VELD-B 70-0633

Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie
(1970), *93*, 370-385.

Les éclogites de la région nantaise (de Campbon au Cellier, Loire-Atlantique)

PAR

BRUCE VELDE

Laboratoire de pétrographie, Faculté des sciences, Paris.

1970

JAN 11 1971

Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.
(1970), 93, 370-385.

Les éclogites de la région nantaise (de Campbon au Cellier, Loire-Atlantique)

PAR BRUCE VELDE,
Laboratoire de pétrographie, Faculté des sciences, Paris (1).

Résumé. — L'étude pétrographique, minéralogique et chimique des éclogites et roches associées qui affleurent dans la région de Nantes a permis d'établir les conditions physiques dans lesquelles ces roches ont pu se former, ainsi que celles qui ont présidé à leur amphibolitisation. Ces conditions seraient de l'ordre de 10 Kb et 600°C pour la formation de la paragenèse éclogitique, et de 7,5 Kb et 580° C pour l'amphibolitisation, en considérant, dans tous les cas, une activité élevée de l'eau.

Les résultats apportés par le présent travail permettent, avec l'aide de données existant dans la littérature, de définir une limite entre faciès éclogite et faciès amphibolite, toujours pour une activité de l'eau élevée, depuis son origine à basse température, jusqu'à la limite d'apparition du faciès granulite.

Cette étude comporte 34 analyses nouvelles : 26 analyses de minéraux et 8 analyses de roches totales.

Abstract. — Petrographic and chemical examination of eclogites and associated rocks from an area north and east of Nantes have permitted the establishment of the physical conditions of their formation and subsequent amphibolitization. These are estimated to be a minimum of 10 Kb and 600° C for eclogite formation, and subsequent destabilization at 7.5 Kb and 580° C. The activity of water is assumed to have been high. Combination of previously published work with the present study permits the definition of the boundary between the eclogite and amphibolite facies at high water activity, from the low temperature limit to the appearance of the granulite facies.

This study is based upon 26 new mineral analyses, and 8 new rock analyses.

INTRODUCTION.

Intercalées dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale, se trouvent des roches basiques dont la nature pétrographique varie depuis des prasinites et des serpentines, jusqu'à des pyroxénites à wernérite et des pyroxénites à grenat. Ces affleurements de roches basiques sont généralement interprétés comme appartenant à une unité continue, et leur épaisseur, lorsqu'elle est mesurable, dépasse rarement trois mètres. Les compositions globales de ces roches varient depuis celles de roches andésitiques ou basaltiques, jusqu'à celle de roches ultrabasiques. Le présent travail est consacré à l'étude minéralogique des roches à grenat et pyroxène qui affleurent dans la région située à l'est et au nord-ouest de Nantes (1).

Le but de ce travail a été d'étudier un nombre suffisant d'échantillons représentatifs pour tenter d'établir dans quelles conditions ces roches ont pu se former.

Les grandes lignes de la géologie de la Bretagne méridionale ont été données par J. Cogné (1960) dans un mémoire qui a été complété, depuis, par plusieurs publications, et les roches de la

(1) Équipe de recherche (« Pétrogenèse des roches éruptives et métamorphiques », associée au C. N. R. S. 9, quai Saint-Bernard, tour 26, Paris 5e.

(1) Une publication ultérieure traitera des pyroxénites à grenat (appartenant au faciès granulite) de la baie d'Audierne.

région de Nantes ont été décrites par Yvonne Brière (1920) dans son travail sur les éclogites françaises.

Cadre géologique.

Les éclogites qui affleurent au nord de Nantes sont dispersées sur une surface assez considérable. Des reliques de nature éclogitique peuvent, en effet, être reconnues au sein de certaines amphibolites qui affleurent sur les bords de la Vilaine, à 80 km au Nord-Ouest de Nantes, et d'autres dans la Grande-Brière, près de Saint-Nazaire (Cogné, 1960). Ces roches sont généralement amphibolitisées, et cette rétromorphose n'a laissé intactes que quelques plages qui ont pu conserver leur minéralogie initiale. Les roches que l'on trouve éparses dans la zone de Fay, Bouvron, Campbon, à 35 km au Nord-Ouest de Nantes, et au Cellier, à 20 km à l'Est de Nantes, sont au contraire le plus souvent fraîches, et conservent un assemblage minéralogique d'éclogite. Des échantillons peuvent être recueillis en divers points du territoire des communes déjà citées, soit sous forme de blocs de taille variable rejetées au bord des champs labourés, formant des haies ou des murettes, ou, plus rarement, mais toujours sous forme de blocs, dans de petites carrières ouvertes au sein des micaschistes encaissants. Très souvent, ces blocs sont amphibolitisés, le long de fractures ou de joints.

Dans cette même région, on trouve d'autres roches basiques, essentiellement des amphibolites à chlorite et épidote, roches qui sont interprétées par J. Cogné comme faisant partie de la même unité stratigraphique que les autres roches basiques.

L'âge de ces formations est un problème délicat. Il ne semble pas faire de doute que les matériaux originels de ces roches soient précambriens, mais il est vraisemblable que l'orogenèse hercynienne, qui a modelé la Bretagne méridionale, a aussi laissé sur eux une marque importante. Les migmatites et les granites de cette région sont, en effet, considérés comme hercyniens, et les éclogites pourraient l'être aussi (Cogné, 1960). Il paraît cependant difficile, dans cette hypothèse, de dater l'épisode de rétromorphose qui a affecté aussi bien les roches basiques que les séries gneissiques.

Les schistes cristallins qui forment les séries encaissantes des roches basiques appartiennent à un seul faciès métamorphique. Les assemblages suivants ont été reconnus : chlorite-disthène, chlorite-biotite-grenat, grenat-chlorite, grenat-biotite et grenat disthène-chlorite. L'épidote et l'association clinozoïsite-plagioclase représentent les minéraux accessoires les plus communs. Si l'on utilise la projection de Thompson (1957), qui implique la présence de quartz et muscovite en excès, les assemblages cités forment un ensemble qui traduit un seul faciès métamorphique (fig. 1).

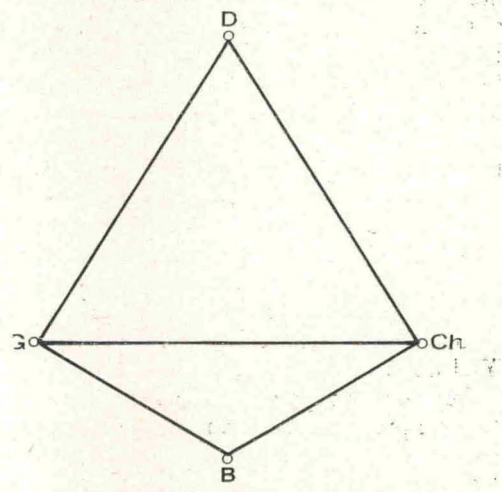


Fig. 1. — Représentation chémiographique de l'assemblage minéralogique des gneiss et micaschistes, utilisant la projection de Thompson (1957).

Il importe, enfin, de remarquer que le disthène est resté stable, dans les gneiss, au cours des dernières phases de métamorphisme.

Étude pétrographique.

Les éclogites de la région de Nantes semblent, de prime abord, variées, mais sont, en fait, formées par l'association de quelques minéraux seulement (tableau II). Un grenat, le plus souvent incolore en lame mince, et un clinopyroxène incolore ou vert très pâle, sont en fait les deux minéraux essentiels des 150 échantillons étudiés. A ces deux espèces s'ajoutent une amphibole et une épidote (soit de la zoïsite, soit une association de clinozoïsite et d'épidote), ainsi que du quartz et du rutile, plus rarement un mica blanc et parfois des minéraux opaques. Grenats et pyroxènes ne contiennent qu'exceptionnellement des inclusions. La clinozoïsite et l'épidote sont généralement automorphes, mais contiennent toujours d'autres phases en inclusions ; la zoïsite est également automorphe, mais plus rare que les autres épidotes. Mica blanc et rutile

sont subautomorphes, mais généralement localisés à la limite entre grains, cette localisation suggérant une cristallisation plus tardive. L'amphibole, suivant les cas une variété incolore, bleu-vert, ou bleue, est rarement automorphe et contient souvent d'autres espèces minérales en inclusion. Le disthène est exceptionnel, toujours en petite quantité, et uniquement présent dans des roches contenant de la zoïsite (1). Fréquemment, ce disthène est partiellement remplacé par une paragonite en très petits cristaux. Ces roches sont également à grain fin, et souvent litées, les seuls minéraux qui puissent être reconnus à l'œil nu étant mica blanc et amphibole. La plupart des types rencontrés au cours de cette étude ont été décrits par Y. Brière (1920).

Y. Brière a également décrit de façon sommaire les étapes de la transformation des éclogites en amphibolites. Mais il y a, en fait, deux types de transformation, et seul le second d'entre eux, l'amphibolitisation, a été décrit par Y. Brière.

Le premier type consiste en une symplectisation du pyroxène qui est remplacé par une association étroite de clinopyroxène, plagioclase en très petits grains et quartz. Les grenats ne sont pas touchés, les amphiboles peu affectées, si ce n'est que la variété initiale, incolore, est partiellement remplacée par une espèce colorée. Le seul changement affectant la clinozoïsite est son remplacement par deux variétés, qui formaient initialement une solution solide, l'une riche en fer, l'autre pauvre en fer. Le mica blanc phengitique montre des exsolutions de biotite. Aucune des modifications citées n'implique un changement dans la composition chimique globale de la roche, non plus que de sa teneur en eau, et elles représentent, dans leur ensemble, l'adaptation d'une paragenèse primaire à un nouveau système de conditions physiques. Les trois minéraux dont on sait qu'ils sont fortement affectés par les variations de pression, sont ceux qui sont le plus aisément modifiés. Enfin, cette symplectisation affecte également, semble-t-il, l'ensemble de la roche.

L'autre type de transformation, l'amphibolitisation (ou kéliphysation) semble toujours commencer le long de fractures, et s'étendre graduellement à partir de ces plans à l'ensemble de la roche. Lorsque la kélyphitisation est complète, seul demeure le fantôme des porphyroblastes de grenat. Certes, toutes les amphibolites de la région de Nantes ne représentent pas des éclogites altérées, bien au contraire, les restes d'éclogites sont, dans les amphibolites, exceptionnels, et la plupart des amphibolites représentent, en fait, un faciès pétrographique à chlorite, épidote et amphibole.

L'examen des fractures le long desquelles débute ce processus d'amphibolitisation permet de définir la séquence des divers phénomènes qu'il implique. Le premier minéral transformé est le clinopyroxène, remplacé par une amphibole qu'accompagnent quartz, plagioclase et clinozoïsite. Cette amphibole secondaire apparaît vert pâle en lame mince, de la même couleur que la variété qui remplace parfois l'amphibole primaire de la roche. La muscovite montre des exsolutions de biotite, mais le mica blanc est toujours absent des roches complètement kélyphitisées, comme il l'est d'ailleurs des amphibolites, alors que ces dernières contiennent de la chlorite, une biotite verte et, parfois, du stilpnomélane. Le rutile est remplacé par un minéral opaque qu'entoure une couronne de sphène ; à la place du grenat apparaît un mélange de clinozoïsite et d'épidote. La calcite est fréquemment présente dans ces roches. Dans tous les cas, l'association grenat + clinopyroxène est devenue instable.

Dans les amphibolites banales, c'est-à-dire dépourvues de toute relique d'éclogite, chlorite et oligoclase sont des minéraux communs. Ces roches contiennent une amphibole verte, et appartiennent au faciès amphibolite à épidote.

Les phénomènes d'amphibolitisation qui viennent d'être décrits sont tout à fait semblables à ceux mis en évidence par Bryhni (1966) dans des roches de Norvège. Le mica blanc contenant des exsolutions de biotite, le rutile remplacé par des minéraux opaques qu'entourent une couronne de sphène, le clinopyroxène symplectisé ou amphibolitisé, toutes ces transformations paraissent à peu près identiques en Norvège et dans la région de Nantes. Bryhni attribue ces modifications aux conditions orogéniques qui ont affecté les éclogites en même temps que les gneiss encaissants. Les observations qui peuvent être faites dans la région de Nantes, en particulier sur la très petite taille des niveaux d'éclogites, permettent de penser que les éclogites sont restées compétentes avec les terrains encaissants, et que l'amphibolitisation des roches

(1) Des éclogites à disthène ont été fréquemment citées dans la littérature française, et, en Bretagne comme dans le Limousin, ont été signalées en maints gisements qu'il m'a été donné de visiter. La plupart du temps je n'ai pas retrouvé ce disthène. Ce minéral est rare dans toutes les éclogites, et, en Bretagne, je ne l'ai trouvé que dans 3 des 150 échantillons examinés.

basiques est contemporaine de la formation, dans les gneiss, de l'association chlorite-grenat-disthène.

Composition chimique globale.

La composition chimique des roches étudiées permet de les comparer à d'autres séries de roches basiques et permet également de montrer que les éclogites dispersées autour de la ville de Nantes ont des compositions voisines. Les analyses des échantillons énumérés dans les tableaux I et II sont rapportées dans le tableau III, accompagnées d'analyses plus anciennes relevées dans la bibliographie, ainsi que des normes C. I. P. W. correspondantes.

Tableau I.

Provenance des échantillons étudiés.

B 8′	Carrière à 250 m au Sud-Ouest de Bouvron Feuille de Savenay 7-8 au 25 000e, $x = 284{,}25$, $y = 277{,}20$
BOU 12 et BOU 15	Bord de la route N 771, en face de la Coopérative laitière, 250 m au Nord-Est de Bouvron Feuille de Savenay 7-8 au 25 000e, $x = 284{,}75$, $y = 277{,}10$
BRIG 13 et BRIG 14	Gagnerie de Brignan, à 20 m à l'Est de la route N 771, 600 m au Nord-Est de Bouvron Feuille de Savenay 7-8 au 25 000e, $x = 285{,}0$, $y = 277{,}32$
CAMP	Carrière 1 km au Nord-Ouest de Campbon, 300 m à l'Ouest du passage à niveau, sur D 100 Feuille de Savenay 7-8 au 25 000e, $x = 275{,}10$, $y = 278{,}0$
FAY	Bord de la carrière, près de la Madeleine, 300 m à l'Est de Fay de Bretagne Feuille de Nort-sur-Erdre 5-6 au 25 000e, $x = 289{,}25$, $y = 276{,}41$
CE 4	Bord de la Loire, 50 m en contrebas du village du Cellier, à côté de la ligne du chemin de fer Feuille de Vallet 1-2 au 25 000e, $x = 322{,}0$, $y = 264{,}49$

Les points représentant la composition des diverses éclogites ont été figurés sur un diagramme AFM : les points se groupent assez nettement le long d'une ligne qui s'éloigne peu de l'arête FM, mais montrent une variation notable le long de cette arête. La figure 2 montre également les variations des deux séries classiques, la lignée tholéiitique et la lignée calco-alcaline ainsi que la série de différenciation de l'intrusion stratifiée du Skaergaard (d'après Kuno, 1968). Cette représentation indique que les éclogites de la région de Nantes ont des compositions qui

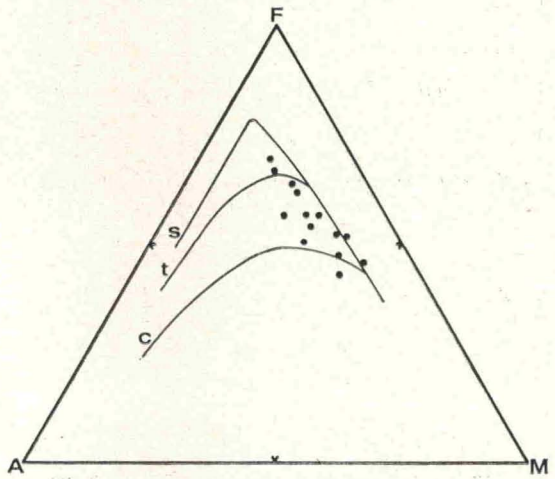


Fig. 2. — Place des diverses éclogites de haute Bretagne dans un diagramme AFM. Analyses correspondant au tableau 3. C = lignée de différenciation calco-alcaline ; T = lignée tholéiitique ; S = lignée du Skaergaard. Ces trois courbes sont reproduites d'après Kuno (1968).

varient peu, et que cette variation faible est comparable à celle qui caractérise les termes basiques du Skaergaard, c'est à dire un type de variation résultant d'une différenciation « à sec » (pour le détail, voir Yoder et Tilley, 1962, p. 422).

La variation importante du fer et du magnésium, les teneurs constantes en alcalins et la variation faible et régulière de la teneur en silice sont autant d'éléments qui caractérisent une différenciation magmatique effectuée à composition globale constante. Que les matériaux qui furent à l'origine des éclogites aient une structure de roches intrusives ou extrusives est un fait qu'il est impossible d'établir, mais il paraît raisonnable de penser que ces matériaux étaient d'origine ignée.

Étude minéralogique.

Trois groupes de minéraux ont été étudiés en détail. Ces minéraux ont été choisis en raison de leur importance volumétrique dans les roches étudiées, mais aussi parce qu'ils sont particulièrement symptomatiques des conditions prévalant au moment où s'est formée la roche qui

TABLEAU II.

Composition minéralogique des échantillons étudiés.

	BOU 12	BRIG 13	BOU 15	FAY	CAMP	BRIG 14	B 8′	CE 4
Grenat	incolore 0,1 mm 30 %	rose 0,3 mm 20 %	rose 2,5 mm 30 %	incolore 0,2 mm 30 %	incolore 0,3 mm 30 %	incolore 0,2 mm 25 %	incolore 0,1 mm 30 %	incolore 0,1 mm 35 %
Clinopyroxène	vert pâle 0,2 mm 40 %	vert pâle 1,5 mm 65 % zoné	vert pâle 0,5 mm 40 %	incolore 0,4 mm 30 %	incolore 0,3 mm 20 %	incolore 0,2 mm 50 %	vert pâle 0,2 mm 25 %	incolore 0,5 mm 25 %
Amphibole	bleue pâle 1 mm inclusions	bleue pâle 0,1 mm	bleue 0,6 mm	incolore 1 mm inclusions 15 %	vert pâle 1 mm	vert pâle 3 mm	bleu-vert pâle 2 mm	incolore 1 mm 20 %
Quartz	x	x	x	x	x		10 %	x
Clinozoïsite	inclusions	zonée inclusions 20 %	zonée		x		x	?
Zoïsite								x
Épidote					traces	traces		
Mica blanc	x	Muscovite Paragonite	Paragonite	0,3 mm 10 %	x		x	x
Rutile	x	x	x	x	x	x	x	x
Minéraux opaques	x			x		x	x	

x = minéral présent.

les contient. Dix micas dioctaèdriques, et huit couples grenat-clinopyroxène ont été analysés. Les propriétés physiques des minéraux ont été mesurées, et le tableau I donne la provenance exacte des roches qui ont été étudiées en détail.

A. — Les micas.

Les éclogites de la région de Nantes peuvent contenir l'un ou l'autre de deux micas blancs, soit une phengite, soit une paragonite. Il arrive, mais c'est là un cas exceptionnel, que ces deux phases coexistent dans un même échantillon.

Les analyses rassemblées dans le tableau IV montrent qu'il y a substitution de fer et magnésium dans une proportion qui n'est pas négligeable dans les deux espèces de micas. Les types de substitution affectant les paragonites ont été brièvement décrits par Kiénast et Velde (1968), mais les mécanismes contrôlant ces substitutions ne sont pas encore connus. Par contre, les substitutions conduisant aux phengites dans la série des micas potassiques ont été étudiés expérimentalement (Velde, 1965), et l'on sait que la teneur en silice de ces micas est, d'une façon générale, fonction de la pression, augmentant lorsque croît la pression de formation du mica. C'est pourquoi il est intéressant de comparer la teneur en silice des phengites des éclogites avec celle des phengites contenues dans les schistes encaissants : si les gneiss encaissants ont cristallisé sous des conditions différentes de celles qui

TABLEAU III.

Composition chimique et norme C. I. P. W. des éclogites de la région de Nantes.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	LC 1	BOU 12	F 2	BOU 15	FAY	CAMP	BRIG 13	LC 3	BRIG 14	C	B 8′	LC 4	B 8	CE 4
SiO_2	43,60	48,99	49,86	49,17	46,69	47,90	47,26	48,92	47,12	47,60	47,22	51,48	46,73	47,67
Al_2O_3	8,00	16,17	10,33	15,52	14,82	15,59	14,34	13,07	16,65	16,10	17,96	12,97	17,40	18,61
Fe_2O_3	8,11	5,71	5,88	8,20	6,64	5,60	9,55	3,52	5,74	5,80	5,80	3,29	4,00	3,93
FeO	13,64	7,53	8,09	5,67	7,20	7,41	6,52	8,12	6,27	5,54	7,57	7,20	5,20	6,14
MgO	4,32	3,39	5,21	5,40	6,91	7,06	5,16	6,51	8,06	8,00	9,57	8,42	9,23	7,46
CaO	10,00	10,35	12,92	7,66	11,44	11,43	10,09	11,68	9,15	10,75	6,93	10,82	12,82	11,47
Na_2O	5,07	2,90	3,56	5,38	3,17	2,98	4,06	3,46	3,21	2,43	2,34	3,47	2,22	3,43
K_2O	0,57	0,64	0,17	0,05	0,66	0,27	0,07	0,42	1,76	0,30	0,73	0,17	0,09	0,10
MnO		0,21		0,15	0,13	0,12	0,10		0,16	0,22	0,14		0,15	0,14
TiO_2	5,12	2,71	3,02	1,37	1,49	1,47	1,63	3,12	1,39	1,70	1,26	1,43	1,76	1,01
P_2O_5	1,09	0,32	0,69	0,21	0,13	0,11	0,19	0,63		0,05	tr	0,43	0,10	0,10
H_2O^+		0,46	0,24	0,28	0,48	0,35	0,61		0,68	1,04	0,32		0,85	0,46
H_2O^-		0,13		0,11	0,01	0,05	0,05		0,09		0,67		0,13	0,12
Total	99,52	99,51	99,96	99,17	99,77	100,34	99,63	99,45	100,28	99,53	100,51	99,68	100,68	100,64
C											0,73			
Q		5,34	2,96							0,71				
Or	3,37	3,78	1,00	0,30	3,90	1,60	0,41	2,48	10,40	1,77	4,31	1,00	0,53	0,59
Ab	23,38	24,54	30,13	44,27	23,69	25,22	34,36	29,28	20,89	20,56	29,80	29,80	18,79	25,18
An		29,22	11,71	18,05	24,26	28,37	20,70	18,89	25,83	32,14	34,37	19,31	37,25	35,09
Ne	7,91			0,68	1,70				3,40					2,08
Di	35,77	16,47	37,42	14,74	25,39	22,25	22,25	28,48	15,56	16,49		25,59	20,35	17,62
En		3,42				3,90	3,32	2,95		13,12	19,45	9,97	4,00	
Fs		2,03				1,50	0,41	1,25		1,86	5,95	3,87	0,63	
Ac	4,34													
Wo			0,75											
Ol	3,06			5,79	7,60	5,96	0,17	3,71	12,47		4,11	2,14	8,80	12,26
Mt	9,58	8,29	8,53	11,89	9,63	8,12	13,85	5,10	8,32	8,41	8,41	4,77	5,80	5,70
Il	9,72	5,15	5,74	2,60	2,83	2,79	3,10	5,93	2,64	3,23	2,39	2,72	3,34	1,92
Ap	2,38	0,70	1,51	0,46	0,28	0,24	0,42	1,38		0,11		0,94	0,22	0,22

Les échantillons ne figurant pas dans les tableaux I et II ont été repris *in* : Brière, 1930 (LC 1, LC 3, LC 4 et F 2) et *in* : Velde, 1966 (B 8)
Analyses M. Doucet, A. Nétillard et N. Vassard (1966-1969).

ont présidé à la formation des éclogites, on devrait observer une différence nette entre les teneurs en silice des micas potassiques qu'ils contiennent et les teneurs en silice des micas des éclogites. Certes, l'influence de la composition chimique globale ne saurait être complètement négligée dans l'examen des substitutions phengitiques, et les micas présents dans les roches basiques devraient être quelque peu différents des micas des roches à composition pélitique ; mais un travail (Velde, 1967) a montré qu'en fait une corrélation peut cependant être établie, en dépit des variations de composition globale.

Les résultats consignés dans le tableau IV montrent que les micas des éclogites ont toujours une teneur en silice différente de celle des micas des roches encaissantes. Les conditions nécessaires pour que s'effectue une substitution

TABLEAU IV.

Composition chimique des micas blancs provenant des éclogites et des roches encaissantes :

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	BRIG 13	BOU 15	FAY	F 22	CAMP	CaS	BRIG 14	BRIG 11	BRIG 50	B 8′	B 4
SiO_2	44,40	46,91	51,34	47,11	49,50	46,30	50,60	47,28	47,21	50,01	47,00
Al_2O_3	40,00	38,39	27,30	29,03	28,65	31,32	26,44	30,71	31,91	25,16	30,70
Fe_2O_3	1,00α	1,26	1,90α	0,99	1,70α	1,39	1,40	1,73	1,84	1,20	1,67
FeO		0,29		3,00		3,14	1,52	3,52	1,00	2,11	2,76
MnO	tr	tr	0,05	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
MgO	0,65	0,54	4,45	3,37	4,20	2,84	4,26	1,43	1,61	5,55	1,35
CaO	0,65	tr	0,45	tr	0,50	tr	tr	tr	tr	tr	0,18
Na_2O	7,15	7,01	0,70	0,53	0,60	0,27	0,68	0,09	0,60	0,62	0,65
K_2O	1,20	0,57	8,50	9,48	9,20	9,32	9,01	9,69	9,58	9,06	9,90
TiO_2	0,65	0,47	0,95	tr	0,85	tr	0,25	tr	0,55	0,71	0,40
P_2O_5	tr	0,01	tr	tr	tr	tr	0,19	0,31	0,06	0,15	tr
H_2O^+	5,00	4,56	4,50	4,78	5,00	4,66	4,65	4,44	4,71	4,30	4,74
H_2O^-		0,06		0,12		0,28	0,18	0,27	0,12	0,35	0,47
Total	100,70	100,07	100,14	98,41	100,20	99,52	99,18	99,48	99,19	99,22	99,82
Si	2,85	3,00	3,38	3,23	3,29	3,13	3,41	3,21	3,18	3,39	3,21
Al^{IV}	1,15	1,00	0,62	0,73	0,71	0,87	0,59	0,79	0,82	0,61	0,79
Al^{VI}	1,91	1,90	1,50	1,61	1,57	1,63	1,52	1,66	1,76	1,39	1,64
Fe^{3+}	0,04	0,06	0,08	0,005	0,08	0,07	0,07	0,09	0,09	0,06	0,09
Fe^{2+}		0,01		0,17		0,18	0,08	0,20	0,06	0,12	0,16
Ti	0,04	0,02	0,04		0,04		0,01		0,01	0,03	0,02
Mg	0,06	0,05	0,44	0,34	0,41	0,29	0,42	0,15	0,16	0,56	0,14
Ca	0,05		0,03		0,03						0,01
Na	0,90	0,87	0,09	0,07	0,08	0,04	0,08	0,02	0,08	0,08	0,09
K	0,10	0,04	0,71	0,83	0,78	0,81	0,77	0,84	0,82	0,78	0,88
Σ oct	2,05	2,04	2,06	2,17	2,10	2,07	2,10	2,09	2,00	2,13	2,05

α Fer total dosé en Fe_2O_3.

F 22. Micaschiste à phengite, grenat, biotite et quartz.
CaS. Micaschiste à phengite, grenat, biotite et quartz.
GRIG 11. Gneiss à phengite, biotite, grenat, feldspath alcalin, quartz, clinozoïsite et épidote.
BRIG 50. Micaschiste à disthène, phengite, chlorite, quartz et clinozoïsite.
B 4. (*In* : Velde, 1966). Gneiss à phengite, biotite, feldspath alcalin et quartz.

La correspondance entre éclogites et schistes encaissants doit être établie comme suit : F 22 et FAY ; CaS et CAMP ; BRIG 14 , BRIG 11 et BRIG 50 ; B 8′ et B 4.

Analyses P. Blot, M. Doucet, A. Nétillard et J. Patureau (1966-1969).

TABLEAU V.

Paramètres des mailles cristallines des micas et clinopyroxènes analysés.

	a Å	*b* Å	*c* Å	β°	V Å³	V erreur	POLY-MORPHE
MICAS							
BRIG 13.....	5,17	8,90	19,34	95,3	886,9	0,7	2 M_1
BOU 15.....	5,12	8,90	19,31	94,3	877,3	0,3	2 M_1
FAY.....	5,24	9,05	19,94	95,7	942,7	6,0	2 M_1
F 22.....	5,17		29,83		695,2	0,7	3 T
CAMP.....	5,22	9,04	19,93	95,7	934,9	4,0	2 M_1
CaS.....	5,17		29,81		694,7	0,6	3 T
BRIG 14.....	5,22	9,06	19,95	95,7	939,1	1,8	2 M_1
BRIG 11.....	5,16		29,82		693,6	1,1	3 T
B 8'.....	5,22	9,05	19,96	95,8	940,2	4,2	2 M_1
B 4.....	5,19		29,88		698,3	0,5	3 T
CLINOPYROXÈNES							
BOU 12.....	9,61	8,80	5,25	106,8	425,0	0,3	
BRIG 13.....	9,55	8,76	5,19	107,8	413,2	9,0	
Bou 15.....	9,54	8,73	5,25	106,6	418,0	1,2	
FAY.....	9,59	8,81	5,25	106,7	424,7	0,9	
CAMP.....	9,59	8,78	5,28	106,6	426,5	2,5	
BRIG 14.....	9,56	8,79	5,28	106,8	424,2	1,7	
B 8'.....	9,60	8,78	5,27	106,8	424,8	0,9	
CE 4.....	9,59	8,79	5,25	106,9	423,7	0,2	

Calculs effectués, à l'aide d'un programme mis au point par C. W. Burnham (1962), sur l'ordinateur CDC 3600 du C. I. R. C. E.

maximale étant réalisées dans les schistes cristallins (coexistence du mica blanc avec biotite et feldspath potassique (Velde, 1965) dans les échantillons Brig 11 et B4) la haute teneur en silice que l'on trouve dans les micas des éclogites ne peut être imputable qu'à une plus grande pression de formation. Les différences de teneurs en silice varient de 0,16 à 0,23 atomes de silice pour une maille unité de 10 atomes d'oxygène.

L'instabilité de ces micas lors de la recristallisation des éclogites démontre également une différence entre les conditions qui ont présidé, dans la région de Nantes, à la formation des éclogites et les conditions dans lesquelles se sont formés les minéraux des schistes encaissants. Les courbes de stabilité supérieure des phengites étant univariantes dans un espace pression-température, deux compositions différentes peuvent représenter soit des températures différentes, soit des pressions différentes. Si l'on regarde la situation géologique des éclogites, on réalise que rien ne saurait permettre d'envisager une augmentation de température qui n'affecterait que l'encaissant sans laisser trace dans les niveaux éclogitiques. Par contre, les éclogites étant des roches très compétentes, il est permis de concevoir qu'elles puissent être plus réfractaires à une recristallisation sous des conditions nouvelles de pression, et qu'elles n'aient, en fait, recristallisé que lorsque cette pression était abaissée de façon importante, dans des fractures par exemple.

B. — **Les clinopyroxènes.**

Les minéraux du groupe des pyroxènes donnent des indications précieuses sur les conditions de formation des éclogites.

Les clinopyroxènes des éclogites de la région de Nantes contiennent, selon les échantillons, entre 20 et 50 % de jadéite (tableau VI). Si, à la suite de White (1964), on figure ces clino-

pyroxènes sur un diagramme montrant les variations du composant jadéitique par rapport à la teneur en molécule de Tschermak, on voit les points qui les représentent se grouper dans le champ propre aux clinopyroxènes d'éclogites (fig. 3).

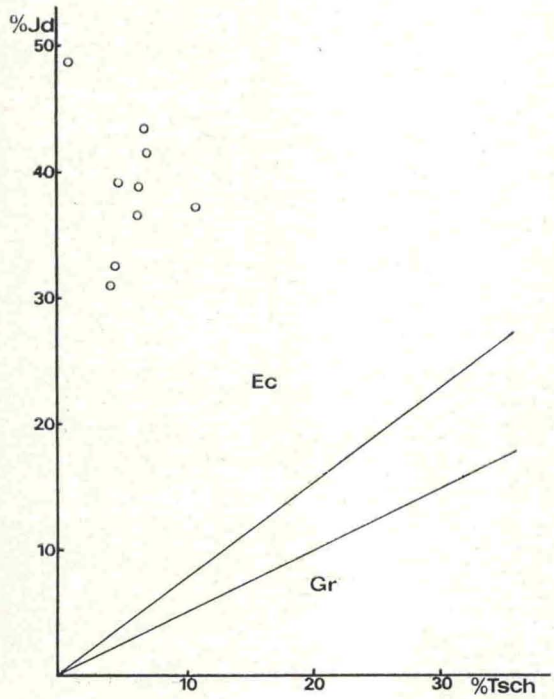


FIG. 3. — Présentation des analyses des clinopyroxènes d'éclogites en fonction de leur teneur en jadéite (Jd) et molécule de Tschermak (Tsch). Ec = domaine des clinopyroxènes d'éclogites ; Gr = domaine des clinopyroxènes de roches appartenant au faciès granulite. (D'après White, 1964).

Il faut néanmoins remarquer que ces pyroxènes ont des compositions qui varient grandement : la figure 4 montre que cette variation recouvre en grande partie le domaine dans lequel se placent les clinopyroxènes d'éclogites en général. Ces roches provenant toutes d'une région géographique déterminée, et s'étant vraisemblablement formées dans des conditions comparables, ou peut être identiques, il apparaît que la composition globale de la roche a une grande influence sur la composition du clinopyroxène. Ce fait n'est guère surprenant puisque les conditions pour que la solution solide de jadéite dans le pyroxène soit maximale (c'est-à-dire la coexistence du clinopyroxène avec de l'albite et du quartz) sont très rarement réunies dans les éclogites. En fait, la présence de plagioclase en équilibre avec du clinopyroxène ne paraît réalisée que dans des roches proches du faciès granulite, mais l'amplitude de la solution solide de jadéite dans le pyroxène est alors limitée par les hautes températures qui président à leur formation. Dans les éclogites, au contraire, il semble que l'on puisse conclure que la teneur en jadéite

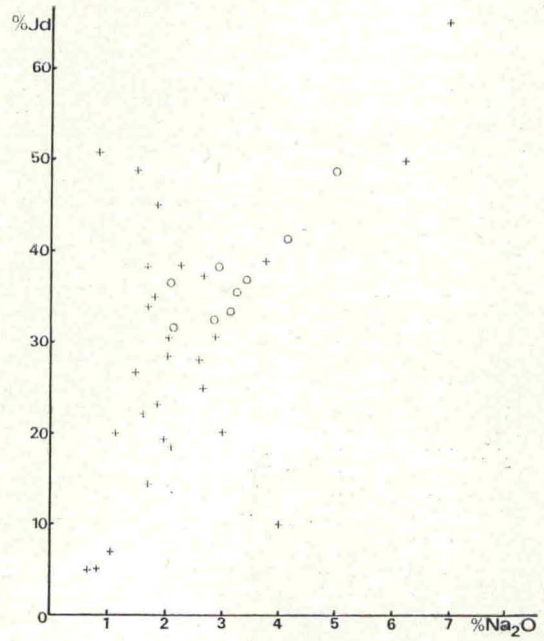


FIG. 4. — Teneur en jadéite des clinopyroxènes d'éclogites, en fonction de la teneur en Na_2O des éclogites qui les contiennent.

Données empruntées aux auteurs suivants : Alderman (1936) ; Binns (1967) ; Green *et al.* (1968) ; Livingstone (1967) ; Nixon *et al.* (1963) ; O'Hara et Mercy (1966) ; Smulikowski (1967) ; Sobolev *et al.* (1968) ; Vogel (1967) ; Yoder et Tilley (1962).

des clinopyroxènes est limitée plus par la répartition du sodium entre les phases présentes (amphiboles, micas et clinopyroxènes) que par l'intensité des facteurs physiques qui, dans les conditions du faciès éclogite, semblent toujours suffisante pour induire la solution solide maximale de jadéite dans le clinopyroxène.

En conclusion, il semble justifié d'admettre que les pyroxènes des éclogites de la région de Nantes, comme par exemple Bou 15 (tableau VI), n'ont guère pu se former sous des pressions inférieures à 8 Kb, à des températures de l'ordre de 500° C, si l'on se réfère aux données de Newton et Smith (1967) et Essene et Fyfe (1967).

TABLEAU VI.

Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes d'éclogites.

	1	2	3	3	5	6	7	8
	BOU 12	BRIG 13	BOU 15	FAY	CAMP	BRIG 14	B 8′	CE 4
SiO_2	56,60	54,10	54,98	53,64	54,15	53,77	53,78	54,71
Al_2O_3	8,91	12,90	11,52	10,02	10,65	10,68	7,81	11,69
Fe_2O_3	1,52	4,54	3,79	1,05	1,13	0,84	2,94	1,40
FeO	5,04	2,46	4,09	3,83	2,95	3,58	4,43	2,51
MnO	tr	tr	tr	tr	0,06	tr	tr	tr
MgO	7,69	6,45	5,82	9,01	8,81	8,32	8,67	8,55
CaO	13,28	10,18	9,25	14,81	15,96	14,55	14,16	13,75
Na_2O	4,88	8,11	8,09	5,74	6,02	5,94	5,80	6,09
K_2O	0,26	0,03	0,09	0,16	0,02	0,16	0,06	0,05
TiO_2	0,87	0,99	1,50	1,21	0,21	1,14	1,14	1,15
P_2O_5	0,08	0,07	0,08	tr	0,04	tr	0,04	
H_2O^+	0,36	0,29	0,32	0,45	tr	0,31	0,45	0,31
H_2O^-	0,06	0,07	0,17	0,10	0,03	0,25	0,03	0,04
Total	99,55	100,19	99,70	100,02	99,83	99,54	99,31	100,25
Si	2,06	1,93	2,01	1,94	1,94	1,94	1,95	1,95
Al^{IV}		0,07		0,06	0,06	0,06	0,05	0,05
Al^{VI}	0,37	0,47	0,49	0,37	0,39	0,38	0,29	0,44
Ti	0,02	0,02	0,04	0,03		0,03	0,03	0,03
Fe^{3+}	0,04	0,12	0,10	0,03	0,03	0,02	0,08	0,04
Fe^{2+}	0,15	0,07	0,12	0,11	0,09	0,11	0,13	0,07
Mg	0,40	0,34	0,31	0,49	0,47	0,45	0,48	0,45
Ca	0,51	0,39	0,36	0,57	0,62	0,56	0,56	0,53
Na	0,33	0,56	0,59	0,40	0,42	0,41	0,41	0,41
Jd	33	43	49	34	36	36	32	39
Ac	4	12	10	3	3	2	8	4
Tsch	0	7	0	6	6	6	4	5

Analyses M. Doucet et A. Nétillard (1966-1969).

C. — **Les grenats.**

Les grenats des éclogites de la région de Nantes montrent, dans leur ensemble, des compositions homogènes, semblables à celles des grenats d'éclogites crustales. Leur composition peut être représentée de façon convenable à l'aide de trois composants polaires principaux, grossulaire (teneurs de l'ordre de 25 %), almandin (50 %) et pyrope : les teneurs en pyrope variant entre 13 et 30 % (tableau VII), probablement en fonction de la composition globale de la roche. Les teneurs en spessartite et andradite sont négligeables.

TABLEAU VII.

Analyses chimiques et formules structurales des grenats d'éclogites.

	1	2	3	4	5	6	7	8
	BOU 12	BRIG 13	BOU 15	FAY	CAMP	BRIG 14	B 8′	CE 4
SiO_2	38,07	37,73	37,55	38,12	38,02	39,42	37,49	38,71
Al_2O_3	21,96	21,96	21,89	22,88	21,33	22,04	22,73	21,49
FeO (α)	26,55	24,70	28,31	24,25	22,77	25,15	25,48	22,78
MnO	0,48	0,30	0,58	0,12	0,42	0,36	0,15	0,28
MgO	3,47	6,39	3,65	4,96	5,62	4,31	4,63	7,70
CaO	8,51	7,43	6,58	8,93	9,48	7,62	6,80	8,56
Na_2O	0,39	0,37	0,39	0,32	0,16	0,61	0,41	0,18
K_2O	0,08	0,05	0,05	0,07	0,08	0,07	0,09	0,05
TiO_2	0,37	0,69	0,93	0,59	0,15	0,56	tr	0,32
P_2O_5	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,10	0,08	tr
H_2O^+					2,26		1,86	
H_2O^-	0,04	0,10		0,05		0,09	0,25	0,02
Total	99,98	99,77	99,97	100,34	100,34	100,33	99,97	100,09
Si	2,95	3,03	3,01	3,04	2,99	3,08	2,92	3,00
Al	2,01	2,08	2,05	2,04	1,97	2,03	2,10	1,96
Mn	0,02	0,01	0,02		0,02	0,01		0,01
Fe^{2+}	1,72	1,66	1,92	1,56	1,49	1,64	1,67	1,45
Mg	0,40	0,77	0,44	0,57	0,66	0,51	0,54	0,89
Ca	0,71	0,64	0,56	0,72	0,80	0,64	0,57	0,71
Ti		0,01	0,02	0,01		0,01		
ΣR^{2+}	2,85	3,07	2,94	2,85	2,95	2,81	2,78	3,06
% Py	13	25	14	19	22	17	18	30
a Å $\pm$ 0,007	11,559	11,582	11,593	11,603	11,622	11,575	11,582	11,590

(α) Fer total dosé en FeO.

Analyses M. Doucet et A. Nétillard (1966-1969).

COEFFICIENTS DE DISTRIBUTION.

L'un des points qui ont paru importants au cours de cette étude a été de montrer que les éclogites dispersées autour de la ville de Nantes avaient une origine commune. Un des moyens de démontrer cette proposition est de mettre en évidence le fait que les minéraux constituant ces roches, qui appartiennent à un même faciès, ont des compositions qui obéissent aux mêmes lois de substitution. Une des méthodes utilisées consiste à déterminer le coefficient de distribution d'éléments chimiques diadochiques entre deux espèces minérales. Si la loi du partage de ces éléments entre deux phases de tous les échantillons représentant un groupe de roches est la même, on peut alors dire que toutes les roches du groupe se sont formées sous les mêmes conditions d'équilibre (Ramberg et Devore, 1951 ; Kretz, 1961). L'un des postulats fondamentaux qu'implique ce genre d'analyse est que les deux éléments chimiques considérés ont un comportement analogue et jouent un rôle identique dans les deux espèces minérales examinées. Un comportement rigoureusement identique conduirait, en fait, à un coefficient de distribution toujours égal à l'unité et la méthode n'existerait pas, mais l'étude des séries métamorphiques montre que, en ce qui concerne le fer et le magnésium, on peut évaluer un coefficient de distribution, coefficient dont la valeur semble dépendre des conditions physiques dans lesquelles se sont formés

les minéraux entre lesquels se partagent le magnésium et le fer (voir, par exemple, Saxena, 1968 *a* ; Grover et Orville, 1969).

L'utilisation de ce coefficient de distribution est, en pratique, limitée par deux considérations : le partage des deux éléments doit s'effectuer entre un nombre fixe et constant d'espèces minérales, qui sont les mêmes dans toutes les roches considérées : ainsi, par exemple, le partage du fer et du magnésium entre grenat et clinopyroxène ne doit être comparé que dans les roches qui ne contiennent que ces deux minéraux ferromagnésiens, ou qui, toutes, contiennent les mêmes phases ferro-magnésiennes supplémentaires, amphibole, ou orthopyroxène, par exemple. L'autre postulat est que les limites de solution possible soient dans les conditions qui sont celles de la formation des roches examinées telles qu'elles ne restreignent pas trop les possibilités de solution solide.

L'expression utilisée pour le calcul du coefficient de distribution est la suivante :

$$K_D = \frac{(1 - \%\ Fe_{Gt})\ \%\ Fe_{Cpx}}{\%\ Fe_{Gt}\ (1 - \%\ Fe_{Cpx})}.$$

L'utilisation de cette équation implique que le coefficient d'activité, pour un élément, est égal à l'unité, ou que les substitutions ioniques dans les minéraux sont idéales. Implicite également dans cette équation est le fait que la nature des sites ioniques dans les minéraux ne saurait, en aucun cas, influencer le partage des ions, et ainsi, en quelque sorte, sélectionner un élément au détriment d'un autre (voir, par exemple, Grover et Orville, 1969).

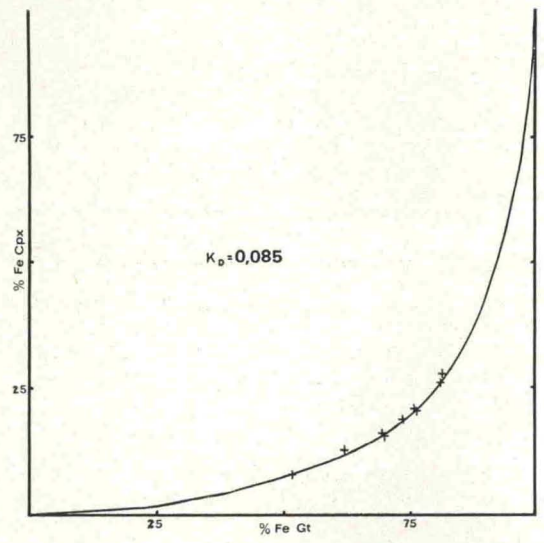


FIG. 5. — Distribution du fer et du magnésium entre grenats (Gt) et clinopyroxènes (Cpx) des éclogites de haute Bretagne en fonction du pourcentage de fer contenu dans chacune de ces deux phases (Fe/Fe + Mg).

La figure 5 montre le partage du fer et du magnésium dans les paires clinopyroxène-grenat. La constance des résultats incite à penser que ces roches ont effectivement cristallisé dans les mêmes conditions d'équilibre, en dépit de leur dispersion géographique.

Dans la plupart des travaux utilisant le partage des ions entre espèces minérales, il est admis que l'influence de la pression sur la sélection des ions par l'une ou l'autre espèce minérale en jeu est négligeable, la justification de cette proposition étant le fait que les différences de volume entre les composants polaires magnésiens et ferreux sont faibles : pour les minéraux considérés au cours du présent travail, par exemple, la différence de volume entre almandin et pyrope est de l'ordre de 2 %, et la différence entre diopside et hedenbergite de 0,5 % environ. L'effet de la pression sur les limites de stabilité des grenats a été étudiée par Yoder et Chinner (1960), et ce travail a montré que les limites de stabilité supérieures de l'almandin et du pyrope ne sont pas parallèles l'une à l'autre dans un espace pression-température, le pyrope ayant à 18 Kb un domaine de stabilité plus étendu vers les hautes températures que l'almandin, et le pyrope n'étant pas stable au-dessous de 8 Kb. Des pressions différentes entraîneront donc d'importantes différences dans le comportement des grenats.

Aucune donnée ne permet de comparer les domaines de stabilité des clinopyroxènes, et il est seulement possible de suggérer que les indications de volume que l'on possède impliquent que l'influence de la pression ne saurait être aussi prononcée qu'elle l'est dans le cas des grenats.

Il n'en reste pas moins que les potentiels chimiques du fer et du magnésium dans le grenat changeront, à température constante, en fonction de la pression. Comme l'on sait, par ailleurs, que la présence de l'un ou l'autre de ces éléments change l'étendue des domaines de stabiiité des silicates en fonction de la température, il devient nécessaire de considérer, pour les paires grenat-clinopyroxène, ces deux variables pression et température, sous peine d'erreurs dans l'interprétation des coefficients de distribution de ces deux éléments.

Les résultats obtenus au cours de la présente étude invitent à une comparaison avec les données concernant d'autres séries de roches, dispo-

nibles dans la littérature. Ce n'est malheureusement que dans un petit nombre de cas, et pour des raisons diverses (conditions physiques non homogènes, ou équilibre non atteint), que la comparaison paraît possible.

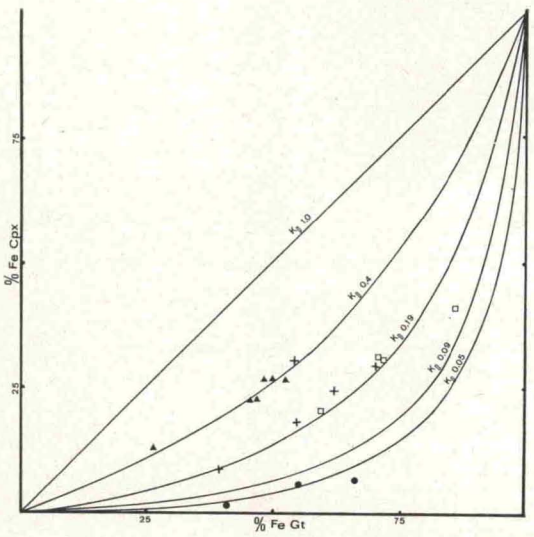


FIG. 6. — Distribution du fer et du magnésium entre grenats et clinopyroxènes pour quatre autres séries de pyroxénites à grenat. Explication des symboles : croix : données de Smulikowski, 1967 (Pologne) ; triangles : Kornprobst, 1969 (Maroc) ; carrés : Saxena, 1968 a (Suède) ; cercles : Vogel, 1967 (Espagne).

La figure 6 donne les distributions du fer et du magnésium entre grenats et clinopyroxènes pour des roches étudiées par quatre auteurs différents (Kornprobst, 1969 ; Saxena, 1968 *b* et 1969 ; Smulikowski, 1967 ; Vogel, 1967). Chacune des quatre séries groupe des roches ayant une origine commune, mais chacune témoigne de conditions physiques très différentes.

Les données prises dans le travail de Kornprobst ont trait à des roches ayant cristallisé à des températures et des pressions très fortes (25 Kb et 1 400° C) : le coefficient de distribution est, comme il est normal, élevé, les hautes températures tendant à annuler les sélections d'ions que peuvent entraîner les structures cristallines.

Les résultats de Smulikowski ont été obtenus sur des roches comparables, par leur composition minéralogique et leur situation géologique, aux éclogites de la région de Nantes, mais ils conduisent, pour des raisons qui ne sont pas évidentes, à un coefficient de distribution sensiblement différent ($K_D = 0{,}19$).

Les roches étudiées par Saxena, et qui appartiennent au faciès granulite donnent pour le coefficient de distribution des valeurs proches de 0,20, et ce en dépit des variations de composition, et du manque d'homogénéité des roches étudiées par cet auteur.

La quatrième série correspond à des éclogites que l'on trouve associées à des roches appartenant au faciès granulite (Vogel, 1967), et les valeurs obtenues pour K_D sont, dans ce cas, inférieures à celles qui caractérisent les éclogites de la région de Nantes ($K_D = 0{,}05$).

La pression et la température sont évidemment deux paramètres importants pour déterminer le coefficient de distribution du fer et du magnésium entre grenat et pyroxène. Si la température était le facteur essentiel, on pourrait admettre que la séquence devrait être la suivante, allant des K_D faibles vers les K_D élevées : roches de la région de Nantes, roches de Pologne (Smulikowski), roches de Suède (Saxena), roches d'Espagne (Vogel) et enfin roches du Maroc (Kornprobst). L'ordre trouvé (fig. 6) ne correspondant pas à cet ordre idéal, il faut admettre que l'influence de la pression n'est pas négligeable, et que le coefficient de distribution se comporte comme une fonction bivariante. Sa représentation graphique devrait alors, en toute rigueur, être bi-dimensionnelle, les deux variables étant pression et température. Les données disponibles ne justifient pas, pour l'instant, une tentative de ce type.

CONDITIONS PHYSIQUES SOUS LESQUELLES S'EST EFFECTUÉE LA TRANSFORMATION ÉCLOGITE → AMPHIBOLITE, DANS LA RÉGION DE NANTES.

La nature des minéraux constituant les éclogites permet d'estimer leurs conditions de formation. La teneur du clinopyroxène en jadéite (49 %) et en acmite (10 %) de l'échantillon BOU 15 fixe une limite inférieure pour la pression totale à 8 ou 11 Kb, selon les températures (Essene et Fyfe, 1967 ; Newton et Smith, 1967). Les phengites que l'on trouve dans certaines éclogites comportent 30 à 40 % de céladonite en solution solide, ce qui fixe la température maximale à laquelle elles ont pu se former à 640° C sous une pression de 11 Kb, en admettant une haute activité de vapeur d'eau (Velde, 1967). La figure 7 rassemble les courbes de stabilité des minéraux impliqués et permet de constater que des conditions de l'ordre de 10 Kb et 600° C pour-

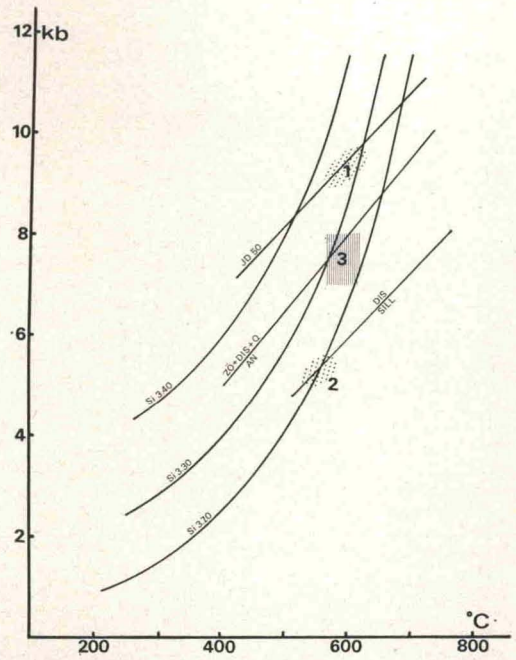


FIG. 7. — Courbes de limite de stabilité de divers minéraux existant dans les éclogites de haute Bretagne et les roches encaissantes.

Si = 3,20, 3,30, 3,40 : limites de stabilité des phengites en fonction de leur teneur en Si (Velde, 1965).

Dis-sill : limite de stabilité du disthène et de la sillimanite (Richardson *et al.*, 1967).

Jd_{50} : limite de stabilité d'une omphacite contenant 50 % de jadéite (Newton et Smith, 1967 ; Essene et Fyfe, 1967).

Zö + dis + Q/An : limite de stabilité de l'anorthite (Newton, 1966).

Domaine grisé « 1 » : conditions minimales de formation des éclogites.

Domaine grisé « 2 » : domaine où s'effectue le passage entre faciès amphibolite et faciès éclogite.

Domaine grisé « 3 » : conditions minimales de cristallisation des gneiss (dernier épisode métamorphique).

raient être celles sous lesquelles se sont formées les éclogites, le point choisi étant le centre du domaine défini par les limites de stabilité des omphacites et phengites que contiennent ces roches.

La composition minéralogique des amphibolites et des gneiss encaissants, qui représente une paragenèse plus tardive que celle des éclogites, se prête mal à des déductions du type de celles qui viennent d'être faites. Des limites extrêmes peuvent cependant être fixées, à l'intérieur desquelles doivent se trouver les conditions de formation de ces roches. Le disthène est stable dans les gneiss, comme l'indique, par exemple, l'échantillon BRIG 50 ; dans la même roche, on trouve une phengite contenant 20 % de céladonite en solution solide (tableau IV). Ces deux minéraux peuvent coexister à 5 Kb et 550° C, valeurs qui peuvent être considérées comme représentant un minimum de température et de pression sous lesquelles les minéraux de ce gneiss ont pu se former.

L'assemblage zoïsite-disthène-quartz signalé dans une éclogite de cette région (Velde, 1966), quoique peu fréquent, permet lui aussi de définir la limite inférieure des conditions sous lesquelles les éclogites ont pu être placées. Cette limite se situe entre les conditions minimales de formation des gneiss et des amphibolites, et celles que nous avons définies pour la formation des éclogites, soit 580° C à 7,5 Kb pour $P_{H_2O} \cong P_{totale}$ (fig. 7).

Comme l'avait déjà noté Y. Brière, le disthène, stable dans les éclogites, est instable dans les conditions d'amphibolitisation de ces roches, ceci étant dû à la composition globale de ces roches. Le disthène, étant stable dans les gneiss encaissants, a nécessairement dû, dans les éclogites, entrer dans une réaction impliquant d'autres minéraux, lors de l'amphibolitisation des éclogites le contenant. Il n'est cependant pas certain que la réaction :

$$\text{zoïsite} + \text{disthène} + \text{quartz} \leftrightharpoons \text{anorthite}$$

soit celle qui rende compte de la disparition du disthène dans les éclogites amphibolitisées (1). Cette réaction peut cependant être utilisée pour fixer une limite inférieure pour la transition éclogite ⇋ amphibolite, et ceci d'autant plus qu'elle se place entre les limites supérieure et inférieure d'existence des faciès amphibolite et éclogite.

D'autres études, faites dans d'autres régions, établissent les conditions nécessaires pour que s'effectue cette amphibolitisation des éclogites : pour les roches de Californie, les travaux de Brothers (1954), Borg (1956), Coleman et Clark (1968), Ernst (1965) et Ernst et Seki (1967) ; pour des roches du Massif central français, Velde *et al.*, (1970).

Les amphibolites et éclogites du Massif central permettent, grâce à l'utilisation de plusieurs minéraux, de fixer de façon relativement précise les conditions de cette transformation à 6,5 Kb et 650 ° C. Ces valeurs correspondent à une pression plus faible, et une température légèrement plus élevée que celles auxquelles conduit la présente étude (soit 7,5 Kb et 580° C). Les deux types d'amphibolites étant nettement différents

(1) Il faut mentionner une autre possibilité, à savoir la réaction : disthène + jadéite_{ss} + eau ⇌ paragonite.

(amphibolites à grenat dans le Massif central, et amphibolites à épidote dans la région de Nantes), ces résultats ne sont pas contradictoires.

La série des schistes bleus de la Californie occidentale et centrale contiennent des éclogites, c'est-à-dire des roches faites pour l'essentiel de grenat et de clinopyroxène. Les descriptions publiées par Borg (1956), ainsi que les conclusions qu'elle tire de ses observations, conduisent à penser que les éclogites ont précédé les amphibolites, qui sont d'ailleurs des amphibolites à glaucophane, c'est à dire que les amphibolites représentent une paragenèse postérieure à celle des éclogites. Les éclogites se transforment là en glaucophanites à chlorite et albite, et Borg considère que les éclogites représentent une paragénèse stable dans des conditions de pression légèrement plus élevées. Cette conclusion est cependant mise en doute si l'on considère la zonation habituelle des clinopyroxènes des roches appartenant à la série des schistes à glaucophane, la zone externe de ces clinopyroxènes étant riche en jadéite (Essene et Fyfe, 1967) : ceci indiquerait que des pressions plus élevées, ou des températures plus basses à pression constante, sont responsables de l'assemblage minéralogique tardif qui est celui des schistes à glaucophane. Les éclogites représentent, quoi qu'il en soit, une paragenèse plus ancienne, puisqu'elles se transforment en des roches qui appartiennent au faciès amphibolite à albite et épidote.

Plusieurs auteurs ont tenté d'estimer dans quelles conditions se sont formés les schistes bleus des « Franciscan series » et, en particulier, celles dans lesquelles se sont formées les amphibolites qui remplacent les éclogites. Coleman et Clark (1968), Ernst (1965) et Ernst et Seki (1967) s'accordent à peu près pour placer cette limite entre 6 et 11 Kb, pour des températures comprises entre 200° et 400° C. Si l'on considère que les éclogites se sont formées à des pressions plus élevées, ou à des températures légèrement plus hautes, on trouve ainsi que pour 300° C, cette transition entre les deux faciès s'effectuerait à une pression de l'ordre de 10 Kb.

Si l'on reporte sur un même diagramme les résultats obtenus pour des roches appartenant à des provinces géographiques tout à fait différentes, et qui définissent dans les trois cas la transition éclogite → amphibolite (fig. 8) : on voit qu'elles se placent sur une courbe relativement nette, entre 200° C et 700° C.

Un aspect remarquable de la courbe limitant les deux faciès amphibolite et éclogite est qu'elle

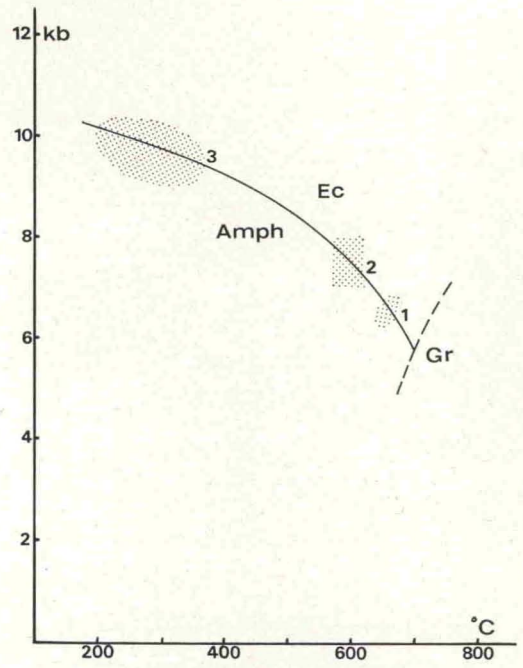


FIG. 8. — Limites proposées pour les divers faciès de roches basiques hydratées.

1. — Limite proposée par Velde, Hervé et Kornprobst (sous presse).
2. — Limite déduite de la présente étude.
3. — Limite proposée pour les roches appartenant aux « Franciscan series » de Californie.

a une pente négative, ce qui revient à dire que la formation des éclogites est favorisée, à pression constante, par de hautes températures.

Remarquons enfin qu'une limite de même type entre les faciès éclogite et amphibolite avait été esquissée par Turner (1968) sans que cet auteur, toutefois, ne donne aucune précision numérique.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

L'étude des éclogites de la région nantaise nous a amenés à considérer deux épisodes distincts dans l'histoire métamorphique de ces roches : le premier sous des conditions que nous avons estimées être voisines de 10 Kb et 600° C a permis la formation de la paragenèse éclogitique, un autre, qui serait caractérisé par une pression supérieure à 5 Kb pour une température de 550° C a conduit à la recristallisation de ces roches. Ce dernier épisode a permis l'apparition de paragenèses caractéristiques du faciès

amphibolite à épidote dans les roches basiques. Les roches pélitiques encaissantes ont recristallisé pour donner des assemblages à chlorite, disthène, biotite et grenat.

L'étude pétrographique ne permet pas de déterminer si ces deux épisodes ont appartenu au même cycle orogénique — ou bien s'ils se sont produits à deux périodes distinctes de l'histoire de la Bretagne ; mais elle montre toutefois nettement que ces roches dispersées au long d'une bande de 40 km ont cristallisé sous des conditions d'équilibre à peu près identiques, facteur qui devra être pris en considération pour toute interptération tectonique de cette région.

Ce travail a également permis d'établir une relation entre amphibolites et éclogites, types de roches qui représentent deux faciès possibles pour des roches basiques, et de tracer une limite entre les domaines de formation de ces deux faciès.

Manuscrit reçu le 7 janvier 1970.

BIBLIOGRAPHIE

ALDERMAN, A. R. (1936). — *Quat. J. geol. Soc. London, 92,* 488-540.

BINNS, R. A. (1967). — *J. Petrol., G. B., 8,* 349-71.

BORG, I. Y. (1956). — *Geol. Soc. Amer., Bull., 67,* 1563-84.

BRIÈRE, Y. (1920). — *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.,* 43, 72-222.

BROTHERS, R. N. (1954). — *Amer. J. Sci., 252,* 614-626.

BRYHNI, I. (1966). — *Norges geol. Undersk.,* 241.

BURNHAM, C. W. (1962). — *Carnegie Instn. Washington Yb.,* 61.

COGNÉ, J. (1960). — *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

COLEMAN, R. G. et CLARK, J. R. (1968). — *Amer. J. Sci., 266,* 43-59.

ERNST, W. G. (1965). — *Geol. Soc. Amer., Bull. 76,* 879-914.

ERNST, W. G. et SEKI, Y. (1967). — *Tectonophysics, 4,* 463-478.

ESSENE, E. J. et FYFE, W. S. (1967). — *Beitr. Mineral. Petrog., Dtsch., 15,* 1-23.

GREEN, D. H., LOCKWOOD et KISS, E. (1968). — *Amer. Mineralogist, 53,* 1320-36.

GROVER, J. E. et ORVILLE, P. M. (1969). — *Geochim. cosmochim. Acta, G. B., 33,* 205-26.

KIENAST, J.-R. et VELDE, B. (1968). — *C. R. Acad. Sci., Fr., 267,* 1909-12.

KORNPROBST, J. (1969). — *Beitr. Mineral. Petrog., Dtsch., 23,* 283-322.

KRETZ, R. (1961). — *J. Geol., Geol., U. S. A., 69,* 361-87.

KUNO, H. (1968). — *In the Poldervaart Treatise on rocks of Basaltic Composition,* vol. 2, 623-88. New-York, Wiley.

LIVINGSTONE, A. (1967). — *Mineral. Mag., G. B., 36,* 380-8.

NEWTON, R. C. (1966). — *Amer. J. Sci., 264,* 204-22.

NEWTON, R. C. et SMITH, J. V. (1967). — *J. Geol. U. S. A., 75,* 268-86.

NIXON, P. H., KNORRING, O. van, et ROOKE, J. M. (1963). — *Amer. Mineralogist, 48,* 1090-132.

O'HARA, M. J. (1961). — *J. Petrol., G. B., 2,* 248-76.

O'HARA, M. J. et MERCY, E. L. P. (1966). — *Amer. Mineralogist, 51,* 336-52.

RAMBERG, H. et DEVORE, G. W. (1951). — *J. Geol., U. S. A., 59,* 193-210.

RICHARDSON, S. W., BELL, P. M. et GILBERT, M. C. (1967). — *Amer. J. Sci., 266,* 513-41.

SAXENA, S. K. (1968 a). — *Neues J. Mineral., Monatsh., Dtsch., 8,* 275-86.

SAXENA, S. K. (1968 b). — *Amer. Mineralogist, 53,* 1674-96.

SAXENA, S. K. (1969). — *Beitr. Mineral. Petrog., Dtsch., 23,* 140-56.

SMULIKOWSKI, K. (1967). — *Polska Akad. Nauk., Zakład Nauk geol.*

SOBOLEV, N. U. Jr., KUZNETSOVA, I. K. W. et ZYULIN, N. I. (1968). — *J. Petrol., G. B., 9,* 253-80.

THOMPSON, J. B. Jr. (1957). — *Amer. Mineralogist, 42,* 842-58.

TURNER, F. J. (1968). — *Metamorphic Petrology.* New York, Mc Graw Hill.

VELDE, B. (1965). — *Amer. J. Sci., 263,* 886-913.

VELDE, B. (1966). — *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 89,* 385-93.

VELDE, B. (1967). — *Beitr. Mineral. Petrog., Dtsch., 14,* 250-8.

VELDE, B., HERVE, F. et J. KORNPROBST (1970). — *Amer. Mineralogist,* sous presse.

VOGEL, D. E. (1967). — *Leidse geol. Meded., 40,* 123-208.

WHITE, A. J. R. (1964). — *Amer. Mineralogist, 49,* 883-8.

YODER, H. S. Jr. et CHINNER, G. A. (1960). — *Carnegie Instn. Washington. Yb.,* 59.

YODER, H. S. Jr. et TILLEY, C. E. (1962). — *J. Petrol., G. B., 3,* 342-532.