 – Nature des sources des différents magmas

Magmas basiques

Dans le diagramme Hf-Th-Ta (D. A. Wood et al., 1979 ; D.A. Wood, 1980) (Fig. 8), deux lignées peuvent être distinguées parmi les échantillons basiques. La majorité des roches se dispose selon un segment qui s'enracine dans le domaine des MORB de type N (champ A du diagramme) et aboutit aux microgranites, tandis que trois échantillons se placent sur un segment qui s'enracine dans le domaine des basaltes alcalins (champ C du diagramme) et aboutit aux microgranites. Les deux échantillons situés dans le domaine alcalin sont également les roches à rapport La/Ta proche de 10, distinguées dans le diagramme La-Ta (Fig. 7). Les deux « trends » de la figure 8 sont conformes à un processus de contamination de magmas basiques par le microgranite (D. A. Wood, 1980). La contamination se traduisant par une augmentation du rapport Th/Ta, on peut considérer que les échantillons les plus proches du côté Hf-Ta sont les moins contaminés et qu'ils présentent des rapports entre éléments hygromagmaphiles caractéristiques de ceux des sources mantelliques dont ils sont issus. On est donc amené à suggérer que les roches basiques dérivent de la fusion de deux sources distinctes : l'une voisine de celle des N-MORB (D. A. Wood et al., 1979), l'autre identique à celle des séries alcalines.

Des diagrammes de normalisation aux MORB (J.A. Pearce, 1982 ; B. Cabanis, 1986) (Fig. 9) permettent de confirmer les résultats précédents. Ainsi, l'échantillon DCH133B qui se place dans le champ « alcalin » du diagramme Hf-Th-Ta présente un spectre « enrichi » en éléments fortement hygromagmaphiles (de K à P) caractéristique des séries alcalines. En contradiction apparente avec les données de la géochimie des traces, ces roches sont relativement pauvres en titane et alcalins, et riches en alumine, et présentent des compositions voisines de « high alumina basalts » (Tableau 1). Pour expliquer une telle contradiction, on est amené à supposer que ces roches dérivent de la fusion à des degrés élevés d'une source « enrichie » (alcaline).

En accord avec sa position dans le champ « N-MORB » du diagramme Hf-Th-Ta, l'échantillon DCH92 présente un spectre très faiblement enrichi en éléments fortement hygromagmaphiles (Fig. 9). On observe cependant une forte anomalie positive en Rb qui résulte vraisemblablement de processus d'altération et/ou de métamorphisme.

Les microgranites et rhyolites porphyriques

Comme nous l'avons montré précédemment, les rhyolites porphyriques ont des compositions voisines des microgranites, et on peut supposer qu'elles en constituent les équivalents effusifs ou sub-effusifs. Les valeurs du rapport Sr87/Sr86 initial dans ces roches suggèrent une source crustale (J. Le Metour et J. Bernard-Griffiths, op. cit.). Bien qu'elles ne permettent pas de la confirmer, les analyses d'éléments traces sont cohérentes avec cette hypothèse. En effet, le large intervalle de variation des rapports entre éléments hygromagmaphiles à SiO₂ presque constant illustré par le diagramme La-Ta (Fig. 7) contraste avec l'homogénéité de ces mêmes rapports dans les sources mantelliques et suggère une source de composition très hétérogène qui s'accorde bien avec l'hypothèse d'une origine crustale.

Les obsidiennes

Elles posent un double problème :

– tout d'abord, l'étude de terrain ne permet pas d'affirmer qu'elles sont effectivement contemporaines du microgranite.

– par ailleurs, leur position dans les diagrammes Th-Ta ou La-Ta exclut qu'elles dérivent des roches basiques par cristallisation fractionnée. L'ensemble de ces roches se placent dans le champ « orogénique » du diagramme Hf-Th-Ta (Fig. 8) ; cependant en l'absence de termes basiques cogénères, une telle position n'a pas de signification géotectonique. Ce problème reste donc en suspens et nécessiterait une étude complémentaire.

IV.2.3 – Caractérisation géodynamique

Les résultats précédents nous ont permis de cerner à la fois les caractères des sources mantelliques impliquées dans la genèse des magmas basiques et le phénomène de contamination par un magma anatectique contemporain. Le cadre le plus probable de mise en place d'une telle association est celui d'un domaine continental en distension comme cela a d'ailleurs été proposé par J. Le Metour et J. Bernard-Griffiths (op. cit.). Dans les diagrammes de normalisation aux MORB (J. A. Pearce, 1982 ; B. Cabanis, 1986) (Fig. 10), les roches basiques contaminées présentent des spectres voisins de ceux de tholéiites continentales telles les ophites pyrénéennes (D. Beziat, 1983 ; S. Balouet, 1985) ou les tholéiites du Trias marocain (H. Bertrand et al., 1982). Ces spectres présentent une faible anomalie en Ta par rapport à Th qui semble caractériser la plupart des tholéiites continentales (C. Dupuy et J. Dostal, 1984).

Par ailleurs, une étude récente de P. Jegouzo et al. (1986) a montré le caractère « calco-alcalin » de la majeure partie des orthogneiss paléozoïques inférieurs de Bretagne méridionale. Ces auteurs en ont déduit un « modèle géodynamique où se combine la mise en place des séries calco-alcalines en domaine arc, contemporaines des séries tholéiitiques d'arrière-arc ». Ces conclusions qui supposent une évolution géodynamique « orogénique » au

Paléozoïque inférieur dans le domaine sud-armoricain sont en contradiction avec les résultats géochimiques obtenus sur l'ensemble du Choletais. On peut cependant remarquer que le caractère « calco-alkalin » appliqué aux séries granitiques n'est pas forcément synonyme « d'orogénique » et que, plus généralement, la seule chimie des roches acides plutoniques ou volcaniques sub-alkalines permet rarement de discriminer sans ambiguïté un site géodynamique de mise en place.

V – Conclusions

Cette étude géochimique du magmatisme du Choletais confirme et précise les conclusions des travaux antérieurs de J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths (1979). Elle met clairement en évidence l'existence d'un magmatisme distensif ordovicien à silurien dans la région est-vendéenne de la zone sud-armoricaine. Ainsi, dans le Choletais, la distension intracontinentale se traduit par la genèse de magmas basiques par fusion partielle de deux sources mantelliques distinctes : l'une voisine de celles des « N-MORB », l'autre voisine de celles des séries alcalines, et par la genèse de magmas acides par anatexie crustale. La contamination des magmas basiques par les magmas acides conduit à la cristallisation de roches hybrides. A l'échelle régionale, le magmatisme du Choletais s'intègre bien dans l'évolution distensive de type « rift » suggérée par A. Autran et J. Cogné (1980) pour l'ensemble du Massif armoricain au Paléozoïque inférieur, mais sont en contradiction avec les conclusions de travaux récents de P. Jegouzo et al. (1986).

Plus au sud, des indices de cet épisode se retrouvent dans le magmatisme paléozoïque inférieur du Synclinorium de Chantonay (R. Wyls, 1980) à affinité tholéiitique continentale (D. Thiéblemont, 1987).

Annexe

Les éléments majeurs à l'exception du sodium ont été dosés par fluorescence X. La précision analytique est meilleure que 5 % pour l'ensemble des éléments.

Les éléments traces et le sodium ont été analysés par activation neutronique suivant la méthode décrite par B. Chayla et al. (1973). La précision analytique est donnée par H. Jaffrezic et al. (1980).

Remerciements

Nous remercions vivement A. Autran, J. Chantraine et R. Wyls pour leur relecture constructive du manuscrit.

Cette étude a été menée dans le cadre d'une « nouvelle thèse » effectuée à l'Université Paris VI en liaison avec le Service Géologique National du B.R.G.M. et financée par le B.R.G.M. Les éléments traces ont été dosés au Laboratoire P. Sue du C.E.N. de Saclay.

Références bibliographiques

- ALMOND D. C. (1971). – Ignimbrites vents in the Sabakola cauldron, Sudan. *Geol. Mag.*, **108**, (2), pp. 159-176.
- AUTRAN A., COGNE J. (1980). – La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. Coll. C.G.I., Géologie de l'Europe, 26^e C.G.I.. *In Mem. B.R.G.M.*, n° 108, pp. 90-111.
- BALOUET S. (1986). – Les séquences paléozoïques du domaine pyrénéen depuis le Stéphanop-Permien jusqu'au Crétacé. Thèse 3^e cycle, Paris, 264 p.
- BERTRAND H., DOSTAL J., DUPUY C. (1982). – Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58**, pp. 225-239.
- BEZIAT D. (1983). – Étude pétrologique et géochimique des ophites des Pyrénées. Implications géodynamiques. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 60 p.
- BOUGAULT H. (1980). – Apport des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Contribution à l'analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse d'État, Paris, 221 p.
- BOYER C. (1974). – Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricaire. Thèse d'état, Orsay, 384 p.
- CABANIS B. (1986). – Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques pétrographiques et géochimiques. Thèse d'État, Paris, 690 p.
- CAVET P., GRUET M., PILLET J. (1966). – Sur la présence de Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon (M. et L.), dans le nord-est du Bocage vendéen (Massif Armoricaire). *C.R. Acad. Sci.* **263**, (D), pp. 1685-1688.
- CHAYLA B., JAFFREZIC H., JORON J.L. (1973). – Analyse par activation dans les neutrons épithermiques. Application à la détermination d'éléments traces dans les roches. *C. R. Acad. Sci.*, **277**, (D), pp. 273-275.
- DOSTAL J., BARAGAR W. R. A., DUPUY C. (1983). – Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from Coppermine River area, Northwest Territories. *Can. J. Earth Sci.*, **20**, pp. 684-698.
- DUPUY C., DOSTAL J. (1984). – Trace element of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, pp. 61-69.
- IRVINE T. W., BARAGAR W. R. A. (1971). – A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**, pp. 523-548.
- JAFFREZIC H., JORON J.L., TREUIL M., WOOD D.A. (1980). – A study of the precision attained by neutron activation analysis using international standard rocks GS-N and BCR1 as examples. A discussion of a geochemical model accounting for the estimated errors. *J. Radioanalytic. Chem.*, **55**, n° 2, pp. 417-425.
- 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. Geol. France*, t. XIX, n° 6, pp. 1197-1205.
- JEGOUZO P., PEUCAT J. J., AUDREN C. (1986). – Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alkalins d'âge ordovicien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), t. II, n° 5, pp. 839-849.
- KAGIAMANIDOU M. (1986). – Étude géochimique des éléments en traces dans les gabbros océaniques au cours de leurs transformations métamorphiques. Thèse, Paris, 263 p.
- LASNIER B. (1970). – Le métamorphisme régional des gabbros dans la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricaire et du Massif des Maures (France). Thèse, Nantes, 197 p.
- LE METOUR J. (1979). – Le cisaillement dextre est-vendéen : prolongement du cisaillement sud-armoricain. 7^e R.A.S.T., Lyon, p. 292.
- LE METOUR J., BERNARD-GRIFFITHS J. (1979). – Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise en place du massif hypo-

- volcanique de Thouars (Massif Vendéen). Implications géologiques. *Bull. B.R.G.M.*, (2), sect. I, n° 4, pp. 365-371.
- LE METOUR J., CLOZIER L. – Carte géologique de Cholet à 1:50000, Ed. B.R.G.M., (à paraître).
- MAC DONALD G. A., KATSURA T. (1964). – Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, **5**, pp. 82-133.
- MATHIEU G. (1937). – Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse Sciences, Imprimerie Sautai, Lille.
- PEARCE J. A. (1982). – Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In Andesites*, p. 525. Eds. R. S. Thorpe. Wiley and Son, 724 p.
- SANTALLIER D. (1964). – Étude des roches granitiques et des laves paléozoïques du Choletais. Thèse 3^e cycle, Paris, 117 p.
- THIEBLEMONT D. – Le magmatisme prévarisque et varisque en Vendée (France) : métamorphisme, géochimie et implications géodynamiques. Thèse Paris, en cours.
- THIEBLEMONT D., CABANIS B., WYNS R., TREUIL M. (1987). – Étude géochimique de la formation amphibolitique de Saint-Martin des Noyers (complexe cristallophyllien des Essarts, Vendée, France). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne vendéenne de l'orogène varisque. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), t. III, n° 2.
- THOMPSON R.N., DICKIN A. P., GIBSON I. L., MORISSON M. A. (1982). – Elemental fingerprints of isotopic contamination of hebridean palaeocene mantle derived magmas by archaean sial. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**, pp. 159-168.
- TREUIL M., VARET J. (1973). – Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XV, n° 5-6.
- WOOD D. A., JORON J. L., TREUIL M. (1979). – A reappraisal of the use of trace element to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, pp. 326-336.
- WOOD D. A. (1980). – The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, pp. 11-30.
- WYNS R. (1980). – Contribution à l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonay (Vendée). Thèse, Paris, 161 p.