

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 56 (1976)

Heft: 3

Vereinsnachrichten: Bericht über die 51. Hauptversammlung der Schweiz.
Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Genf :
Freitag, 8. und Samstag, 9. Oktober 1978

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 17.11.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Bericht über die 51. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Genf

Freitag, 8. und Samstag, 9. Oktober 1976

A. Bericht des Vorstandes für 1975

Bericht des Präsidenten

Mitgliederbestand

Im Jahre 1975 sind 23 persönliche Mitglieder (davon 10 aus dem Ausland) und 2 unpersönliche Mitglieder neu in unsere Gesellschaft eingetreten. Es sind dies:

Frl. Dr. P. Arévalo, Madrid	R. Oberhänsli, Zürich
Dr. C. Félix, Cugy	Frl. K. Riklin, Zürich
Dr. G. Frapolli, Stäfa	H. Schleicher, Freiburg i. Br.
C. Ginet, Grand-Lancy	M. Schliestedt, Braunschweig
H. A. Hänni, Basel	T. Staub, Bern
H. Holstein, Küsnacht	Dr. D. Steen, Genève
Dr. J. Keller, Freiburg i. Br.	A. Velaides, Bucaramagna
Dr. J. A. Klein, Windhoek	S. Vogler, Hamburg
L. Le Bel, Lausanne	H. P. Weber, Palisades
Dr. A. Montrasio, Milano	A. Wildberger, Bern
W. Morauf, Bern	P. Zraggen, Bern
R. Nägele, Freiburg i. Br.	

Universität de Rennes
Studienkreis Zürcher Mineraliensammler

Ferner können wir 2 Wiedereintritte verzeichnen.

Durch Tod verlor die Gesellschaft die Herren Dr. M. S. Krishnan (Hyderabad) und Dr. O. Wilhelm (Dallas, Texas).

Es ergibt sich somit folgender Stand:

Eintritte und Wiedereintritte	27
Austritte und Tod	17
Zuwachs	10

Bestand am 31. Dezember 1974	511
Zuwachs	10
Bestand am 31. Dezember 1975	521 Mitglieder

Freimitglieder

Auf Ende 1976 gehören folgende persönliche Mitglieder 50 Jahre unserer Gesellschaft an und werden nach den Statuten Freimitglieder:

Prof. D. Friedlaender (Ottawa)
Dr. E. Kündig (Pfäffikon)

Todesfälle

Im Berichtsjahr haben wir vom Tode des langjährigen Mitgliedes Herrn Dr. S. Krishnan (Hyderabad) erfahren.

Am 5. September 1975 verstarb in Dallas (Texas) Herr Dr. Oskar Wilhelm, Mitglied seit 1925. Herr Wilhelm war Ölgeologe der Shell; er ist bei uns bekannt durch die schöne, 1929 erschienene geologische Spezialkarte der Schamserberge.

Am 4. Mai 1976 starb in Reston VA nach längerer Krankheit im Alter von 67 Jahren Miss Marjorie Hooker, Mitglied seit 1955. Miss Hooker ist vielen von uns als verdienstvolle Sekretärin der IMA bekannt.

Am 19. Juli 1976 hatten wir den tragischen Tod von Herrn Dr. Heinz Rutishauser zu beklagen, der im Alter von 40 Jahren bei geologischen Feldarbeiten in den Lauterbrunner Bergen tödlich verunglückt ist.

Jahresversammlung

Die Gesellschaft führte am 4. Oktober 1975 im Rahmen der SNG-Tagung in Aarau ihre 50. Hauptversammlung durch. In der sehr gut besuchten wissenschaftlichen Sitzung wurden 19 Referate gehalten, die zum grössten Teil in Bd. 55/3 der SMPM publiziert wurden.

Zeitlich getrennt von der Hauptversammlung in Aarau führte die Gesellschaft vom 5. bis 7. September 1975 unter der Leitung der Herren Prof. Trommsdorff (Zürich) und Prof. Peters (Bern) und K. Bucher (Zürich) eine Exkursion ins Engadin und ins Val Malenco durch. Diese äusserst instruktive, gut geführte Exkursion hätte einen besseren Besuch verdient. Ein ausführlicher Exkursionsbericht ist in Bd. 55/3 der SMPM erschienen.

Reorganisation der SNG

Im Berichtsjahr wurde die Reorganisation der SNG abgeschlossen; die neue Organisation wird sich nun im Laufe der nächsten Zeit einspielen müssen.

Finanzielles

Die Gesellschaft dankt ihren Donatormitgliedern für die grosszügige Unterstützung. Ebenso verdankt sie der SNG eine Subvention von Fr. 9000.- an die Kosten unserer Zeitschrift.

Der Präsident: *A. Spicher*

Jahresrechnung 1975*Betriebsrechnung*

Einnahmen:	Mitgliederbeiträge	11 773.40
	Zinsen	5 058.55
	Zeitschrift, Verkauf	25 509.65
	Zeitschrift, Autorbeiträge	13 063.50
	Subvention SNG	19 000.—
		<hr/>
		74 405.10
Ausgaben:	Zeitschrift, 1/1975 (—5000.— Anzahlung)	17 814.55
	Zeitschrift, 2/1975 (provisorische Abrechnung)	25 814.—
	Zeitschrift, 3/1975 (Anzahlung)	25 000.—
	IMA und IAGC	277.90
	Honorare	4 850.—
	Verwaltungsspesen und Drucksachen	2 717.70
	Defizit Exkursion	200.45
		<hr/>
		76 674.60
Betriebsverlust		2 269.50
		<hr/>
		74 405.10

Bilanz per 31. Dezember 1975

Aktiven:	Postcheck	3 317.02
	Kontokorrent	690.10
	Depositenkonto	20 423.10
	Anlagesparkonto	57 481.65
	Kasse	205.86
	Wertschriften (nominal)	25 000.—
Passiven:	Leemann AG	—68 628.55
		<hr/>
Kapitalstand per 31. Dezember 1975		38 489.18
Abschluss:	Kapitalstand per 31. Dezember 1974	40 758.68
	Betriebsverlust	2 269.50
		<hr/>
		38 489.18

Der Kassier: *M. Weibel***Bericht des Redaktors**

Im Jahre 1975 erschien Band 55 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen, aufgeteilt in 3 Hefte. Die Auflage betrug 1000 Exemplare.

Der Band umfasst genau 600 Seiten mit 164 Figuren, 57 Tabellen und 5 Kartentafeln. Von den 27 Artikeln sind 12 in deutscher, 10 in englischer, 4 in französischer und einer in italienischer Sprache abgefasst. 10 Abhandlungen befassten sich mit Problemen der Mineralogie-Kristallographie, 16 mit Petrographie und eine mit Geophysik. Die Bemühungen, in jedem Heft möglichst verschiedene Wissensgebiete der

Mineralogie und Petrographie zu berücksichtigen um dem heterogenen Leserkreis in grossem Umfang gerecht zu werden, werden fortgesetzt.

Band 55 enthält auch 2 Jahresberichte (in Heft 1 und 3) der Jahre 1973 und 1974 mit 2 Jubiläumsvorträgen zum fünfzigjährigen Bestehen der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft, 10 Referaten und 3 Exkursionsberichten.

Alle eingehenden Manuskripte werden ein oder zwei Begutachtern vorgelegt. Zweifellos haben schon viele Autoren von diesem Verfahren profitiert. Andererseits wurde dadurch möglich, Arbeiten, die schon bei andern Zeitschriften abgelehnt worden oder nicht original waren, auszuschalten. Der Anteil der zurückgewiesenen Manuskripte beträgt 20–25%.

Der Redaktor dankt allen Mitarbeitern und Autoren für ihre aktive Mithilfe, die seine Arbeit in grossem Masse erleichtern, herzlich. Er ist den Autoren dankbar, wenn sie sich auch in Zukunft an die Normen zur Einreichung von Manuskripten halten, sie ersparen ihm damit unnötige Mehrarbeit.

Der Redaktor: *W. F. Oberholzer*

B. Sitzungsprotokoll

I. Geschäftliche Sitzung

Freitag, 8. Oktober 1976, 17.20 Uhr, Universität, Section des sciences de la Terre.

Vorsitz: Dr. A. Spicher, Präsident.

Anwesend: 20 Personen.

1. Bericht des Präsidenten für das Jahr 1975 (siehe S. 521).
2. Bericht des Redaktors (siehe S. 523).
3. Der Kassier erläutert die Jahresrechnung 1975 (siehe S. 523). Der Betriebsverlust beträgt Fr. 2269.50, bei einer Subvention von Fr. 19 000.– durch die SNG, wofür auch an dieser Stelle bestens gedankt sei. – Auf Antrag der beiden Rechnungsrevisoren (Prof. A. Steck und Prof. F. Persoz) wird die Rechnung einstimmig genehmigt und dem Kassier unter Verdankung seiner Arbeit Décharge erteilt.
4. Budget 1977. Das vom Kassier vorgelegte Budget sieht für das Jahr 1977 total Fr. 88 500.– Ausgaben vor: Zeitschrift Fr. 74 500.–, Delegationen an internationale Kongresse Fr. 3000.–, Beiträge an internationale Organisationen Fr. 500.–, Verwaltung, Honorare Fr. 9000.–, Beiträge an die SNG Fr. 1500.–. Diese Ausgaben sollten durch die folgenden Einnahmen gedeckt werden: Mitgliederbeiträge Fr. 18 000.–, Verlagsverkauf Fr. 27 000.–, Autorenbeiträge Fr. 25 000.–, Zinsen Fr. 4000.– und SNG-Subvention Fr. 14 500.–. Auch das Budget wird einstimmig genehmigt.
5. Wahl eines neuen Vorstandes für die Jahre 1977–1979. Als neuer Präsident wird einstimmig Prof. M. Grünenfelder, Zürich gewählt; dieser verdankt das ihm entgegengebrachte Vertrauen und nimmt die Wahl an. Der übrige Vorstand wird wie folgt neu konstituiert:

Vizepräsident:	Prof. R. Chessex, Genève (neu)
Sekretär:	Prof. H. A. Stalder (nur für 1977)
Kassier:	Prof. M. Weibel, Zürich
Redaktor:	Dr. W. Oberholzer, Zürich
Beisitzer:	Prof. S. Ayrton, Lausanne
	Prof. M. Delaloye, Genève
	Dr. S. Graeser, Basel (neu)
	Prof. B. Kübler, Neuchâtel
	Prof. E. Nickel, Fribourg

6. Als neuer Rechnungsrevisor wird an Stelle des turnusgemäss ausscheidenden Prof. A. Steck, Lausanne, Dr. J. Hunziker, Bern, gewählt.
7. Die beiden Delegierten der SMPG an der IMA-Tagung in Sidney legen folgenden Bericht ab:

International Mineralogical Association
Rapport sur la Session de Sidney, août 1976

Lors du 25^e congrès international de géologie de Sydney (16–25 août 1976), l'IMA a tenu sa 10^e réunion. A cette occasion, diverses manifestations ont été mises sur pied, en particulier une excursion à Flinders Range et Broken Hill ainsi que des réunions scientifiques intégrées dans le programme officiel du Congrès (Section 14 – Minéralogie).

Les diverses conférences (85) ont été groupées sous les titres suivants: Defect structures in minerals; Domain structures in minerals and high resolution electron microscopy; Physics of Minerals – optical and magnetic resonance spectroscopy; Physics of minerals – crystal chemistry, electronic and high pressure properties; Museum and curating; crystal growth; Silica in the surficial weathering zone; Gem Minerals and Gemmology; Measurements in reflected light; Ore microscopy in beneficiation of minerals; General mineralogy; Applied mineralogy; I.M.A. Commission on history and teaching of mineralogy (open meeting).

Au début de la première séance de travail, le Président V. Sobolev a demandé à l'assistance d'observer une minute de silence en mémoire de Miss Marjorie Hooker, secrétaire de l'IMA, décédée le 4 mai 1976.

Le comité de l'IMA pour la période 1974–1976 se présente de la manière suivante, compte tenu du décès de Miss Marjorie Hooker, secrétaire.

Président	V. S. Sobolev (USSR)
1 ^{er} Vice-président	Cl. Guillemin (France)
2 ^e Vice-président	M. Fornaseri (Italie)
Secrétaire	† M. Hooker (USA)
Trésorier et secrétaire 1976–1978	L. G. Berry (Canada)
Membres	D. S. Coombs (Nouvelle-Zélande)
	M. Font-Altaba (Espagne)
	R. A. Howie (Grande-Bretagne)
	I. Sunagawa (Japon)
	J. Zeemann (Autriche)
Président sortant	H. Strunz (Allemagne)

Le comité a tenu deux séances particulières au cours desquelles un certain nombre de décisions ont été prises. Il a été convenu que L. G. Berry (Canada) prendra en charge le secrétariat de 1976–1978 en plus de sa charge de trésorier. Les sociétés nationales auront la possibilité de présenter des candidats pour le poste de secrétaire qui sera repourvu lors de la session de 1978. La prochaine assemblée de l'IMA se tiendra en 1978, à Novosibirsk, sur invitation officielle de l'Académie des Sciences de l'URSS; toutes les sections de l'IMA auront alors leurs assises. Le groupe de travail «Physics of Minerals» est définitivement transformé en «Commission on

Physics of Minerals» tandis que le groupe «Electronic Data Processing» ne prendra pas le statut d'une Commission. Le comité propose encore une modification des statuts prévoyant l'élection d'un nouveau comité tous les 2 ans. Enfin, l'impression de «IMA News» se fera dorénavant dans la revue «Contributions to Mineralogy and Petrology» selon un accord passé avec Springer-Verlag.

Les différentes sections ont tenu une à deux séances de travail. Les conclusions générales de chacune d'entre elles sont présentées ci-après :

a) Commission on Abstracts

L'IMA - Thesaurus, présenté à la dernière réunion de Berlin n'a pas pu être soumis dans sa version définitive, ce délai est dû à certaines circonstances, en particulier au décès de Miss Marjorie Hooker, membre très actif de la Commission. Ce travail doit cependant être terminé. En attendant, les sociétés nationales doivent recruter des «abstractors» afin que la majorité des articles parus puissent être intégrés dans «Mineralogical Abstracts». La Commission a proposé d'ajouter au titre de la revue «Mineralogical Abstracts» le sous-titre «Produced in cooperation with the International Mineralogical Association». Cette proposition a été acceptée par le comité de l'IMA.

b) Commission on Crystal Growth (nouvellement constituée)

Une «Penrose Conference» sera organisée en novembre 1976 et un symposium sur la croissance des cristaux aura lieu en 1977.

c) Commission on Mineral Data and Classification

Cette commission se propose de travailler à la classification des cristaux intermétalliques. Elle s'occupera ensuite des sulfosels. Elle désire pouvoir publier chaque année la classification des nouveaux composés intermétalliques.

d) Commission on Museums

Un effort particulier a été fourni pour terminer d'une part la seconde édition du catalogue des musées et collections privées et d'autre part le catalogue des échantillons de référence pour les espèces minérales. Ce dernier sera publié dans les 6 mois à venir.

e) Commission on New Minerals and Mineral Names

Cette commission, très active tout au long de l'année, se propose de publier une liste annuelle des nouveaux minéraux approuvés par elle dans la revue «American Mineralogist». Elle travaille également à la préparation d'un mémorandum à l'intention des auteurs d'articles ayant trait aux nouveaux minéraux.

f) Commission on Ore Microscopy

La cartothèque de référence pour les minéraux opaques contient actuellement 170 cartes complètes. Les tables de détermination et les données quantitatives sont en voie d'élaboration. Trois nouveaux standards sont prévus en remplacement du Si.

g) Commission on Cosmic Mineralogy

Cette commission désire revoir ses statuts afin de limiter à 2 ans les charges du comité.

Elle désire poursuivre son existence bien que sa tâche soit actuellement très réduite.

h) Commission on History and Teaching: pas de rapport.

Prof. M. Delaloye

Prof. Th. Hügi

Der Sekretär: *H. A. Stalder*

2. Wissenschaftliche Sitzung

Freitag, 8. Oktober 1976, 10.15–12.15 Uhr und 14.15–17.20 Uhr. Université, Section des sciences de la Terre.

Vorsitz: Proff. E. Nickel, A. Steck und M. Delaloye.

Anwesend: 40 bis 70 Personen.

Kurzvorträge

Bertrand, J. et Vuagnat, M. (Genève)¹: *Etude pétrographique de diverses ultrabasites ophiolitiques du Guatemala et de leurs inclusions.*

Abstract

Several outcrops of both ophiolitic belts of the Guatemalan Central Cordillera are studied. The southern belt near its southern margin is mostly made up of chrysotile-lizardite serpentinite rich in inclusions of various types of rocks. This margin has all the characteristics of a typical "melange" zone. Towards the north of this same belt there is a transition to massive antigorite serpentinite. The northern ultramafic belt is essentially composed of partly serpentinized peridotite grading into a chrysotile-lizardite serpentinite, which is in a much less sheared state than the southern serpentinites.

Three main types of inclusions are described: rodingites, sialic rocks (albitites and granites) and metamorphic rocks. The origin and emplacement of these rocks are discussed. It seems very probable that Guatemalan peridotites and associated rocks were once part of an oceanic crust.

Introduction

Ce travail fait suite à celui que nous avons publié (BERTRAND et VUAGNAT, 1975) pour mentionner la présence de basaltes en coussins dans la zone ophiolitique méridionale de la cordillère centrale du Guatemala.

Les ultramafites de la cordillère centrale qui constituent, rappelons-le, les affleurements les plus importants de la ceinture de serpentinites circum-caraïbes, sont bien connues sans toutefois avoir été étudiées dans le détail (MCBIRNEY, 1963; MCBIRNEY et al., 1967; DENG, 1969; BONIS, 1969). Elles apparaissent en deux zones principales bien distinctes, toutes deux orientées E-W avec une concavité dirigée vers le sud: – une zone sud jalonnée par les accidents tectoniques majeurs de la zone de Motagua (Motagua Fault Zone); – une zone nord, distante d'une vingtaine de kilomètres et grossièrement parallèle à la première, elle aussi encadrée par d'importants accidents tectoniques.

Nous ne reviendrons pas ici sur le contexte géologique dans lequel apparaissent ces ultramafites puisque nous en avons déjà défini les grandes lignes dans notre précédent article. Les secteurs sur lesquels ont porté cette étude ont été les suivants:

Dans la zone sud d'une part, la coupe visible le long de la route de l'Atlantique (CA 9) à l'est de l'intersection avec la route Morazan-Salama-Coban, coupe à l'extrémité orientale de laquelle nous avons mentionné les épanchements basaltiques sous-marins, et d'autre part les affleurements rencontrés, après la bifurcation mentionnée ci-dessus, en suivant la route vers Salama.

Dans la zone nord, la partie visible le long de la route Salama-Coban, ainsi que les lambeaux de moindre importance marquant l'extrémité occidentale de cette zone.

Les ultrabasites

Dans son étude, MCBIRNEY (1963) a déjà fait diverses observations quant à leur distribution et aux caractères de ces roches. Cet auteur a, en particulier, relevé la nature

¹) Département de Minéralogie, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4.

très différente des serpentinites formant la ceinture méridionale, à chrysotile-lizardite à la marge sud de cette zone, pour passer à des termes à antigorite, massifs ou schisteux par places, en allant vers la limite nord de cette même zone, alors que dans la ceinture septentrionale apparaissent des termes le plus souvent massifs, à chrysotile-lizardite pour lesquels il n'est pas rare que la serpentinitisation soit incomplète. McBRINEY a encore fait une remarque quant à la nature primitive des péridotites, distinguant des harzburgites serpentinisées dans la zone de la rivière Motagua et des péridotites lherzolitiques au nord du bassin de Salama. Les résultats de notre étude s'intègrent bien, dans leurs grandes lignes, au contexte ainsi défini.

En effet, les serpentinites observées le long de la route CA 9 sont le plus souvent extrêmement tectonisées, écrasées, et leurs minéraux essentiels sont le chrysotile et la lizardite. Toutefois, nous avons constaté que des amorces de développements d'antigorite n'étaient pas rares et qu'en plusieurs points, formant des zones schisteuses plus ou moins luisantes, de la serpentinite à antigorite apparaissait. Il arrive aussi que la serpentinite écrasée renferme des inclusions, de tailles très variables, de serpentinite massive qui se révèle être les unes à chrysotile-lizardite, les autres, plus indurées et d'une teinte plus claire, à antigorite telles celles que nous avons observées, déchaussées, aux abords de Manzanal (Fig. 1). Le long de la route Morazan-Salama, donc en allant vers la limite nord de la ceinture méridionale, on rencontre tout d'abord les serpentinites à chrysotile-lizardite écrasées ou massives, ces dernières pouvant ne pas être totalement serpentinisées (90–95%) puis, après Morazan, celles-ci font place à des serpentinites à antigorite massives et indurées. Un changement de faciès extrêmement net caractérise donc les serpentinites de cette ceinture méridionale lorsqu'on va du nord au sud.

La coupe que nous avons effectuée à travers la ceinture ophiolitique septentrionale, le long de la route Salama-Coban, nous a montré des péridotites de caractère encore différent. Le plus souvent ce sont des variétés massives, à chrysotile-lizardite, qui affleurent, affectées à divers degrés par la serpentinitisation. En effet, si les termes très peu serpentinisés (10–15%) sont rares, les péridotites présentant un degré de serpentinitisation compris entre 40 et 70% s'observent assez couramment, bien que les termes serpentinisés de 80 à 100% demeurent les plus abondants; dans ces derniers nous avons à nouveau relevé, occasionnellement, des amorces de développements d'antigorite.

Les quelques observations que nous avons faites dans les lambeaux ophiolitiques marquant l'extrémité occidentale de la zone septentrionale nous ont révélé des serpentinites à chrysotile-lizardite ayant tendance à être à nouveau davantage tectonisées.

La distribution des harzburgites et des termes lherzolitiques nous semble plus complexe que ne l'avait mentionné McBirney. En effet, nous avons reconnu, dans la zone méridionale, des harzburgites à tendance lherzolitique et, dans la zone septentrionale, des termes franchement harzburgitiques. Un fait paraît certain: la prédominance, dans les deux zones, des termes harzburgitiques. Les variétés à tendance lherzolitique plus ou moins prononcée, mais semble-t-il cependant toujours subordonnée au caractère harzburgitique, se rencontrent aussi bien dans une zone que dans l'autre. Le caractère harzburgitique dominant se reflète d'ailleurs bien dans les résultats des analyses chimiques (Analyses chimiques: Tableau des résultats, analyse no 1). Une étude détaillée serait nécessaire pour définir la distribution et les relations exactes entre ces variétés.

En dehors des caractères énoncés ci-dessus, les ultramaftites étudiées se distinguent encore par les types de roches qui peuvent leur être associées et le mode de gisement de ces dernières.

La ceinture ophiolitique méridionale présente en effet, à son bord sud, toutes les caractéristiques d'une zone de mélange avec des inclusions de nature et de modes de mise en place divers puisqu'on y observe des rodingites, des albitites et des granites ainsi que des roches métamorphiques en fragments de dimensions très variables. La coupe de la zone nord, dans laquelle nous avons encore remarqué des fragments rodingitiques, mais toutefois beaucoup plus rares, permet par contre d'observer certains traits primitifs de la péridotite. En particulier, dans une zone d'affleurements visibles sur les rives d'un petit rio, à environ 1 km au sud de Puente Las Burras, nous

avons reconnu des vestiges d'horizons dunitiques, actuellement serpentinisés, un filon de hornblendite, un filon de dolérite à bords trempés, ainsi qu'un autre filon ou horizon différencié de gabbro lité à hornblende brune dans lequel apparaît de la vuagnatite (BERTRAND et SARP, 1976).

Comme roche associée aux serpentinites, on peut encore mentionner les quelques lentilles de magnésite observées tant dans la zone méridionale que septentrionale.

Nous reviendrons plus loin sur chacun de ces types d'inclusions ou de roches associées.

Minéralogie des serpentinites

Des minéraux primaires, le périclase paraît toujours avoir été la phase dominante. Quelques mesures préliminaires à la microsonde révèlent qu'il s'agit d'un terme très magnésien dans lequel les traces de tectonisation sont très fréquentes (extinctions onduleuses, amorces de «kink-bands»). L'orthopyroxène, une enstatite, montre assez souvent une structure finement lamellaire avec exsolutions de clinopyroxène; les déformations sont fréquentes. Le clinopyroxène, une augite-diallage, peut apparaître de manière tout à fait accessoire ou au contraire, être relativement abondant bien que toujours subordonné à l'orthopyroxène.

Comme minéraux accessoires primaires il faut mentionner quelques espèces du groupe des spinelles. Un spinelle de teinte le plus souvent brun roux, exceptionnellement vert sombre, en grains à contours corrodés, semble avoir été la phase primaire dominante. Toutefois ce minéral a été affecté par des phénomènes de transformations complexes dont nous avons entrepris l'étude à l'aide de la microsonde. Nous n'en donnerons ici que les résultats principaux réservant les détails pour un autre travail consacré plus spécifiquement au chimisme des périclases du Guatemala. Les grains ou parties de grain, de teinte brun-rouge ou très exceptionnellement vert sombre, révèlent la présence de Cr, Fe et Al, avec certaines variations de proportions suivant les grains qui ne présentent par ailleurs pas de zonations: il s'agit donc de variétés à rattacher aux chromites alumineuses. Ces grains sont fréquemment remplacés, partiellement ou totalement, à partir du bord ou des cassures, par un matériel noir-opaque qui se révèle être de nature complexe puisqu'il peut présenter soit une composition approximativement semblable à celle des parties translucides ou être constitué de magnétite, de magnétite chromifère ou encore de chromite, diverses variétés qui peuvent coexister autour d'un même «noyau» de spinelle originel.

De tels phénomènes, déjà signalés dans d'autres ultramafites (DEN TEX, 1949; PETERS, 1963) sont très vraisemblablement liés, tout au moins en partie, aux processus de serpentinitisation. Ces remplacements sont en effet nettement plus accentués dans les périclases les plus serpentinisées. Sans doute en liaison avec les modifications mentionnées ci-dessus, nous avons également observé des parties, associées aux précédentes, caractérisées par un très fort enrichissement en Si accompagné d'une diminution variable, mais généralement très importante, des autres éléments entrant dans la composition du spinelle, en particulier de Cr et d'Al, et qui se révèlent très souvent contenir du Mn en proportion appréciable. De telles zones siliceuses sont vraisemblablement à paralléliser avec les zones amorphes, mentionnées par PETERS (1963), entre le spinelle et la magnétite qui le remplace; par contre, la présence du Mn est plus surprenante dans un tel contexte pétrographique (enrichissement par halmiolyse sur le fond océanique?). Autre observation intéressante dans un ancien grain de spinelle totalement remplacé par de la magnétite et de la chromite: la présence d'une petite plage à pouvoir réflecteur plus élevé et composée uniquement de Ni et de Fe. Son analyse à la microsonde révèle qu'il ne s'agit pas d'awaruite mais bien plutôt d'une taenite.

Il convient de relever que nous n'avons jamais observé de vestiges de spinelles brun-rouge dans les serpentinites à antigorite dans lesquelles le minéral opaque correspond à de la magnétite ou magnétite chromifère pouvant également présenter ces zones avec enrichissement en Si et appauvrissement en Fe et Cr. Les minéraux opaques observés dans les serpentinites à chrysotile-lizardite ainsi que dans celles à antigorite ne résultent toutefois pas tous de la transformation de grains de spinelle. De la magnétite ou de

la magnétite chromifère se rencontrent en petits grains isolés ou formant des trainées; de plus, il n'est pas rare que de fins granules de magnétite, visiblement formés à la suite de la libération du fer lors de la serpentinitisation, soulignent la structure en maille de la serpentinite. Enfin, il arrive que ces divers minéraux opaques soient affectés par des phénomènes d'oxydation (hématite? goethite?).

Les minéraux secondaires principaux sont d'une part le chrysotile et la lizardite, dont il est possible de bien suivre le processus de formation dans les péridotites partiellement serpentinisées, et d'autre part l'antigorite que l'on rencontre soit comme constituant essentiel soit sous forme de développements locaux dans les serpentinites à chrysotile-lizardite.

Le talc s'observe assez fréquemment: dans les variétés à chrysotile-lizardite il forme souvent des veinules ou parfois, remplace un cristal d'orthopyroxène; dans les serpentinites à antigorite, il peut apparaître finement dispersé.

Les développements carbonatés existent soit dans les serpentinites à chrysotile-lizardite, généralement en remplissage de veinules, soit dans certaines variétés à antigorite sous forme de petits agrégats, parfois en association avec de petites plages de minéral opaque; dans les serpentinites à antigorite schisteuses, il est possible de voir que ces développements sont antérieurs à la schistosité.

Les propriétés optiques de la chlorite observée démontrent l'existence de plusieurs variétés; en particulier, les variétés Fe-Mg et Mg-Fe constituent l'essentiel de la couronne de réaction qui se forme, assez souvent, dans les serpentinites à antigorite, entre les petites plages de minéral opaque et les lamelles d'antigorite.

Presque toujours extrêmement finement cristallisé, le grenat n'est pas rare dans les serpentinites à chrysotile-lizardite alors que sa présence est beaucoup plus occasionnelle dans les serpentinites à antigorite. Gris brunâtre ou incolore, ces granules apparaissent soit dispersés, soit plus ou moins groupés en agrégats; dans ce cas, ils sont souvent associés avec le minéral opaque au détriment duquel ils se sont formés; quelques mesures préliminaires à la microsonde sur de tels granules ont montré qu'il s'agissait d'andradite. Nous avons observé aussi des groupements de petits grains de grenat dans d'anciennes plages d'orthopyroxène.

Le sphène n'est qu'accidentel.

Structure des serpentinites

Les serpentinites à chrysotile-lizardite montrent une «mesh structure» caractéristique dont on peut bien suivre le développement dans les péridotites partiellement serpentinisées; dans les termes les plus tectonisés, cette structure peut être totalement effacée pour faire place à une structure orientée. La structure des serpentinites à antigorite est soit caractérisée par un enchevêtrement de lamelles d'antigorite soit, étant donné l'orientation préférentielle de ces lamelles, par une structure schisteuse typique avec parfois développement de très beaux microplis.

Les roches associées aux ultramafites

Nous décrivons ici les roches présentant une relation primaire avec les péridotites. Les rodingites, bien que pouvant aussi répondre à cette définition, seront étudiées dans la partie consacrée aux inclusions dans les serpentinites.

Vestiges d'horizons dunitiques

Les observations que nous avons faites sur ce type de roche sont par trop limitées pour permettre une quelconque conclusion quant à leur mode de distribution (niveaux stratiformes, lentilles, etc. ...) et leur fréquence. De telles roches se révèlent formées de chrysotile auquel s'associent, de manière accessoire, des granules de minéral opaque plus ou moins oxydés soulignant la structure en maille, quelques grains de spinelle affectés par les phénomènes de transformation mentionnés précédemment et, localement, un produit d'altération de type iddingsite.

Filon de hornblendite

Il s'agit d'une roche brun-noir, largement cristallisée, paraissant presque monominérale; les cristaux d'amphibole, à surface de clivage brillante, peuvent atteindre entre 1 et 5 cm de longueur. Sous le microscope, cette amphibole se révèle pléochroïque (brun, brun-clair, vert très pâle à incolore), sa biréfringence est inférieure à la normale étant donné une certaine chloritisation que l'on l'observe particulièrement bien sur le pourtour et le long des clivages et cassures des cristaux. Les traces de tectonisation sont nombreuses: fragments de cristaux formant le ciment entre les grandes plages qui présentent elles-mêmes des figures de torsion, des extinctions onduleuses. Quelques développements de carbonate secondaire, parfois associés à ceux de chlorite, s'observent en veinules ou dans les zones fracturées. De rares granules de minéral opaque correspondent très vraisemblablement à de l'ilménite pouvant passer à du leucoxène. D'après les résultats de l'analyse chimique de cette roche (Analyses chimiques: Tableau des résultats, analyse no 4) et compte tenu de la chloritisation que l'on peut estimer voisine de 20%, nous pensons être en présence d'une hornblende pargasitique.

Filon de dolérite à bords trempés

L'effet de trempe affectant cette roche, massive et gris-vert sombre, à son contact avec la roche encaissante est déjà bien visible sur le terrain. Sous le microscope, ce phénomène se traduit par le passage d'une structure intersertale à ophitique, dans la partie centrale du filon, à une structure semblable mais devenant de plus en plus fine à l'approche du bord pour passer, au contact immédiat avec la roche encaissante, à une structure dans laquelle les microlites de plagioclase apparaissent orientés parallèlement aux épontes du filon. Cette roche est composée des minéraux suivants:

Un plagioclase, nettement zoné et encore assez frais bien que montrant, en plusieurs endroits, des développements de prehnite et, plus rarement de pumpellyite. Très souvent, ces développements secondaires sont concentrés dans la partie centrale, plus calcique, des cristaux. La teneur en anorthite des parties fraîches varie entre 50 et 80%. Une hornblende brun-vert clair, passant à une actinote vert-bleu avec, localement, formation de biotite brune, est associée au feldspath; nous n'avons pas observé de vestiges d'un pyroxène primitif. Des granules de minéral opaque apparaissent, souvent en voie d'oxydation ou de leucoxénisation.

Ces caractères minéralogiques ne changent pour ainsi dire pas entre le centre et le bord du filon ne serait-ce la proportion de prehnite, qui paraît plus importante dans la zone bordière, et la chloritisation du plagioclase dans la zone la plus proche du contact.

Filon ou horizon différencié de gabbro lité à vuagnatite

Nous n'entrerons pas ici dans le détail de la description de ce gabbro à hornblende brune puisque nous la donnons ailleurs (BERTRAND et SARP, 1976). Il s'agit d'un niveau d'environ 60 cm de puissance qui, au vu de ses contacts extrêmement tranchés avec la péridotite encaissante, semble correspondre à un filon. Toutefois, son caractère lité dû à une distribution du composant mélanocrate selon des niveaux bien définis et qui montrent une très nette évolution puisqu'ils, peuvent disparaître presque totalement en allant d'un bord à l'autre du filon, ainsi que l'absence de bords trempés définissent une texture qui semble indiquer un processus de cristallisation cumulative avec «sédimentation» du minéral mafique. Il pourrait s'agir d'une apophyse issue d'une zone de différenciation partielle. D'autres observations seraient toutefois nécessaires pour tenter de déterminer l'origine exacte de ce gabbro dont le plagioclase (An 70% lorsqu'il est frais) est affecté par des développements de minéraux secondaires parmi lesquels figure la vuagnatite.

Bien qu'il ne s'agisse pas de roches présentant avec l'ultramafite une relation semblable à celle des roches décrites ci-dessus, relevons encore que les quelques lentilles de magnésite observées, facilement repérables à leur teinte blanc-crème, sont formées essentiellement de magnésite cryptocristalline à très finement cristallisée.

Les inclusions dans les serpentinites

Ces inclusions se répartissent dans les 3 catégories suivantes :

- Rodingites.
- Roches acides: albitites et granites.
- Roches métamorphiques.

Les rodingites

McBIRNEY (1963) a déjà signalé des inclusions diabasiques: les unes constituées d'une roche encore fraîche, à la marge sud de la ceinture ophiolitique méridionale, à l'est de la bifurcation pour Coban, les autres, correspondant à des dykes de diabase rodingitisée avec hydrogrenat et amphibole secondaire, près du contact sud de la zone ophiolitique nord avec des calcaires crétacés sus-jacents.

Nos observations viennent compléter les précédentes. Les rodingites que nous avons rencontrées nous sont en effet apparues nombreuses le long de la route CA 9, à l'est de l'embranchement de la route pour Coban, pour s'observer encore le long de cette route jusqu'à Morazan.

Toujours associées à des serpentinites à chrysotile-lizardite plus ou moins écrasées, ce sont des roches massives à grain fin, de couleur beige clair à brun-vert clair. Les marges chloritisées, généralement très minces, témoignent souvent de laminages, parfois de bréchification. Occasionnellement, on peut remarquer, dans des fissures, des cristaux millimétriques d'idocrase jaune-vert pâle. Les formes et la taille de ces inclusions sont très variables mais il ne fait aucun doute qu'elles dérivent de filons recoupant les péri-dotites. Il est en effet possible d'observer tous les intermédiaires entre le filon encore bien reconnaissable, quoique tronçonné (Fig. 2), les lentilles résultant du boudinage de filons, parfois avec des formes indiquant un fluage plastique (Fig. 3), et les inclusions isolées, parfois plus ou moins sphériques (Fig. 4).

L'origine diabasique de ces roches, toujours très transformées, est confirmée par leur étude microscopique permettant de reconnaître des vestiges de structures intersertales avec parfois des traces de bords trempés (passage à une structure plus fine et orientation parallèle des cristaux de plagioclase transformés). Le remplacement intensif des minéraux primaires de traduisant souvent par de très fines cristallisations, nous avons souvent fait appel à la diffraction des R. X. pour confirmer la détermination des paragenèses observées. Le plagioclase apparaît toujours entièrement remplacé, le plus souvent par du grenat, de l'idocrase et, plus rarement, par de la prehnite en association avec ces minéraux; il peut aussi être chloritisé, soit au bord uniquement, soit jusqu'au centre de l'inclusion. Le grenat correspond le plus souvent à une variété hydratée qui peut, semble-t-il, s'observer dans le même échantillon associée au type normal; en général ce minéral résiste bien aux phénomènes de chloritisation. Le composant mélanocrate présente les caractères d'un diopside-augite; le pyroxène originel pourrait donc avoir été une augite qui, sous l'influence de la metasomatose calcique, passerait au diopside. Il ne s'agit là toutefois que d'une hypothèse. Il est assez fréquent que le pyroxène soit remplacé, partiellement ou totalement, par une actinote-trémolite passant elle-même à de la chlorite. En particulier, dans les parties bordières, le pyroxène est généralement chloritisé. Diverses variétés de chlorite (Mg-Fe, Fe-Mg et Fe chlorites) s'observent en association généralement étroite.

Les paragenèses les plus fréquemment observées sont les suivantes :

- hydrogrenat-grenat, pyroxène, \pm chlorite;
- idocrase, hydrogrenat-grenat, chlorite;
- hydrogrenat-grenat, pyroxène, idocrase, actinote-trémolite, chlorite, \pm prehnite;
- hydrogrenat-grenat, pyroxène, actinote-trémolite, chlorite;
- idocrase, chlorite.

L'idocrase surtout, mais aussi le grenat et la prehnite, peuvent former des développements tardifs plus largement cristallisés.

A côté de ces rodingites «classiques», quelques fragments de nature rodingitique ont



Fig. 1. Bloc de serpentinite à antigorite déchaussé. A proximité de la sortie E de Manzanal.

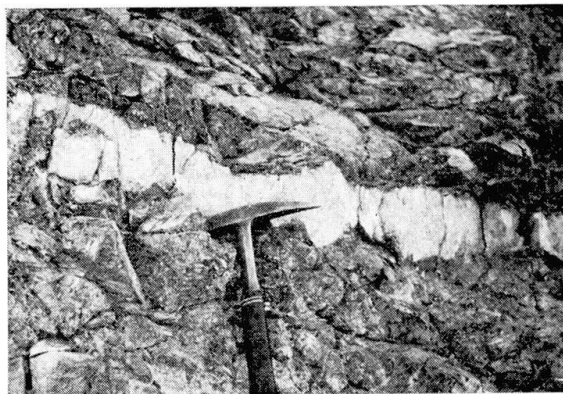


Fig. 2. Filon de diabase rodingitisée dans la serpentinite tectonisée. Coupe le long de la Route CA 9.



Fig. 3. Lentille de rodingite dans la serpentinite écrasée. Coupe le long de la route CA 9.

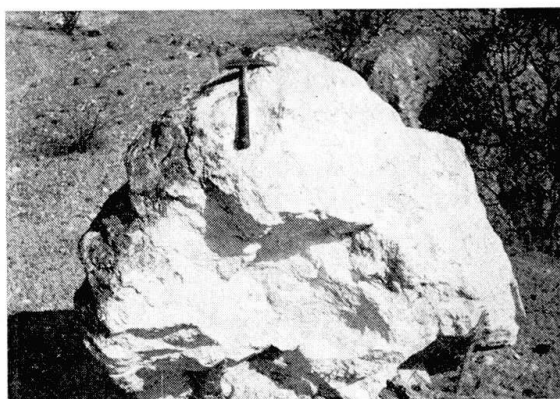


Fig. 4. Rodingite déchaussée. Carrière à l'entrée E de Morazan.



Fig. 5. Enclave granitique. Coupe le long de la route CA 9.

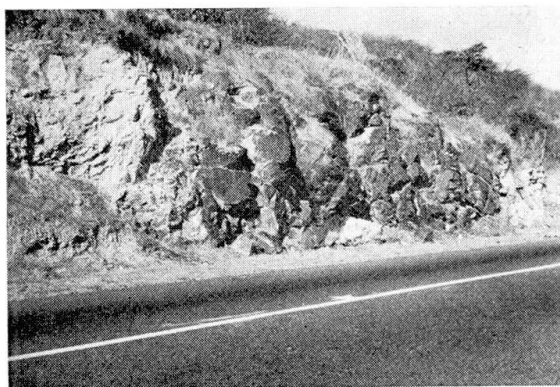


Fig. 6. Grande enclave d'amphibolite à grenat dans la serpentinite fortement écrasée. Coupe le long de la route CA 9.

une origine plus incertaine, telle cette roche à structure bréchique montrant, dans un fond principalement carbonaté, d'importants développements de diopside, de prehnite et de trémolite-actinote et cette autre inclusion de caractère élastique dont l'analyse révèle une teneur élevée en Ca et qui, d'après les éléments que l'on peut identifier, correspond probablement à une brèche de pillows à mésostase sédimentaire fine.

Par ailleurs, il est possible que les quelques fragments de chloritite que nous avons observés proviennent de marges chloritisées de rodingites.

Les roches acides: albitites et granites

De telles inclusions, et en particulier celles du premier type mentionné, se rencontrent assez classiquement associées aux serpentinites. Leur origine demeure toutefois incertaine. En effet, si dans le cas des granites l'origine tectonique paraît évidente, la présence des albitites pose davantage de problèmes. S'agit-il aussi de roches étrangères mise en place tectoniquement ou représentent-elles des produits de différenciation au sein des péridotites?

Nous n'avons rencontré ce type d'inclusions qu'aux abords immédiat de la route CA 9, à l'est de la bifurcation pour Coban. Elles consistent en des blocs, parfois de taille appréciable (Fig. 5) et souvent totalement déchaussés, se reconnaissant bien à leur aspect macroscopique puisqu'il s'agit de roches blanches à blanchâtres, soit finement grenue, soit plus largement cristallisées, parfois même pegmatitiques. A plusieurs reprises nous avons remarqué, adhérant à la surface d'inclusions granitiques, une pellicule de schiste à biotite plus ou moins chloritisée; est-ce là une association antérieure à la mise en place de l'inclusion ou se trouve-t-on en présence d'une bordure de réaction entre la roche acide et l'ultramafite?

Les albitites ont la composition minéralogique suivante: Albite, soit plus ou moins altérée avec développement de mica blanc en particulier, soit nettement recristallisée et limpide; les traces de tectonisation sont fréquentes. Quartz parfois, en proportions variables. Accessoirement: biotite plus ou moins chloritisée, chlorite, actinote et apatite.

Le granite, albitique, est constitué d'albite (0-10% An), de quartz, de hornblende, de biotite verte et accessoirement d'apatite et de sphène.

Si l'on admet une origine tectonique pour ces inclusions leucocrates, les plutons composites recoupant les séries métamorphiques paléozoïques et mésozoïques immédiatement au sud de la zone faillée de Motagua, parmi lesquels des types granitiques et trondhjémiques ont été reconnus (MCBIRNEY, 1963), pourraient être considérés comme leur source.

Les roches métamorphiques

L'association, en maints endroits, des ultramafites de la Cordillère centrale du Guatemala à des roches métamorphiques ainsi qu'à des calcaires crétacés a déjà été mentionnée par plusieurs auteurs (MCBIRNEY, 1963; MCBIRNEY, AOKI, BASS, 1967). Dans la zone faillée de Motagua, en particulier, les auteurs mentionnés ci-dessus, ont décrit des éclogites à omphacite-grenat et à glaucophane-lawsonite-omphacite-grenat ainsi que des roches à jadéite associées à la serpentinite; près de Manzanal, de véritables jadéitites ont même été observées.

En exceptant les serpentinites à antigorite qui peuvent apparaître, dans la même zone, en inclusion dans les serpentinites à chrysotile-lizardite, soit sous forme de blocs épars soit comme masses plus importantes, les enclaves de roches métamorphiques que nous avons échantillonnées peuvent se distribuer selon les deux catégories suivantes: - des amphibolites à grenat; - des schistes cristallins auxquels peuvent être associés des niveaux de marbre. A côté de ces divers types de roches, il faut encore mentionner des actinotites.

Il est communément admis que ces deux groupes de roches correspondent à des termes de l'épaisse série métamorphique de Chuacus ayant été placés dans leur environnement actuel suite à la tectonisation intense ayant affecté cette zone. Quant aux actinotites, leur origine ne semble pas faire de doute. En effet, des roches absolument semblables sont bien connues au Guatemala (MCBIRNEY, 1963) comme produit de réaction dans les zones de contact entre serpentinites à antigorite et amphibolites. L'existence de roches comparables a par ailleurs déjà été relevée en plusieurs autres régions dans des conditions de formation similaires.

Les amphibolites à grenat, qui forment des enclaves de dimensions variables, dont certaines de taille appréciable (Fig. 6) se présentent comme des roches vert sombre plus ou moins largement cristallisées et laissant parfois apparaître une texture schisteuse

plus ou moins nette. Sous le microscope, elles montrent une structure poecilitique. Elles sont constituées principalement d'une amphibole qui, d'après ses caractères optiques correspond sans doute à une hornblende pouvant passer à une amphibole se rapprochant plus ou moins d'une actinote. L'albite, rarement maclée, est toujours nettement moins abondante, de même que la pistacite-clinozoïsite qui apparaît soit en granules isolés, soit étroitement associée à l'amphibole. Les grains de grenats, dispersés et en proportion variable, sont généralement plus ou moins corrodés et rétro-morphosés (remplacement par de la calcite et de la chlorite). Le sphène est fréquent. S'il est très vraisemblable que ces amphibolites correspondent à celles de la série de Chuacus, elles-mêmes considérées comme résultat du métamorphisme d'anciens niveaux de roches basiques associés à cette série eugéosynclinale anté-carbonifère, deux histoires différentes nous semblent pouvoir être envisagées pour expliquer leur paragenèse actuelle. En effet, soit ces amphibolites n'ont pas subi de modifications notables lors de leur association aux ultramafites soit, après avoir été transformées en éclogites telles que nous les avons mentionnées précédemment, elles ont acquis leur composition actuelle suite à une phase de métamorphisme rétrograde.

La comparaison des résultats des analyses chimiques de ces diverses roches (Analyses chimiques: Tableau des résultats, analyses no 16, 17, 18, 19 et 20), tous compatibles avec ceux d'un basalte océanique, ne laisse en tout cas pas apparaître de différences vraiment significatives. Par ailleurs, l'hypothèse que ces amphibolites, ainsi que les éclogites, puissent résulter du métamorphisme d'épanchements basaltiques tels que nous en avons décrits (BERTRAND et VUAGNAT, 1975), pourrait également être émise; elle nous semble toutefois moins probable, en particulier au vu de certaines différences de composition chimique.

Les inclusions de schistes cristallins observées semblent provenir sans équivoque de la série de Chuacus. Il s'agit de roches à foliation très nette montrant des alternances de passées mélanocrates et leucocrates: les premières avec une nette structure schisteuse, constituées de quartz, abondant et très affecté par des phénomènes tectoniques (extinctions onduleuses, zones de recristallisation), d'albite plus ou moins séricitisée, de biotite en voie de chloritisation, de reliques de pistacite-clinozoïsite largement envahie par de la chlorite et de la séricite, et accessoirement, de minéral opaque, de zircon et d'apatite; les secondes, formées de quartz et d'albite séricitisée par places, de biotite peu abondante, généralement chloritisée, et des mêmes minéraux accessoires. Les rares niveaux de marbre que nous avons observés associés aux roches décrites ci-dessus se présentent comme une roche litée formée de calcite largement cristallisée dans laquelle s'intercalent de minces horizons quartzeux, les composants accessoires étant le mica blanc, la chlorite et les granules de minéral opaque.

En inclusion dans une zone de serpentinite schisteuse à antigorite, visible au contact d'une enclave de schistes cristallins, nous mentionnerons encore une roche verte, grenue, composée d'un mica ferro-magnésien plus ou moins chloritisé, d'une pistacite non pléochroïque et d'albite très peu abondante. Il s'agit très vraisemblablement d'un terme à rattacher aux schistes cristallins de la série de Chuacus.

Les fragments d'actinotites se présentent comme des roches vertes à cristallisation souvent grossière; des variétés plus fines s'observent aussi et peuvent, dans certains cas, montrer une certaine schistosité soulignée parfois par les lamelles de mica brun-noir assez souvent associé, dans ce type de roche, suivant des proportions variables, à l'amphibole. Celle-ci, d'après ses propriétés optiques, doit correspondre à une actinote magnésienne comme le confirme d'ailleurs l'analyse chimique effectuée sur une variété presque monominérale (Analyses chimiques: Tableau des résultats, analyse no 21); le mica ferro-magnésien, accessoire, se révèle être très souvent en voie de chloritisation.

Chimisme des principaux types de roches étudiés

Nous donnons ci-après les résultats des analyses effectuées, par voie humide, sur des échantillons représentatifs de chaque type pétrographique rencontré. A fin de comparaison, nous y avons joint quelques analyses tirées de la littérature.

*Analyses chimiques: Tableau des résultats (en % poids)**A. Les ultrabasites et roches associées*

	1.	1a.	2.	2a.	3.	3a.	4.	5.	6.
SiO ₂	42,70	44,68	40,65	46,72	41,04	46,61	39,80	54,40	52,30
Al ₂ O ₃	1,55	1,62	2,07	2,38	2,50	2,84	10,17	14,78	15,21
Fe ₂ O ₃	2,51	2,63	6,41	7,37	4,43	5,03	3,01	3,15	1,00
Cr ₂ O ₃	0,57	0,60	0,45	0,52	0,39	0,44	—	—	—
FeO	5,25	5,49	0,96	1,10	2,74	3,11	8,65	7,34	6,92
CaO	2,08	2,18	0,45	0,52	0,37	0,42	8,30	7,18	8,17
MgO	40,50	42,38	36,67	40,99	36,20	41,11	18,42	5,74	6,38
MnO	0,12	0,13	0,10	0,11	0,10	0,11	0,19	0,17	0,18
Na ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	1,20	4,19	4,28
K ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	0,16	0,45	0,12
TiO ₂	—	—	—	—	0,02	0,02	2,36	0,81	0,76
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,04	0,08	0,15
H ₂ O ⁺	4,46	—	} 13,00	—	} 11,98	—	5,77	} 2,01	4,04
H ₂ O ⁻	—	—		—		—	—		—
CO ₂	0,83	0,87	0,37	0,43	—	0,59	1,57	—	—
Total	100,57	100,58	100,13	100,14	100,29	100,28	99,64	100,30	99,63

B. Les inclusions dans les serpentinites

1. Les rodingites et les roches acides (albitites et granite)

	7.	7a.	8.	8a.	9.	10.	11.	12.	13.
SiO ₂	36,45	31,60	31,15	27,10	34,70	40,90	67,30	65,70	74,50
Al ₂ O ₃	14,77	16,51	18,40	21,82	16,36	8,59	19,06	20,17	15,46
Fe ₂ O ₃	6,61	4,25	3,97	0,66	3,97	8,59	0,11	—	} 0,19
FeO	1,36	5,30	5,23	13,97	5,07	0,91	0,20	0,22	
CaO	29,60	1,92	21,60	9,82	24,63	27,19	0,47	1,89	0,59
MgO	6,02	27,40	10,24	14,10	8,93	8,29	(< 0,20)	0,75	—
MnO	0,17	0,21	0,21	0,40	0,14	0,11	—	—	0,02
Na ₂ O	(< 0,10)	0,10	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	12,08	9,87	8,21
K ₂ O	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	(< 0,10)	0,15	0,24	0,12
TiO ₂	0,51	0,34	0,71	0,70	0,37	0,64	0,09	—	0,01
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,09	0,10	0,07	0,06	0,09	0,02	—
H ₂ O ⁺	} 3,65	} 11,88	} 6,76	10,25	4,83	4,00	(< 0,20)	0,35	0,29
H ₂ O ⁻				—	(0,09)	—	(0,04)	(0,07)	—
CO ₂	0,69	0,61	1,43	0,70	1,05	0,27	0,28	0,32	0,14
Total	99,89	100,17	99,79	99,62	100,12	99,55	99,83	99,53	99,53

2. Les roches métamorphiques

	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.
SiO ₂	59,18	61,80	48,50	47,35	46,40	47,82	49,32	53,00
Al ₂ O ₃	23,73	20,54	12,98	12,92	14,38	13,22	14,52	4,63
Fe ₂ O ₃	0,31	1,27	2,56	3,23	2,25	2,74	3,50	2,19
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,01	0,02	—
FeO	0,11	0,23	10,23	9,66	9,07	9,70	7,00	4,99
CaO	0,95	3,32	10,51	9,87	8,95	10,06	11,25	9,95
MgO	0,95	2,06	7,11	7,34	9,95	9,48	6,57	20,61
MnO	0,02	—	0,21	0,19	0,23	0,21	0,18	0,35
Na ₂ O	14,36	8,79	3,89	4,15	2,98	3,03	3,94	0,74
K ₂ O	—	0,33	0,27	0,28	0,30	0,02	0,81	0,24
TiO ₂	—	0,08	1,87	2,29	1,77	1,79	1,60	0,12
P ₂ O ₅	—	0,20	0,29	0,31	0,25	0,08	0,06	0,02
H ₂ O ⁺	0,04	0,38	1,36	2,29	2,75	1,60	0,12	} 2,23
H ₂ O ⁻	0,06	(0,09)	(0,13)	—	—	0,18	0,93	
CO ₂	—	0,21	0,27	0,09	0,38	—	—	0,82
Total	100,17	99,21	100,05	99,97	99,66	99,94	99,82	99,89

Types et modes des échantillons analysés

Les minéraux accessoires ou accidentels sont indiqués entre parenthèses.

- Analyse 1: Harzburgite (degré de serpentinisation: 10–15 %). Olivine, enstatite (augite-diallage, chrysotile, lizardite, spinelle, minéraux opaques).
- Analyse 1a: Analyse 1 ramenée «à sec».
- Analyse 2: Serpentinite à chrysotile-lizardite (serpentinisation à 100 %). Moyenne des résultats de l'analyse de 4 échantillons.
Chrysotile, lizardite (chlorite, talc, spinelle, minéraux opaques, carbonate, grenat).
- Analyse 2a: Analyse 2 ramenée «à sec».
- Analyse 3: Serpentinite à antigorite. Moyenne des résultats de l'analyse de 7 échantillons.
Antigorite (minéraux opaques, carbonate, talc, chlorite).
- Analyse 3a: Analyse 3 ramenée «à sec».
- Analyse 4: Hornblendite (filon dans la péridotite).
Hornblende, chlorite (carbonate, minéral opaque).
- Analyse 5: Filon de dolérite à bords trempés dans la péridotite. Centre du filon. Structure intersertale à ophitique.
Plagioclase (An 50–80 et plus acide), hornblende (actinote-trémolite, biotite, prehnite, pumpellyite, ilménite).
- Analyse 6: Bord du même filon de dolérite.
Structure intersertale plus fine prenant un caractère trachytique à l'extrême bord.
Mode semblable à celui de l'analyse 5, sauf chlorite (remplaçant le plagioclase à l'extrême bord).
- Analyse 7: Rodingite (dérivant d'un filon de diabase à bords trempés). Partie centrale. Moyenne des résultats de l'analyse de 2 échantillons.
Grenat, diopside-augite, chlorite, idocrase.
- Analyse 7a: Bord de la rodingite de l'analyse 7.
Chlorite, grenat.
- Analyse 8: Rodingite (de diabase).
Partie centrale. Moyenne des résultats de l'analyse de 2 échantillons.
Idocrase, grenat, chlorite.
- Analyse 8a: Bord de la rodingite de l'analyse 8.
Chlorite, grenat.
- Analyse 9: Rodingite (dérivant probablement de diabase, mais sans structure reconnaissable). Partie centrale.
Idocrase, chlorite.
- Analyse 10: Rodingite (dérivant de diabase à structure intersertale). Partie centrale.
Grenat, diopside-augite, idocrase, chlorite.
- Analyse 11: Albitite.
Albite presque pure.
- Analyse 12: Albitite.
Albite (quartz, biotite en voie de chloritisation, séricite, chlorite, actinote).
- Analyse 13: Albitite.
Albite, quartz (séricite, biotite, chlorite).
- Analyse 14: Jadéite (bloc près de Manzanal).
Jadéite quasiment pure.
(Analyse tirée de MCBIRNEY, AOKI, BASS, 1967.)
- Analyse 15: Granite albitique.
Albite, quartz, hornblende (biotite, apatite, sphène).
- Analyse 16: Amphibolite à grenat (enclave dans la serpentinite).
Hornblende, albite, grenat, pistacite-clinozoïsite (sphène).
- Analyse 17: Amphibolite à grenat (enclave dans la serpentinite). Moyenne des résultats de l'analyse de 2 échantillons.
Mode semblable à celui de l'amphibolite de l'analyse 16.
- Analyse 18: Amphibolite à grenat (enclave dans la serpentinite).
Hornblende (actinote), albite, grenat (clinozoïsite, sphène, chlorite, calcite).
- Analyse 19: Amphibolite à grenat de la série de Chuacus.
Hornblende, Albite (An 9), grenat, épidoite (sphène, minéral opaque, biotite, rutile).
(Analyse tirée de MCBIRNEY, 1963.)

- Analyse 20: Eclogite (en galet).
Omphacite, grenat (muscovite, sphène, rutil, lawsonite, chlorite).
(Analyse tirée de MCBIRNEY, AOKI et BASS, 1967).
- Analyse 21: Actinotite (galet).
Actinote (mica ferro-magnésien en voie de chloritisation.)

Sans vouloir entrer ici dans une discussion et une interprétation approfondies des résultats de ces analyses, nous relèverons cependant les quelques points suivants:

Les résultats obtenus tant sur les serpentinites à chrysotile-lizardite qu'à antigorite révèlent une très faible dispersion. Par ailleurs, on remarquera la très grande similitude des valeurs entre les serpentinites à chrysotile et lizardite et celles, à antigorite; en effet, seul le rapport fer ferrique-fer ferreux différencie de façon significative ces deux variétés.

Le filon de dolérite recoupant la péridotite, bien que de caractère un peu plus acide que les basaltes constituant les épanchements sous-marins antérieurement décrits (BERTRAND et VUAGNAT, 1975), présente un chimisme assez voisin de ces derniers. Il pourrait donc s'agir d'un dyke nourricier de tels épanchements.

Les rodingites analysées se caractérisent toutes par leur teneur élevée en CaO, ce dernier pouvant atteindre 30% et même 35% dans certains cas (analyses non publiées dans ce travail). Etant donné l'importance des transformations métasomatiques présentées par ces roches, toute tentative de comparaison, soit avec la dolérite observée, soit avec les diabases en coussins mentionnées, deviendrait extrêmement hypothétique.

Les albitites peuvent avoir une composition chimique se rapprochant beaucoup de celle d'une albite pure, mais il est fréquent que leur caractère acide soit nettement accentué par la présence de quartz. De par leur faible teneur en K₂O, faible teneur qui caractérise également le granite analysé, ces roches acides s'identifient bien aux inclusions de ce type observées, en d'autres régions, dans des conditions de gisement analogues.

On remarquera encore la nette parenté chimique existant entre les amphibolites à grenat incluses dans la serpentinite, l'amphibolite à grenat de la série de Chuacus et l'éclogite à omphacite-grenat.

Conclusions

Le caractère limité de notre étude ne nous autorise pas à émettre des conclusions d'ordre général et de caractère définitif. En particulier, au vu de certaines observations, il apparaît que d'une part des travaux détaillés de cartographie et de pétrographie sont encore nécessaires et que d'autre-part l'interprétation de ces deux zones ophiolitiques dans le concept actuel de la tectonique des plaques doit être envisagée dans le cadre de l'ensemble de la région caraïbe.

Nous nous bornerons donc à relever certains points et problèmes intéressants apparus au cours de cette étude.

Parmi ceux-ci, il y a tout d'abord la très nette différence de caractère présentée par chacune des deux zones ophiolitiques. La ceinture méridionale se révèle déjà de nature complexe puisque constituée, à sa marge sud, par une zone de mélange, avec serpentinites à chrysotile-lizardite extrêmement tectonisées, qui fait place, en allant vers sa limite nord, à des affleurements de serpentinite à antigorite massive. La ceinture septentrionale permet d'observer, quant à elle, des péridotites encore non totalement serpentinisées à côté de serpentinites à chrysotile-lizardite très nettement moins tectonisées si l'on excepte certaines zones de contact.

A la suite des observations effectuées sur ces diverses ultramafites, aucun critère ne permet d'envisager des différences primitives. Il semble donc ne pas faire de doute qu'elles aient une origine commune et très probablement de nature océanique, comme la présence des basaltes en coussins permet de le penser. Restent alors à définir quelles ont été les causes des différences constatées et à quels moments elles se sont produites. Cela implique qu'il faudrait pouvoir faire une distinction entre ce qui pourrait être dû à des phénomènes (métamorphisme, déformations) ayant eu lieu pendant le stade purement océanique et ce qui résulte de l'évolution structurale et métamorphique ultérieure de

la région considérée lors de l'incorporation de cette lithosphère océanique dans les marges continentales.

Ainsi, le développement de l'antigorite pourrait, dans certains cas, être attribuable à un métamorphisme précoce océanique, et dans d'autres traduire les effets du métamorphisme de caractère régional ayant affecté les séries encaissant ces ophiolites.

D'autres questions restent ouvertes: par exemple, celles ayant trait à la nature originelle, au mode de mise en place et aux transformations subies par certaines des inclusions associées aux serpentinites. Nous pensons en particulier aux éclogites et aux roches à jadéite mentionnées par MCBIRNEY et al. (1967) ainsi qu'aux amphibolites à grenat. Il convient de rappeler que jusqu'à ce jour les deux premiers types de roches mentionnés n'ont été observés que sous forme de galets. Nous avons relevé les analogies chimiques existant entre les amphibolites à grenat de la série de Chuacus, celles incluses dans la serpentinite et les éclogites qui pour MCBIRNEY et al. (1967) auraient pour origine les horizons basiques associés à la formation de El Tambor, considérée par certains comme l'équivalent méridional, moins métamorphique, de la série de Chuacus. Si la formation des éclogites, comme celle des roches à jadéite, est très vraisemblablement liée à une phase de métamorphisme haute pression – basse température dans une zone de subduction, la nature et l'origine exacte des roches leur ayant naissance demeurent incertaine. Un éclaircissement sur ce point sera peut-être apporté par l'analyse chimique des diverses phases minérales, et en particulier des grenats, constituant ces éclogites et amphibolites. Enfin, concernant les roches à jadéite, et plus spécialement les jadéitites, on pourrait aussi attribuer leur formation à un métamorphisme semblable à celui mentionné ci-dessus qui aurait affecté certaines roches albitiques incluses dans la serpentinite. Une telle hypothèse a déjà été formulée par D. STEEN (1975) pour des roches de même type associées aux ophiolites de Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France).

Remerciements

Ce travail a été entrepris dans le cadre d'un projet subventionné par le Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique auquel nous exprimons notre gratitude. Mme Geneviève Gulaçar, chimiste, a effectué les analyses chimiques présentées dans cette étude; nous tenons à l'en remercier vivement.

Bibliographie

- BERTRAND, J. (1970): Etude pétrographique des ophiolites et des granites du Flysch des Gets (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. Genève* 23, 279–542.
- BERTRAND, J. et VUAGNAT, M. (1975): Sur la présence de basaltes en coussins dans la zone ophiolitique méridionale de la Cordillère centrale du Guatemala. *BSMP*, 55, 136–142.
- BERTRAND, J. et SARP, H. (1976): Sur la présence de vuagnatite dans un gabbro ophiolitique du Guatemala. *BSMP*, 56, 540–544.
- BONIS, S. (1967): Excursion guide book for Guatemala. Annual meeting of the Geol. Soc. Amer. *Geol. Bull.* 4, Inst. geograf. nac., Guatemala.
- COLEMAN, R. G. (1971): Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* 76, 1212–1222.
- DENGO, G. and BOHNENBERGER, O. (1969): Structural Development of Northern Central America. In: *Tectonic Relations of Northern Central America and the Western Caribbean – The Bonacca Expedition* (McBirney, A. R. ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. II, 203–220.
- DEN TEX, E. (1949): Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Robert et le Trias de Chamrousse (massif de Belledonne). *Leidse Geol. Med.* 15.
- DEN TEX, E. (1969): Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie. *Tectonophysics*, 7, p. 457–488.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolitmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerung. Ein petrographischer Vergleich. *Europäische Hochschulschriften*, XVII, 1, 180 pages, Verlag H. Lang, Bern.
- EVANS, B. W., JOHANNES, W., OSTERDOOM, H. and TROMMSDORFF, V. (1976): Stability of Chrysotile and Antigorite in the Serpentinite Multisystem, *BSMP*, 79–93.
- GANSSER, A. (1974): The ophiolitic melange, a world-wide problem on Tethyan examples. *Eclogae geol. Helv.* 67, 479–507.

- JUTEAU, TH. (1975): Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Annales de l'école supérieure de géologie appliquée et de prospection minière. Mémoire no 32, 692 pages, Université de Nancy (France).
- MCBIRNEY, A. R. (1963): Geology of a Part of the Central Guatemalan Cordillera. Univ. Calif. Geol. Sci. Publ. 38, 177-242.
- MCBIRNEY, A. R., AOKI, K. and BASS, M. N. (1967): Eclogites and Jadeite from the Motagua Fault Zone, Guatemala. Amer. Miner., 52, 908-918.
- MCBIRNEY, A. R. and BASS, M. N. (1969): Geology of Bay Islands, Gulf of Honduras. In: Tectonic Relations of Northern Central America and the Western Caribbean - The Bonacca Expedition (McBirney, A. R. ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 11, 229-243.
- MCBIRNEY, A. R. and BASS, M. N. (1969): Structural Relations of pre-mesozoic Rocks of Northern Central America. In: Tectonic Relations of Northern Central America and the Northern Caribbean - The Bonacca Expedition (McBirney, A. R. ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 11, 269-280.
- PETERS, T.J. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalserpentin bei Davos. BSMP, 43, 529-685.
- SARP, H., BERTRAND, J. and MCNEAR, E. (1976): Vuagnatite $\text{CaAl}(\text{OH})\text{SiO}_4$ a new natural calcium aluminum nesosilicate. Amer. Miner., 61, 825-830.
- STEEN, D. M. (1975): Géologie et métamorphisme du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). BSMP, 55, 523-566.
- VUAGNAT, M. (1967): Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites. Rend. Soc. Mineral. Ital., 23, 471-482.
- WEYL, R. (1961): Die Geologie Mittelamerikas. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- WILLIAMS, H., MCBIRNEY, A. R. and DENG, G. (1964): Geologic Reconnaissance of southeastern Guatemala. Univ. Calif. Geol. Sci. Publ. 50, 1-57.

Bertrand, J. et Sarp, H. (Genève)¹: *Sur la présence de vuagnatite dans un gabbro ophiolitique du Guatemala.*

Abstract

A new occurrence, as small grains associated with prehnite, chlorite and mesolite in a rodingitized hornblende gabbro of Guatemala, is reported for vuagnatite. The gabbro is part of the northern ultramafic zone of Guatemala. Physical and chemical data (microprobe analysis) are presented and are in excellent agreement with data for the Turkish vuagnatite.

Introduction

Découvert par l'un de nous (H. Sarp) dans un gabbro rodingitisé associé à une zone ophiolitique du Taurus occidental, ce nouveau minéral s'est révélé, dès sa demande d'homologation, sous le nom de vuagnatite, en mars 1975, avoir déjà été observé en d'autres régions en restant désigné par le terme «inconnu». En effet, au cours des années 1965/66, un collaborateur du professeur A. Pabst l'avait déjà remarqué en Californie; plus récemment, lors de notre demande d'homologation, le D^r Kato nous signalait également sa présence au Japon.

Avec le nouveau gisement que nous allons décrire ici, la vuagnatite apparaît donc sitôt après sa reconnaissance officielle, connue en plusieurs points du globe et ceci toujours en relation avec des roches basiques à ultrabasiques plus ou moins transformées. Il semble donc certain que cette nouvelle espèce minérale, passée inaperçue jusqu'à ce jour, sera observée en de nombreux autres endroits.

Des gisements actuellement connus, c'est celui de Californie qui montre la vuagnatite la mieux développée puisqu'elle peut se présenter en beaux cristaux millimétriques associés, dans des veinules, à de la calcite. Au Guatemala, comme en Turquie, la vuagnatite n'a pu s'observer qu'en lames minces, en cristaux souvent xénomorphes et de très petite taille.

Mode de gisement et minéraux associés

Le gisement décrit ici se situe dans la ceinture ophiolitique nord du Guatemala à proximité immédiate de la route Salama-Coban, dans une zone d'affleurements visibles sur les rives d'un petit rio, à environ un kilomètre au sud de Puente Las Burras.

¹ Département de Minéralogie, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4, Suisse.

A cet endroit, il est possible d'observer dans la péridotite, souvent non totalement serpentinisée, divers termes lui étant associés et qui ont été décrits ailleurs (BERTRAND et VUAGNAT, 1977). Ce sont des vestiges d'horizons dunitiques serpentinisés, un filon de hornblendite, un filon de dolérite à bords trempés ainsi, qu'apparemment disposé perpendiculairement au précédent, un filon ou horizon différencié de gabbro dans lequel nous avons observé la vuagnatite (Fig. 1).



Fig. 1. Le gabbro à vuagnatite sur le terrain.

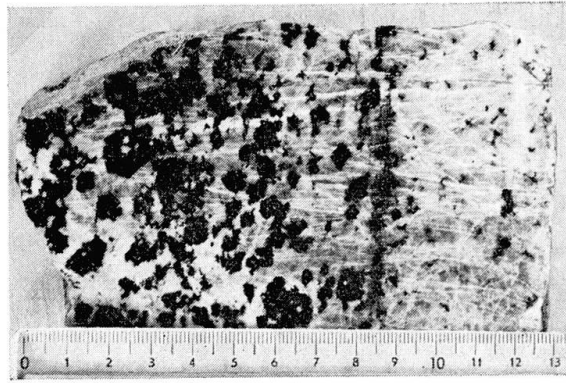


Fig. 2. Echantillon montrant bien la texture particulière de ce gabbro.

Il s'agit d'un gabbro à grain grossier à moyen, caractérisé par son litage (Fig. 2) dû au mode de distribution du composant mélanocrate, une hornblende brune, selon des niveaux plus ou moins bien définis et qui montrent une nette évolution puisqu'ils peuvent disparaître presque complètement en allant d'un bord à l'autre du niveau gabbroïque. Au vu de cette texture particulière, et bien que les contacts avec la roche encaissante paraissent tranchés, nous avons émis l'hypothèse qu'il puisse s'agir d'une apophyse d'une zone de différenciation partielle dans l'ultramafite.

Les déterminations microscopiques conventionnelles, l'usage des liquides d'indice et la diffraction des rayons X nous ont permis de définir la paragenèse suivante pour ce gabbro: plagioclase (An 70–75 lorsqu'il est frais) – hornblende brune – prehnite – mésolite – vuagnatite – épidote – chlorite – (sphène – grenat – minéral opaque – griffithite).

Le plagioclase se présente soit encore très frais soit largement à totalement remplacé par les silicates calciques mentionnés ci-dessus auxquels s'ajoute la chlorite; ces parties très transformées semblent parfois correspondre à des zones tectonisées. Observés dans quelques plages, de très fins granules correspondent très vraisemblablement à du grenat. La hornblende brune souvent largement cristallisée et montrant parfois des cristaux brisés, peut renfermer des inclusions de plagioclase, généralement remplacé par de la prehnite, de la chlorite ou encore de la mésolite, définissant ainsi une structure poecilitique. Une certaine chloritisation se développe, surtout à partir des clivages et des fractures; quelques zones chloritisées plus importantes traduisent une libération de sphène-leucoxène subséquente. On relèvera encore quelques développements de prehnite et les alignements occasionnels de petites plages idiomorphes de minéral opaque. La prehnite, de distribution très irrégulière comme la plupart des silicates calciques observés, se présente soit bien cristallisée, et renfermant parfois de fines aiguilles d'actinote-trémolite, soit en très fins granules, formant de petits agrégats ou des trainées brunâtres, caractérisés par une polarisation apparente basse. La vuagnatite, dont la proportion est très variable non seulement d'une lame mince à l'autre, puisqu'elle peut faire défaut dans certaines d'entre elles, mais aussi dans une même préparation, se présente le plus souvent en petits cristaux, parfois extrêmement nombreux, se détachant sur un fond de prehnite-chlorite-mésolite. La chlorite et la mésolite, en plages sans contours bien définies, sont intimement associées aux minéraux précédents. L'épidote, une pistacite-clinozoïsite, est moins abondante; elle apparaît en plages localement bien développées ou, le plus souvent, dispersée

et finement cristallisée. Nous mentionnerons encore un minéral du groupe de la montmorillonite, la griffithite, que l'on peut observer occasionnellement, finement cristallisée, dans certaines petites fissures.

Les résultats de l'analyse chimique de ce gabbro (Analyses chimiques: Tableau des résultats) traduisent bien, en particulier, la présence des développements secondaires des minéraux calcaïques hydratés mentionnés.

Morphologie

Si la vuagnatite de Californie peut s'observer en cristaux de l'ordre du millimètre, montrant des disphénoïdes soit isolés, soit associés à des formes composées prismatiques, tant la variété de Turquie que celle du Guatemala, visibles sous le microscope uniquement, ne permettent pas de faire une étude cristallographique détaillée. Les cristaux de la vuagnatite décrite ici, dont les dimensions apparaissent le plus souvent comprises entre 0,01 et 0,5 millimètre, bien que souvent xénomorphes, peuvent aussi se présenter en sections idiomorphes, soit rectangulaires, rhombiques ou carrées (Fig. 3 et 4).

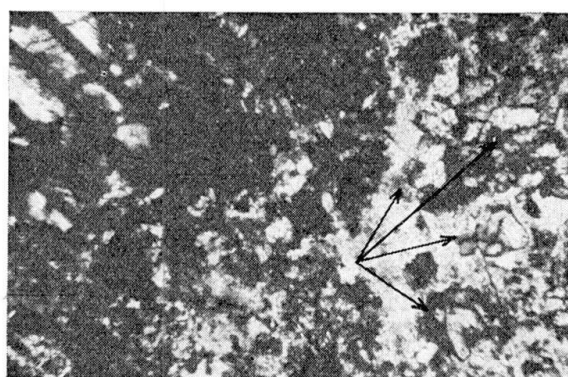


Fig. 3. Micrographie optique montrant de petites sections de vuagnatite de détachant sur un fond de minéraux secondaires ayant remplacé le plagioclase dont on voit un cristal maclé en haut à gauche de la photographie. Lumière polarisée. Grossissement = environ 320 x.

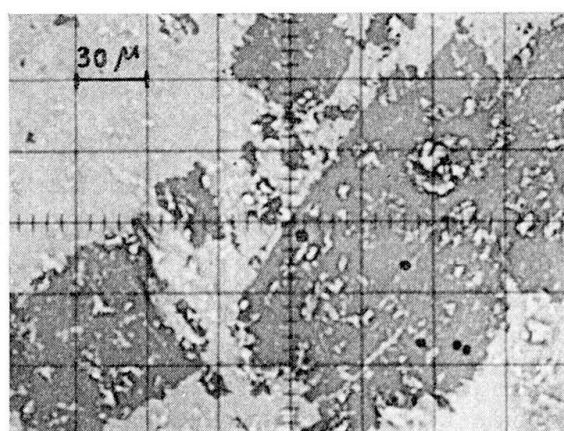


Fig. 4. Images «électrons absorbés» (20 kV-50 nA) montrant des sections de vuagnatite (gris-sombre) plus ou moins idiomorphes avec leurs nombreuses inclusions. Les petites taches circulaires noires, visibles sur l'une d'elles, correspondent à des points d'impact du faisceau d'électrons.

Propriétés physiques et optiques

Ces propriétés sont identiques à celles de la vuagnatite de Turquie. Elles ont été définies ailleurs dans le détail (SARP, BERTRAND, MCNEAR, 1976) de même que la structure de ce nouveau minéral (MCNEAR, VINCENT, PARTHÉ, 1976). Aussi ne ferons nous que mentionner ici les principaux caractères optiques de cette espèce.

Il s'agit d'un minéral orthorhombique dont les indices de réfraction sont les suivants: $\alpha = 1,700$, $\beta = 1,725$, $\gamma = 1,730$, l'angle $2V_{\alpha}$ étant de 48° . Incolore en lame mince, la vuagnatite présente une forte dispersion ($r < v$); son allongement est négatif. Ni clivage, ni macle n'ont été observés.

Composition chimique

Comme ce fut déjà le cas pour la vuagnatite de Turquie, la rareté du minéral, sa distribution irrégulière ainsi que les difficultés de séparation n'ont permis qu'une analyse à l'aide de la microsonde électronique; et même par ce moyen, la présence d'inclusions souvent nombreuses (Fig. 4), a nécessité une certaine prudence lors de la réalisation des mesures.

Afin de pouvoir mieux comparer les résultats obtenus, nous avons effectué, lors d'une même séquence de mesures, l'analyse de la vuagnatite du Guatemala et de celle de Turquie déjà analysée en suivant la même procédure analytique que précédemment (SARP, BERTRAND, MCNEAR, 1976). Seule la tension accélératrice a été portée de 8 kV à 15 kV au vu de la meilleure correspondance de résultats ainsi obtenus avec les pourcentages de la vuagnatite théorique (Analyses chimiques: Tableau des résultats). Ce fait tient en particulier à la forme des expressions mathématiques employées pour les corrections de matrice, comme cela a déjà été relevé dans le cas de l'analyse d'autres systèmes (DAHL, 1969); les autres raisons invoquées, dans l'article mentionné ci-dessus, pour expliquer les légers déficits constatés par rapport aux valeurs théoriques n'en demeurent pas moins valables. Les résultats donnés représentent la moyenne des valeurs obtenues sur quatre plages différentes pour la vuagnatite du Guatemala et sur une plage pour celle de Turquie, plusieurs point de mesures étant choisis sur chacune de ces sections.

Les résultats obtenus démontrent la parfaite analogie chimique de la vuagnatite de ces deux gisements différents.

Analyses chimiques: Tableau des résultats (en % poids)

<i>Vuagnatite, CaAl(OH)SiO₄ (microsonde)</i>								<i>Gabbro à vuagnatite (voie humide; analyste M^{me} G. Gulaçar)</i>	
	<i>Vuagnatite Guatemala *</i>		<i>Vuagnatite Turquie *</i>		<i>Vuagnatite Turquie **</i>		<i>Vuagnatite (théorique)</i>		
	% poids	rappports atomiques	% poids	rappports atomiques	% poids	rappports atomiques	% poids		
SiO ₂	32,86	1,000	33,10	1,000	32,63	1,000	34,10	SiO ₂	38,60
Al ₂ O ₃	28,66	1,028	28,74	1,023	27,26	0,985	28,95	Al ₂ O ₃	21,64
CaO	30,67	1,000	31,07	1,006	31,38	1,031	31,83	Fe ₂ O ₃	1,19
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	5,12	Cr ₂ O ₃	—
Total	92,19		92,91		91,27		100,00	FeO	5,28
								CaO	11,56
								MgO	9,20
								MnO	0,12
								Na ₂ O	1,48
								K ₂ O	(< 0,10)
								TiO ₂	2,45
								P ₂ O ₅	0,06
								H ₂ O ⁺	8,23
								H ₂ O ⁻	—
								CO ₂	0,24
									100,05

*) Même séquence analytique (15 kV).

**) Résultats travail H. Sarp, J. Bertrand, E. McNear (1976) (8 kV).

Conclusion

Ainsi que la simplicité de la formule chimique de cette nouvelle espèce minérale permettait déjà de le supposer, la parfaite identité entre vuagnatite du Guatemala et de Turquie a été démontrée. De plus, les conditions de gisements sont comparables et, bien que les paragenèses des roches mères soient différentes, il s'agit dans les deux cas de gabbros affectés, dans une mesure plus ou moins grande, par des phénomènes de rodingitisation.

Si les conditions de formation de l'association minérale observée au Guatemala semblent également pouvoir être comparées à celles du faciès à prehnite-pumpellyite, la vuagnatite paraît à nouveau avoir, dans les limites physico-chimiques ainsi définies, un champ de stabilité beaucoup plus restreint au vu de sa présence non constante dans un contexte minéralogique qui demeure pourtant semblable.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un projet subventionné par le Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique à qui nous tenons à exprimer nos remerciements.

Bibliographie

- BERTRAND, J. et VUAGNAT, M. (1975): Sur la présence de basaltes en coussins dans la zone ophiolitique méridionale de la Cordillère centrale du Guatemala. BSMP, 55, 136–142.
- BERTRAND, J. et VUAGNAT, M. (1976): Etude pétrographique de diverses ultrabasites ophiolitiques du Guatemala et de leurs inclusions. BSMP, 56, 527–540.
- DAHL, M. (1969): Standards and Correction Methods used in Electron Microprobe. Analysis of Biotites, Amphiboles, Pyroxenes and Plagioclases. N. Jb. Miner. Abh., 110, 210–225.
- MCNEAR, E., SARP, H., BERTRAND, J. and PARTHE, E. (1975): The Structure of $\text{CaAl}(\text{OH})\text{SiO}_4$, a new natural nesosilicate; an example of structural relationships between isoelectronic compounds. Acta Cryst., suppl. vol. A 31, part S 3, S 75.
- MCNEAR, E., VINCENT, M. G. and PARTHE, E. (1976): The crystal structure of vuagnatite, $\text{CaAl}(\text{OH})\text{SiO}_4$. Amer. Miner., 61, 831–838.
- SARP, H., BERTRAND, J. and MCNEAR, E. (1976): Vuagnatite, $\text{CaAl}(\text{OH})\text{SiO}_4$, a new natural calcium aluminum nesosilicate. Amer. Miner., 61, 825–830.

Steck, A. und Tièche, J.-C. (Lausanne): *Une nouvelle carte géologique de l'antiforme péridotique de Finero avec observations sur les phases de déformation et recristallisation.* Siehe Seite 501 dieses Heftes.

Frey, M., Hunziker, Joh. und Jäger, E. (Bern): *Regionale Verteilung des b_0 -Parameters und der 3T-Modifikation von Muskoviten und Phengiten der Zentralalpen.* Erscheint in Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 2.

Delaloye, M. et Fontignie, D. (Genève): *Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des grès de Tavayanne du Synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France).* Note préliminaire.

Dans le cadre de l'étude géochronométrique des Grès de Tavayanne, sujet faisant l'objet d'une thèse (D. Fontignie), une première série d'échantillons a été analysée. Nous avons utilisé la méthode de datation $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ainsi que la variante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Le principe de cette variante repose sur la propriété du ^{39}K de se transformer en ^{39}Ar par activation aux neutrons rapides suivant $^{39}\text{K}(\text{n}, \text{p})^{39}\text{Ar}$.

Dans cette première étape, les échantillons, de nature variée, ont été récoltés dans le Synclinal de Thônes, région favorable à une étude géochronométrique préliminaire en raison du faible métamorphisme qu'elle a connu.

Fiorentini-Potenza, M. und Sella, M. (Milano): *Chemical and tectonic contribution to the age and petrology of the Canavese and Sesia-Lanzo porphyrites.*

Köppel, V. und Grünenfelder, M. (Zürich): *U-Pb-Systematik von Monazit und Zirkon aus Gesteinen der Zentralalpen.*

Grünenfelder, M., Tatsumoto, M., Unruh, D. und Krebs, O. (Denver und Zürich): *Datierung einzelner Zirkonkristalle.*

Ayranci, B. (Zürich): *$\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ und SiO_2 -Bestimmung im gleichen Aufschluss bei der Silikatanalyse.* Siehe Seite 513 dieses Heftes.

Bächtiger, K. (Zürich): *Könnte der Kessel des Lago di Tremorgio (Gemeinde Prato, Kt. Tessin) ein Meteorkrater sein?*

Die einstweilen vorläufigen Resultate der vorliegenden Untersuchung zeigen einmal mehr, wie ein völlig anderes Forschungsprojekt wie die vom Verfasser (BÄCHTIGER et al. 1972) in Graubünden begonnene Scheelit-Prospektion unter Umständen unerwartete und überraschende Erkenntnisse auch auf einem anderen Gebiet bringen könnte. Das intensive Studium der Blätter 1:25000 der Landeskarte der Schweiz weckte beim Verfasser bereits 1972 den Verdacht, dass der äusserst symmetrische und praktisch kreisrunde Kessel des Lago di Tremorgio (N-S- und W-E-Durchmesser auf Kote 2040 m ca. 1400 m mit höchstens 5% Abweichung) anderer Entstehung sein könnte als lediglich eine Folge der Erosion des Wassers und der alpinen Vergletscherung. Da im ganzen Kraterbereich zur Hauptsache etwas Karbonate führende mesozonale Glimmerschiefer mit vereinzelt Linsen von Marmoren anstehen, örtlich mit Anreicherungen von Granat und Amphibol (BIANCONI 1971), muss ein Karstphänomen, nämlich eine Doline, wohl zum vornherein ausgeschlossen werden; als weitere theoretische Möglichkeiten kamen dabei nur noch ein vulkanischer Explosionsschlot oder ein Meteorkrater in Frage. Weil andererseits tertiäre bis rezente Eruptiverscheinungen – die ausgeprägte Morphologie mit Würmmoränen lässt auch nach HANTKE (1977) auf eine Entstehung vor der Würm-Eiszeit schliessen – im zentralen Alpengebiet bis heute völlig unbekannt sind, kommt auch eine solche Ursache kaum in Frage, und die Entstehung des Kessels des Lago di Tremorgio als Meteorkrater erscheint von den oben erwähnten Möglichkeiten damit am wahrscheinlichsten. Die zum Teil mit Kollege Prof. Dr. R. Hantke durchgeführten Felduntersuchungen im Sommer 1975 brachten weitere positive Aspekte für diese Theorie, die von der Morphologie über die Geologie zur Beobachtung im Dünnschliff sich erstreckend (BÄCHTIGER 1976, 1978; BÄCHTIGER und HANTKE 1978) in folgender Weise charakterisiert werden können:

1. Der N-S- und W-E-Durchmesser des Kraters beträgt auf der höchsten im ganzen Kraterraum noch existierenden Höhenkurve (2040 m) ca. 1360 beziehungsweise 1420 m, das heisst es gibt nur ca. 4% Abweichung in einer ungefähr W-E streichenden und 50°–60° nach S einfallenden, primär lagigen und damit in doppelter Hinsicht petrographisch anisotropen Schieferserie, die schon dadurch eine derartig *symmetrische Erosion* allein durch die natürlichen Kräfte des Wassers oder des Gletschers als unwahrscheinlich annehmen lässt.
2. Eine Entstehung als *Gletscherkar* kommt infolge der kreisrunden anstatt wannenartigen Form des Kessels *mit riegelartigem Felsabschluss daher auch nicht in Frage*.
3. Es existieren markante *Radial- und Tangentialbrüche* (BÄCHTIGER und HANTKE 1978), wobei für den ungefähren Schnittpunkt der ersteren ein Zentrum nur etwa 40 m WNW vom tiefsten Punkt des Sees konstruiert werden kann.
4. Ein auf der topographischen Karte schon gut erkennbarer, auf dem Luftbild (BÄCHTIGER 1976) noch ausgeprägter ca. 100–200 m hoher und ca. 1,2 km langer *geradliniger Wall aus anstehendem Fels*, der sich im S des Kraters von E nach W erstreckt, wirkt zwischen dem Kessel des Lago di Tremorgio und der Ebene der Alpe Campolungo tektonisch-morphologisch eher ungewöhnlich und deutet nach Ansicht des Verfassers auf einen nach W geneigten Einfallswinkel des Meteoriten hin. Diese Folgerung kann auch durch die etwas sanftere Neigung der Kraterwand im W gegenüber derjenigen im N, E und S des Kessels weiter unterstützt werden.
5. Im ganzen Kesselbereich sind lokal im Nebengestein immer wieder *divergent-strahlige Streifungen im Schiefer* (zum Beispiel bei der Lokalität Pos Cota E vom See, bei Brusada im NW gegen den Grat hin, in Sturzblöcken am Südufer des Sees usw.) mit einem Öffnungswinkel bis zu 25° zu erkennen, bei Pos Cota und am Fusse des Val Canariscio W vom See unter Umständen zu *flachen bis ideal kegelförmigen Shatter Cone-artigen Gebilden im Glimmerschiefer entwickelt* (BÄCHTIGER 1976).

6. Diesen Streifungen können insbesondere bei Pos Cota ebenfalls *divergentstrahlige Brüche mit Öffnungswinkeln bis zu 25° in Quarzlinzen bis ideal kegelförmige Texturen aus Gangquarz (vergleichbar mit echten Shatter Cones?) inmitten von Quarzgängen* (BÄCHTIGER 1976) zur Seite gestellt werden.
7. Die *Achsen der radialstrahligen Streifungen* weisen bei Brusada in der Fallrichtung des Schiefers gegen die Mitte des Sees hin, beim Nebengestein und bei den Quarzlinzen an der Lokalität Pos Cota im E des Sees mehr oder weniger horizontal ebenfalls gegen die Seemitte, das heisst *gegen das topographische Zentrum der kreisförmigen Struktur hin*.
8. Sowohl der *Gangquarz vieler Linsen* im Gestein innerhalb des Kessels als *auch speziell in den Gängen bei Pos Cota* (Stirnregion des postulierten Meteoriteneinschlages) ist kaum mehr kompakt und massig, sondern *in unzählige kleine bis feinste Bruchstücke zerfallen*, so dass die Gangmasse im Handstück oft von selbst zerfällt. Die Korngrösse kann dabei so klein sein (mm-Bereich), dass fast von einem «Rock flour» bekannter Meteorokrater (O'CONNELL 1965) gesprochen werden kann.
9. Unter dem Mikroskop weisen insbesondere Körner von *Quarz und Plagioklasen*, weniger solche von Karbonaten und anderen Mineralien, *zum Teil eher aussergewöhnliche Eigenschaften in bezug auf die innere Struktur und damit verbunden die Optik und die Spaltbarkeit auf*. Folgende Beobachtungen können dabei im einzelnen aufgeführt werden:

A. Beim Quarz

- a) Beidseits von feinsten Sprüngen und Spaltrissen im Quarz können in Proben aus dem Kraterbereich *optisch anomal sich verhaltende Streifen bis Bänder von 40–100 μ Breite und bis zu 1000 μ Länge* beobachtet werden; diese können bisweilen etwas gebogen, häufiger geknickt und nicht selten rechtwinklig zueinander – geradezu «flechtwerkartig» – angeordnet sein.
- b) Das optisch anomale Verhalten dieser Streifen äussert sich in *gelblichen bis bläulichen Interferenzfarben und zum Teil unvollständiger Auslöschung*, was nach BURRI (1950) auf eine starke Dispersion der optischen Achsen zurückzuführen ist und vorwiegend durch eine starke Druckbeanspruchung erzeugt wird.
- c) In einzelnen Quarzkörnern konnte, bezeichnenderweise aus demselben Handstück, wo die verstellten Teilbereiche im Plagioklas gefunden worden sind (siehe unten!), auch eine *feinste Lamellierung bis Streifenbildung im μ -Bereich* festgestellt werden. Im Gegensatz zu ähnlichen Vorkommnissen, wie zum Beispiel in tektonisch stark beanspruchtem Quarz im Psammitgneis von der Alp Nadèls (Bündner Oberland; FRIEDLAENDER 1930, Tafel II, Fig. 4) oder von anderswo ist die Lamellierung im Gangquarz aus dem Gebiet des Lago di Tremorgio bei gleicher, starker Vergrösserung nicht länglich-linsig undulös, sondern sie weist lange, scharf begrenzte, klare Lamellen auf, wobei vereinzelt treppenartige Versetzungen in einer und derselben Lamelle auf ein schwach ausgeprägtes, aber dennoch erkennbares Spaltensystem in einem stumpfen Winkel zur Hauptlamellierung hinweisen. Die Erzeugung solcher feinsten Lamellen auch durch einen Meteoriteneinschlag ist nach BUNCH (1968) nicht nur durchaus möglich, sondern kann je nach der Lage der Translationsebenen, zum Beispiel parallel oder subparallel zu (0001) unter Umständen sogar ein Kriterium dafür sein und soll deshalb in einer späteren Arbeit (BÄCHTIGER 1978) noch ausführlich diskutiert werden.
- d) Neben diesen in linearen-planaren Elementen in Erscheinung tretenden Veränderungen im Quarz gibt es aber auch solche von *mikrokonischer, linsenförmiger bis kugelig Natur*¹⁾; sie bestehen dabei aus einem meist leeren Hohlraum von ca. 50 μ (Bläschen) – 500 μ (spitzer Hohlkegel) Grösse. Darum herum ist meist eine optisch andersartig als der umgebende Quarz sich verhaltende Zone von ca. 40–100 μ Dicke zu erkennen. Während beispielsweise ZINSERLING (1961) ähnliche Gebilde bei der Erzeugung von

künstlichen Schlagfiguren auf Quarzen beschrieb, können solche *halo-artige Gebilde* nach EL GORESY und CHAO (1976, S. 324) auch durch Spuren von meteoritischem Material in feinsten Überzügen im Innern der kleinen Bläschen und Hohlräume erzeugt werden; sie wurden u. a. in kristallinen Gesteinen (Amphibolit, Granit bis Aplitgranit) mit feinsten Einschlüssen von Fe-Cr-Ni-Partikeln und -Äderchen des hineingepressten meteoritischen Materiales in Bohrkernen direkt unter dem Suevit des Nördlinger Ries (Bayerische Alb) beobachtet.

B. Beim Plagioklas

Infolge anderer chemischer Zusammensetzung und Kristallstruktur sind die optisch erkennbaren, aussergewöhnlichen Erscheinungen beim Plagioklas etwas verschieden von denjenigen beim Quarz, zum Teil aber erstaunlicherweise doch wieder recht ähnlich. Den Punkten a–d beim Quarz sollen die ungefähr vergleichbaren Phänomene beim Plagioklas gegenübergestellt werden, wobei dies aus den zuerst erwähnten Fakten eben nur teilweise gelingt.

- a) Schon ein kurzer Blick ins Mikroskop zeigt, dass *auch die Plagioklase vielfach und oft stark zertrümmert* sein können. Es handelt sich dabei aber nicht nur um einfache Verbiegungen und tektonisch bedingte Deformationen wie eine Zerlegung brekzienartig in einzelne Kristallbruchstücke, sondern auch um *ausgeprägte Stauchungen bis Versetzungen*, die den sogenannten planaren Elementen (Planar features) in den Plagioklasen aus anerkannten Meteorokratern wie dem Nördlinger Ries sehr ähnlich sehen und somit durchaus entsprechen könnten. *Verstellte Teilbereiche* von der Grösse bis zu $50 \times 100 \mu$ und mit einem Winkel von 16° – 25° gegenüber den Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz in einzelnen Plagioklasen könnten ebenfalls als eine Auswirkung der sogenannten Stosswellenmetamorphose aufgefasst werden (Kinked feldspars!), denn es ist immerhin auffällig und bezeichnend, dass diese Erscheinungen gerade in demselben Schliff vorhanden sind, wo auch die Feinstlamellierung in einzelnen Quarzkörnern beobachtet werden kann.
- b) Diesem Punkt der anomalen Interferenzfarben kann bei den Plagioklasen oder Alkalifeldspäten einstweilen noch nichts Entsprechendes gegenübergestellt werden.
- c) Man kann sich fragen, ob die zum Teil *extrem starke Zwillingsbildung* in gewissen Plagioklasen wirklich nur das Produkt der Kristallisation und einer einfachen Dynamometamorphose ist, oder ob sie nicht zumindest teilweise zusätzlich durch die Überlagerung einer Stosswellenmetamorphose auf die vorgängig erwähnten Ursachen in diesem Raum erzeugt worden ist.
- d) Es treten wie beim Quarz dieselben *optisch haloartig wirkenden, vorwiegend runden bis ellipsoidischen Gebilde um hohle bis gefüllte Bläschen auch in den Plagioklasen*¹⁾ auf, und sie können derart ausgeprägt wohl eher als aussergewöhnliche Erscheinungen in einem Plagioklas alpin-metamorpher Entstehung bezeichnet werden.

Bei den Alkalifeldspäten konnten Auswirkungen eines möglichen Meteoriteneinschlages bis jetzt noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, ebenso nicht an anderen Mineralien aus dem eigentlichen Kraterbereich. Insbesondere bedarf die Feststellung von JAKOB et al. (1931), dass die Skapolithe aus gewissen Klüften vom östlichen Seeufer so aussehen, als ob sie einmal «mechanisch zertrümmert» worden wären, einer *genaueren* Überprüfung, ob tatsächlich eine allgemein übliche oder eher eine aussergewöhnliche tektonische Beanspruchung der erwähnten Klüftregion solche Effekte hätte erzeugen können.

In nächster Zeit soll neben den ausführlichen geologisch-petrographischen Unter-

¹⁾ Inwieweit solche Effekte bei ganz aussergewöhnlichen Gesteinen, z. B. sehr stark stoss- oder druckbeansprucht durch einen Meteoriteneinschlag oder in einer Mylonitzzone, durch die moderne Dünnschliffherstellung erzeugt, d. h. derart offensichtlich zur Geltung gebracht werden können, muss und wird in nächster Zeit noch abgeklärt werden.

suchungen im Felde (BÄCHTIGER a) speziell auch nach weiteren charakteristischen Merkmalen in den Gesteinen und Mineralien für einen Meteoriteneinschlag gesucht werden. So soll das optische Verhalten der Quarze und Feldspäte insbesondere auch in bezug auf ihre Kristallinität beziehungsweise auf eine partielle Verglasung bis zur eventuellen Neubildung von Lechatelierit oder gar der Höchstdruckmodifikationen Coesit (CHAO et al. 1960) und/oder Stishovit (CHAO et al. 1962) des Quarzes eingehend an den bisherigen wie auch an weiteren, systematisch gesammelten Gesteinsproben aus dem zentralen Kraterbereich überprüft werden.

Auch ein Vergleich mit dem bereits von SUESS (1936) und STUTZER (1936) postulierten Meteoriteneinschlag in Form des zum Teil glasartige Gesteine führenden Bergsturzes von Köfels im Ötztal (Tirol), von dem neuerdings genaue Untersuchungen und Messungen von KURAT und RICHTER (1972) vorliegen, soll durchgeführt werden.

Der Verfasser dankt abschliessend den Herren Prof. Dr. E. Preuss (München), Prof. Dr. E. Niggli (Bern), Prof. Dr. H. Meixner (Salzburg), Prof. Dr. E. Nickel (Freiburg/Schweiz) für mannigfache Anregungen und kritische Bemerkungen sowie seinem Freunde und Kollegen Prof. Dr. R. Hantke für die teilweise Begleitung bei den Feldarbeiten.

Literatur

- BÄCHTIGER, K. (1976): Lago di Tremorgio (Canton Ticino) – a Meteorite Impact Crater in the Swiss Alps? *Experientia* 32/9, 1102–4.
- BÄCHTIGER, K. (1978): Diskussion von Feinstlamellierung und anderen strukturellen Anomalien bei Quarzen aus der Region des Lago di Tremorgio (Gemeinde Prato, Kt. Tessin). (In Vorbereitung.)
- BÄCHTIGER, K. (a): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen im Raume des vermuteten Meteorokraters Lago di Tremorgio (Gemeinde Prato, Kt. Tessin). (In Vorbereitung.)
- BÄCHTIGER, K. und HANTKE, R. (1978): Geologisch-tektonische Untersuchungen im Raume des vermuteten Meteorokraters Lago di Tremorgio (Gemeinde Prato, Kt. Tessin). *Eclogae Geol. Helv.* 71. (In Vorbereitung.)
- BÄCHTIGER, K.; RÜDLINGER, G. und CABALZAR, W. (1972): Scheelit in Quarz- und Fluorit-Gängen am Calanda (Kt. Graubünden). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 52/3, 561–3.
- BIANCONI, F. (1971): Geologia e petrografia della regione del Campolungo. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF Lfg.* 142, 238 S. 68 Fig. 50 Tab. 3 Taf.
- BUNCH, T. E. (1968): Some Characteristics of Selected Minerals from Craters. In: FRENCH, B. M. and SHORT, N. M. (1968), 413–32.
- BURRI, C. (1950): Das Polarisationsmikroskop. Basel. Birkhäuser. 308 S. 168 Fig. 4 Taf.
- CHAO, E. C. T.; FAHEY, J. J.; LITTLER, J. and MILTON, D. J. (1962): Stishovite, SiO₂, a very high pressure new mineral from Meteor Crater, Arizona. *J. Geophys. Res.* 67/1, 419–21.
- CHAO, E. C. T.; SHOEMAKER, E. M. and MADSEN, B. M. (1960): First natural occurrence of coesite. *Science* Vol. 132, 220–22.
- EL GORESY, A. and CHAO, E. C. T. (1976): Evidence of the Impacting Body of the Ries Crater – The Discovery of Fe-Cr-Ni Veinlets below the Crater Bottom. *Earth and Planetary Sci. Letters* 31, 330–40.
- FRENCH, B. M. and SHORT, N. M. (1968): Shock Metamorphism of Natural Materials. Baltimore. Mono Book Corp. 644 S. div. Fig. u. Tab.
- FRIEDLAENDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Lfg.* 16, H. 1, 70 S. 9 Fig. 1 Tab. 3 Taf.
- HANTKE, R. (1977): Eiszeitalter. Eine Quartärgeologie der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. 3. Bd. Thun. Ott-Verlag.
- JAKOB, J.; PARKER, R. L. und BRANDENBERGER, E. (1931): Über einen neuen Skapolithfund im Tessin. *SMPM* 11, 267–84. 2 Phototafeln.
- KURAT, G. und RICHTER, W. (1972): Impaktite von Köfels, Tirol. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 17, 23–45.
- O'CONNELL, E. (1965): A catalogue of meteorite craters and related features. With a guide to the literature. *Rand Corp.* P-3087. 219 p.
- STUTZER, O. (1936): Die Talweitung von Köfels im Ötztal (Tirol) als Meteorokrater. *Z. Deut. Geol. Ges.* 88, 523–5.
- SUESS, F. E. (1936): Zur Deutung des «Bimssteinvorkommens» von Köfels im Ötztal. *Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Anz.* 73, 77–8.
- ZINSERLING, E. W. (1961): Die künstliche Zwillingbildung des Quarzes. *Moskau. Akad. Wiss. USSR.* 160 S. 110 Fig. 17 Tab. (Russisch.)

C. Exkursionen der SMPG

Excursion de la Société suisse de Minéralogie et Pétrographie dans les grès de Taveyanne de la région Arâches-Flaine, Haute-Savoie, France

le 10 octobre 1976

Par *M. Vuagnat* (Genève*) et *D. Steen* (Genève*)

Participants

S. AYRTON, Lausanne
 J. BERTRAND, Genève
 H. BÖGEL, München
 M. DELALOYE, Genève
 D. FONTIGNIE, Genève
 Y. LAVANCHY, Lausanne

M^{me} J. OBRADOVIĆ, Beograd
 P. SIMONY, Calgary
 A. SPICHER, Basel
 H. A. STALDER, Bern
 D. STEEN, Genève
 M. VUAGNAT, Genève

Le but de cette excursion était de permettre aux participants d'étudier rapidement une région classique de grès de Taveyanne et de discuter des problèmes variés se rapportant à l'origine du matériel volcanique, au mode de sédimentation des grauwackes et surtout au métamorphisme de très faible intensité qui a affecté la région considérée.

Le départ a lieu, en voitures particulières, à 8.40 h. dans la cour du Bâtiment des Sciences de la Terre, 13, r. des Maraîchers, par un temps splendide. Après un parcours rapide de la vallée de l'Arve grâce à l'autoroute blanche Genève-Chamonix, nouvellement ouverte jusqu'à Sallanches, nous faisons un premier arrêt, non prévu sur la feuille de route, à l'entrée du village de Balme pour dire quelques mots sur la tectonique locale. En effet, Balme se trouve situé au débouché de la petite vallée qui sépare le front de la nappe de Morcles de l'autochtone (ou plus exactement du subautochtone) de l'anticlinal de Cluses.

A partir de ce point les arrêts correspondent à ceux qui sont marqués sur la feuille de route distribuée, avec la thèse de J. Martini et quelques autres publications, aux participants; on trouvera ci-dessous entre parenthèses les pages de la thèse de Martini (1968) se référant aux divers arrêts.

Arrêt 1

Route D6 de Balme à Arâches. On laisse les autos au virage 628 m pour remonter à pied, sur environ 250 m, l'ancien chemin Balme-Arâches, sur le versant gauche du torrent des Rôts. On peut ainsi voir les Schistes à Globigérines, les bancs redressés de grès de Taveyanne et des lits de schistes marnomicacés intercalés. Les grès de Taveyanne sont ici des grauwackes riches en éléments volcaniques transformées dans le «facies» vert de Martini. Rappelons qu'il ne s'agit pas là d'un vrai facies métamorphique mais d'un assemblage atypique, de type spilitique, à albite et chlorite, avec net appauvrissement en CaO et souvent enrichissement en Na₂O. Ces grauwackes sont plus ou moins dépourvues des silicates de chaux secondaires caractéristiques des autres types de grès de Taveyanne (554, 607, 598: anal. 3). Remarquons une fois pour toute que le vrai facies métamorphique des grès de Taveyanne de la région Arâches-Flaine est le facies à laumontite,

*) Département de Minéralogie, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4.

sauf tout-à-fait à l'est (Pointe de Platé, Tête-à l'Ane) où apparaît le facies à prehnite-pumpellyite.

Arrêt 2

Route Arâches–Les Carroz, D 106, à la sortie sud du village d'Arâches. Cet arrêt permet d'étudier une belle coupe du côté est de la route, où affleurent des grauwackes du facies à laumontite avec leur aspect moucheté typique (M 607–609, M 603: Tableau VIII, anal. 1, 2, 3). Malheureusement la coupe est maintenant fortement altérée par les agents atmosphériques, sauf en un point où, grâce à une masse, on peut récolter quelques spécimens frais.

Cette coupe montre certaines particularités:

- a) Des galets mous de schiste et surtout des « pseudogalets »: il s'agit de concrétions diagenétiques qui se développent généralement autour d'un galet mou et qui ont une structure concentrique avec une zone interne riche en laumontite (parfois avec datolite) et une enveloppe externe plus dure à ciment calcitique (M 619–620).
- b) De vrais galets de roches volcaniques dont certains ont été analysés par Martini (M 575, 603: analyses chimiques du tableau VIII n. 16, 17, 18). Ces galets ont un diamètre beaucoup plus grand que la taille moyenne des grains dans le grauwacke encaissant.
- c) Des marges calcitisées de largeur centimétrique en bordure des gros banes de grauwacke.

Il faut remarquer que dans les grauwackes calcitisées (marges de banc, enveloppe de pseudogalets) les plagioclases ont généralement été conservés (andésine-labrador), le ciment calcitique ayant sans doute rendu la roche imperméable aux solutions responsables de la métasomatose pendant le métamorphisme (M 588–589; 627–629).

Arrêt 3

Route Les Carroz–Flaine, D 106. On laisse les autos environ 200 m à l'est de la borne 14, pour examiner les gros blocs éboulés situés au sud de la route et tombés des parois dominant Combe Enverse. On observe de nombreux blocs de grauwackes de Taveyanne micro- ou finement conglomératiques généralement dans le « facies » vert. En outre, on peut voir un grand bloc de calcaire très riche en Nummulites avec un placage de grauwacke de Taveyanne. Selon Martini (M 574), il s'agirait d'un bloc arraché à un bombement sous-marin par un courant de turbidité très puissant.

La faim se faisant sentir et l'endroit étant agréable, on décide de faire une pause pour le pic-nic tiré du sac.

Arrêt 4

Route Les Carroz–Flaine, D 106, col de Pierre Carrée (1843 m). Une petite route latérale se détachant, au col, de la route principale, en direction de l'ouest, permet de voir une belle coupe dans les grès de Taveyanne de la barre de l'Arbaron (M 562–563, 615) où l'on remarque en particulier:

- a) De très beaux galets mous et pseudogalets (voir plus haut).
- b) Des passées de galets andésitiques de caractère monogénique: il s'agit d'une andésite à labrador et hornblende à pâte vitrophyrique (M 576, fig. 8).
- c) Des figures de sédimentation observables à la face inférieure des bancs, soit en place, soit dans des blocs situés en contrebas de la route: essentiellement des « groove casts » (M 572–573).

Juste au delà du col, au tout début de la descente, la vue magnifique sur le vallon de Flaine, la Tête Pelouse et le début du Désert de Platé permet de donner quelques indications générales sur la géologie de la région et sur les différentes séries ou barres que l'on peut distinguer dans l'ensemble de la formation de Taveyanne et qui se relayent du nord au sud.

De l'autre côté de la route, dans une petite paroi fraîchement entaillée, on peut voir quelques fissures généralement remplies de prehnite, laumontite, calcite, quartz avec parfois pumpellyite dans les épontes (M 623-624). Plus abondantes sont les zones broyées qui sont aussi le siège de développement de prehnite et de pumpellyite (M 621-623).

Arrêt 5

Route Les Carroz-Flaine, D 106, second lacet en dessus de la station de Flaine. On laisse les autos au parking supérieur à côté de ce virage et l'on se dirige vers le fond de la vallée de Flaine, en direction de Tête Pelouse.

Cette excursion d'environ une heure et demi a permis de récolter, dans des blocs éboulés, quelques jolis échantillons de veines de prehnite avec des cristaux idiomorphes de ce minéral ainsi que de montrer aux participants un bloc du «facies» vert, type micromoucheté de Martini. Dans ce type, la prehnite se développe en agrégats fibro-radiés dans le ciment (M 597-598).

Une dernière halte est faite afin d'observer le versant sud de la Tête de Balacha où les nombreux replis des barres de grès de Taveyenne nous donnent une idée de la tectonique compliquée de cette formation. Cette halte permet aussi de discuter des nombreux problèmes posés par ces grès volcaniques, tant du point de vue de leur origine que de leur métamorphisme.

Retour à Genève à 18.00 h.

Bibliographie

- KÜBLER, B., MARTINI, J. and VUAGNAT, M. (1974): Very Low Grade Metamorphism in the Western Alps. BSMP, 54, 461-469.
- MARTINI, J. (1968): Etude pétrographique des grès de Taveyenne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). BSMP, 48, 539-654.
- SAWATZKI, G. (1975): Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwaçkes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France) - Grès de Taveyenne et grès du Val d'Illiez. Arch. Sci., Genève, 28, 265-368.
- Carte géologique de la France au 1 : 80 000^e. Feuille Annecy 160 bis, 3^e éd., 1969.

Excursion de la Société suisse de Minéralogie et Pétrographie dans la région du Col des Gets (Haute-Savoie, France): Les ophiolites et les roches granitiques de la Nappe des Gets

le 11 octobre 1976

Par *J. Bertrand* (Genève)* et *M. Vuagnat* (Genève)*

Participants

S. AYRTON, Lausanne
 J. BERTRAND, Genève
 H. BÖGEL, München
 D. FONTIGNIE, Genève
 M^{me} J. OBRADOVIĆ, Beograd

P. SIMONY, Calgary
 A. SPICHER, Basel
 H. A. STALDER, Bern
 M. VUAGNAT, Genève
 J.-J. WAGNER, Genève

*) Département de Minéralogie, Université de Genève, 13, rue des Maraichers, 1211 Genève 4.

Cette excursion avait pour objet de permettre aux participants une rapide étude des roches cristallines de cette région et, accessoirement, de leur contexte géologique: la Nappe de la Brèche et la Nappe Supérieure des Préalpes.

A 8.15 h. nous quittons, en voitures particulières, la cour du Bâtiment des Sciences de la Terre. Le temps, typiquement automnal, avec des formations locales de brouillard, n'est pas aussi beau que le jour précédent. Parvenus à Thonon, nous prenons la N. 202 qui suit la vallée de la Dranse et nous amène à Morzine. Ce parcours nous permet, d'aval en amont, un rapide coup d'œil: – sur les «Conglomérats des Dranses», ces anciennes alluvions fluviales déposées lors de l'avance glaciaire du Würm IV et qui, un peu plus à l'est constituent le réservoir alimentant les sources d'Evian; – sur le Mésozoïque de la Nappe des Médianes Plastiques; – sur la «Zone de Flysch»; – sur la Nappe de la Brèche, dont on franchit le pli frontal immédiatement après la sortie de Saint-Jean-d'Aulph; et enfin, sur les Flyschs des Gets qui occupent la grande vasque synclinale de la Nappe de la Brèche.

A partir de Morzine, nous empruntons la route qui, par le Col de Jouplane permet, depuis quelques années maintenant, de relier directement cette localité à Samoëns, dans la vallée du Giffre. A la sortie du petit hameau des Fys, nous quittons cette route, pour prendre, à main droite, un chemin carrossable qui se termine, quelques centaines de mètres plus loin, un peu au-dessus des chalets du Crêt.

Avant de rejoindre l'arrêt 1, nous profitons du beau point de vue qui s'offre à nous pour donner un aperçu de la géologie régionale.

Dans le texte qui va suivre, les chiffres entre parenthèses, indiquent les pages de la thèse de BERTRAND (1970) se rapportant à chaque arrêt effectué.

Arrêt 1

Affleurement du Crêt (342–347, 430–436, 448–467). Après une marche d'une quinzaine de minutes, d'abord à travers champ marécageux puis dans une zone boisée, nous débouchons sur le bloc de serpentinite se dressant à la base d'une niche d'arrachement et constituant la partie la plus spectaculaire de ce pointement. La serpentinite, à chrysotile et lizardite, se présente soit sous forme plus ou moins massive soit sous forme d'une brèche à ciment carbonaté, soit enfin comme une masse très altérée, friable, dans laquelle nous observons ce type particulier d'inclusions rodingitiques que sont les ophisphérites. Ces dernières dérivent ici de diabases, à structures diverses, soit à hornblende brune, soit à pyroxène, à plagioclase le plus souvent albitique, et diversement affectées par les phénomènes de chloritisation. Nous examinons ensuite la série sédimentaire associée à cet affleurement. Actuellement presque totalement recouverte par la végétation, elle permet d'observer des schistes verdâtres avec éléments de diabases, passées microconglomératiques à éléments diabasiques et sédimentaires, lentilles de calcaire marneux à *Rotalipora appeninica*. Rappelons qu'une telle série se retrouve en plusieurs points dans le secteur des Gets, en particulier au Plenay et dans les Pentes du Bouvier. Nous jetons encore un coup d'œil au petit bloc de radiolarite qui, sans liaison apparente, domine la série que nous venons de décrire.

Ayant repris les voitures, nous gagnons le Col du Ranfolly où nous faisons un arrêt non prévu sur la feuille de route pour profiter du magnifique panorama qui nous permet d'avoir une vue d'ensemble de la nappe de la Brèche du Chablais et des unités tectoniques voisines. Nous situons également, dans le versant septentrional du Vuargne (arrêt 2) que nous ne pourrions visiter, les épanchements sous-marins et, dans les talus de la route, examinons le flysch schisteux, légèrement satiné, de la Nappe des Gets.

Arrêt 2

Affleurement du Vuargne (317–332, 396–409). Après avoir contourné l'extrémité S-W du Vuargne, la route entaille la base du versant méridional de ce dernier. Nous remarquons tout d'abord les nombreux accidents tectoniques locaux qui associent, en un ensemble souvent difficile à déchiffrer, les schistes du flysch et les schistes ardoisiers

de la Nappe de la Brèche. Parvenus à proximité de l'extrémité N-E de la crête, nous nous engageons dans la pente raide pour, après avoir franchi les petites parois constituées par la Brèche supérieure, parvenir au complexe volcano-sédimentaire. Il s'agit d'un ensemble complexe montrant des pillow lavas encore bien reconnaissables en certains points, des pillows bréchifiés, des brèches de pillows, très localement des intercalations de hyaloclastites; ces formations sont associées principalement à des schistes gris-noir, plus ou moins indurés au contact de la roche volcanique et pouvant être traversés par des injections diabasiques. Ces schistes correspondent aux sédiments associés primairement à la roche volcanique; ils se révèlent localement enrichis en silice et en albite. Quant à la roche volcanique dont les structures sont toujours fines, intersertale divergente, sphérolitique, variolitique, elle est typiquement de nature spilitique puisque albite, chlorite et sphène-leucoxène comme constituant accessoire en sont les minéraux essentiels. De retour au bas du versant, où il est déjà possible d'observer les formations décrites dans des blocs éboulés, nous gagnons le chalet-restaurant du Col de Jouplane que nous avons la chance de trouver à la veille de sa fermeture hivernale. Nous nous retrouvons donc réunis en une tablée fort sympathique pour prendre notre pic-nic.

Une fois restaurés, nous entamons la descente sur Samoëns pour rejoindre Taninges. De là, nous prenons la route du Col des Gets. Très vite, avant de parvenir au village d'Avonnex, nous quittons celle-ci pour suivre la route étroite et sinueuse (indication «Le Mont», «Loëx») qui s'élève, sur le versant droit de la vallée du Giffre, en recoupant une grande partie de la série stratigraphique de la Nappe de la Brèche. Nous parvenons ainsi au grand chalet de la Rosière.

Arrêt 3

Les affleurements des Pentes du Bouvier (299–311, 390–396, 399–401, 409–416).

Contrairement à la feuille de route, nous visitons ce pointement avant celui du Ruisseau des Bounaz pour être sûr de disposer de suffisamment de temps. La zone des affleurements, située dans la forêt, est rapidement atteinte en descendant, en direction du N, sous le chalet de la Rosière.

Longeant la base topographique de la première grande lame de granite-arkose, actuellement en position renversée, nous pouvons observer à son contact, en quelques points, les vestiges de la série sédimentaire qui lui était primitivement associée, les traces d'un premier épisode diabasique non hématitique ainsi que la brèche diabasique hématitique visible sous cet ensemble.

Après avoir traversé le ruisseau du Bouvier et suivi, en direction du N-E, un sentier plus ou moins envahi par la végétation, nous arrivons au sommet de grands escarpements formés par une lame de granite-arkose enrobée dans la brèche diabasique hématitique qui forme la majeure partie de cette zone des affleurements des Pentes du Bouvier. Par un petit ravin, nous gagnons la base de ces falaises ce qui nous permet de bien saisir les relations entre granite-arkose, premier épisode diabasique non hématitique, visible ici en quelques points, et brèche diabasique hématitique.

Au point de vue pétrographique, rappelons que nous sommes en présence d'un granite albitique, le plus souvent arkosique et daté, ainsi que les autres granites de la région des Gets, du cycle hercynien, que le premier épisode diabasique, actuellement très réduit, consiste en une diabase albito-chloritique généralement bréchoïde et que la brèche diabasique hématitique, résultat de l'éclatement d'épanchements sous-marins, est formée de fragments de diabases albito-chloritiques plus ou moins riches en hématite dont les structures vont d'intersertales à intersertales divergentes fines. Quant aux vestiges de la couverture sédimentaire primitive du granite, ils montrent principalement divers faciès calcaires qui, au vu des associations d'organismes que l'on y observe, sembleraient pour la plupart, selon WEIDMANN, être d'âge liasique.

Disposant encore d'un peu de temps après avoir regagné les voitures, il nous est donc possible de faire une visite rapide à l'affleurement du ruisseau des Bounaz à proximité immédiate duquel nous pouvons laisser les véhicules (point 1422,9) si l'on suit la route encore quelques centaines de mètres au-dessus de la bifurcation pour la Rosière.

Arrêt 4

Affleurement du ruisseau des Bounaz (360–368, 422–436).

Nous examinons tout d'abord la grande barre de serpentinite massive qui affleure à la partie tout à fait supérieure de la zone des affleurements. Il s'agit, comme toujours dans le secteur des Gets, d'une serpentinite à chrysotile et lizardite dans laquelle les seuls témoins de la péridotite primitive sont de rares vestiges de pyroxène. Quelques ophisphérites sont incluses dans cette serpentinite.

Ayant gagné la partie inférieure de ce pointement, dans le cours du ruisseau et facilement repérable par un grand bloc de brèche diabasique, nous jetons encore un coup d'œil sur la serpentinite, ici totalement écrasée, qui renferme des ophisphérites et divers autres petits blocs ophiolitiques. Parmi ceux-ci, plusieurs, dont certains totalement déchaussés dans le lit du ruisseau, sont constitués par un gabbro à hornblende brune, fraîche et abondante, localement recoupé par de petits filons de diabase. Plusieurs datations, par la méthode K/Ar, sur cette amphibole ont donné des âges situés de part et d'autre de la limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur.

Nous regagnons ensuite Taninges pour arriver à Genève à 18.00 h.

Bibliographie

- BERTRAND, J. (1970): Etude pétrographique des ophiolites et des granites du Flysch des Gets (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. Genève*, *23*, 279–542.
- BERTRAND, J. et DELALOYE, M. (1976): Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du Flysch des Gets (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.* *69/2*, 335–341.
- CARON, C. et WEIDMANN, M. (1967): Sur les flysch de la région des Gets (Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.*, *60/2*, 357–398.
- CARON, C. (1972): La Nappe supérieure des préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin, *Eclogae geol. Helv.* *65/1*, 57–74.
- DIETRICH, V., VUAGNAT, M. and BERTRAND, J. (1974): Alpine Metamorphism of Mafic Rocks. *SMPM*, *54*, 2/3, 291–332.
- ELTER, G. et P., STURANI, C. et WEIDMANN, M. (1966): Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s. l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sci. Genève*, *19*, 279–377.
- JAFFÉ, F. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets. *SMPM*, *35*, 1–150.
- SCHROEDER, W. J. (1939): La brèche du Chablais entre Giffre et Dranse et les roches éruptives des Gets. *Arch. Sci. Genève*, *21*, 1–138.
- Carte géologique de la France au 1 : 80 000^e. Feuille Annecy, 160 bis, 3^e éd. 1969.