



802416

R. V. KIRKHAM

Highland Valley, B.C.

# MINÉRALISATIONS LIÉES AUX GRANITOÏDES

COORDINATION PAR Z. JOHAN

**PORPHYRES CUPRIFÈRES DANS LEUR CONTEXTE MAGMATIQUE  
GENÈSE DES SKARNS A TUNGSTÈNE DANS LES PYRÉNÉES**

LIBRARY / BIBLIOTHÈQUE

JAN 12 1981

GEOLOGICAL SURVEY  
COMMISSION GÉOLOGIQUE



## Summary

### Part 1. Porphyry copper deposits and their magmatic environment

Several studies on the hydrothermal processes leading to a porphyry copper are presently available. These studies are usually centred on the ore deposits and a thorough discussion of the related intrusions is generally lacking.

Porphyry coppers are found within active continental margins as well as in island arcs. In both environments hydrothermal parageneses are not significantly different; also grades and tonnages, especially if taken by similar periods and surfaces, could be comparable.

#### 1. Principal geochemical characteristics of granitoid complexes with porphyry copper deposits

Plutonic complexes in active continental margins and island arcs show some differences. Even if exceptions do occur, intrusions from active margins are small, rather acidic, and severely hydrothermalized, while intrusions from island arcs are larger, more basic and with a broader differentiation.

On the basis of the scanty data available on copper behavior during generation and the evolution of magmatic suites, it has been shown that the island arc tholeiites suite is richer in copper than the calc-alkalic one. The above two magmatic suites can be said to broadly characterize early and late subduction magmatism. However as the development of an island arc does not show only one magmatic suite, we point out that only early island arc tholeiites seem copper-rich.

Early island arc tholeiites (up to 55%  $\text{SiO}_2$ ) may constitute potential copper reservoirs. This suggestion is based on the fact that in some island arc tholeiites, copper shows enrichment in the matrix which, as the fertile portion of these rocks, would also be more easily mobilized, should an anatectic event occur. The more evolved rocks than basaltic andesites, which are uncommon, show a strong depletion in copper, a fact hypothetically ascribed to sulfide fractionation.

In some calc-alkalic suites, which are, as we mentioned, less cupriferous than island arc tholeiites, copper distribution also seem to be initially (again up to 55%  $\text{SiO}_2$ ) sulfide - and then silicate - controlled. Calc-alkalic volcanism shows that potassium-rich series (shoshonites) are also copper-rich. Calc-alkalic magmatism would seem to be characterized by increasing potassic magmatic pulses. This feature may explain both the emplacement of porphyry coppers and the concomitant depletion of potassium and copper observed in the most differentiated pulses of some mineralized intrusions, the latter of which is possibly related to the presence of an hydrothermal phase.

The magmatic evolution of the Guichon Creek batholith (Canada) and of The Caldera (Peru) has been studied.

The results discussed in this memoir lead us to prefer an "orthomagmatic" model for the origin of the mineral deposits studied. Data on the magmatic evolution of The Caldera and Guichon Creek batholiths are quite similar, though they are situated near the two extremities of the Eastern Pacific Cordillera.

The plutonic complex at Guichon Creek is part of the Intermontane Belt, interpreted as an island arc, while The Caldera, an Andes Coastal Batholith, was emplaced in an active continental margin. The calc-alkaline series of both batholiths have the geochemical characteristics of mantle-derived liquids.

Their initial ratios  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  are low, comparable to island arc volcanics (Guichon Creek) or compatible with slight crustal interaction in the active continental margin environment (The Caldera). The initial ratios exclude a crustal origin for the liquids producing these complexes. There is no doubt that they must have originated in a region of low Rb/Sr, that is to say, the mantle.

The Rb/Sr ratio of intrusions having porphyry copper deposits is very similar to that of andesitic liquids. This ratio is for the most part between 0.01 and 0.1. For those emplaced in an active continental margin, often presenting a shoshonitic tendency (such as for example The Caldera batholith), the ratio Rb/Sr varies from 0.1 to 0.4. In absolute values, strontium concentrations (whole rock) are close to, or greater than 300 p.p.m., while rubidium concentrations vary from 10 to 100 p.p.m. These values, compatible with andesitic liquids, are clearly greater than those characterizing tholeiitic basalts or high alumina basalts.

Trace element concentrations in the batholiths studied are similar to those of andesites. In particular, we note that the Pb/Cu ratio is less than 1, which definitely indicates a mantle rather than a crustal origin. Crustal partial melts always have Pb/Cu ratios greater than 1 and can be 10 or higher. Thus granitoid complexes having porphyry-copper mineralization must be considered the plutonic equivalents of andesites with which they are always associated.

The Caldera batholith is distinguished by a shoshonitic evolution which leads to steadily higher Rb/Sr ratios in successive liquids. This evolution, characteristic of Andean batholiths, has also been observed in several island arcs where it is especially evident in the late magmatic phases. We have been able to show that the "shoshonitic sequence" can result from differentiation of andesitic liquid by fractional crystallization resulting from a rate of accumulation of plagioclase much greater than that of ferromagnesian and iron-titanium oxides.

The magmatism resulting in porphyry copper type deposits is of the calc-alkaline type. The major-element chemistry, showing tonalitic and monzonitic trends, and the trace element contents, show that we are dealing with andesitic liquids differentiated and crystallized under plutonic conditions.

The mineralized batholithic stocks are distinguished by the abundance of porphyritic rocks, marked by development of euhedral plagioclase in the earliest stages, and by a clear tendency towards euhedral quartz in the late stages. Relationships between these stocks and their host rocks show that they were emplaced at shallow depth, in sub-volcanic conditions.

Certain intrusions are almost contemporaneous with their associated volcanic rocks. This contemporaneity of batholiths and their associated cogenetic volcanic pile is a principal characteristic of these sub-volcanic stocks, which can therefore be considered as the deeper part of andesitic volcanoes.

We have been able to show that the magmatic liquids which formed the granitoid complexes were strongly enriched in water, and that differentiation took place under conditions of high oxygen fugacity.

The presence of cumulates, shown in The Caldera intrusive complex as well as the Guichon Creek batholith, is evidence of liquid evolution by fractional crystallization. Differentiation took place in a deep magmatic chamber, and the successively evolved liquids injected to a higher intrusive level. Plagioclase is always the liquidus phase. Recurrence of zoning in plagioclases suggests that they have been transported in the magma to the intrusive level, where they continued to grow.

Probably the same held for the ferromagnesian phases (biotite, amphibole), which crystallized early due to the high water pressure.

Variations in cumulate composition had repercussions on the trace element concentrations in the liquids, particularly Sr, Rb, Ba and of course on major element concentrations as well, notably the K/Na ratio.

Porphyry copper mineralization is always related to the late porphyritic phases, which are felsic and highly evolved compared to the original liquids.

Variations in mineral chemistry of the porphyries indicate a high water pressure. Crystallization led rapidly to oversaturation of the melt in water, and the resulting rise in pressure led to opening of the system and a sudden drop in pressure. This caused a sudden cooling and rapid crystallization of the melt. The matrix compositions although closely represented by the Ab-Or-Q system, have not attained the ternary minimum composition.

## 2. Evolution and characteristics of porphyry copper hydrothermal systems

The possibility that an aqueous fluid phase was generated by supersaturation of the melt during fractional crystallization has been examined. The results obtained for the Guichon Creek batholith show that such a process is quite plausible. In the three late phases of the batholith there is a decrease in the chlorine content and a sharp decrease in the copper concentrations.

The copper decreases in a discontinuous fashion as a function of the differentiation index, with a break in slope corresponding to the emplacement of the Bethlehem intrusive phase. This phase and those following (Skeena and Bethsaida) encircle the most important deposits of the Guichon Creek batholith. We therefore conclude that in this batholith the porphyry copper mineralization is related to rocks distinguished by low copper contents, which represent a negative geochemical anomaly in the heart of the batholith. Thus the early phases contain over 100 p.p.m. Cu, while in the later phases Cu is clearly less than 50 p.p.m., and less than 10 p.p.m. in certain zones of the Bethsaida intrusion.

We have been able to show that this decrease in Cu is correlated with a sharp decrease in the chlorine content of the biotites and hornblendes. Volatile elements other than Cu and Cl which very likely also partition strongly into an aqueous fluid phase, also show a decrease in the late magmatic phases. This is particularly true of rubidium. We note in this connection that hydrothermal alteration aureoles around porphyry copper deposits are appreciably enriched in Rb, confirming the presence of this element in the mineralizing fluids.

We conclude that the differentiation of these magmatic liquids led to the separation of an aqueous fluid enriched in Cl, Cu, Rb, Na, K..., and probably also in B. Appearance of this phase left the remaining melt impoverished in these elements.

Porphyry copper deposits are characterized by remarkably low zinc contents. Observations at the Guichon Creek batholith reveal a behaviour of Zn different, if not opposite to that of Cu, which may explain the near-absence of Zn in the porphyry copper hydrothermal systems. Analyses generally indicate that from the earliest stages, Cu is related to sulfur. On the other hand Zn, being less chalcophile, is rapidly trapped in the ferromagnesian silicate structures, particularly biotite and amphibole.

Concerning the hydrothermal alteration zones, at Cerro Verde-Santa Rosa the zonation from the periphery towards the center of the alteration is: propylitic alteration, biotite zone and quartz-phengite zone containing the economic Cu mineralization.

In the Guichon Creek batholith, propylitic alteration occurs at the periphery of the mineralized areas, but instead of being followed by a biotite zone, it grades into a zone of intense albitization. This extends beyond the mineralized zones and affects even the dykes situated in the tectonic zones which control the distribution of the deposits.

The alteration immediately next to the mineralization is characterized by a potassic alteration with a development of phengitic micas and of quartz. This alteration precedes sulfide deposition, and is often accompanied by the appearance of hematite.

These alteration phenomena imply successive exchanges of  $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  and  $Ca^{2+}$  between the fluid phase and the rocks. The potassic alteration and the appearance of calcite must considerably modify the  $Na/(Na+K+Ca)$  ratio of the fluid phase.

The experimental study of the systems : feldspars-NaCl-KCl- $H_2O$ , has been carried out to understand the relations between the metasomatic phenomena and the mineralization in porphyry type deposits.

The constant  $C = mKCl/mNaCl$ , which characterizes the solution in equilibrium with two feldspars does not depend on the total chloride molality as long as the solution is homogeneous. But, in the miscibility gap (liquid + vapour),  $C$  depends on the molality. Systematic measurements of  $C$  at  $500^\circ C$ , performed as a function of pressure and molality, show that the constant  $C_v$  in the vapour is lower than the constant  $C_l$  in the liquid. It is possible to calculate the compositions of the two fluid phases : molality  $m_v$  and constant  $C_v$  in the vapour, molality  $m_l$  and constant  $C_l$  in the liquid.

It is very probable that the potassic alteration is linked to a lowering of pressure caused by the opening of the magmatic system.

Crystal chemistry study of the phengites has led to a determination of the conditions during mineralization. It appears that phengitic substitution is independent of the chemistry of the primary paragenesis, and is controlled by the temperature and pressure.

Isotopic study of the carbonates at Cerro Verde-Santa Rosa has shown that the carbon of the  $CO_2$  in the fluid phase is definitely of deep origin.

Study of the fluid phase of the Cerro Verde-Santa Rosa deposit has been carried out. Several types of inclusions have been recognized, having salinities varying from 4 to 45 wt% equivalent NaCl. Particular effort has been made to identify the solid phases contained in the polyphase inclusions. We have been able to show that a number of phases taking part in the magmatic paragenesis occur in the inclusions, including plagioclase, apatite, iron oxides and iron-titanium oxides. Of the phases more directly associated with the aqueous fluid, halite and sylvite are the most common, often occurring in the same cavity. These alkaline chlorides also appear in the form of a metastable solid solution having an average K/Na ratio of 0.38. Metallic chlorides are also present, particularly iron chlorides, but compositions much more complex containing Mn and Cu also occur, and even solid phases in which alkalis are associated with Fe, Cu, S and Cl. Anhydrite is also commonly found in the fluid inclusion cavities.

Study of the inclusions in the quartz phenocrysts of the porphyry has allowed identification of an early supercritical fluid which could represent the fluid which exsolved from the silicate melt. Other types of inclusions show a remarkable convergence of homogenization temperatures near  $400^\circ C$  which can be interpreted as due to the trapping of a boiling fluid.

The characteristics of the fluid phase of the Cerro Verde-Santa Rosa deposit suggest a deep origin, caused by boiling of a silicate magma. Concerning the temperature of the hydrothermal system, the sulfur isotope data and the fluid inclusion data are in agreement. They indicate temperatures near  $400^\circ C$ , at Cerro Verde-Santa Rosa as well as at the different deposits at Guichon Creek. This temperature is also confirmed by the stability fields of certain sulfides.

Estimation of pressure is much more difficult. Recognition of boiling fluids at Cerro Verde-Santa Rosa permit estimating the pressure as between 200 and 300 bar at  $400^\circ C$ . This is likely an under-estimate since the effect of KCl has not been considered. The amount of phengitic substitution in the micas indicates a pressure clearly less than one kilobar.

At Guichon Creek, the stable coexistence of hematite with phengite and calcite permits evaluation of  $f_{O_2}$  and  $f_{S_2}$  (at  $400^\circ C$ ) as  $10^{-22}$  and  $10^{-4}$  bar respectively. The sulfur fugacity which increased during the early stages of mineralization, begins to decrease near  $320^\circ C$  (the enargite-luzonite inversion temperature).

At Cerro Verde-Santa Rosa, sulfur fugacity has been estimated as  $10^{-6}$  bar (determined by the solubility of FeS in ZnS), and the oxygen fugacity as between  $10^{-28}$  and  $10^{-30}$  bar.

The emplacement of the deposits in the Guichon Creek batholith is controlled by zones of weakness marked by dikes and faults. It seems probable that this tectonic control of porphyry copper mineralization, because of their association with late intrusives, is more general than is generally believed.

### 3. Source of metals and sulfur

Sulfur isotope ratios from the Guichon Creek deposit show that the initial isotopic composition of the sulfur was close to 0‰, a value found also in other deposits of the Canadian Cordillera. A mantle origin for the sulfur can therefore be suggested.

On the other hand, isotopic studies of the Cerro Verde-Santa Rosa mineralization give an initial sulfur isotope ratio of +6‰. This is a problem we have not yet resolved. It is not impossible that the deep crust in this case contributed sulfur to the magma, or that oxidation during the magmatism have modified the initial sulfur composition. The results on these deposits however exclude a substantial or even partial contribution of sulfur previously involved in a crustal cycle.

The mineralization studies have shown a series of minor elements, among which are volatiles (Hg, Bi, As, Sb, Se, Te) accompanied by Co, Ni, Ag, Au, Pb and Zn. If these elements are characteristic of the metallogenic source region, which is likely since certain of them (Au, Ag, Te, As, Co, Ni) are always present in porphyry copper deposits, a rather complex source is indicated.

In addition, it is striking that the minor element assemblage is geochemically characteristic of a "basic source". This is even more evident when it is recalled that porphyry coppers sometimes contain platinoids, particularly palladium.

Some authors suggest various extra-magmatic sources of metals, particularly the host rocks of the intrusives. At Guichon Creek, an hypothesis of remobilization of copper from the Nicola group is excluded. Distribution of copper between the batholith and the enclosing rocks shows the latter to be deficient in Cu compared to the early intrusive phases.

## Part 2. Genesis of tungsten-bearing skarns in Pyrenees

In the Hercynian Pyrenees about forty scheelite-skarn occurrences have been discovered in the last twenty years. They appear at the contact of upper Carboniferous granitoids with limestones or dolomites of Cambrian, Ordovician or Devonian age. After a brief survey of the regional geology (lithology, structural evolution), the characteristics of Hercynian plutonism are analyzed: In all cases scheelite skarns are connected with granitoids generated in the crust, the chemical data of which clearly differentiate them from cordilleran granitoids studied in the first part.

The major part of this work is the description of the two mines, Salau and Costabonne. Physico-chemical conditions of the metasomatic process for the skarn and mineralization formation, are described using thermo-chemical petrology methods and stable isotope geochemistry of sulphides, carbonates and hydroxylated minerals (C, O, S, H).

### 1. The Salau deposit

It is located in Caradocian graphitic limestones and banded calc-silicate gneiss, mostly in "gulfs" and "roof pendants" (10 to 100 m in size) surrounding the southern border of a small composite stock of granodiorite. After a first stage of thermal contact metamorphism, *metasomatic fluids* percolated through the graphitic marbles which were transformed into *massive pure hedenbergite skarns* and through the banded calc-silicate gneiss which was transformed into banded skarnoids also containing hedenbergite. A first scheelite (grade: 0.2 - 0.3% WO<sub>3</sub>) is contemporaneous with hedenbergite. A grossular crystallization front is shown to have a very low propagation rate which explains its scarcity.

Gibbs free energy data for andradite, hedenbergite and pyrrhotite, permits calculation of: 1) their stability field in skarns in general, and 2) an estimation of thermodynamic parameters of the local metasomatic rocks: 505°C < t < 540°C, 450 bar < f<sub>CO<sub>2</sub></sub> < 1150 bar, -24,1 < log f<sub>O<sub>2</sub></sub> < -22,1; -6,85 < log f<sub>S<sub>2</sub></sub> < -6,25 at P<sub>Solid</sub> = 2kbar.

Quantitative chemical potential diagrams show that 1) fluids were nearly Fe-Si-Ca saturated and 2) KORZHINSKII's "precipitated minerals theory" may have sound applications.

Ore (10 000 t WO<sub>3</sub> or 720 000 t ore at 1,40% average) is formed after the ferrous anhydrous mineral skarn stage, in skarns and skarnoids, modified in this new stage by hydrothermal fluids which induce replacement of hedenbergite by pyrrhotite, probably without new supply of iron. The new mineral assemblage of the ore is: pyrrhotite, scheelite, quartz, calcite, accessory secondary minerals (epidote, amphibole) and scattered neofomed minerals (albite, apatite, tourmaline, biotite, chlorite, chalcopyrite, bismuth,...). Pyrrhotite composition Fe<sub>0,914</sub>S is uniform and its conditions of deposition, obtained by thermo-chemical calculation are: t = 450°C, log f<sub>O<sub>2</sub></sub> = -27,5; f<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 1000 bar, log f<sub>S<sub>2</sub></sub> = -8,2. Molality of sulphur, wholly as H<sub>2</sub>S, is 5.10<sup>-3</sup> mole / kg H<sub>2</sub>O; pH is neutral to slightly acid. Sulphur isotope study shows a deep origin for these fluids (δ<sup>34</sup>S<sub>ES</sub> = 2,2‰).

The mineralization, associated with altered intrusive rocks, took place in a very short time. However there is a discontinuity between metasomatic and hydrothermal processes.

Ore geometry is controlled by the shape of the intrusive-host rock contact and by faulting and shear tectonics contemporaneous with the local mineralization.

## 2. Costabonne skarn deposits

They are found at the contact of the Hercynian (275 MY) Costabonne granite stock and limestone-dolomites of Cambrian age. The petrographical characteristics of the granite and the skarns are described, particularly primary zonation for skarns formed in place of dolomite: dolomite/calcite + forsterite/diopside/salitic clinopyroxene/andradite/grossular (And 50-Gross 50). After this first stage of anhydrous mineralogy there follows as at Salau, a hydroxylation stage (talc, tremolite, ferro-tremolite). A Mo-scheelite crystallizes with the grossular garnet giving, during the first stage, the same low grade ore as at Salau (0.1 - 0.3%  $WO_3$ ). During the hydroxylation stage a Mo free-scheelite precipitates preferentially in the salite (ferrotremolite) zone with scarce sulphides (pyrite, sphalerite, molybdenite, bismuthinite). In some places ore has a grade higher than 1%  $WO_3$ , but the amount of such ore is less than in Salau.

The approximate magnitude of parameters such as T, P,  $P_s$ ,  $f_{O_2}$ ,  $f_{S_2}$ , pH,  $X_{CO_2}$  are inferred from the mineralogical association for the two stages of the deposit's evolution.

Stable isotope data make it possible to characterize the hydroxylation stage. Measurements on sulphur from sulphides, carbon and oxygen from carbonates make it possible to infer some particular aspects of fluid and wall rock interaction. Fluids seem to be foreign to wall rock and could have a deep-seated origin. Some preliminary results on H/D for chlorite, talc, tremolite, biotite, reveal that in Costabonne the hydroxylation stage proceeds in a closed system with the same residual "endogenous" water as in the primary stage. In Salau at the same stage a great influx of surrounding water is probably connected with the high intensity of the mineralization.

In the last part, the deposits are compared. Data on the two deposits has been very useful for defining the general tendencies and the peculiarities of metasomatic processes which control the tungsten deposition. A coherent explanation of the great differences between the two deposits is proposed: initial fluids were probably very similar (same isotopic characteristics) in the two cases, but major differences were caused by the reducing effect of the graphitic limestone and by the continuous tectonic reopening of the percolation paths at Salau.

# Table des matières

Avant-Propos .....	3
<i>Première partie</i> <b>Minéralisations type porphyre cuprifère dans leur contexte magmatique</b>	
Chapitre 1. — Introduction, par Z. JOHAN .....	7
Chapitre 2. — Aperçu sur le rôle du magmatisme des domaines de subduction dans la métallogénie des porphyres cuprifères, par C. CAMPIGLIO .....	9
2.1. Introduction .....	9
2.2. Hypothèses sur l'origine des porphyres cuprifères .....	10
2.3. Magmatisme de subduction précoce : les tholéïtes d'arcs .....	11
2.4. Magmatisme de subduction tardif : la lignée calco-alkaline .....	13
2.4.1. Le volcanisme .....	13
2.4.2. Le plutonisme .....	15
2.5. Genèse du magmatisme de subduction et comportement du cuivre .....	16
2.5.1. La lignée tholéïtique d'arcs .....	16
2.5.2. La lignée calco-alkaline .....	17
2.6. Conclusions .....	19
Chapitre 3. — Evolution géologique et pétrologique des complexes granitoïdes fertiles. Etude comparative des batholites de La Caldera (Pérou) et de Guichon Creek (Canada), deux exemples de plutonisme à minéralisations associées de la Cordillère péri-pacifique, par Z. JOHAN, L. LE BEL et W.J. McMILLAN .....	21
3.1. Batholite de La Caldera et le gisement de Cerro Verde - Santa Rosa (province d'Arequipa, Pérou méridional) .....	21
3.1.1. Introduction .....	21
3.1.2. Le complexe intrusif de La Caldera et le batholite côtier andin .....	22
A. Le batholite côtier andin .....	22
B. Le complexe intrusif de La Caldera .....	22
3.1.3. Etude pétrologique des principaux groupes du complexe de La Caldera .....	24
A. Le groupe Linga .....	24
B. Le groupe Gabbro-diorite .....	30
C. Le groupe Yarabamba .....	31
D. Les groupes Tiabaya .....	32
3.1.4. Etude géochimique des principaux groupes du complexe de La Caldera .....	33
A. Diagrammes pétrochimiques .....	33
B. Géochimie isotopique .....	36
3.2. Batholite de Guichon Creek (Colombie britannique, Canada) .....	37
3.2.1. Contexte géologique et structural .....	37
A. Introduction .....	37
B. Cadre géologique régional pré-batholitique .....	39
C. Géologie régionale post-batholitique .....	40
D. Evolution géologique du batholite de Guichon Creek .....	40
E. Tectonique du batholite de Guichon Creek .....	43

3.2.2. Etude pétrologique du batholite de Guichon Creek .....	46
A. Introduction .....	46
B. Pétrologie des phases intrusives du batholite .....	46
C. Cumulats .....	52
3.2.3. Etude géochimique du batholite de Guichon Creek .....	46
A. Eléments majeurs .....	56
B. Eléments en traces .....	59
3.2.4. Modèle de l'évolution du batholite de Guichon par cristallisation fractionnée : conséquences géochimiques .....	67
3.3. Conclusions .....	70
 Chapitre 4. — Pétrologie des dykes et des phases porphyriques associés aux suites batholitiques de La Caldera et de Guichon Creek, par Z. JOHAN, L. LE BEL et W.J. McMILLAN .....	71
4.1. Introduction .....	71
4.2. Etude pétrologique du stock porphyrique de Cerro Verde - Sante Rosa .....	72
4.3. Phases porphyriques et brèches du batholite de Guichon .....	74
4.3.1. Porphyres andésitiques .....	74
4.3.2. Porphyres quartziques .....	76
4.3.3. Aplites .....	78
4.3.4. Examen des conditions de formation des porphyres .....	78
4.3.5. Brèches d'explosion .....	82
 Chapitre 5. — Possibilités d'individualisation d'une phase fluide à partir d'un bain silicaté : conséquences géochimiques. Exemple du batholite de Guichon Creek, par Z. JOHAN et W.J. McMILLAN .....	85
5.1. Distribution des éléments en traces dans les phases intrusives du batholite de Guichon Creek .....	85
5.2. Comportement de Cl et F au cours de l'évolution magmatique du batholite de Guichon Creek .....	90
 Chapitre 6. — Paragenèses d'altération. Conséquences sur les paramètres physico-chimiques relatifs aux fluides hydrothermaux, par Z. JOHAN et L. LE BEL .....	95
6.1. Altération hydrothermale hypogène à Cerro Verde - Santa Rosa .....	95
6.1.1. Introduction .....	95
6.1.2. Description des principales paragenèses d'altération .....	95
6.1.3. Caractéristiques géochimiques des zones d'altération .....	98
6.1.4. Cristalochimie des produits micacés d'altération .....	100
A. Les biotites hydrothermales .....	100
B. Les phengites (« sérécites ») .....	104
6.1.5. Géochimie isotopique des carbonates .....	110
6.2. Etude minéralogique des altérations hydrothermales associées aux minéralisations du batholite de Guichon Creek .....	112
6.2.1. Introduction .....	112
6.2.2. Description des paragenèses .....	112
A. Déstabilisation des minéraux ferromagnésiens (altération propylitique) .....	112
B. Albitisation et argilitisation .....	114
6.3. Conclusions .....	118
 Chapitre 7. — Modélisation expérimentale de la métasomatose potassique. Etude expérimentale des systèmes albite-orthose-NaCl-H <sub>2</sub> O, albite-orthose-anorthite-NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O à 500°C et pressions variables (0,5 à 2 kbars), par M. LAGACHE .....	121
7.1. Introduction .....	121
7.1.1. Principe théorique .....	121
7.2. Cas du système binaire albite-orthose .....	122
7.2.1. But des expériences .....	122
7.2.2. Méthode expérimentale .....	122
7.2.3. Résultats des expériences .....	124
7.2.4. Interprétation des résultats .....	124
7.3. Cas du système ternaire albite-orthose-anorthite .....	125
7.4. Résultats obtenus à d'autres températures .....	126

7.5. Applications pétrologiques .....	126
7.5.1. La thermométrie géologique .....	126
7.5.2. Un modèle de mécanisme métasomatique .....	126
Chapitre 8. — Caractéristiques de la phase fluide associée à la minéralisation de Cerro Verde - Santa Rosa, par L. LE BEL .....	129
8.1. Description des types d'inclusions observées .....	129
8.2. Investigation des contenus des inclusions .....	130
8.2.1. Détermination de la minéralogie des phases solides des inclusions multiphasées .....	130
8.2.2. Etude microthermométrique .....	134
A. Cryométrie .....	136
B. Températures d'homogénéisation .....	137
8.3. Interprétation et discussion .....	138
Chapitre 9. — Minéralogie des minéralisations type porphyre cuprifère rencontrées dans les batholites de La Caldera et de Colombie britannique, par Z. JOHAN et L. LE BEL .....	141
9.1. Minéralisation du porphyre cuprifère de Cerro Verde - Santa Rosa .....	141
9.1.1. Description et distribution de la minéralisation .....	141
9.1.2. Implications sur les caractéristiques géochimiques des fluides minéralisateurs .....	142
9.1.3. Conclusions .....	144
9.2. Minéralisations hypogènes des gisements du batholite de Guichon Creek, leur comparaison avec des minéralisations type porphyre cuprifère de la « suite alcaline » (Copper Mountain) et leurs conditions de genèse .....	145
9.2.1. Composition minéralogique .....	145
9.2.2. Conditions de genèse .....	148
Chapitre 10. — Géochimie isotopique du soufre et sa contribution à la compréhension de la genèse des minéralisations type porphyre cuprifère, par Z. JOHAN et L. LE BEL .....	151
10.1. Introduction .....	151
10.2. Méthodes analytiques .....	152
10.3. Etude des compositions isotopiques du soufre dans le gisement de Cerro Verde - Santa Rosa .....	152
10.3.1. Interprétation et discussion .....	155
A. Distribution des valeurs .....	155
B. Thermométrie .....	155
C. Contraintes physico-chimiques sur les fluides et origine du soufre .....	157
10.4. Etude des compositions isotopiques du soufre dans les gisements associés au batholite de Guichon Creek; comparaison avec Copper Mountain Stock .....	158
10.5. Conclusions .....	161
Chapitre 11. — Conclusions, par Z. JOHAN .....	163
11.1. Série magmatique et son évolution .....	163
11.1.1. Principales caractéristiques géochimiques des complexes granitoïdes à gisements type porphyre cuprifère .....	163
11.1.2. Conditions de mise en place des batholites porteurs de minéralisations type porphyre cuprifère .....	165
11.1.3. Différenciation des batholites minéralisés en porphyres cuprifères .....	165
11.1.4. Porphyres quartziques spatialement associés aux minéralisations; leur comagmatisme avec les stocks batholitiques .....	166
11.2. Evolution et particularités du système hydrothermal des minéralisations type porphyre cuprifère .....	167
11.2.1. Différenciation magmatique et son rôle dans l'individualisation d'une phase fluide minéralisante .....	167
11.2.2. Interaction fluides-roches, développement des zones d'altération hydrothermale et leur zonalité .....	168
11.2.3. Caractéristiques de la phase fluide associée aux minéralisations type porphyre cuprifère .....	169
11.2.4. Conditions engendrant la mise en place des minéralisations type porphyre cuprifère .....	170
11.3. Source métallogénique .....	171
11.3.1. Origine du soufre .....	171
11.3.2. Origine du stock métal .....	171
11.4. Conséquences pour la recherche minière .....	172
Annexe : Méthodes d'analyse utilisées au laboratoire du « B.C. Department of Mines and Petroleum Resources » .....	175
Références bibliographiques .....	177

R. V. KIRKHAM

incomplete

(data on base not copied)

~ mainly on Highland Valley  
but also general information

Mémoire du B.R.G.M. n° 99

porph. deposits

39

8 F 817 m

No. 99

## Minéralisations liées aux granitoïdes ... - :

Coordination par Z. JOHAN

LIBRARY / BIBLIOTHÈQUE

JAN 12 1981

GEOLOGICAL SURVEY  
COMMISSION GÉOLOGIQUE

Première partie

### **Porphyres cuprifères dans leur contexte magmatique**

Coordination : Z. JOHAN

Contributions de : C. CAMPIGLIO, Z. JOHAN, M. LAGACHE, L. LE BEL, W.J. McMILLAN

Deuxième partie

### **Genèse des skarns à tungstène dans les Pyrénées**

Coordination : A. AUTRAN

Contributions de : A. AUTRAN, C. DERRÉ, M. FONTEILLES, B. GUY, P. SOLER, P. TOULHOAT

*Ce mémoire représente le compte rendu de fin d'étude  
d'une recherche financée par la Délégation générale  
à la recherche scientifique et technique*

# Sommaire

Avant-propos .....	2
<i>Première partie</i>	
<b>Minéralisations type porphyre cuprifère dans leur contexte magmatique</b>	
Chapitre 1. — Introduction, par Z. JOHAN .....	7
Chapitre 2. — Aperçu sur le rôle du magmatisme des domaines de subduction dans la métallogénie des porphyres cuprifères, par C. CAMPIGLIO .....	9
Chapitre 3. — Evolution géologique et pétrologique des complexes granitoïdes fertiles, par Z. JOHAN, L. LE BEL et W.J. McMILLAN .....	21
Chapitre 4. — Pétrologie des dykes et des phases porphyriques associées aux suites batholitiques de la Caldera et de Guichon Creek, par Z. JOHAN, L. LE BEL et W.J. McMILLAN .....	71
Chapitre 5. — Possibilités d'individualisation d'une phase fluide à partir d'un bain silicaté : conséquences géochimiques. Exemple du batholite de Guichon Creek, par Z. JOHAN et W.J. McMILLAN .....	85
Chapitre 6. — Paragenèses d'altération. Conséquences sur les paramètres physico-chimiques relatifs aux fluides hydrothermaux, par Z. JOHAN et L. LE BEL .....	95
Chapitre 7. — Modélisation expérimentale de la métasomatose potassique. Etude expérimentale des systèmes albite-orthose-NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O à 500 °C et pressions variables (0,5 à 2 kbars), par M. LAGACHE .....	121
Chapitre 8. — Caractéristiques de la phase fluide associée à la minéralisation de Cerro Verde - Santa Rosa, par L. LE BEL .....	129
Chapitre 9. — Minéralogie des minéralisations type porphyre cuprifère rencontrées dans les batholites de la Caldera et de Colombie britannique, par Z. JOHAN et L. LE BEL .....	141
Chapitre 10. — Géochimie isotopique du soufre et sa contribution à la compréhension de la genèse des minéralisations type porphyre cuprifère, par Z. JOHAN et L. LE BEL .....	151
Chapitre 11. — Conclusions, par Z. JOHAN .....	163
Annexe. — Méthode d'analyse utilisée au laboratoire du « B.C. Department of Mines and Petroleum Resources » .....	175
Références bibliographiques .....	177

*Deuxième partie*

**La genèse des skarns à tungstène des Pyrénées**

Chapitre 1. — Le cadre paléozoïque et orogénique hercynien de la formation des gîtes de skarns à tungstène des Pyrénées, par A. AUTRAN .....	193
Chapitre 2. — Géologie du gisement de Salau, par P. SOLER avec la collaboration de M. FONTEILLES .....	205
Chapitre 3. — Etude pétrologique du gisement de Salau et de son enveloppe immédiate, par P. SOLER avec la collaboration de M. FONTEILLES .....	217
Chapitre 4. — Minéralisation et altération hydrothermale du gisement de Salau, par P. SOLER avec la collaboration de M. FONTEILLES .....	231
Chapitre 5. — Etude géologique et pétrologique du gisement de Costabonne, par B. GUY .....	237
Chapitre 6. — Métallotectes de répartition de la scheelite à Salau, par C. DERRÉ .....	251
Chapitre 7. — Etude du processus de formation des gîtes de skarns de Salau et Costabonne, par M. FONTEILLES, B. GUY et P. SOLER .....	259
Chapitre 8. — Géochimie isotopique du soufre, du carbone et de l'oxygène des skarns des pyrénées, par B. GUY .....	283
Chapitre 9. — Etude préliminaire des rapports D/H de minéraux hydroxylés à Salau et Costabonne, par P. TOULHOAT .....	293
Chapitre 10. — Comparaison des conditions de formation des skarns à Salau et Costabonne, par B. GUY .....	297
Chapitre 11. — Conditions d'apparition de la scheelite dans les gisements de Costabonne et de Salau, par B. GUY .....	303
Chapitre 12. — Conclusions générales : les skarns et le tungstène .....	307
Références bibliographiques .....	315

## Summary

### Part 1. Porphyry copper deposits and their magmatic environment

Several studies on the hydrothermal processes leading to a porphyry copper are presently available. These studies are usually centred on the ore deposits and a thorough discussion of the related intrusions is generally lacking.

Porphyry coppers are found within active continental margins as well as in island arcs. In both environments hydrothermal parageneses are not significantly different; also grades and tonnages, especially if taken by similar periods and surfaces, could be comparable.

#### 1. Principal geochemical characteristics of granitoid complexes with porphyry copper deposits

Plutonic complexes in active continental margins and island arcs show some differences. Even if exceptions do occur, intrusions from active margins are small, rather acidic, and severely hydrothermalized, while intrusions from island arcs are larger, more basic and with a broader differentiation.

On the basis of the scanty data available on copper behavior during generation and the evolution of magmatic suites, it has been shown that the island arc tholeiites suite is richer in copper than the calc-alkalic one. The above two magmatic suites can be said to broadly characterize early and late subduction magmatism. However as the development of an island arc does not show only one magmatic suite, we point out that only early island arc tholeiites seem copper-rich.

Early island arc tholeiites (up to 55% SiO<sub>2</sub>) may constitute potential copper reservoirs. This suggestion is based on the fact that in some island arc tholeiites, copper shows enrichment in the matrix which, as the fertile portion of these rocks, would also be more easily mobilized, should an anatectic event occur. The more evolved rocks than basaltic andesites, which are uncommon, show a strong depletion in copper, a fact hypothetically ascribed to sulfide fractionation.

In some calc-alkalic suites, which are, as we mentioned, less cupriferous than island arc tholeiites, copper distribution also seem to be initially (again up to 55% SiO<sub>2</sub>) sulfide - and then silicate - controlled. Calc-alkalic volcanism shows that potassium-rich series (shoshonites) are also copper-rich. Calc-alkalic magmatism would seem to be characterized by increasing potassic magmatic pulses. This feature may explain both the emplacement of porphyry coppers and the concomitant depletion of potassium and copper observed in the most differentiated pulses of some mineralized intrusions, the latter of which is possibly related to the presence of an hydrothermal phase.

The magmatic evolution of the Guichon Creek batholith (Canada) and of The Caldera (Peru) has been studied.

The results discussed in this memoir lead us to prefer an "orthomagmatic" model for the origin of the mineral deposits studied. Data on the magmatic evolution of The Caldera and Guichon Creek batholiths are quite similar, though they are situated near the two extremities of the Eastern Pacific Cordillera.

The plutonic complex at Guichon Creek is part of the Intermontane Belt, interpreted as an island arc, while The Caldera, an Andes Coastal Batholith, was emplaced in an active continental margin. The calc-alkaline series of both batholiths have the geochemical characteristics of mantle-derived liquids.

Their initial ratios <sup>87</sup>Sr/ <sup>86</sup>Sr are low, comparable to island arc volcanics (Guichon Creek) or compatible with slight crustal interaction in the active continental margin environment (The Caldera). The initial ratios exclude a crustal origin for the liquids producing these complexes. There is no doubt that they must have originated in a region of low Rb/Sr, that is to say, the mantle.

The Rb/Sr ratio of intrusions having porphyry copper deposits is very similar to that of andesitic liquids. This ratio is for the most part between 0.01 and 0.1. For those emplaced in an active continental margin, often presenting a shoshonitic tendency (such as for example The Caldera batholith), the ratio Rb/Sr varies from 0.1 to 0.4. In absolute values, strontium concentrations (whole rock) are close to, or greater than 300 p.p.m., while rubidium concentrations vary from 10 to 100 p.p.m. These values, compatible with andesitic liquids, are clearly greater than those characterizing tholeiitic basalts or high alumina basalts.

Trace element concentrations in the batholiths studied are similar to those of andesites. In particular, we note that the Pb/Cu ratio is less than 1, which definitely indicates a mantle rather than a crustal origin. Crustal partial melts always have Pb/Cu ratios greater than 1 and can be 10 or higher. Thus granitoid complexes having porphyry-copper mineralization must be considered the plutonic equivalents of andesites with which they are always associated.

The Caldera batholith is distinguished by a shoshonitic evolution which leads to steadily higher Rb/Sr ratios in successive liquids. This evolution, characteristic of Andean batholiths, has also been observed in several island arcs where it is especially evident in the late magmatic phases. We have been able to show that the "shoshonitic sequence" can result from differentiation of andesitic liquid by fractional crystallization resulting from a rate of accumulation of plagioclase much greater than that of ferromagnesian and iron-titanium oxides.

The magmatism resulting in porphyry copper type deposits is of the calc-alkaline type. The major-element chemistry, showing tonalitic and monzonitic trends, and the trace element contents, show that we are dealing with andesitic liquids differentiated and crystallized under plutonic conditions.

The mineralized batholithic stocks are distinguished by the abundance of porphyritic rocks, marked by development of euhedral plagioclase in the earliest stages, and by a clear tendency towards euhedral quartz in the late stages. Relationships between these stocks and their host rocks show that they were emplaced at shallow depth, in sub-volcanic conditions.

Certain intrusions are almost contemporaneous with their associated volcanic rocks. This contemporaneity of batholiths and their associated cogenetic volcanic pile is a principal characteristic of these sub-volcanic stocks, which can therefore be considered as the deeper part of andesitic volcanoes.

We have been able to show that the magmatic liquids which formed the granitoid complexes were strongly enriched in water, and that differentiation took place under conditions of high oxygen fugacity.

The presence of cumulates, shown in The Caldera intrusive complex as well as the Guichon Creek batholith, is evidence of liquid evolution by fractional crystallization. Differentiation took place in a deep magmatic chamber, and the successively evolved liquids injected to a higher intrusive level. Plagioclase is always the liquidus phase. Recurrence of zoning in plagioclases suggests that they have been transported in the magma to the intrusive level, where they continued to grow.

Probably the same held for the ferromagnesian phases (biotite, amphibole), which crystallized early due to the high water pressure.

Variations in cumulate composition had repercussions on the trace element concentrations in the liquids, particularly Sr, Rb, Ba and of course on major element concentrations as well, notably the K/Na ratio.

Porphyry copper mineralization is always related to the late porphyritic phases, which are felsic and highly evolved compared to the original liquids.

Variations in mineral chemistry of the porphyries indicate a high water pressure. Crystallization led rapidly to oversaturation of the melt in water, and the resulting rise in pressure led to opening of the system and a sudden drop in pressure. This caused a sudden cooling and rapid crystallization of the melt. The matrix compositions although closely represented by the Ab-Or-Q system, have not attained the ternary minimum composition.

## **2. Evolution and characteristics of porphyry copper hydrothermal systems**

The possibility that an aqueous fluid phase was generated by supersaturation of the melt during fractional crystallization has been examined. The results obtained for the Guichon Creek batholith show that such a process is quite plausible. In the three late phases of the batholith there is a decrease in the chlorine content and a sharp decrease in the copper concentrations.

The copper decreases in a discontinuous fashion as a function of the differentiation index, with a break in slope corresponding to the emplacement of the Bethlehem intrusive phase. This phase and those following (Skeena and Bethsaida) encircle the most important deposits of the Guichon Creek batholith. We therefore conclude that in this batholith the porphyry copper mineralization is related to rocks distinguished by low copper contents, which represent a negative geochemical anomaly in the heart of the batholith. Thus the early phases contain over 100 p.p.m. Cu, while in the later phases Cu is clearly less than 50 p.p.m., and less than 10 p.p.m. in certain zones of the Bethsaida intrusion.

We have been able to show that this decrease in Cu is correlated with a sharp decrease in the chlorine content of the biotites and hornblendes. Volatile elements other than Cu and Cl which very likely also partition strongly into an aqueous fluid phase, also show a decrease in the late magmatic phases. This is particularly true of rubidium. We note in this connection that hydrothermal alteration aureoles around porphyry copper deposits are appreciably enriched in Rb, confirming the presence of this element in the mineralizing fluids.

We conclude that the differentiation of these magmatic liquids led to the separation of an aqueous fluid enriched in Cl, Cu, Rb, Na, K..., and probably also in B. Appearance of this phase left the remaining melt impoverished in these elements.

Porphyry copper deposits are characterized by remarkably low zinc contents. Observations at the Guichon Creek batholith reveal a behaviour of Zn different, if not opposite to that of Cu, which may explain the near-absence of Zn in the porphyry copper hydrothermal systems. Analyses generally indicate that from the earliest stages, Cu is related to sulfur. On the other hand Zn, being less chalcophile, is rapidly trapped in the ferromagnesian silicate structures, particularly biotite and amphibole.

Concerning the hydrothermal alteration zones, at Cerro Verde-Santa Rosa the zonation from the periphery towards the center of the alteration is : propylitic alteration, biotite zone and quartz-phengite zone containing the economic Cu mineralization.

In the Guichon Creek batholith, propylitic alteration occurs at the periphery of the mineralized areas, but instead of being followed by a biotite zone, it grades into a zone of intense albitization. This extends beyond the mineralized zones and affects even the dykes situated in the tectonic zones which control the distribution of the deposits.

The alteration immediately next to the mineralization is characterized by a potassic alteration with a development of phengitic micas and of quartz. This alteration precedes sulfide deposition, and is often accompanied by the appearance of hematite.

These alteration phenomena imply successive exchanges of  $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  and  $Ca^{2+}$  between the fluid phase and the rocks. The potassic alteration and the appearance of calcite must considerably modify the  $Na/(Na+K+Ca)$  ratio of the fluid phase.

The experimental study of the systems: feldspars-NaCl-KCl- $H_2O$ , has been carried out to understand the relations between the metasomatic phenomena and the mineralization in porphyry type deposits.

The constant  $C = mKCl/mNaCl$ , which characterizes the solution in equilibrium with two feldspars does not depend on the total chloride molality as long as the solution is homogeneous. But, in the miscibility gap (liquid + vapour),  $C$  depends on the molality. Systematic measurements of  $C$  at  $500^\circ C$ , performed as a function of pressure and molality, show that the constant  $C_v$  in the vapour is lower than the constant  $C_L$  in the liquid. It is possible to calculate the compositions of the two fluid phases: molality  $m_v$  and constant  $C_v$  in the vapour, molality  $m_L$  and constant  $C_L$  in the liquid.

It is very probable that the potassic alteration is linked to a lowering of pressure caused by the opening of the magmatic system.

Crystal chemistry study of the phengites has led to a determination of the conditions during mineralization. It appears that phengitic substitution is independent of the chemistry of the primary paragenesis, and is controlled by the temperature and pressure.

Isotopic study of the carbonates at Cerro Verde-Santa Rosa has shown that the carbon of the  $CO_2$  in the fluid phase is definitely of deep origin.

Study of the fluid phase of the Cerro Verde-Santa Rosa deposit has been carried out. Several types of inclusions have been recognized, having salinities varying from 4 to 45 wt% equivalent NaCl. Particular effort has been made to identify the solid phases contained in the polyphase inclusions. We have been able to show that a number of phases taking part in the magmatic paragenesis occur in the inclusions, including plagioclase, apatite, iron oxides and iron-titanium oxides. Of the phases more directly associated with the aqueous fluid, halite and sylvite are the most common, often occurring in the same cavity. These alkaline chlorides also appear in the form of a metastable solid solution having an average K/Na ratio of 0.38. Metallic chlorides are also present, particularly iron chlorides, but compositions much more complex containing Mn and Cu also occur, and even solid phases in which alkalis are associated with Fe, Cu, S and Cl. Anhydrite is also commonly found in the fluid inclusion cavities.

Study of the inclusions in the quartz phenocrysts of the porphyry has allowed identification of an early supercritical fluid which could represent the fluid which exsolved from the silicate melt. Other types of inclusions show a remarkable convergence of homogenization temperatures near  $400^\circ C$  which can be interpreted as due to the trapping of a boiling fluid.

The characteristics of the fluid phase of the Cerro Verde-Santa Rosa deposit suggest a deep origin, caused by boiling of a silicate magma. Concerning the temperature of the hydrothermal system, the sulfur isotope data and the fluid inclusion data are in agreement. They indicate temperatures near  $400^\circ C$ , at Cerro Verde-Santa Rosa as well as at the different deposits at Guichon Creek. This temperature is also confirmed by the stability fields of certain sulfides.

Estimation of pressure is much more difficult. Recognition of boiling fluids at Cerro Verde-Santa Rosa permit estimating the pressure as between 200 and 300 bar at  $400^\circ C$ . This is likely an under-estimate since the effect of KCl has not been considered. The amount of phengitic substitution in the micas indicates a pressure clearly less than one kilobar.

At Guichon Creek, the stable coexistence of hematite with phengite and calcite permits evaluation of  $f_{O_2}$  and  $f_{S_2}$  (at  $400^\circ C$ ) as  $10^{-22}$  and  $10^{-4}$  bar respectively. The sulfur fugacity which increased during the early stages of mineralization, begins to decrease near  $320^\circ C$  (the enargite-luzonite inversion temperature).

At Cerro Verde-Santa Rosa, sulfur fugacity has been estimated as  $10^{-6}$  bar (determined by the solubility of FeS in ZnS), and the oxygen fugacity as between  $10^{-28}$  and  $10^{-30}$  bar.

The emplacement of the deposits in the Guichon Creek batholith is controlled by zones of weakness marked by dikes and faults. It seems probable that this tectonic control of porphyry copper mineralization, because of their association with late intrusives, is more general than is generally believed.

### 3. Source of metals and sulfur

Sulfur isotope ratios from the Guichon Creek deposit show that the initial isotopic composition of the sulfur was close to 0‰, a value found also in other deposits of the Canadian Cordillera. A mantle origin for the sulfur can therefore be suggested.

On the other hand, isotopic studies of the Cerro Verde-Santa Rosa mineralization give an initial sulfur isotope ratio of +6‰. This is a problem we have not yet resolved. It is not impossible that the deep crust in this case contributed sulfur to the magma, or that oxidation during the magmatism have modified the initial sulfur composition. The results on these deposits however exclude a substantial or even partial contribution of sulfur previously involved in a crustal cycle.

The mineralization studies have shown a series of minor elements, among which are volatiles (Hg, Bi, As, Sb, Se, Te) accompanied by Co, Ni, Ag, Au, Pb and Zn. If these elements are characteristic of the metallogenic source region, which is likely since certain of them (Au, Ag, Te, As, Co, Ni) are always present in porphyry copper deposits, a rather complex source is indicated.

In addition, it is striking that the minor element assemblage is geochemically characteristic of a "basic source". This is even more evident when it is recalled that porphyry coppers sometimes contain platinoids, particularly palladium.

Some authors suggest various extra-magmatic sources of metals, particularly the host rocks of the intrusives. At Guichon Creek, an hypothesis of remobilization of copper from the Nicola group is excluded. Distribution of copper between the batholith and the enclosing rocks shows the latter to be deficient in Cu compared to the early intrusive phases.

## Part 2. Genesis of tungsten-bearing skarns in Pyrenees

In the Hercynian Pyrenees about forty scheelite-skarn occurrences have been discovered in the last twenty years. They appear at the contact of upper Carboniferous granitoids with limestones or dolomites of Cambrian, Ordovician or Devonian age. After a brief survey of the regional geology (lithology, structural evolution), the characteristics of Hercynian plutonism are analyzed: In all cases scheelite skarns are connected with granitoids generated in the crust, the chemical data of which clearly differentiate them from cordilleran granitoids studied in the first part.

The major part of this work is the description of the two mines, Salau and Costabonne. Physico-chemical conditions of the metasomatic process for the skarn and mineralization formation, are described using thermo-chemical petrology methods and stable isotope geochemistry of sulphides, carbonates and hydroxylated minerals (C, O, S, H).

### 1. The Salau deposit

It is located in Caradocian graphitic limestones and banded calc-silicate gneiss, mostly in "gulfs" and "roof pendants" (10 to 100 m in size) surrounding the southern border of a small composite stock of granodiorite. After a first stage of thermal contact metamorphism, *metasomatic fluids* percolated through the graphitic marbles which were transformed into *massive pure hedenbergite skarns* and through the banded calc-silicate gneiss which was transformed into banded skarnoids also containing hedenbergite. A first scheelite (grade: 0.2 - 0.3%WO<sub>3</sub>) is contemporaneous with hedenbergite. A grossular crystallization front is shown to have a very low propagation rate which explains its scarcity.

Gibbs free energy data for andradite, hedenbergite and pyrrhotite, permits calculation of: 1) their stability field in skarns in general, and 2) an estimation of thermodynamic parameters of the local metasomatic rocks: 505°C < t < 540°C, 450 bar < f<sub>CO<sub>2</sub></sub> < 1150 bar, -24,1 < log f<sub>O<sub>2</sub></sub> < -22,1; -6,85 < log f<sub>S<sub>2</sub></sub> < -6,25 at P<sub>Solid</sub> = 2kbar.

Quantitative chemical potential diagrams show that 1) fluids were nearly Fe-Si-Ca saturated and 2) KORZHINSKII's "precipitated minerals theory" may have sound applications.

Ore (10 000 t WO<sub>3</sub> or 720 000 t ore at 1,40% average) is formed after the ferrous anhydrous mineral skarn stage, in skarns and skarnoids, modified in this new stage by hydrothermal fluids which induce replacement of hedenbergite by pyrrhotite, probably without new supply of iron. The new mineral assemblage of the ore is: pyrrhotite, scheelite, quartz, calcite, accessory secondary minerals (epidote, amphibole) and scattered neoformed minerals (albite, apatite, tourmaline, biotite, chlorite, chalcopyrite, bismuth,...). Pyrrhotite composition Fe<sub>0.914</sub>S is uniform and its conditions of deposition, obtained by thermo-chemical calculation are: t = 450°C, log f<sub>O<sub>2</sub></sub> = -27,5; f<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 1000 bar, log f<sub>S<sub>2</sub></sub> = -8,2. Molality of sulphur, wholly as H<sub>2</sub>S, is 5.10<sup>-3</sup> mole / kg H<sub>2</sub>O; pH is neutral to slightly acid. Sulphur isotope study shows a deep origin for these fluids (δ<sup>34</sup>S<sub>ES</sub> = 2,2‰).

The mineralization, associated with altered intrusive rocks, took place in a very short time. However there is a discontinuity between metasomatic and hydrothermal processes.

Ore geometry is controlled by the shape of the intrusive-host rock contact and by faulting and shear tectonics contemporaneous with the local mineralization.

## 2. Costabonne skarn deposits

They are found at the contact of the Hercynian (275 MY) Costabonne granite stock and limestone-dolomites of Cambrian age. The petrographical characteristics of the granite and the skarns are described, particularly primary zonation for skarns formed in place of dolomite: dolomite/calcite + forsterite/diopside/salitic clinopyroxene/andradite/grossular (And 50-Gross 50). After this first stage of anhydrous mineralogy there follows as at Salau, a hydroxylation stage (talc, tremolite, ferro-tremolite). A Mo-scheelite crystallizes with the grossular garnet giving, during the first stage, the same low grade ore as at Salau (0.1 - 0.3%  $WO_3$ ). During the hydroxylation stage a Mo free-scheelite precipitates preferentially in the salite (ferrotremolite) zone with scarce sulphides (pyrite, sphalerite, molybdenite, bismuthinite). In some places ore has a grade higher than 1%  $WO_3$ , but the amount of such ore is less than in Salau.

The approximate magnitude of parameters such as T, P,  $P_s$ ,  $f_{O_2}$ ,  $f_{S_2}$ , pH,  $X_{CO_2}$  are inferred from the mineralogical association for the two stages of the deposit's evolution.

Stable isotope data make it possible to characterize the hydroxylation stage. Measurements on sulphur from sulphides, carbon and oxygen from carbonates make it possible to infer some particular aspects of fluid and wall rock interaction. Fluids seem to be foreign to wall rock and could have a deep-seated origin. Some preliminary results on H/D for chlorite, talc, tremolite, biotite, reveal that in Costabonne the hydroxylation stage proceeds in a closed system with the same residual "endogenous" water as in the primary stage. In Salau at the same stage a great influx of surrounding water is probably connected with the high intensity of the mineralization.

In the last part, the deposits are compared. Data on the two deposits has been very useful for defining the general tendencies and the peculiarities of metasomatic processes which control the tungsten deposition. A coherent explanation of the great differences between the two deposits is proposed: initial fluids were probably very similar (same isotopic characteristics) in the two cases, but major differences were caused by the reducing effect of the graphitic limestone and by the continuous tectonic reopening of the percolation paths at Salau.

# Aperçu sur le rôle du magmatisme des domaines de subduction dans la métallogénie des porphyres cuprifères

par

C. CAMPIGLIO\*

## 2.1. Introduction

Nous disposons actuellement d'un grand nombre d'études sur les processus hydrothermaux susceptibles d'avoir favorisé l'individualisation des gîtes de porphyres cuprifères. Nous remarquons qu'elles sont généralement ponctuelles et n'abordent qu'exceptionnellement l'examen du magmatisme ayant précédé la phase hydrothermale. Ce qui a été écrit sur ce magmatisme dépasse rarement le niveau de généralités et se rapporte généralement aux modèles envisagés par N.A. MITCHELL et N.S. GARSON (1972), F.J. SAWKINS (1972) et H. PÉLISONNIER (1973), mais explicité par R.H. SILLITOE (1972), suggérant un lien causal entre magmatisme de subduction et porphyres cuprifères. L'étude de la phase hydrothermale peut permettre au plus de préciser les conditions nécessaires, mais non suffisantes, à la formation des gîtes. Nous pensons que les sources du métal et la localisation particulière de ces gîtes pourraient être expliquées à partir des données du magmatisme.

Les porphyres cuprifères se rencontrent à la fois dans les marges continentales actives et les arcs insulaires. Dans les deux domaines, les paragenèses hydrothermales — silicatées et sulfurées — ne sont pas significativement différentes et même les teneurs et les tonnages, pris par tranches isochrones et ramenés à des aires semblables, pourraient être relativement comparables. Ainsi, d'une part la croûte

continentale — bien qu'elle ait un potentiel cuprifère supérieur (*cf.* son passé géologique) à celui des arcs — ne semble jouer aucun rôle en tant que métallotecte cuprifère (conclusion à laquelle ne s'opposent pas les données isotopiques du strontium : R.L. NIELSEN, 1978). D'autre part, si on accepte la théorie de la tectonique des plaques, les minéralisations pourraient être dues à un même processus génétique. On peut cependant remarquer quelques différences du plutonisme des deux contextes. Dans les marges continentales actives les intrusions, à quelques exceptions près, sont petites, de composition plutôt acide et totalement hydrothermalisées. Dans les arcs insulaires les intrusions occupent des volumes plus importants, sont plus basiques, mais peuvent présenter une gamme de différenciation plus large. De plus les intrusions minéralisées des marges sont plus anciennes que celles des arcs.

L'étude des intrusions de Ray (en Arizona), bien que très approfondie, n'a pas permis la mise en évidence de la moindre relation génétique entre les produits magmatiques affleurants et la minéralisation (N.G. BANKS, 1977 a, M.R. CORNWALL et N.G. BANKS, 1977). Il est possible que les marges actives, dont l'Arizona fait partie, se prêtent mal à ce genre d'étude, la présence d'une croûte continentale favorisant peut-être un étalement vertical

\* Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris.

du magmatisme, dont une grande partie resterait piégée en profondeur. La portion porphyrique affleurante, à laquelle la minéralisation est associée spatialement, correspond vraisemblablement aux produits les plus évolués dont les potentialités au plan pétrologique sont faibles. Par contre, la présence d'intrusions importantes, de termes basiques et d'une gamme de différenciation plus large, font que le magmatisme d'arc est *a priori* une cible plus prometteuse. Si notre interprétation est exacte, minéralisation et magmatisme seraient plus souvent associés spatialement dans les arcs insulaires que dans les marges actives. Cette considération nous a amenés à examiner plus particulièrement le magmatisme d'arc, y compris ses premières manifestations afin de vérifier leur potentiel métallogénique.

Des résultats intéressants sur les intrusions minéralisées en Li, Be, Sn, W et Ta ont été obtenus par l'Ecole russe à laquelle on doit le développement

de la notion de spécialisation géochimique des intrusions métallogéniques (A.A. BEUS et S.W. GRI-GORIAN, 1977). Ces intrusions, à minéralisation non sulfurée, sont de vrais granites. Une filiation directe entre différenciation magmatique et hydrothermalisme paraît possible. Dans le cas particulier des intrusions associées aux porphyres cuprifères, les tentatives, effectuées surtout par l'Ecole américaine, se sont révélées infructueuses (J.M. GUILBERT, *com. orale*, 1977; R.L. NIELSEN, 1978). Compte tenu de l'hétérogénéité pétrographique des intrusions et de la nature essentiellement sulfurée de la minéralisation, la relation entre magmatisme et minéralisation est plus difficile à appréhender. Pour ces raisons il nous paraît prometteur de vérifier s'il existe une spécialisation métallogénique du magmatisme de subduction. Le comportement du cuivre, le mode de formation et l'évolution de ce magmatisme, qui joue un rôle privilégié dans la métallogénie du cuivre, seront examinés dans cette perspective.

## 2.2. Hypothèses sur l'origine des porphyres cuprifères

La relation spatiale entre plutonisme et minéralisation a été interprétée par W. LINDGREN (1933) comme une relation causale. Les résultats plus récents de multiples déterminations géochronologiques, portant surtout sur des biotites magmatiques et hydrothermales, montrent que magmatisme et minéralisation sont également reliés dans le temps. A partir de ces faits, un modèle « orthomagmatique » dans lequel les intrusions seraient la source de la minéralisation a été proposé (C.W. BURNHAM, 1967; J.D. LOWEL et J.W. GUILBERT, 1970). Les données isotopiques du soufre sont en accord avec une telle interprétation (R.L. NIELSEN, 1978; L.B. GUSTAFSON, 1978). L'interaction observée entre fluides magmatiques et eaux vadoses (S.H.F. SHEPPARD *et al.*, 1971) a conduit à proposer un modèle « orthomagmatique modifié » dans lequel le mélange de solutions différentes est sensé jouer un rôle métallogénique important. Dans ce modèle les métaux, le soufre et les assemblages silicatés de l'altération hydrothermale de haute température seraient d'origine magmatique tandis que les assemblages de basse température seraient à la fois d'origine vadose et magmatique (lire à titre d'exemple R.W. HENLEY et A. McNABB, 1978). D. NORTON et ses collaborateurs, en modélisant la circulation des fluides induite par les intrusions en tant que source de chaleur, ont proposé une alternative au modèle orthomagmatique : des fluides non magmatiques lessiveraient, transporteraient et déposeraient les

produits hydrothermaux (*cf.* références dans D. NORTON, 1978). Cette hypothèse n'aborde pas le problème de l'origine du cuivre; de plus, l'absence de porphyres cuprifères associés à des gabbros, qui sont pourtant des sources de chaleur bien plus importantes que les granitoïdes, ne semble pas jouer en sa faveur (N.E. BANKS, 1977).

L'origine magmatique des fluides minéralisants semble acceptée par la plupart des métallogénistes, néanmoins une ambiguïté persiste sur leur origine (C.W. BURNHAM, 1967). Si ces caractères sont directement liés à la cristallisation d'intrusions à caractère spécifique, la seule étude de ces dernières doit pouvoir donner la clef du problème posé. Si ces fluides ont une origine profonde, comme l'a suggéré le contrôle fréquent des minéralisations et des intrusions par des fractures profondes, les processus de formation des magmas calco-alcalins pourraient être également des métalotectes importants. Nous avons pu observer, en Arizona, que des fractures ayant vraisemblablement rejoué dans le temps ont, localement (Sierrita, Ray, Morenci, Ajo), permis la mise en place de roches ignées d'âges différents (Précambrien à Tertiaire). Nous ferons observer que ces deux hypothèses ne sont pas nécessairement incompatibles. En effet, la géométrie verticale des porphyres cuprifères peut impliquer la présence de réservoirs magmatiques se différenciant en profondeur, peut-être en liaison avec une pression d'eau élevée à un moment donné

de leur histoire. C.W. BURNHAM (1967) a suggéré que les teneurs en eau des magmas granitiques détermineraient leur profondeur de différenciation, les magmas les plus hydratés étant « plafonnés » dans l'ascension dans la croûte. L'évolution de ces magmas se ferait dans un premier temps banalement par séparation de produits silicatés dont une partie, sous le contrôle des fractures profondes, peut remonter d'une façon relativement rapide contribuant ainsi à l'apparition de la texture porphyrique. Dans des conditions encore difficiles à appréhender, la différenciation se poursuivrait, avec un régime souvent explosif (cf. brèches et « pebble dikes ») quasi ubiquistes, par émission du panache hydrothermal dont les dimensions spectaculaires seraient fonction des dimensions des réservoirs et non pas des porphyres. Cette interprétation pourrait expliquer sans pour autant en fournir les causes, la présence locale de porphyres stériles et minéralisés. Elle expliquerait également la fréquence des miné-

ralisations épigénétiques et l'extrême rareté de minéralisations syngénétiques dont nous ne connaissons que deux exemples. Ainsi à Bingham, J.C. WILSON (1975) a décrit un porphyre riche en vésicules contenant des sulfures et à Ajo nous avons pu observer des faciès pegmatitiques à quartz, biotite et chalcopirite. Un corollaire de la géométrie verticale est que des roches intrusives, tout en étant reliées dans le temps et dans l'espace à une minéralisation, peuvent ne pas montrer des signes évidents de relation génétique directe avec la minéralisation (cf. les résultats des travaux de N.G. BANKS, 1977 et de H.R. CORNWALL et N.G. BANKS, 1977). Le fait que les porphyres fertiles puissent être des roches variées, seuls les granites et les gabbros sont absents (J.D. LOWELL et J.M. GUILBERT, 1970), pourrait suggérer que certaines intrusions jouent un rôle passif dans la genèse ultime de ces gîtes.

### 2.3. Magmatisme de subduction précoce : les tholéites d'arcs

Nous avons choisi un premier exemple d'évolution magmatique d'un arc insulaire minéralisé dans la région comprenant l'Equateur, la Colombie et Panama. Au Panama on connaît plusieurs indices et au moins un gisement, Cerro Colorado. Ce dernier, avec environ 1 milliard de tonnes de minerai à 0,65 % Cu et des parties riches à 1-3 % Cu, se situe parmi les plus gros gîtes mondiaux (S.E. KESLER *et al.*, 1977). Localement le magmatisme commence à la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire par des produits essentiellement volcaniques, le Basic Igneous Complex, mis en place dans un milieu marin et en absence de croûte continentale. Ce complexe, sommairement étudié (P.J. GOOSSENS *et al.*, 1977), est constitué de 2/3 de basaltes (52 % SiO<sub>2</sub>) et 1/3 d'andésites basaltiques (55 % SiO<sub>2</sub>). Dans ces roches où dominent les plagioclases et les pyroxènes (cpx et opx associés ou non), l'olivine est généralement absente. Des intrusions dioritiques sont associées à ce complexe. Celles signalées en Amérique du Sud n'ont fait l'objet d'aucune étude détaillée, alors que celles de Panama sont mieux connues (S.E. KESLER *et al.*, 1977). Ces dernières sont des diorites quartziques à hornblende dont les teneurs en éléments majeurs sont tout à fait comparables à celles des andésites basaltiques (cpx + H<sub>2</sub>O = hb + qtz); par contre les éléments en traces fémaphiles y sont nettement moins abondants, en particulier le cuivre (102 p.p.m. contre 242 p.p.m.). Les volcanites sont exceptionnellement riches en Cu:

214 p.p.m. dans les basaltes, 242 p.p.m. dans les andésites basaltiques. Les diorites quartziques, tout en étant riches en Cu (102 p.p.m.), ne sont pas associées à des gisements. Les roches de ce complexe, comparables à celles de Tonga, sont vraisemblablement des tholéites d'arc.

Le deuxième exemple choisi se situe aux Grandes Antilles où S.E. KESLER *et al.* (1975, 1977), ont signalé dans des volcanites déposées sur le plancher océanique des batholites et des stocks d'âge crétacé supérieur. Ces intrusions sont constituées essentiellement de diorites quartziques et plus rarement de granodiorites et monzonites quartziques. Dans ces roches, constituées de plag + hb + qtz + biot + k-feld, le caractère porphyrique (hb et/ou plag) est rare et faiblement accusé. Chaque type de roche est caractérisé par une teneur en Cu donnée : 67 p.p.m. dans les diorites quartziques et 120 p.p.m. dans les roches à feldspath potassique exprimé. Des indices de porphyre cuprifère sont localement présents mais les concentrations économiques, associées aux termes les plus potassiques (mine de Memé à Haïti), sont exceptionnelles.

Les tholéites d'arc de Tonga, essentiellement des andésites basaltiques (53 - 54 % SiO<sub>2</sub>) et des dacites (65 % SiO<sub>2</sub>) en quantité subordonnée (A. EWART *et al.*, 1973) appartiennent à une série récente plus évoluée que celle du Basic Igneous Complex, et dépourvue de gîtes type porphyre cuprifère. L'ana-

lyse modale des andésites a donné : matrice 74 %, phénocristaux 26 % dont plag 18 %, cpx 3 % et opx 0,5 %. Dans les dacites on observe environ 93 % de matrice, et, parmi les phénocristaux, environ 5 % plag, 0,8 % cpx, 0,5 % opx et 0,5 Ti-mt. A Tonga, comme au Basic Igneous Complex, l'olivine et les minéraux hydratés sont absents. L'augmentation des teneurs en cuivre, remarquée au Basic Igneous Complex, des basaltes aux andésites basaltiques, est également observée à Tonga, des andésites basaltiques (145 p.p.m.) aux andésites les plus évoluées (215 p.p.m.). La teneur moyenne en Cu qui est de 163 p.p.m. pour l'ensemble de ces roches n'est plus que de 28 p.p.m. dans les dacites. A. EWART *et al.*, (1973) ont attribué cette chute en cuivre à l'individualisation hypothétique d'une matte sulfurée. Les teneurs en Cu des phénocristaux sont respectivement de 11 à 50 p.p.m. pour les andésites basaltiques (plag < cpx  $\approx$  opx) et de 5 à 10 p.p.m. pour les dacites. Dans ces dernières les rares magnétites contiennent 100 à 200 p.p.m. Cu. Nous disposons, pour quelques échantillons des deux groupes, à la fois de l'analyse globale et de celle de la matrice. Nous voyons sur la figure 1 (Cu/Fe total) que deux tendances se dégagent. A

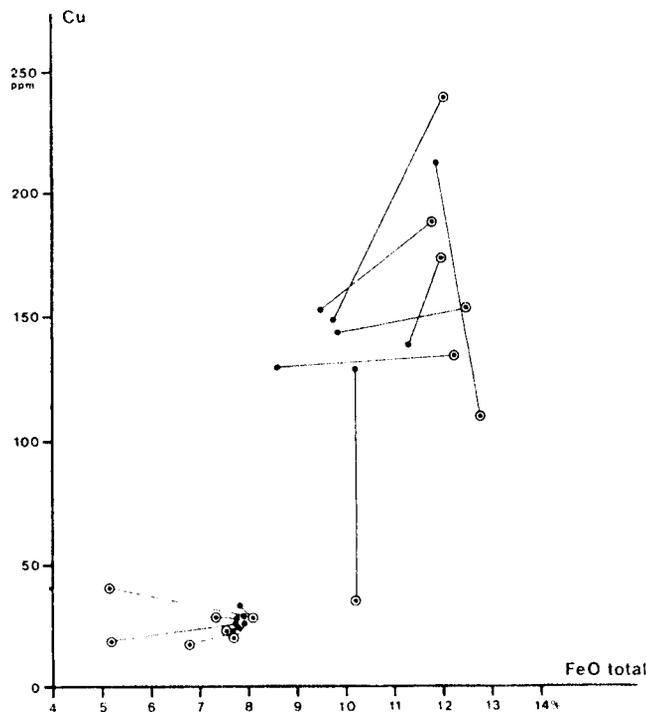


Fig. 1. — Relations entre Cu et FeO<sub>total</sub> dans les tholéites d'arc de Tonga (● roche globale; ○ matrice associée; d'après les données de A. EWART *et al.*, 1973). A noter la tendance tholéitique des andésites basaltiques et calco-alcaline des dacites.

deux exceptions près non significatives (ces échantillons appartiennent à des coulées sommitales dont les teneurs en cuivre peuvent ne pas être primaires), la matrice des andésites est enrichie en fer et cuivre alors que la matrice des dacites est généralement appauvrie en ces éléments. Les teneurs moyennes en soufre trouvées dans les dacites et les andésites par A.J. NALDRETT *et al.*, (1978) sont respectivement de 38 et 413 p.p.m. Cette dernière valeur n'est toutefois pas significative car elle prend en compte un échantillon (S > 1 %) sans lequel elle serait de 63 p.p.m.. Cet échantillon suggère la présence, dans les roches mafiques de Tonga, de sulfures, bien que ceux-ci n'aient pas été signalés par A. EWART *et al.* (1973).

Les tholéites d'arc se caractérisent par des assemblages anhydres (plag, px, exceptionnellement ol) probablement liés à une évolution magmatique sous faible pression d'eau. Les paragenèses partiellement hydratées (présence ubiquiste de hb) dans les intrusions associées pourraient refléter le piégeage de H<sub>2</sub>O dans des conditions de cristallisation profonde. Nous noterons que ces intrusions sont moins cuprifères que les volcanites. D'une façon générale la lignée tholéitique d'arc est stérile en gîtes de cuivre : nous verrons, néanmoins, qu'elle peut être un métaloteste potentiel.

Faute d'études spécifiques, nous ignorons si le cuivre est essentiellement présent sous forme sulfurée ou silicatée dans les tholéites d'arc. Nous noterons toutefois que nous possédons indirectement un élément de réponse à la question posée grâce aux travaux de G.V. NESTERENKO *et al.*, (1974) effectués sur les andésites basaltiques du Chili. Dans ces roches 70 % du cuivre est présent sous forme sulfurée, 5 à 10 % se trouve dans les magnétites et le reste vraisemblablement dans les silicates. Des essais de lixiviation ont montré que ce cuivre sulfuré est facilement soluble après 2-4 heures d'attaque à froid au peroxyde d'hydrogène. Ce résultat suggère que le cuivre sulfuré pourrait être facilement libéré par l'action de solutions hydrothermales, ce que semble confirmer l'appauvrissement en Cu des roches propylitisées. Les basaltes étant fréquemment saturés en soufre (A.T. ANDERSON, 1974), les tholéites d'arc — riches en cuivre — pourraient donc être porteuses de cuivre sulfuré. V. RAJAMANI et A.S. NALDRETT (1978) ont montré que des liquides basaltiques (52 % SiO<sub>2</sub>) ou andésitiques (55 % SiO<sub>2</sub>) peuvent contenir sous forme silicatée, des quantités de cuivre analogues à celles trouvées dans certaines tholéites d'arc (respectivement 200 et 186 p.p.m., Cu). Nous ignorons si ces résultats sont extrapolables aux tholéites d'arc : en effet dans les expériences de V. RAJAMANI et A.S. NALDRETT (1978) les magmas sont équilibrés à 1 200 °C avec 20 % de sulfures de cuivre.

## 2.4. Magmatisme de subduction tardif : la lignée calco-alkaline

Nous examinerons successivement le volcanisme (Antilles, Fidji, Nouvelle Bretagne), puis le plutonisme auquel les minéralisations sont associées (Panama, SW Pacifique).

### 2.4.1. Le volcanisme

Aux petites Antilles, le magmatisme de subduction a vraisemblablement débuté au Crétacé supérieur par les volcanites de la dorsale d'Aves. Sur la base des variations pétrochimiques latérales, G.M. BROWN *et al.* (1977) ont montré que le volcanisme récent comprend trois lignées magmatiques : tholéitique au Nord, calco-alkalin au centre et alcaline au Sud, pouvant être respectivement représentées par les séries de St. Kitt's, Dominica et Grenada. Nous remarquons que les deux séries respectivement considérées comme tholéitique et alcaline montrent des particularités qui les distinguent des séries tholéitique et alcaline « de référence ». La série de St. Kitt's se superpose à la série calco-alkaline de Dominica dans le diagramme AFM, contient de l'amphibole à partir de 57 %  $\text{SiO}_2$  et présente des basaltes avec des teneurs trop élevées en Sr, Ba et trop faibles en MgO,  $\text{TiO}_2$ , Ni et surtout en Cr (A.E.J. ENGEL *et al.*, 1965). Quant aux basaltes de Grenada, ils montrent des teneurs trop élevées en CaO, Ni, Cr et trop faibles en Ba, Nb, Zr,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et surtout en  $\text{TiO}_2$  (A.E.J. ENGEL *et al.*, 1965). Enfin, ces deux séries — comme celle de Dominica — montrent des caractéristiques géochimiques et minéralogiques des séries calco-alkalines (teneurs élevées en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , faibles en  $\text{TiO}_2$  et présence systématique de hornblende). Nous pensons que la spécificité des ces séries sera liée à des conditions de cristallisation particulières (notamment  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ), à l'existence possible de matériaux source différents (idée déjà envisagée par G.M. BROWN *et al.*, 1977) et à une cristallisation à faible profondeur (présence de cumulats à ol, Ca-plag, cpx, hb et Ti-mt). A Grenada les liquides basaltiques passent du domaine à ne-normative à celui à qtz-normative par fractionnement d'amphibole (R.G. CAWTHORN *et al.*, 1973). Cet exemple montre que, comme la lignée tholéitique (H.S. YODER, 1969), des lignées à affinité alcaline peuvent donner des produits calco-alkalins par fractionnement sous forte  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Les teneurs

en cuivre sont faibles (41 p.p.m.) dans la série à affinité tholéitique, plus élevées et comparables dans les autres séries (respectivement 74 et 80 p.p.m. dans la série calco-alkaline et dans celle à affinité alcaline). Une évolution identique est observée pour le soufre (respectivement 300, 500 et 700 p.p.m.). Bien que les teneurs en soufre des roches volcaniques ne reflètent pas celles du magma générateur, l'enrichissement observé pourrait néanmoins indiquer une cristallisation sous des  $P_s$  différentes. Nous avons examiné l'évolution des trois séries dans les diagrammes de Miyashiro ( $\text{SiO}_2/\text{FeO}_{\text{tot}} : \text{MgO}$ ) et ( $\text{Cu}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ ). Le diagramme de Miyashiro (fig. 2) montre que les séries de St. Kitt's et Dominica sont comparables, y compris au niveau de la discontinuité observée au voisinage de  $\text{SiO}_2 = 56\%$ . Au-delà de cette valeur à Dominica  $\text{Al}_2\text{O}_3$  diminue sensiblement alors que Cr et les

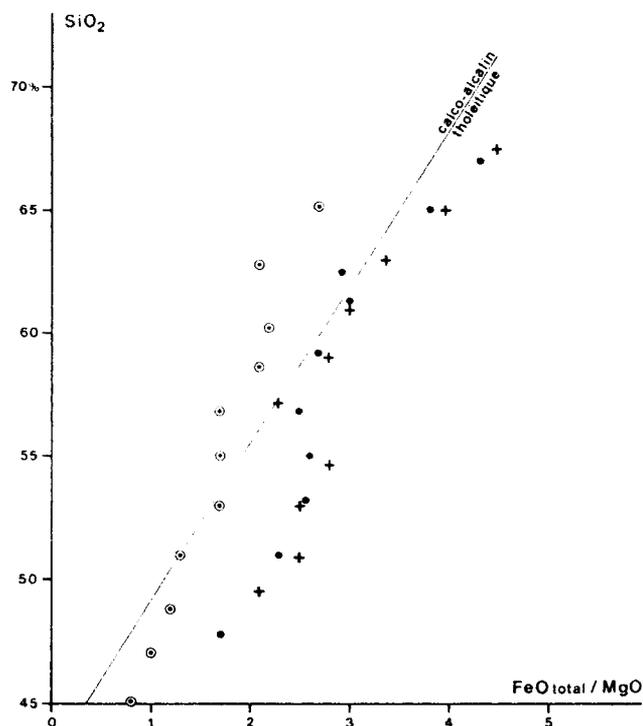


Fig. 2. — Evolution des séries volcaniques des Antilles dans le diagramme de Miyashiro (● St Kitt's; + Dominica; ○ Grenada; données d'après G.M. BROWN *et al.*, 1977).

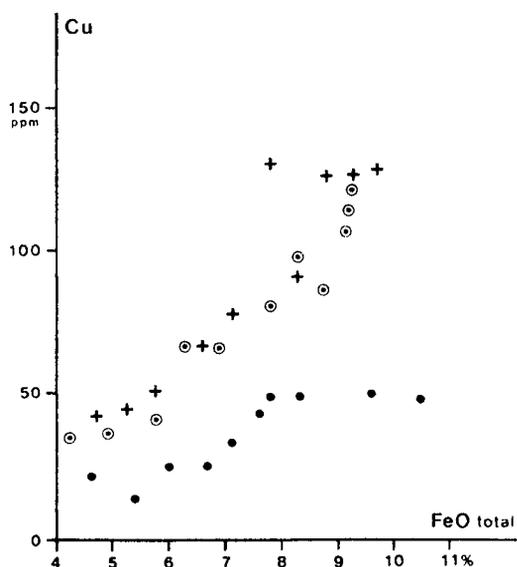


Fig. 3. — Relations entre Cu et  $Fe_{tot}$  dans les séries volcaniques des Antilles (figurés et source des données idem. fig. 2).

éléments incompatibles (K, Rb, Ba, Nb et Zr) augmentent. Nous nous demandons si ces faits ne reflètent pas l'existence de deux sources différentes. Dans le diagramme Cu/ $Fe_{tot}$  nous retrouvons la discontinuité observée précédemment (fig. 3). A Dominica et St. Kitt's la distribution du cuivre ne semble pas contrôlée par une phase silicatée jusqu'à 56%  $SiO_2$ ; au-delà de cette valeur on observe une bonne corrélation entre le cuivre et le fer. Le même diagramme montre que l'ensemble de la série de Grenada évolue comme la partie la plus différenciée de la série Dominica. J.F. LEWIS (1971) envisage pour ces séries deux sources possibles (crustale et mantellique). G.M. BROWN *et al.* (1978), qui soulignant l'importance du fractionnement de faible profondeur, suggèrent que les trois séries ont une source mantellique. Dans leur hypothèse, les roches ultrabasiques mères, bien que différentes (plus ou moins fertiles), seraient également hydratées. Nous retrouvons aux petites Antilles, comme à Rabaul (voir plus loin) et dans le magmatisme d'arc précoce, une rétention de cuivre, peut-être sous forme sulfurée, dans les termes peu évolués suivie d'une diminution dans les produits plus différenciés et la limite une fois encore se situe au voisinage de 56%  $SiO_2$ . Cependant les teneurs en Cu ne sont pas comparables, le volcanisme précoce étant dans l'ensemble plus cuprifère que le volcanisme tardif.

Le magmatisme de subduction d'âge éocène à pliocène de l'île de Viti Levu, aux Fidji, a été présenté par J.B. GILL (1970) comme une évolution

magmatique typique d'arc insulaire. Les volcanites précoces, associées à des sédiments de mer profonde, sont des tholéites d'arc dans lesquelles des stocks basiques comagmatiques sont intrusifs. Le volcanisme se poursuit par des produits calco-alcalins et se termine par une lignée d'affinité alcaline (shoshonites). Dans les trois séries le comportement du cuivre est mal connu, néanmoins ses teneurs paraissent faibles dans les tholéites (50 p.p.m.) et les roches calco-alcalines (35 p.p.m.) et relativement élevées dans les shoshonites (145 p.p.m.). Notons que les roches calco-alcalines de Vauna Levu, île voisine de Viti Levu, contiennent des concentrations métalliques de type Kuroko, et qu'à Viti Levu des indices de porphyre cuprifère sont associés à des diorites calco-alcalines (H. COLLEY, 1976). La croûte océanique dans son faciès éclogite ne peut donner par fusion partielle des produits ayant la composition des andésites de Viti Levu; par contre un fractionnement de faible profondeur (plag + hb + mt) pourrait rendre compte de leur chimisme (J.B. GILL, 1974).

R.F. HEMING (1974) a décrit la série volcanique actuelle de Rabaul, Nouvelle Bretagne, dont la mise en place, à une période tardive de l'évolution de cet arc, semble contrôlée par des failles transformantes. Cette série est constituée à parts égales d'une part de roches mafiques ( $SiO_2$ : 55,5%), d'autre part de roches plus évoluées ( $SiO_2$ : 60%) séparées par une lacune. Ces roches se caractérisent par des teneurs faibles en  $TiO_2$ , élevées en  $Al_2O_3$  et, des basaltes aux andésites basaltiques, une affinité tholéitique matérialisée par un faible enrichissement en fer, la présence de pigeonite dans la matrice et l'apparition de l'orthopyroxène aux dépens de l'olivine. Pour R.F. HEMING (1974) le fractionnement de Ti-mt, qui suggère une  $f_{O_2}$  relativement élevée, et de ol à faible profondeur serait responsable du faible enrichissement en fer. Les teneurs en Cu, dont la moyenne pour la série est de 80 p.p.m., sont relativement élevées dans les termes mafiques (139 p.p.m. dans les basaltes et 134 p.p.m. dans les andésites basaltiques) et faibles dans les roches les plus évoluées (65 p.p.m. dans les andésites et 39 p.p.m. dans les dacites). Les sulfures n'ont pas été observés dans les roches mafiques (contenant en moyenne 130 p.p.m. S), tandis que de la pyrrhotine est signalée dans les roches intermédiaires (221 p.p.m. S). L'enrichissement en chlore, concomitant de celui en soufre, est considérable puisqu'il passe de 307 p.p.m. dans les roches mafiques à 1710 p.p.m. dans les roches intermédiaires. Ceci s'explique soit par la nature différente de la matrice (microcristalline dans les roches mafiques et vitreuse dans celles intermédiaires), soit, compte tenu de l'affinité marquée de Cl pour la phase aqueuse (C.W. BURNHAM, 1967),

par l'absence de phase hydrothermale dans les roches intermédiaires. R.F. HEMING (1974) fait état d'une variation pétrochimique latérale dans le volcanisme actuel de l'arc de Nouvelle Bretagne, les roches de Rabaul se caractérisent en particulier par un enrichissement en Al, Ti et Na + K (tendance shoshonitique ?).

Nous remarquons que, d'après les exemples étudiés, le volcanisme calco-alcalin paraît — pour l'ensemble de ces termes — pauvre en cuivre, bien que certains termes basiques (qui sont généralement peu abondants, mais des exceptions existent, cf. Rabaul) en soient relativement riches. Deux exemples de volcanisme calco-alcalin de marges actives reportés par R. ANDRIABOBOLONA et C. DUPUY (1978) montrent que ce magmatisme est pauvre en cuivre y compris pour ses termes peu évolués. Ainsi les basaltes et les andésites basaltiques du Mexique ne contiennent que 43 et 33 p.p.m. Cu et les andésites basaltiques du Pérou, 67 p.p.m. Nous observerons enfin que les séries les plus potassiques du volcanisme d'arc étudié (Grenada, shoshonites de Fidji, Rabaul) sont enrichies en cuivre.

#### 2.4.2. Le plutonisme

Au Panama, le magmatisme se poursuit au Tertiaire, après la mise en place des tholéites d'arc crétacées (S.E. KESLER *et al.*, 1977). Ces auteurs signalent la présence d'andésites continentales et d'ignimbrites, semble-t-il, calco-alcalines qui soulignent l'évolution de l'arc de conditions sous-marines à des conditions sub-aériennes. Le plutonisme récent est représenté par des granodiorites, alors que le plutonisme ancien va des diorites quartziques aux granodiorites. Toutes ces roches contiennent plag + hb + qtz + K-feld + biot. Les variations pétrographiques observées semblent liées à celles du potassium, car la silice reste à peu près constante (de l'ordre de 63 %). L'augmentation dans le temps des teneurs en K<sub>2</sub>O (respectivement de 1,7 % à l'Eocène, 2,3 % à l'Oligo-Miocène et 3,5 % au Mio-Pliocène) s'accompagne d'une diminution concomitante des teneurs en Cu (respectivement 163, 112, 83 p.p.m. d'après les données de G.L. CUMMING et S.E. KESLER, 1976). Nous noterons la présence d'indices minéralisés non économiques associés au groupe le plus ancien et de concentrations cuprifères importantes (Cerro Colorado, Petaquilla) liées aux deux groupes les plus récents. Les granitoïdes fertiles de Nouvelle Bretagne (SW Pacifique), mis en place il y a 20 à 30 M.A. dans des volcanites éocènes, ont fait l'objet d'une étude pétrologique (R. HINE et D.R. MASON, 1978). Dans les trois complexes étudiés (Pleysumi, Kulu et Esis-Sai)

essentiellement tonalitiques, les roches vont des diorites aux trondhjémites. Des dykes de gabbro ainsi que des porphyres tardifs porteurs de minéralisations type porphyre cuprifère sont présents. Selon les roches on rencontre, associés ou non, px, hb, Ca-plag, qtz, biot et K-feld. La magnétite, l'ilménite, la pyrite et la chalcopryrite peuvent compléter les paragenèses. La hornblende, ubiquiste, est le minéral mafique le plus abondant. Trois groupes ont été reconnus dans chaque complexe : des gabbros, des granitoïdes et des porphyres. Les gabbros, (hb, cpx rare, opx très rare et ol sporadique) sont peu abondants et présentent des faciès cumulatifs. La distribution du cuivre est très irrégulière (45 à 599 p.p.m.) et les teneurs en soufre élevées (900 à 3000 p.p.m.). Il n'y a pratiquement pas de roches ayant une teneur en SiO<sub>2</sub> comprise entre 50 et 58 %, ce qui correspondrait au passage des gabbros aux granitoïdes les plus basiques. Les granitoïdes contiennent souvent des petits xénolites mafiques, à contours arrondis, composés de hb, Ca-plag, mt et rares cpx. Dans la seule analyse chimique disponible, les teneurs en Cu (248 p.p.m.) et Cr (129 p.p.m.) sont élevées tandis que celles en Ni (24 p.p.m.), K<sub>2</sub>O (0,48 %), Rb et Ba sont faibles. Ces xénolites, qui sont totalement absents dans les gabbros, dans les granitoïdes, sont très abondants dans les termes mafiques et rares dans les faciès plus évolués. Ces enclavages sont interprétés comme des matériaux résiduels transportés par le magma depuis ses régions source. Le caractère non primitif des granitoïdes (par ailleurs relativement riches en TiO<sub>2</sub>) est attesté par les faibles teneurs en Cr et Ni (> 20 p.p.m.) y compris dans les roches les moins évoluées. La distribution du cuivre, dont les teneurs élevées (30 à 150 p.p.m.) souligneraient le potentiel métallogénique, est très aléatoire et ne peut être corrélée ni avec SiO<sub>2</sub> ni avec S. Les porphyres, dont les phénocristaux sont des plagioclases fortement zonés, du quartz bipyramidé et de rares hornblendes et magnétites ne constituent pas les termes les plus différenciés des granitoïdes puisque leurs compositions chimiques vont de 57 à 67 % SiO<sub>2</sub>. Ils sont enrichis en Sr, Li, Rb, Ba, Pb et Nb et appauvris en FeO, MgO, TiO<sub>2</sub>, V, Ni et Zn par rapport aux granitoïdes de même composition. Le potassium ne se corrèle pas avec la silice. Les teneurs en cuivre, très variables (2 à 913 p.p.m.), ne semblent liées ni au degré de différenciation (SiO<sub>2</sub>) ni aux teneurs en S. Nous disposons de quatre analyses chimiques des porphyres de Kulu. Ces porphyres montrent des teneurs plus élevées (1,97 %) en K<sub>2</sub>O à 58 % SiO<sub>2</sub> (pour les mêmes teneurs en SiO<sub>2</sub> les granodiorites du même complexe ne contiennent que 0,60 % K<sub>2</sub>O) qu'à 64 % SiO<sub>2</sub> (0,74 %). A cette brusque variation du potassium est associée une certaine diminution

en Cu (de 41 à 16 p.p.m.), Pb, Zn, V, Ni et Cr (individualisation d'une phase hydrothermale ?). L'origine des gabbros n'a pas été discutée par R. HINE et D.R. MASON (1978), nous remarquerons néanmoins qu'ils présentent certaines analogies chimiques avec les xénolites (notamment dans les teneurs en Cr et Ni). Ces auteurs attribuent aux granitoïdes et aux porphyres une origine ignée (granites de type I de B.W. CHAPPELL et A.J.R. WHITE, 1974) et intracrustale. Deux épisodes de fusion partielle auraient affecté des roches mafiques à des profondeurs de l'ordre de 20-40 km. Nous retrouvons dans ce magmatisme calco-alcalin « les pulsations magmatiques » que nous avons déjà suggéré l'étude des volcanites des Antilles. D.R. MASON et J.A. McDONALD (1978) ont effectué une étude préliminaire de plusieurs granitoïdes stériles et minéralisés du SW Pacifique situés dans différents contextes géotectoniques. Ces auteurs retrouvent en fonction du contexte géotectonique — d'arc, de marge continentale et cratonique — des variations pétrochimiques bien connues : augmentation des teneurs en Ni, Co, Zn et Cu; diminution concomitante en K, Rb, La, Ce, Y, Th, U et Pb. Ils reconnaissent à l'intérieur de la lignée calco-alcaline et en fonction des teneurs croissantes en  $K_2O$  (pour une valeur donnée en  $SiO_2$ ), trois séries susceptibles de se développer dans chaque contexte géostructural, à l'exception de la série pauvre en  $K_2O$  qui paraît absente en milieu cratonique. Deux séries peuvent être présentes au même endroit; dans ce cas la minéralisation est associée à la série plus récente et déficiente en potassium. Lorsqu'il n'y a qu'une série, et que celle-ci est minéralisée, on constate que les teneurs en potassium peuvent être élevées.

Sur la base des quelques données disponibles, les chimismes des intrusions stériles et fertiles nous paraissent comparables. Pour D.R. MASON et J.A. McDONALD (1978) la composition des amphiboles (supposée primaire) pourrait permettre de discriminer les intrusions fertiles ou stériles. Ces amphiboles, toujours zonées, montrent du cœur vers la périphérie un enrichissement progressif en fer, dans les intrusions stériles, et un enrichissement brutal en magnésium dans les intrusions fertiles. Une fugacité d'oxygène plus faible dans les séries stériles pourrait favoriser l'entrée du fer dans le réseau des amphiboles. Les mêmes auteurs précisent l'interprétation génétique des intrusions proposée par R. HINE et D.R. MASON (1978) et considèrent la genèse des porphyres cuprifères comme un prolongement dans certaines séries du phénomène magmatique. Les faciès pegmatitiques à quartz, biotite et chalcopirite que nous avons observés à Ajo pourraient s'inscrire dans cette interprétation. Nous observons que dans les intrusions d'un même complexe le passage de la série précoce (plus potassique et stérile) à la série tardive (moins potassique et fertile) se fait par une augmentation de teneurs en  $SiO_2$  (de 56 à 62 % en moyenne), une diminution de celles en Cu (de 102 à 64 p.p.m. en moyenne) et en certains éléments (Ti, Zn, Pb, V et Co). Cette évolution est identique à celle observée pour les porphyres de Kulu. Le contexte magmatique des porphyres cuprifères serait caractérisé par des pulsations de plus en plus potassiques qui pourraient se produire à des échelles différentes facilitant enfin la séparation d'une phase hydrothermale. Le potassium se concentrerait d'abord dans la phase silicatée puis dans la phase hydrothermale.

## 2.5. Genèse du magmatisme de subduction et comportement du cuivre

### 2.5.1. La lignée tholéitique d'arcs

La minéralogie des tholéites d'arc peut s'expliquer par une cristallisation sous faible pression d'eau. L'eau libérée par la déshydratation d'une plaque, lors de son enfoncement le long du « plan de Benioff » provoquerait, selon A.E. RINGWOOD (1974), la genèse des tholéites d'arc par fusion partielle du manteau sus-jacent. Sous les continents le manteau pourrait présenter une hétérogénéité liée à des diapirs mantelliques (blobs) de chimisme mal défini mais plus riches que leur région source en éléments lithophiles de grand rayon ionique (C. BROOKS *et al.*, 1976). Il s'agit vraisemblablement

de pyroxénites contenant une fraction basaltique et, de ce fait, fertiles. Les pyroxénites à grenat semblent être les roches mantelliques les plus riches en Cu (104 p.p.m.) et Au (0,028 p.p.m.), les roches réfractaires (dunites, harzburgites et lherzolites) n'ayant en moyenne que 41 p.p.m. Cu et 0,004 p.p.m. Au (V.L. BARKUSOV et L.V. DIMITRIYEV, 1977). Dans l'hypothèse d'une origine par fusion partielle de pyroxénites, les tholéites d'arc peuvent donc être riches en cuivre surtout si on admet que leur évolution est contrôlée par la séparation de phases non cuprifères : essentiellement de l'olivine (A.E. RINGWOOD, 1974) et en quantité subordonnée de la chromite et peut être de l'orthopyroxène (S.R. TAYLOR, 1969).

Les tholéites abyssales, dont la teneur moyenne en Cu est de 78 p.p.m. (d'après la compilation exhaustive de R. ANDRIABOBOLONA et C. DUPUY, 1978), ne semblent pas être à même de concentrer le cuivre. La rétention en cuivre des tholéites d'arc, composées essentiellement de roches peu évoluées, pourrait être attribuée, d'une part à une cristallisation sous des  $P_{H_2O}$  (et peut-être concomitantes de S) supérieures à celles des tholéites abyssales, d'autre part à l'aptitude des magmas tholéitiques à retenir le soufre (D.R. HAUGHTON *et al.*, 1974).

Nous avons vu que certaines tholéites d'arc sont riches en cuivre. Puisqu'à Tonga le cuivre semble se situer de préférence dans la matrice (peut-être sous forme sulfurée), il se pourrait qu'il y ait séparation entre une phase relativement pauvre en cuivre (les phénocristaux) et une phase qui en serait plus riche (la matrice). Il nous paraît important de souligner que cette matrice cuprifère, qui correspond à la partie la moins réfractaire des tholéites d'arc, sera la plus facilement mobilisée lors d'un éventuel phénomène anatectique (*cf.* tableau I).

TABLEAU 1. — Andésites basaltiques de Tonga.  
Composition chimique moyenne de : (a) roche globale,  
(b) phénocristaux et (c) matrice (calculée d'après  
les données de A. Ewart *et al.*, 1973).

	a	b	c
SiO <sub>2</sub>	54,70	48,52	56,76
TiO <sub>2</sub>	0,58	—	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,43	22,88	14,29
FeO	7,58	4,49	8,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,91	0,36	3,76
MgO	4,56	6,52	3,91
CaO	10,56	15,24	9,00
Na <sub>2</sub> O	1,85	1,61	1,93
K <sub>2</sub> O	0,44	0,08	0,56
Cu (ppm)	146	44	180

### 2.5.2. La lignée calco-alcaline

Les résultats de la pétrologie expérimentale (A.L. BOETTCHER, 1973) sont en accord avec les observations directes (volcanisme souvent explosif, teneurs élevées en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, présence de phases primaires hydratées, altération deutérique fréquente : H.S. YODER, 1969) et indiquent que l'eau a joué un rôle important lors de l'évolution de la lignée calco-alcaline.

P.J. WYLLIE *et al.* (1976), en utilisant le concept de magma primaire (magma dont les minéraux sont initialement en équilibre avec les minéraux résiduels de la roche source), a montré que les tonalites et les andésites ne peuvent pas être des magmas pri-

maires formés à partir des péridotites mantelliques ou de la croûte océanique subductée et équilibrée dans le faciès des éclogites quartziques. Elles ne peuvent pas davantage être générées par anatexie de la croûte dans les conditions d'un métamorphisme régional normal. Une origine crustale paraît néanmoins possible s'il y a eu apport de chaleur et présence d'eau puisque la production, entre 30 et 50 km, d'un liquide andésitique contenant 2% H<sub>2</sub>O exige une température de 1 100° C. T.H. GREEN et A.D. RINGWOOD (1968) avaient déjà montré que leurs résultats expérimentaux étaient compatibles avec l'hypothèse que la fusion partielle de roches crustales basiques peut produire des liquides calco-alcalins, pourvu que le milieu soit hydraté et que le gradient géothermique soit élevé.

Les matériaux source de la lignée calco-alcaline pourraient être les produits précoces d'arc (S.R. TAYLOR, 1969), dont une grande partie s'accumulerait à la base de la croûte (B.W. CHAPPELL, cité par D.R. MASON et J.A. McDONALD, 1978). Nous rappelons que les tholéites d'arc peuvent être localement riches en Cu. Plusieurs auteurs sont favorables à l'hypothèse d'une origine crustale pour la lignée calco-alcaline, nous rappellerons à titre d'exemple les conclusions de J.F. LEWIS (1971) relatives au magmatisme calco-alcalin des Petites Antilles (voir p. 13) et les observations complémentaires de Y.U.S. GENSHAFT *et al.* (1977) qui ont insisté sur l'absence de xénolites à minéralogie mantellique dans cette série.

Y.U.S. GENSHAFT *et al.* (1977) ont obtenu des liquides andésitiques (T = 1 100 °C; H<sub>2</sub>O = 4 %;  $P_{H_2O}$  = 3 ± 1 kb) par fusion partielle (≈ 35 %) d'amphibolites trouvées en enclaves dans les roches calco-alcalines de Kamchatka, en présence de 1-2 % H<sub>2</sub>O et sous des pressions comparables à celles du domaine crustal. De plus ils ont montré que le potassium est concentré dans les premiers liquides, obtenus au voisinage du solidus (fig. 4) et souligné l'importance de la phase fluide dans la distribution des éléments mobiles qui pourraient ainsi se concentrer et, le cas échéant, migrer (origine de certains fluides ?).

R. HELZ (1973, 1976) a étudié la fusion partielle de basaltes à  $P_{H_2O}$  = 5kb et  $f_{O_2}$  contrôlée (tampons HM et QFM) et certains résultats expliquent dans l'hypothèse d'une origine crustale, quelques caractéristiques de la lignée calco-alcaline et des intrusions fertiles. Les liquides obtenus à  $P_{H_2O}$  élevée sont toujours riches en alumine, ce qui selon P.G. FEISS (1978) serait favorable à la rétention de cuivre. Le fractionnement de hornblende, phase plus ferrifère que l'assemblage coexistant cpx + ol + mt entraîne l'absence d'enrichissement en fer sans qu'il soit nécessaire, comme l'avait proposé E.F.

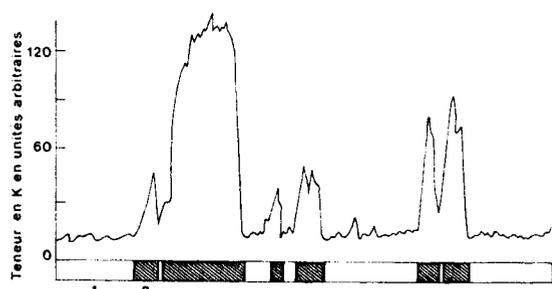


Fig. 4. — Distribution du potassium entre le liquide (2) et les plagioclases reliques (1) après fusion partielle d'une amphibolite (d'après YU. S. GENSHAFT *et al.*, 1977)

OSBORN (1959), de faire intervenir la magnétite modale. Non seulement la discussion des résultats expérimentaux a conduit A.L. BOETTCHE (1973) à mettre en doute cette hypothèse, mais surtout aucune étude pétrographique n'a pu le confirmer. Enfin, la composition des premiers liquides produits par fusion de basaltes tholéitiques et alcalins ne dépend pas de  $f_{O_2}$  à l'intérieur du domaine de stabilité de la hornblende. Lors de la fusion de ce minéral (1 000-1 045° C) les teneurs en  $TiO_2$ , FeO et MgO des liquides augmentent brusquement. Dans cet intervalle, les liquides formés à plus haute  $f_{O_2}$  (tampon HM) ont des rapports Mg/Fe plus élevés et des teneurs en  $TiO_2$  plus faibles que les liquides formés à  $f_{O_2}$  plus basse (tampon QFM).

Dans le modèle génétique de D.R. MASON et J.A. McDONALD (1978), précédemment abordé, il est tenu compte du soulèvement affectant la région étudiée (Nouvelle Guinée, mais voir aussi Panama, S.E. KESLER *et al.*, 1977). Ce soulèvement déjà envisagé par H. PÉLISSONNIER (1973) comme reflétant un réajustement isostatique, serait dû à l'accumulation à la base de la croûte de tholéites d'arc relativement légères. La détente liée à l'érosion accélérée des blocs crustaux en voie de soulèvement permettrait le franchissement du solidus par les tholéites.

L'origine du cuivre de la lignée calco-alcaline, et indirectement des porphyres cuprifères, peut être recherchée dans les matériaux source de la lignée. La mobilisation du stock métal des tholéites d'arc s'effectuerait sous l'influence de fluides dont l'origine — malgré plusieurs hypothèses disponibles : voir M.G. BEST (1975) — reste inconnue. L'environnement de subduction paraît riche en fluides aussi bien lors de la genèse des roches, qu'après leur formation comme le montre, par exemple, l'amphi-

bolitisation post-cinématique du gabbro de Huaral, Pérou (P.F. REGAN, 1976, cité par W.S. PITCHER, 1978).

Aussi bien dans les arcs (Antilles, Fidji) que dans les marges continentales (Mexique, Pérou), les teneurs en cuivre des roches calco-alcalines sont relativement faibles. Dans les arcs, les séries les plus cuprifères sont les plus potassiques mais d'une façon générale, l'évolution d'une série donnée s'accompagne toujours d'un appauvrissement en Cu. Il semblerait également que la capacité de rétention du cuivre des volcanites soit inférieure à celle des plutonites fertiles (la limite se situant à environ 50 p.p.m. au voisinage de 64 % de  $SiO_2$ ). Ces plutonites évoluent en s'appauvrissant en cuivre et en s'enrichissant en potassium. Selon les cas, la silice augmente (SW Pacifique) ou non (Panama). Les termes plus évolués présentent parfois un appauvrissement concomitant en potassium et cuivre que l'individualisation d'une phase hydrothermale pourrait expliquer.

Nous avons vu que dans les tholéites d'arc, là où une augmentation de  $P_{H_2O}$  paraît vraisemblable (les intrusions tholéitiques), on observe une diminution des teneurs en cuivre. L'évolution d'une série sous forte  $P_{H_2O}$  (lignée calco-alcaline) serait responsable de la diminution de ses teneurs en Cu en favorisant peut-être, par un mécanisme qui reste incompris, l'individualisation d'une matte sulfurée (N.G. BANKS et N.J. PAGE, 1977; R. ANDRIABOBOLONA et C. DUPUY, 1978). Cette voie paraît prometteuse mais des études ultérieures sur le comportement des sulfures sont nécessaires. En particulier il faudra préciser :

1) à quel moment et dans quelles conditions s'individualisent les mattes sulfurées que certains auteurs considèrent d'ailleurs comme précoces par rapport aux silicates (W.H. McLEAN, 1969);

2) les interactions éventuelles entre sulfures et silicates au cours de l'évolution d'une série magmatique. Il convient d'observer que du cuivre silicaté, dont l'importance métallogénique est peut-être faible, est sans doute présent, mais, faute de données suffisantes, toute discussion sur son rôle reste prématurée. Des études sont nécessaires sur la distribution du cuivre entre phases minérales ferromagnésiennes, en particulier lorsque des phases hydratées se substituent aux phases anhydres. De plus, ainsi que l'avait déjà souligné A.J. NALDRETT (1973), compte tenu de son activité chalcophile, le comportement du cuivre lors des divers processus pétrogénétiques, ne peut être appréhendé indépendamment de celui du soufre.

## 2.6. Conclusions

En dépit du caractère limité et fragmentaire des données disponibles sur le comportement du cuivre au cours de la genèse et de l'évolution des lignées magmatiques, nous avons pu montrer que la lignée tholéitique d'arc est plus cuprifère que la lignée calco-alcaline. Ces deux lignées semblent *mutatis mutandis*, pouvoir caractériser les magmatismes de subduction précoces et tardifs. En effet le développement d'un arc n'est pas caractérisé par une lignée pétrologique unique et les tholéites précoces d'arc sont plus cuprifères que les tholéites tardives (St. Kitt's, phase précoce de Fidji).

D'une façon générale, les tholéites précoces d'arc semblent pouvoir constituer des réservoirs cuprifères potentiels (jusqu'à des valeurs de  $\text{SiO}_2$  voisines de 55 %). Le fait que le cuivre soit concentré dans la matrice de certaines de ces tholéites (cf. Tonga) pourrait permettre de préciser les caractéristiques des potentialités entrevues. Le fait que les rares termes différenciés de ces séries soient très appauvris en cuivre implique que la rétention de ce dernier — peut-être liée à l'individualisation des mattes sulfurées — se soit exercée avant le stade des dacites.

Dans certaines séries calco-alcalines, nettement moins cuprifères que la lignée précédente, la distribution du cuivre semble aussi initialement contrôlée par une phase sulfurée puis par des phases silicatées (la limite se situant là aussi à 55 %  $\text{SiO}_2$ ).

On observe une corrélation positive entre potassium et cuivre dans les volcanites calco-alcalines,

les séries les plus potassiques étant les plus cuprifères. Des pulsations magmatiques de plus en plus potassiques pourraient caractériser le magmatisme calco-alcalin et justifier ainsi, d'une part le régime explosif de mise en place des porphyres cuprifères, d'autre part la chute concomitante des teneurs en potassium et en cuivre observée dans les termes plus évolués de certaines intrusions fertiles (ce qui témoignerait peut-être de l'individualisation d'une phase hydrothermale).

Le problème posé par l'origine du cuivre des porphyres cuprifères s'inscrit dans la double approche de la genèse et de l'évolution des séries calco-alcalines. Sur la base des données expérimentales actuellement disponibles on ne peut exclure que certaines lignées calco-alcalines soient d'origine crustale. Dans ce cas, comme l'ont suggéré certains auteurs, les roches-mères seraient des roches basiques qui pourraient être matérialisées par des tholéites d'arc. Nous avons effectivement vu que certaines tholéites d'arc sont anormalement riches en cuivre. Cette hypothèse est en accord avec le fait que les intrusions fertiles se mettent en place dans un édifice volcano-sédimentaire relativement puissant auquel peut être associé un volcanisme continental. Du fait qu'un arc évolue d'abord dans des conditions sous-marines puis continentales, les intrusions fertiles se mettent en place à une période « mûre » de son évolution lorsque les tholéites d'arc situées en profondeur sont susceptibles d'être l'objet d'un phénomène anatectique.

du matériel à bas rapport isotopique (0,7040) de provenance mantellique ou crustale océanique. On peut ainsi obtenir des plutonites à  $r_1$  de 0,7054 (moyenne des rapports initiaux obtenus dans le batholite de La Caldera) en mélangeant, par exemple, une part de matériel mantellique avec 0,15 part de matériel sialique ancien (calcul selon A. EWART et J.J. STIPP, 1968).

Sur une argumentation de distribution des contenus en Terres Rares, B. MYSEN (1978) propose la formation des bains andésitiques à partir de la fusion partielle des péridotites à spinelle ayant subi une métasomatose due à la libération d'une phase fluide des basaltes océaniques subissant, le long du plan de subduction, la transformation éclogitique. Il serait intéressant de voir si cette phase fluide peut être enrichie en  $^{87}\text{Sr}$ , à l'image des liquides de fusion des sédiments, d'origine continentale, entraînés sur le plan de subduction (M. MAGARITZ, 1978).

## 2. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DU SOUFRE

Quelques mesures de la composition isotopique du soufre en traces dans les gabbros et les diorites des groupes Linga et Gabbro-diorite, dans les granodiorites du groupe Yarabamba (L. LE BEL, *en préparation*) ont fourni des valeurs allant de + 2,6 à 5,5‰ vs. CDT (moyenne des valeurs : + 4‰).

Ce sont des valeurs typiques de granitoïdes de type « I » (B.W. CHAPPELL et A.J.R. WHITE, 1974) à magnétite, tels qu'ils ont été décrits par A. SAKI et S. ISHIHARA (1979), au Japon, et par M.L. COLEMAN (1979) en Australie. L'enrichissement en  $^{34}\text{S}$  par rapport au soufre météoritique (mantellique) est interprété soit en termes de mélange avec du soufre marin (hypothèse en faveur de la contribution des sédiments de la fosse à la magmatogenèse, cf. plus haut), soit en termes de fractionnement isotopique durant la pétrogenèse (variations de l'état d'oxydation des espèces véhiculant S).

## 3.2. Batholite de Guichon Creek (Colombie britannique, Canada)

### 3.2.1. Contexte géologique et structural

#### A. Introduction

Les roches volcaniques et plutoniques du Trias supérieur forment une zone de direction NW-SE qui s'étend du Sud de la Colombie britannique jusqu'au Sud du Territoire du Yukon, zone qui fait partie de l'« Intermontane Belt » de la Cordillère (fig. 20). Ces roches présentant tant des affinités alcalines que calco-alcalines, ont été interprétées comme produits d'un volcanisme d'arcs insulaires (H. GABRIELSE et J.E. REESOR, 1974) et de rift (V. PRETO, 1977), associés à une subduction mésozoïque. L'arc insulaire était probablement convexe vers l'Est, et s'étendait le long de la partie méridionale de la zone de « Quesnel Trough », en passant ensuite, au Nord-Ouest, dans « Stikine Arche » et dans la partie nord du « Coast Geanticline » (J.O. WHEELER *et al.*, 1972).

Le batholite de Guichon Creek, d'âge Trias supérieur, a été mis en place dans les séries volcaniques du groupe Nicola, datées également comme Trias supérieur.

Les modèles de l'évolution de la Cordillère, basés sur la tectonique des plaques, ont été discutés par J.W.H. MONGER (1972), J.W.H. MONGER *et al.*

(1972), C.I. GODWIN (1975), W.R. DICKINSON (1976), J.R. GRIFFITHS (1977), D. TEMPELMAN-KLUIT (1979), J.W.H. MONGER (1979). Les positions des plaques au Mésozoïque supérieur et au Tertiaire inférieur et leurs déplacements ont été décrits par T. ATWATER (1970), D.L. TIFFIN *et al.* (1972), R.A. STACEY (1973), G. PLAFKER *et al.* (1978). Au Trias supérieur, J.W. MONGER, C.I. GODWIN et W.R. DICKINSON suggèrent l'existence des zones de Benioff plongeant vers l'Est et conduisant à la subduction de la croûte océanique sous un continent formant un arc insulaire semblable à celui du Japon. J.R. GRIFFITHS (1977) penche vers l'existence de deux zones de Benioff au Trias. Cependant, les observations du Yukon laissent entrevoir que l'« Intermontane Belt » avait pris naissance loin de sa position actuelle et n'a été accolé à l'Amérique du Nord qu'au Jurassique. Le modèle élaboré au Yukon (D. TEMPELMAN-KLUIT, 1979) implique un arc orienté vers l'Est et une zone de Benioff plongeant vers l'Ouest. D'après ce modèle, la destruction du bassin océanique a été suivie, au Jurassique-Crétacé, d'une obduction vers l'Est sur l'ancien plateau continental nord-américain.

Les observations effectuées aux alentours du batholite de Guichon Creek suggèrent que les séries paléozoïques ont été charriées (obductées) vers l'Est sur le groupe Nicola et peut-être même sur les séries sédimentaires du Jurassique inférieur (V.B. TRAVERS, 1978; V.H. LADD, 1979). Les roches

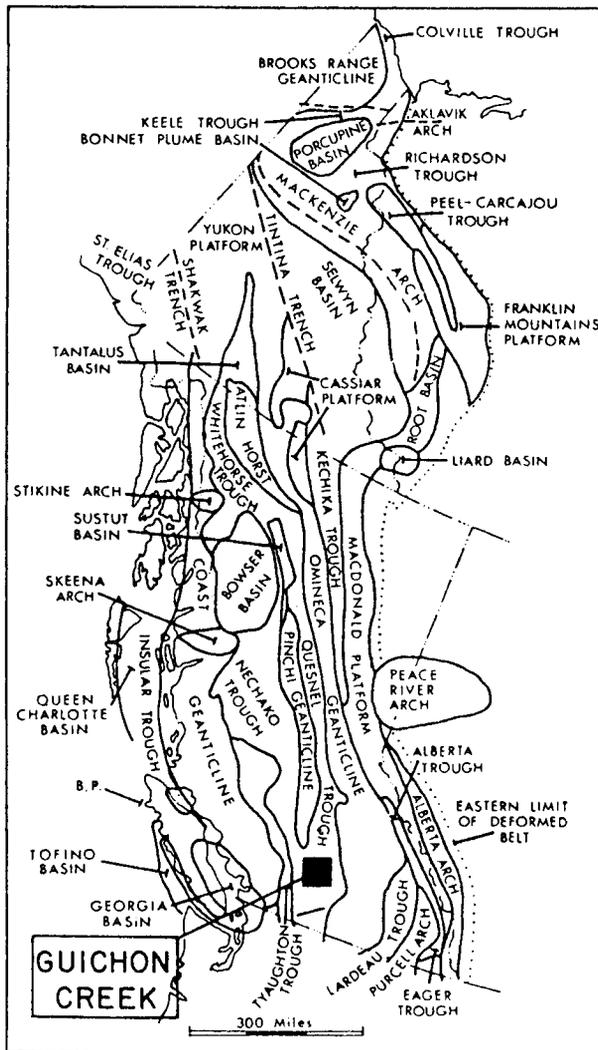


Fig. 20. — Unités tectoniques de la Cordillère canadienne (d'après J.A. WHEELER *et al.*, 1972). L'emplacement schématique du batholite de Guichon Creek a été ajouté.

paléozoïques constituent un méga-mélange; en effet, V.B. TRAVERS (1978) a trouvé des radiolaires triasiques dans un chert rubané adjacent à un calcaire permien, les deux étant en position allochtone. Dans ce modèle, les roches paléozoïques représentent un mélange de subduction déformé au Trias pendant la genèse de la série d'arc insulaire comprenant le groupe Nicola et le batholite de Guichon Creek qui lui est génétiquement associé. Par la suite, la sédimentation jurassique a eu lieu dans un bassin externe de l'arc (bassin avant-arc). Au Jurassique inférieur, les séries allochtones ont été à nouveau charriées et ont glissé, à partir de la ride externe de l'arc précédant, sur les séries jurassiques du bassin externe de l'arc.

Evidemment, tant la succession temporelle des événements de la tectonique des plaques que la position et l'orientation d'une, ou des zones de Benioff au Trias supérieur, continuent à faire l'objet de discussions. Les événements antérieurs au Mésozoïque supérieur sont généralement mal résolus; il apparaît toutefois que le système était complexe et son orientation variait avec le temps. On a une magnifique preuve que la subduction orientée vers l'Est qui existait au Mésozoïque supérieur et au Tertiaire inférieur a été remplacée, il y a 50 M.A., par une faille de cisaillement crustal (« strike slip fault ») encore vivante.

Les levés géologiques et les études détaillées du batholite de Guichon Creek ont été focalisés sur la Highland Valley proche des gisements de porphyres cuprifères. A une échelle régionale, les contours du batholite ont été délimités par S. DUFFELL et K.C. McTAGGARD (1952). La définition et la cartographie des unités lithologiques majeures ont été effectuées par K.E. NORTHCOTE (1969) comme une partie de l'étude géochronologique K/Ar du batholite, et précisées ensuite par W.J. McMILLAN (1978). Toute une série de travaux sur les gisements, la zone de Highland Valley et sur les roches encaissantes au Sud et à l'Ouest du batholite ont été conduits par J.M. CARR (1962a, 1962b, 1966, 1967, 1969). D'autres rapports sur les minéralisations ont été publiés par W.H. WHITE *et al.* (1957) et par C.J. COVENEY (1962).

Le travail de K.E. NORTHCOTE a suscité deux sujets de thèse. C.J. WESTERMAN (1970) a étudié la pétrologie et l'évolution des unités majeures de Guichon Creek, D. BRABEC (1971) a effectué une étude géochimique d'éléments majeurs du batholite.

Les résultats de cette dernière étude ont été également discutés par D. BRABEC et W.H. WHITE (1971). Une étude géochimique des gisements et leurs enveloppes a été réalisée par M.A.D. OLADE (1974) et développée dans les publications de M.A.D. OLADE et K. FLETCHER (1975) et de M.A.D. OLADE (1976).

D'autres études détaillées des gisements de Highland Valley ont donné lieu à des publications de A.D. WOOD (1968) et de J.A. BRISKEY et J.R. BELLAMY (1976) sur le gisement de Bethlehem Copper, de J.S. CHRISTIE (1976) sur Krain, de W.J. McMILLAN (1971), M.B. JONES (1975), M.S. OSATENKO et M.B. JONES (1976) sur Valley Copper, de M.W. WALDNER *et al.* (1976) sur Lornex, de W.J. McMILLAN (1973 et 1976) sur le gisement de J.A., de W.R. BERGEY *et al.* (1971), A.J. REED et J.L. JAMBOR (1976) sur Highmont. J.L. JAMBOR et J.M. BEAULNE (1978) donnent les résultats d'une étude sur la zonalité et la minéralogie des zones d'altération des gisements au Sud de Highland Valley.

W.J. McMILLAN (1976) a esquissé l'évolution du batholite et des gisements qui lui sont associés.

La datation par la méthode K/Ar effectuée par K.E. NORTHCOTE (1969) a été complétée par des études isotopiques K/Ar sur les minéraux d'origine hydrothermale provenant de plusieurs gisements. Ainsi, la biotite hydrothermale du gisement de Bethlehem a été analysée par G.E. DIROM (1965), la séricite hydrothermale des gîtes d'Alwin et de Valley Copper par J.D. BLANCHFLOWER (1971), les minéraux hydrothermaux de Valley Copper et de Lornex par J.A. LOWDON (1963) et par M.B. JONES *et al.* (1973).

En 1969, L. CHRISMAS *et al.*, ont réalisé une étude isotopique du soufre, de l'oxygène et du strontium des minéraux d'origine hydrothermale et ont mesuré l'âge Rb/Sr pour les roches granitiques à Craigmont Mine, près de la bordure Sud du batholite. Des études plus récentes ont fourni une isochrone et de nouvelles données isotopiques de Sr (V. PRETO *et al.*, *sous presse*).

Les interprétations géologiques basées sur la gravimétrie et le magnétisme ont été faites par plusieurs Sociétés minières. C.A. AGER *et al.* (1973) en ont publié une.

Les roches encaissantes du batholite et les roches de couverture ont été également examinées. Les études préliminaires de S. DUFFEL et K.C. McTAGGART (1952) et de J.M. CARR (1962a et 1962b) ont été suivies de travaux axés sur la lithostratigraphie (H. FREBOLD et H.W. TIPPER, 1969; W.J. McMILLAN, 1975), sur l'évolution stratigraphique et structurale (W.B. TRAVERS, 1978; J.H. LADD, 1979; J. GNETTE, 1979) de ces roches.

## B. Cadre géologique régional pré-batholitique

Les roches les plus anciennes connues à proximité du batholite de Guichon Creek font partie d'une série volcano-sédimentaire d'âge permo-carbonifère, affleurant à l'Ouest du batholite et à l'Ouest de la rivière de Thompson (le groupe de Cache Creek). Cette série est constituée d'argilites, cherts, conglomérats, grauwackes, tufs et rarement de quartzites.

Les roches métamorphiques adjacentes au batholite, ici comprises dans le groupe Nicola, ont été auparavant attribuées au groupe Cache Creek (S. DUFFEL et K.C. McTAGGART, 1952; J.M. CARR, 1962a). Elles comprennent des gneiss à amphibole et plagioclase, des schistes, quartzites et cornéennes qui apparaissent dans une auréole métamorphique dont la largeur va jusqu'à 500 m (K.E. NORTHCOTE, 1969).

Près du contact avec le batholite, les assemblages minéraux sont ceux du faciès amphibolite; en s'éloignant du contact, on trouve un faciès à albite et épidote. Les grès impurs poreux ont été intensément épidotisés et des intercalations de marnes ont été transformées en skarns à épidote. Par places, ces skarns renferment des podés et des plages de chalcopryrite. Du point de vue lithologique, les roches de Nicola ressemblent à celles du groupe Cache Creek, et leur distinction ne peut être faite avec certitude que par détermination des fossiles.

Si les roches paléozoïques du groupe Cache Creek représentaient une croûte océanique (J.W.H. MONGER *et al.*, 1972), les roches du groupe Nicola seraient déposées sur cette croûte. Il faut signaler que dans la région de Highland Valley, les contacts entre les roches des groupes de Nicola et de Cache Creek sont, soit tectoniques, soit ambigus (J.M. CARR, 1962a).

Partout, cependant, les déformations et le métamorphisme des roches de Cache Creek sont anté-triasiques (W.H. WHITE, 1959). Par exemple, à Salmon River (V. PRETO, 1967), les roches triasiques recouvrent d'une manière discordante des roches métamorphiques qui sont probablement dérivées du groupe de Cache Creek. Dans d'autres endroits, le contact paraît concordant mais dans l'ensemble il est probablement oblique aux unités de la série de Cache Creek (W.E. COCKFIELD, 1948).

Il semble que les roches de Cache Creek se soient formées dans deux arcs volcaniques séparés par une ceinture de roches océaniques (J.W.H. MONGER, 1972). Les roches du Trias supérieur ont été manifestement déposées dans des arcs et des fosses volcaniques ou dans des « trench-arc gaps » (R.A. PRICE et R.J.W. DOUGLAS, 1972). Compte tenu du contexte de la formation de ces roches, il est permis de penser que les relations entre Cache Creek et Nicola peuvent varier d'un endroit à l'autre. Par exemple, bien que l'on n'ait jamais trouvé une succession lithologique complète, il est concevable que dans certaines zones la sédimentation se poursuivait du Pennsylvanien jusqu'au Trias supérieur ou même jusqu'au Jurassique, tandis que dans d'autres zones, une déformation et un métamorphisme associés à un mouvement ascendant et à l'érosion ont produit des discordances angulaires.

Les roches d'âge Trias supérieur du groupe Nicola constituent une enveloppe du batholite de Guichon Creek et localement forment des « roof pendants ». Alors que des coulées volcaniques et des brèches prédominent près de la bordure Nord du batholite, des séries sédimentaires prédominent le long des bordures Est, Sud et Ouest.

Les roches volcaniques du groupe Nicola sont en majorité des basaltes et des andésites basaltiques. L'emplacement des centres volcaniques est jalonné de brèches et d'agglomérats. Les fragments des brèches sont le plus souvent des laves mais on y trouve également des fragments granitiques, constitués de porphyres quartziques, différents de toutes les phases du batholite de Guichon Creek.

De puissantes séries tuffacées et sédimentaires sont connues près de la base exposée à l'Ouest du batholite (W.J. McMILLAN, 1975 et 1978), tandis qu'au Sud, à l'Est et au Sud-Est du batholite, la base du groupe Nicola est constituée de coulées et de brèches basaltiques et andésitiques (riches en plagioclase) (W.J. McMILLAN, 1978 et 1979). Dans toutes les régions, la série sédimentaire est caractérisée par des roches calcaires et des sédiments clastiques qui peuvent être corrélés. Les fossiles déterminent l'âge carnien (H. FREBOLD *et al.*, *comm. pers.*). Au Sud et Sud-Est du batholite de Guichon Creek, les roches volcaniques acides recouvrent, ou s'intercalent, avec la série de base et en même temps s'intercalent avec les roches sédimentaires du toit. Les roches acides sont des rhyolites calco-alcalines, des rhyolites et des kératophyres (« soda-rhyolites »), formant de petits stocks, des coulées, des coulées bréchiques et des roches pyroclastiques. A celles exposées au Sud-Est du batholite, sont associés des indices de galène, blende et barytine et de chalcopyrite accompagnée de spécularite (W.J. McMILLAN, 1979). Les intrusions que l'on trouve dans la ceinture occidentale (« western belt ») sont des diorites quartziques, des granodiorites et en moindre quantité des monzonites quartziques.

L'intrusion du batholite de Guichon Creek recoupe les roches sédimentaires et volcaniques du groupe Nicola d'âge carnien ou légèrement postérieur. Il est possible, mais non démontré, que les dykes de porphyres dans le batholite ont leurs équivalents extrusifs dans la pile volcanique toute proche. Les roches intrusives et extrusives kératophyriques connues au Sud du batholite pourraient correspondre à des dykes de porphyres albitiques associés aux brèches d'explosion dans la Highland Valley. Quant aux coulées et tufs acides affleurant au Nord du batholite, ils pourraient avoir leurs équivalents dans d'autres dykes porphyriques traversant le batholite.

### C. Géologie régionale post-batholitique

La sédimentation et le volcanisme ayant donné naissance au groupe Nicola, se sont achevés au Norien supérieur. Au Jurassique inférieur, Hettan-

gien ou Sinémurien, la remontée du batholite et l'érosion consécutive ont dégagé le toit de l'intrusion jusqu'aux roches de la phase de bordure (« Border phase »). En effet, près de la limite Est du bassin, les conglomérats de base, formés par des débris granitiques et volcaniques, reposent avec une discordance angulaire sur la série Nicola et sur les roches de la phase de bordure du batholite. Localement, ces conglomérats de base sont accompagnés de calcaires fétides (J.M. CARR, 1962b). Plus haut dans la séquence, des siltites, des grès fins et des shales deviennent prépondérants bien que des lentilles de conglomérats soient toujours présentes. Plus vers le centre du bassin, à l'Ouest, la sédimentation s'est poursuivie, sans interruption, du Trias supérieur jusqu'au Jurassique moyen (Callovien) (W.B. TRAVERS, 1978).

Il n'y a aucune manifestation volcanique ou sédimentaire connue entre Callovien et Aptien bien que la région ait été incontestablement tectoniquement active. La mer s'était progressivement retirée et à l'Aptien, ou avant (?), on assiste cette fois-ci à une reprise de l'activité volcanique, sub-aérienne. Elle a eu lieu dans une ceinture de direction Nord-Ouest, longeant la limite Sud-Est du batholite. La ceinture s'étend au Nord-Ouest jusqu'à la zone tectonique de Fraser et les roches recouvrent avec discordance les séries de Cache Creek, de Nicola et du Jurassique. L'activité volcanique a cessé vers la fin de l'Albien, il y a 100 M.A., mais plusieurs intrusions batholitiques ont été mises en place au Sud et à l'Est du batholite de Guichon il y a 100 à 65 M.A. (V.C. RODDICK *et al.*, 1972; V. PRETO *et al.*, 1979).

Il y a 50 M.A. environ, à l'Eocène, des épanchements volumineux de laves et de roches associées ont couvert de grandes étendues de la partie septentrionale du batholite de Guichon et des régions situées à l'Est et au Nord. Quelques dykes et sills recoupent les roches volcaniques du Crétacé et certaines coulées cartographiées comme un volcanisme du Crétacé sont probablement en réalité d'âge éocène.

Cette activité volcanique a été de nouveau sub-aérienne et les roches sédimentaires associées sont d'origine continentale.

### D. Evolution géologique du batholite de Guichon Creek.

Le batholite est un dôme semi-concordant constitué de phases intrusives dont la composition va d'une diorite ou d'une diorite quartzique à une granodiorite leucocrate (fig. 21). Les roches à la périphérie sont antérieures à celles du centre. Les étu-

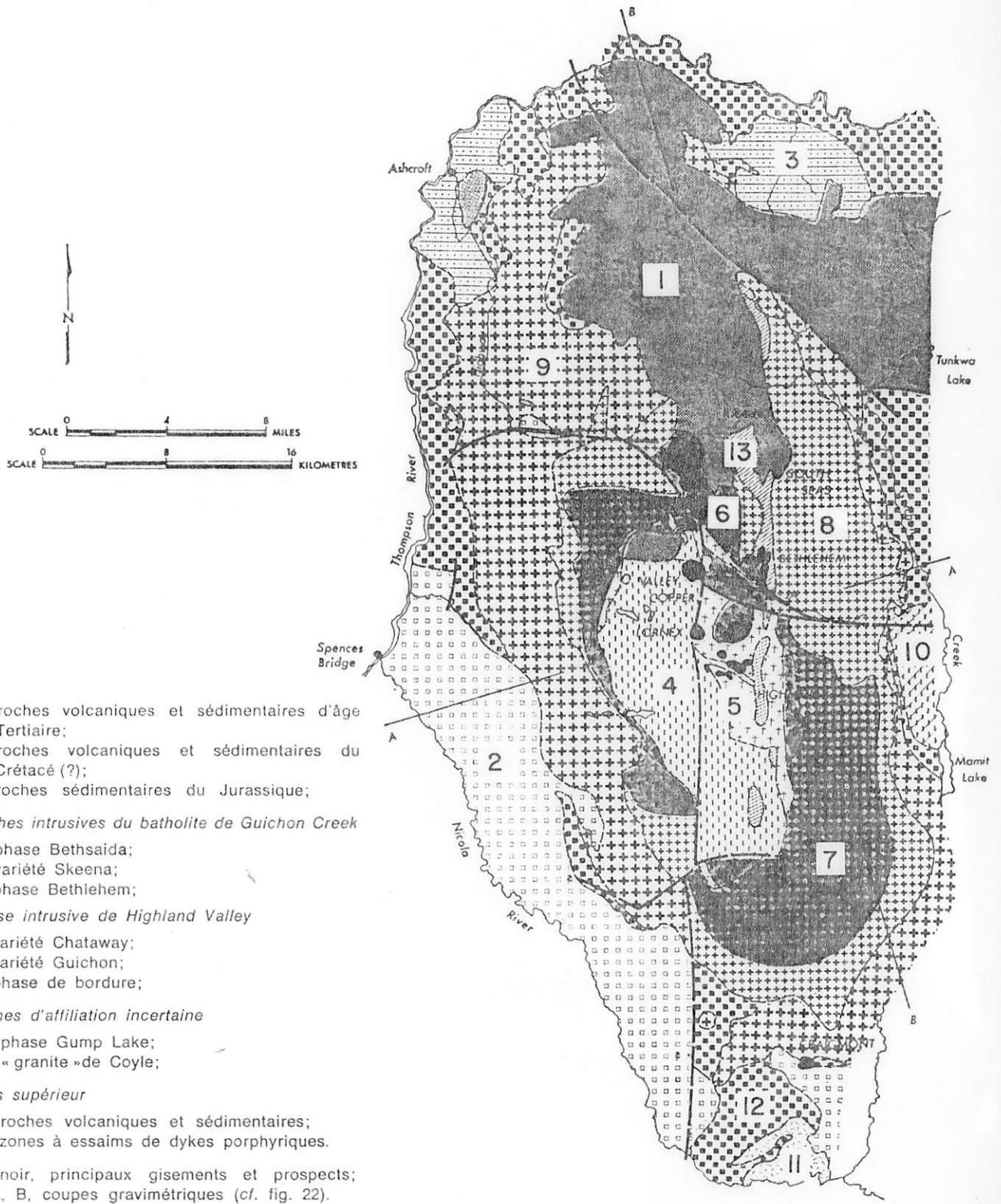


Fig. 21. — Carte géologique simplifiée du batholite de Guichon Creek (W.J. McMILLAN, 1976).

des géologiques et pétrologiques suggèrent que les phases intrusives ont eu un magma parental commun mais qu'elles ne sont pas formées par différenciation *in situ*.

La reconstitution des différentes étapes évolutives du batholite montre que les phases les plus tardives recourent celles qui les précèdent. Cependant, les contacts entre les différentes phases sont plus ou moins tranchés à progressifs, sans bordures figées. Il est probable que les phases plus anciennes n'étaient que partiellement cristallisées lorsque l'injection suivante a débuté (K.E. NORTHCOTE, 1969). Toutes les phases donnent le même âge par la méthode K/Ar,  $202 \pm 8$  M.A.\*. L'isochrone Rb/Sr (V. PRETO *et al.*, 1979, *sous presse*) fournit un âge légèrement supérieur, de  $205 \pm 10$  M.A. Toutefois, les âges ainsi déterminés se recouvrent si l'on tient compte des imprécisions de mesures et du fait que le batholite a pu se mettre en place et se refroidir en dessous de la température de rétention de l'argon en quelques millions d'années.

Le rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varie de 0,7025 à 0,7046 (moyenne égale à 0,7037). Ces données sont comparables à celles obtenues pour les volcanites des arcs insulaires circum-pacifiques (V.A. PRETO *et al.*, 1979, *sous presse*). La faible valeur du rapport initial traduit l'origine mantellique des magmas du batholite de Guichon Creek, pratiquement exempts de contamination crustale.

De la bordure vers le centre du batholite, l'indice de coloration, la densité et la susceptibilité magnétique des roches décroissent tandis que leur granulométrie et leur acidité augmentent.

Le batholite de Guichon Creek est constitué de plusieurs phases intrusives de composition et de texture différentes. Certaines de ces phases peuvent être subdivisées en variétés que l'on peut cartographier à l'échelle régionale. De la périphérie vers le centre, K.E. NORTHCOTE (1969) a distingué les phases suivantes : phase de bordure (auparavant appelée hybride), phase de Highland Valley constituée de deux variétés (Guichon et Chataway), phase Bethlehem et sa variété plus jeune nommée Skeena, et enfin, la phase Bethsaida. Les roches de la phase de bordure sont riches en minéraux mafiques, finement grenus ou à grain moyen, de composition d'une diorite quartzique à une diorite. L'amphibole et la biotite y sont omniprésentes, le pyroxène est rare. Les enclaves de roches encaissantes sont fréquentes de même que les zones hybrides

disées dont la composition varie d'une amphibolite à une monzonite.

Les granodiorites de Guichon contiennent 15% de minéraux mafiques en agrégats de cristaux sub-automorphes à automorphes, tandis que les granodiorites de Chataway renferment 12% de minéraux mafiques uniformément distribués dans la roche. La biotite et l'amphibole se trouvent en quantité comparable dans les granodiorites de Guichon mais l'amphibole devient prépondérante dans Chataway. Les contacts entre la phase de bordure et la phase de Highland Valley sont généralement progressifs, sans bordure figée.

Les granodiorites de Bethlehem ne contiennent que 8% de minéraux mafiques mais ceux-ci présentent une distribution granulométrique bimodale. En effet, on observe de grosses plages d'une amphibole poecilitique dans une matrice contenant une biotite et une amphibole plus fines. Le quartz est plus abondant et à grain plus grossier que dans les phases antérieures. Les phases Bethlehem et Bethsaida sont fréquemment séparées par une zone présentant des caractéristiques intermédiaires, appelée granodiorite de Skeena. Comme dans la phase Bethlehem, les minéraux mafiques présentent une bimodalité mais ils sont moins abondants; les plages de quartz sont grandes, mais xénomorphes.

La granodiorite de Bethsaida, à grain moyen à grossier, présente une texture légèrement porphyrique. La teneur en minéraux mafiques n'est que de 6% avec la biotite prépondérante. D'une manière générale, les contacts entre les phases Bethlehem et Highland Valley sont assez tranchés mais avec peu de bordures figées. Cependant, les essaims de dykes et quelques corps de brèche dont l'origine est liée au stade tardif du magmatisme de la phase Bethlehem, recourent les roches faisant partie de la phase de Highland Valley.

De même, bien que les contacts entre les phases Bethsaida et Bethlehem soient progressifs, les dykes associés au stade tardif de Bethsaida, recourent les roches de Skeena et de Bethlehem.

Les relations géologiques et pétrologiques permettent d'élaborer le modèle suivant de l'intrusion du batholite. Le magma a été mis en place sous forme d'un mélange cristaux-liquide le long de l'intersection des structures profondes de directions Nord et Nord-Ouest. Il s'est étalé latéralement de part et d'autre de la structure N-S après avoir atteint le niveau où il pouvait refouler sur les côtés, ou soulever les roches encaissantes. Ces dernières ont subi, au contact, un métamorphisme ou parfois une assimilation.

Le refroidissement et la différenciation ont été accompagnés de courants convectifs dans le magma, produisant une foliation d'écoulement et influ-

\*Recalculé en utilisant les données récentes pour  $\lambda$   $^{40}\text{K} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$  (R.H. STEIGER et E. JAGER, 1977).

ençant le cours de cristallisation\*. Il en résulte la séquence de différenciation représentée par la phase de bordure et les variétés de Guichon et de Chataway.

L'architecture des phases de bordure et de Highland Valley extrapolée en profondeur est recoupée par la phase Bethlehem bien que les contacts ne soient pas figés. Par conséquent, une nouvelle injection de magma a eu lieu avant que les roches antérieures ne soient complètement refroidies et même, par endroits, avant qu'elles ne soient complètement cristallisées (K.E. NORTHCOLE, 1969; C.J. WESTERMAN, 1970). L'emplacement des essaims de dykes vers la fin de cet épisode intrusif a été accompagné de brèches d'explosion qui impliquent (J.M. CARR, 1966) la formation des cheminées communicant avec la surface. Il est probable que certains dykes aient atteint également la surface et aient alimenté des coulées ou donné lieu à des phénomènes explosifs formant des débris pyroclastiques.

Bien que de larges zones de mélange caractérisent le contact entre Bethlehem et Bethsaida, localement la phase Bethsaida recoupe celle de Bethlehem et de petits « plugs » et dykes liés au stade tardif de Bethsaida sont intrusifs dans les roches antérieures. A nouveau, les brèches d'explosion prennent naissance par endroits, démontrant l'existence des cheminées et d'une activité extrusive probable.

Malgré leurs âges différents ces deux essaims de dykes sont situés ensemble dans une zone de tension de direction N-S, qui a été active pendant une très longue période. Cette zone se trouve en bordure Est de la phase Bethsaida et s'étend en direction du Nord suivant le grand axe du batholite parallèle aux failles du socle contrôlant sa mise en place.

Le batholite renferme des minéralisations importantes du type porphyres cuprifères (« porphyry copper »). Il y a deux mines en production : Bethlehem Copper et Lornex, trois mines potentielles : Valley Copper, Highmont et J.A. et de nombreux indices. Les réserves des principaux gisements sont estimées à plus de 2 milliards de tonnes à 0,45 % d'équivalent Cu. Tous les gisements majeurs sont situés le long de la bordure Nord de la zone centrale du batholite. La minéralisation à cuivre et à molybdène est presque toujours contrôlée par des fractures et des teneurs économiques apparaissent dans les zones à essaims de fractures peu espacées ou dans des brèches.

\* Ces foliations limitées aux phases extrêmes s'interprètent également en termes de déformation plastique post-solidus.

## E. Tectonique du batholite de Guichon Creek

Sans se préoccuper de la validité d'un modèle tectonique à plus grande échelle, il est évident que les structures anciennes, profondes et de grande extension, ont contrôlé la distribution des roches volcaniques et plutoniques au Trias supérieur. Le batholite de Guichon Creek est de forme ovale en plan; son grand axe orienté W.NW atteint 65 km et sa largeur 20 km.

Les levés magnétiques et gravimétriques suggèrent que le batholite est un corps en forme d'entonnoir aplati (fig. 22) avec un « goulot » situé sous la Highland Valley (C.A. AGER *et al.*, 1972). La réactivation des structures du socle a probablement induit l'architecture interne du batholite avec ses directions N-S à N.NW.

Le batholite de Guichon Creek est divisé en segments et cerné par des failles de direction Nord, Nord-Ouest, Est et plus rarement Nord-Est.

Les failles en bordure du batholite ont contribué à la naissance des bassins et ont contrôlé la distribution des sédiments jurassiques, des roches sédimentaires et volcaniques au Crétacé, et enfin, des roches sédimentaires et volcaniques au Tertiaire. Les centres volcaniques au Crétacé et au Tertiaire ont également été contrôlés par la structure tectonique ancienne.

Le jeu des failles anté-batholitiques est inconnu. Fort probablement, il y avait des mouvements tectoniques cassants syn-batholitiques mais leur existence est difficile à prouver.

Un rejet latéral dextre de plusieurs kilomètres, appelé faille de Lornex, (fig. 23), a été mis en évidence mais les déplacements les plus importants suivant les failles étaient verticaux. C'est ainsi qu'un horst central du batholite de Guichon Creek limité par les failles du Skuhun Creek et de Highland Valley et entouré de compartiments abaissés au Nord et au Sud, a pris naissance. Par ailleurs, la zone au Nord de Barnes Creek est aussi relativement effondrée.

En ce qui concerne les blocs tectoniques majeurs, le compartiment du horst à l'Est de la faille de Lornex est relativement abaissé de même que celui, au Sud de la faille de Skuhun Creek et, à l'Ouest de la faille de Lornex. Le déplacement suivant la faille de Guichon Creek, à l'Est du batholite, est considéré comme un rejet latéral dextre, les roches jurassiques et triasiques occupant des grabens le long des bordures NW et SW du batholite.

A proximité des gisements où l'observation est la meilleure, on peut distinguer les failles anté-, syn-

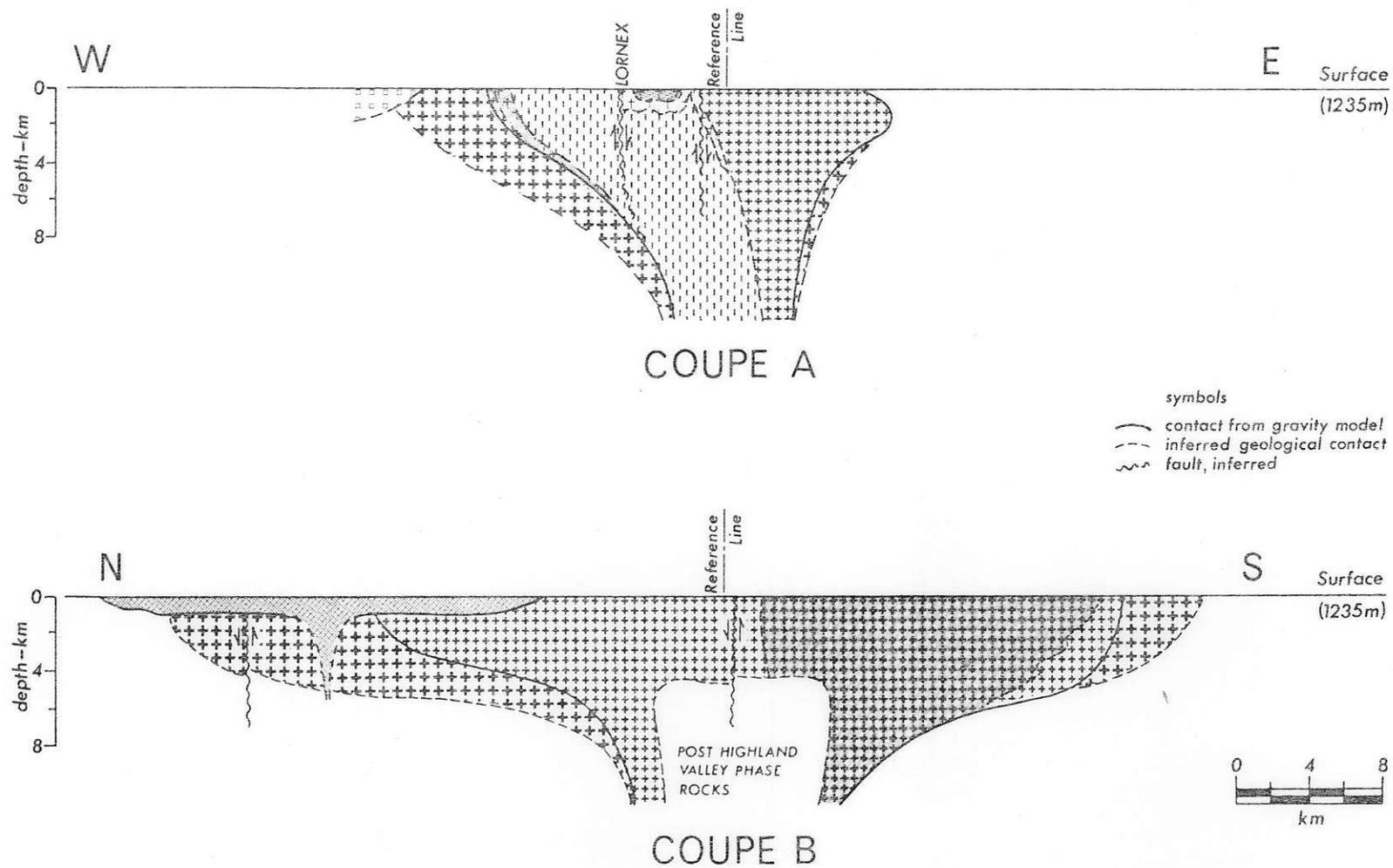


Fig. 22. — Coupes interprétatives du batholite de Guichon Creek, basées sur les données gravimétriques (d'après C.A. AGER *et al.*, 1973).  
Pour la légende, voir la figure 21.

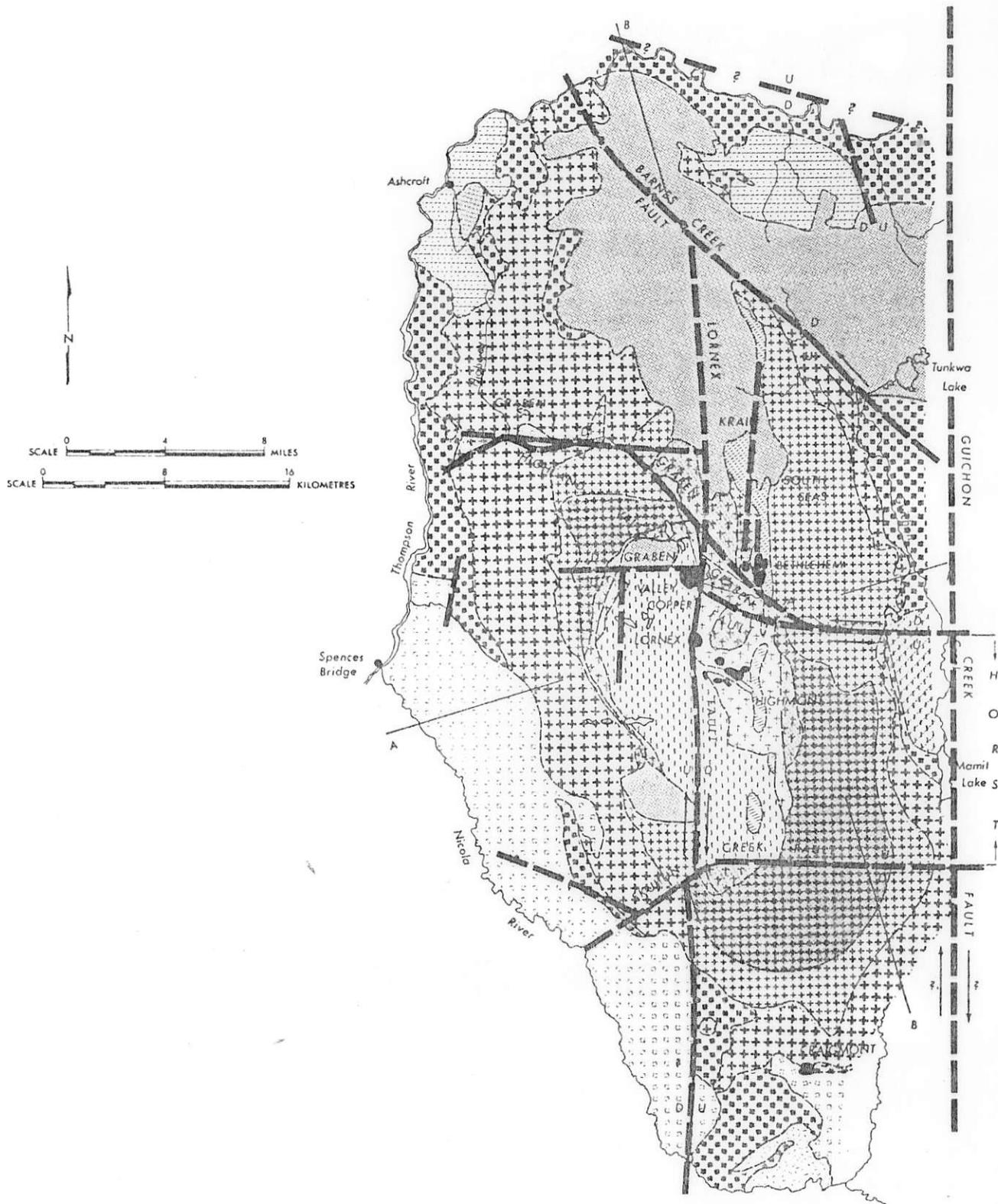


Fig. 23. — L'architecture du batholite de Guichon Creek (d'après W.J. McMILLAN, 1976).  
 Pour la légende, se référer à la figure 21.

et post-minéralisation. Cette dernière se trouve dans un réseau de fractures analogue, à Valley Copper, au système de failles de Lornex-Highland Valley (W.J. McMILLAN, 1971). A Bethlehem (J.A. BRISKEY et J.R. BELLAMY, 1976), J.A. (W.J. Mc MILLAN, 1976), Lornex (M.W. WALDNER *et al.*, 1976), Highmont (A.J. REED et J.L. JAMBOR, 1976), South Seas et Krain (J.S. CHRISTIE, 1976), la minéralisation est liée à de petits plugs, des dykes de porphyres et des brèches, situées sur les anciennes failles et les fractures de tension qui leur sont associées.

Sur la faille de Lornex, certains déplacements de cisaillement (« strike-slip ») sont postérieurs à la minéralisation.

La tectonique cassante traduit incontestablement des contraintes régionales survenant peu après la consolidation des roches granitiques et renouvelées plusieurs fois après. Le contrôle de la distribution des roches sédimentaires les plus jeunes, témoigne des déplacements verticaux au Jurassique, au Crétacé, et plus rarement, au Tertiaire.

Un essaim de dykes de direction N-S, et plusieurs grands dykes orientés NW-SE, recoupent le batholite. Ces dykes occupent les fractures, ouvertes par suite d'une pression magmatique mais également par suite des contraintes tectoniques régionales. Le contrôle tectonique des essaims de dykes est le plus important, puisque les dykes d'âges différents se situent dans les mêmes zones et l'orientation des essaims est parallèle aux failles majeures. Cependant, le rôle de la pression magmatique ne peut pas être écarté. En effet, les essaims sont les plus abondants près du centre du batholite, à l'Est de la faille de Lornex, juste au-dessus de la zone d'enracinement supposée.

### 3.2.2. Etude pétrologique du batholite de Guichon Creek

#### A. Introduction

Bien que de nombreuses études aient été réalisées sur le batholite, la plupart d'entre elles se limitent à l'examen des minéralisations et leur enveloppe immédiate. Des travaux traitant de l'évolution pétrologique du batholite dans son ensemble se font rares. Citons la publication de K.E. NORTHCOTE (1969) qui a défini les phases intrusives constituant le batholite et a donné leur description pétrographique. La poursuite de ce travail a abouti à une étude détaillée de C.J. WESTERMAN (1970) laquelle est malheureusement restée non publiée. Quelques données pétrologiques sont

consignées dans la publication de M.A. OLADE (1976) et dans la synthèse de W.J. McMILLAN (1976).

L'étude, dont les résultats sont présentés ici, insiste plus particulièrement sur les variations du chimisme des phases minérales au cours de l'évolution magmatique du batholite et leur signification. Cette étude est basée sur plusieurs centaines d'analyses à la microsonde électronique réalisées au Bureau de recherches géologiques et minières à Orléans.

#### B. Pétrologie des phases intrusives du batholite

La composition des phases les plus précoces du batholite (phase de bordure et Guichon) s'étale, comme le montre la projection normative Q-Pl-Kf (fig. 24), d'une diorite quartzique à une monzodiorite quartzique. Il s'agit de roches à structure équi-granulaire et à grain fin par rapport aux phases plus tardives. Le plagioclase en lattes hypidiomorphes présente un zonage normal, non oscillatoire, parfois diffus et peu visible en lame mince. Les analyses montrent des variations de  $An_{4,8,1}Or_{1,4}$  à  $An_{9,5}Or_{0,8}$  (valeurs extrêmes). Les minéraux ferro-

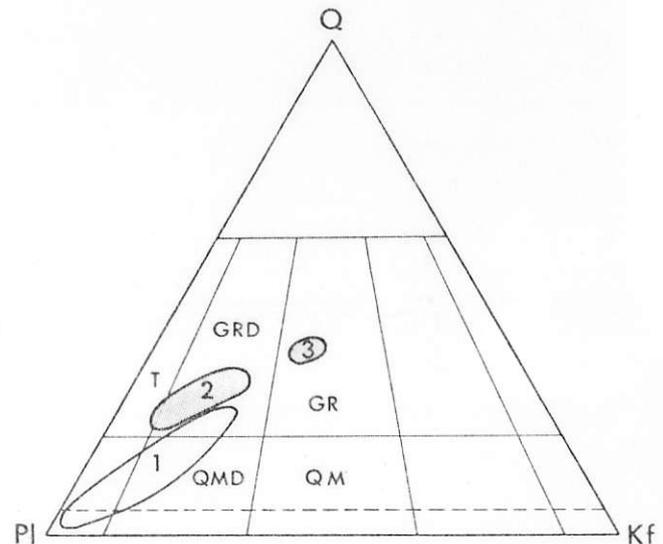


Fig. 24. — Projection de la composition normative des phases intrusives du batholite de Guichon sur le diagramme PI-Q-Kf.

1 : phase de bordure, Guichon et Chataway; 2 : phases Bethlehem, Skeena et Bethsaida; 3 : dykes.

Limites d'après A. STRECKEISEN (1976) : QM = monzonite quartzique, QMD = monzodiorite, T = tonalite, GRD = granodiorite, GR = granite.

magnésiens sont représentés par la biotite et l'amphibole, interstitielles par rapport au plagioclase. Parfois le clinopyroxène apparaît, toujours résiduel, inclus dans les plages d'amphibole. Enfin, le quartz et l'orthose remplissent systématiquement les interstices, se présentant ainsi en plages xénomorphes (planche II, photos 1 et 2). La composition de la biotite est caractérisée par un rapport  $Mg/(Mg + Fe)$ , compris entre 0,61 et 0,64, des teneurs en  $Al^{VI}$  faibles (0,099 au maximum) et celles en Ti relativement élevées, jusqu'à 0,59 atome Ti par unité formulaire. Les amphiboles sont des hornblendes magnésiennes (B.E. LEAKE, 1978) pauvres en Mn, avec  $Mg/(Mg + Fe)$  de 0,70.

La phase Chataway se distingue par une structure équi-granulaire à grain plus grossier que les phases précédemment décrites. La composition modale (K.E. NORTHCOTE, 1969) et normative (fig. 24) permettent de la classer comme une granodiorite mélanocrate à tendance tonalitique. On remarque le plagioclase en grandes lattes, des cristaux hypidiomorphes d'amphibole et de biotite, et des plages interstitielles de quartz et d'orthose (planche II, photos 3 et 4). Bien que le plagioclase soit la première phase qui ait cristallisé avec une faible quantité de magnétite, les inclusions d'amphibole dans les zones externes des cristaux de plagioclase témoignent d'une cristallisation précoce de ce minéral qui est cependant précédé par la biotite.

Le zonage du plagioclase demeure discret, comme dans la phase Guichon, mais les analyses à la microsonde révèlent l'existence de récurrences dans sa composition. On observe un zonage inverse survenant vers  $An_{40}$ . La valeur calcique extrême est légèrement plus basse ( $An_{44,1}Or_{1,2}$ ) que dans la phase Guichon. On remarque également que la plupart des cristaux de plagioclase ont des bordures  $An_{30,0}Or_{1,6}$ ; on ne trouve que rarement, en bordure, la composition  $An_{15,5}Or_{1,6}$ , correspondant à celle de petits cristaux associés au quartz et au feldspath potassique. Ce dernier n'est que faiblement perthitique, la teneur en Ab se situant systématiquement en-dessous de 10 % mol. Il corrode des cristaux de biotite et de plagioclase dont les bordures présentent parfois des structures myrmékitiques. On peut, par conséquent, conclure à un déséquilibre entre les phases proches du liquidus et le liquide résiduel. Une des explications possibles peut être l'augmentation de la pression partielle d'eau. Ces phénomènes laissent entrevoir la possibilité d'un transport des cristaux de plagioclase d'une chambre magmatique plus profonde au niveau intrusif.

Quant à la biotite, sa composition n'est que légèrement différente de celle de la biotite de la phase Guichon (tableau 7). En effet la teneur en Ti est du même ordre (0,39 à 0,56 atome par u.f.),

ainsi que celle en Mn. On note une augmentation de  $Al^{VI}$  et de Na. Le rapport  $Mg/(Mg + Fe)$ , est sensiblement le même, de 0,61 à 0,62. Les analyses à la microsonde montrent un zonage des cristaux d'amphibole (tableau 8). Les cœurs des cristaux ont une composition de hornblendes magnésiennes, comparable à celle trouvée pour les amphiboles de la phase Guichon, tandis que les bordures présentent un chimisme actinolitique. En ce qui concerne les variations en éléments mineurs, les teneurs en  $TiO_2$  et  $Na_2O$  décroissent vers la bordure. Le zonage identique a été mis en évidence dans les intrusions de Papouasie par D.R. MASON (1978).

La granodiorite de Bethlehem diffère de la phase Chataway par sa composition normative. En effet, elle est plus pauvre en feldspath potassique bien que la teneur normative en quartz des deux intrusions soit comparable. La structure est équi-granulaire, mais devenant porphyrique par endroits, surtout grâce à un développement automorphe des cristaux de plagioclase. Ces derniers présentent un zonage oscillatoire, souvent avec des cœurs résorbés. On observe un zonage inverse  $An_{35}-An_{42}$  des zones centrales, devenant normal vers la bordure. La composition la plus albitique de la bordure est  $An_{19,1}Or_{1,4}$  mais se situe fréquemment vers  $An_{30}$ . Les cristaux de plagioclase associés au feldspath potassique ont une composition de  $An_{15,9}Or_{2,4}$  à  $An_{12,9}Or_{0,4}$ . La teneur en Ab de l'orthose est plus élevée (supérieure à  $Ab_{10}$ ) que dans les phases intrusives antérieures.

On observe souvent des inclusions de magnétite, de biotite et d'amphibole (planche III, photos 9 et 10) dans les cristaux de plagioclase permettant d'entrevoir une cristallisation précoce de ces minéraux. L'amphibole présente un zonage analogue à celui mis en évidence dans la phase Chataway, avec une composition actinolitique, et  $Mg/(Mg + Fe)$  nettement plus élevé en bordure qu'au centre des cristaux. Le chimisme de la biotite est comparable à la biotite de Chataway (tableau 7), avec  $Mg/(Mg + Fe)$  de 0,63 à 0,65. Parmi les minéraux accessoires, signalons l'abondance de sphène et d'apatite, associées aux ferromagnésiens, ainsi que des plages de magnétite dont la cristallisation a atteint son maximum au cours du développement de la biotite et de l'amphibole. Le quartz et l'orthose (légèrement perthitique) sont interstitiels.

La granodiorite de Skeena, très proche par sa composition de la phase Bethsaida, a une structure équi-granulaire caractérisée par des cristaux automorphes et une association interstitielle de quartz et d'orthose. On observe cependant le développement de grandes plages poecilites d'orthose englobant tous les minéraux cristallisés auparavant. Le quartz a parfois tendance à former des cristaux automorphes (planche II, photos 7 et 8).

Le plagioclase montre un zonage oscillatoire complexe avec résorption des zones centrales. La composition varie de  $An_{42,5}Or_{1,5}$  à  $An_{10,7}Or_{2,3}$ . La récurrence du zonage se produit vers  $An_{32}$ . L'orthose est perthitique, avec les teneurs en Ab faibles, généralement inférieures à  $An_{10}$  (fig. 25). L'amphibole est caractérisée par un rapport  $Si/Al^{IV}$  plus élevé (tableau 8) que celui des cœurs des amphiboles précédemment examinées. Ainsi, sa composition correspond à une hornblende actinolitique ou à une actinote (fig. 26). Le zonage observé dans certaines phases intrusives précédentes n'a pas été mis en évidence. Notons une augmentation sensible de la teneur en MnO.

Quant à la biotite (tableau 7), son rapport  $Mg/(Mg + Fe)$  égal à 0,62 - 0,63 et sa teneur en Ti (0,36 à 0,38 atomes p.u.f.) sont très proches des biotites des phases précédentes. Le sphène, l'apatite et la magnétite demeurent fréquentes, associés la plupart du temps aux minéraux ferromagnésiens.

La phase ultime du batholite de Guichon, celle de Bethsaida, de composition granodioritique, ne diffère que peu de la phase Skeena. La structure est toujours équigranulaire, mais à grain plus grossier. Des cristaux subautomorphes à automorphes, de grande taille, de biotite sont caractéristiques de cette phase (planche III, photos 1 et 2). Le quartz forme également de grandes plages polycristallines à extinction roulante, interstitielles mais avec une nette tendance à l'automorphisme (planche III, photos 1, 2, 3 et 4).

Le plagioclase se présente en cristaux automorphes à zonage oscillatoire complexe (planche II, photo 9). Les cœurs des cristaux sont souvent résorbés, entourés d'une couronne inversement zonée, la récurrence se produisant vers  $An_{21}$ . Les analyses à la microsonde ont permis de mettre en évidence, dans certains cristaux, des oscillations complexes, telles que (An mol. %) : (centre) 32,7 - 37,2 - 30,4 - 37,1 - 29,6 - 40,8 - 38,5 - 34,4 - 31,6 ... 12,9 (bord). Ces résultats confirment les observations de C.J. WESTERMAN (1970). On constate que la composition des cœurs des cristaux de plagioclase est plus calcique ( $An_{50}$ ) que dans la phase Skeena. L'orthose est perthitique, toujours interstitielle par rapport au plagioclase et aux minéraux ferromagnésiens.

L'amphibole se présente soit en petits cristaux automorphes soit en grandes plages poecilites. Elle est zonée de la même façon que l'amphibole de la phase Bethlehem, avec la zone centrale constituée d'une hornblende magnésienne à  $Mg/(Mg + Fe)$  de 0,71 et la bordure de composition actinolitique à  $X_{Mg}$  égal à 0,75; les teneurs en MnO sont élevées.

La biotite a des teneurs en Ti légèrement plus fortes (0,42 à 0,46 atome Ti p.u.f.) que la phase Skeena. Par contre le rapport  $Mg/(Mg + Fe)$  demeure identique, variant de 0,62 à 0,63. On note une augmentation de MnO, dépassant parfois 1% poids. Les constituants accessoires restent les mêmes : sphène, magnétite et apatite.

La succession de cristallisation des minéraux dans la phase Bethsaida est essentiellement la même que celle des phases intrusives antérieures. Le plagioclase est suivi de magnétite puis de biotite et d'amphibole, le quartz et l'orthose étant toujours interstitiels. Nous ne pouvons pas confirmer la conclusion de C.J. WESTERMAN (1970) sur la cristallisation précoce du quartz dans la phase Bethsaida, qui devrait selon lui, précéder le plagioclase.

En considérant l'ensemble des intrusions constituant le batholite de Guichon, plusieurs observations concernant son évolution apparaissent à travers l'étude cristallographique des minéraux.

## PLANCHE II

### Phases intrusives du batholite de Guichon Creek

PHOTOS 1 et 2. — Monzodiorite quartzique de Guichon. Structure équigranulaire à cristaux subautomorphes de plagioclase (Pl), biotite (B) et amphibole (Hb). Quartz (Q) en plages interstitielles.  
1. lumière naturelle; 2. nicols croisés.

PHOTOS 3 et 4. — Variété Chataway de la phase de Highland Valley. Le grain est plus grossier que celui de la variété Guichon. Cristaux de plagioclase (Pl) sans zonage oscillatoire, hornblende (Hb) en cristaux automorphes, grandes plages de biotite (B), quartz (Q) interstitiel.  
3. lumière naturelle; 4. nicols croisés.

PHOTOS 5 et 6. — Granodiorite de la phase Bethlehem. Plagioclase (Pl) en cristaux subautomorphes à automorphes zonés (le zonage oscillatoire commence à apparaître), grandes plages de biotite (B); quartz (Q) et feldspath potassique (Kf) en plages interstitielles.  
5. lumière naturelle; 6. nicols croisés.

PHOTOS 7 et 8. — Variété Skeena. Plagioclase (Pl) en cristaux automorphes zonés, entourés de feldspath potassique (Kf) et de quartz (Q) interstitiels. La biotite (B) borde les cristaux de plagioclase. On observe une tendance à l'automorphisme du quartz.  
7. lumière naturelle; 8. nicols croisés.

PHOTO 9. — Zonage oscillatoire complexe des cristaux de plagioclase dans la granodiorite de Bethsaida; nicols croisés.

La longueur de la barre de référence est de 1 mm environ.

PLANCHE II

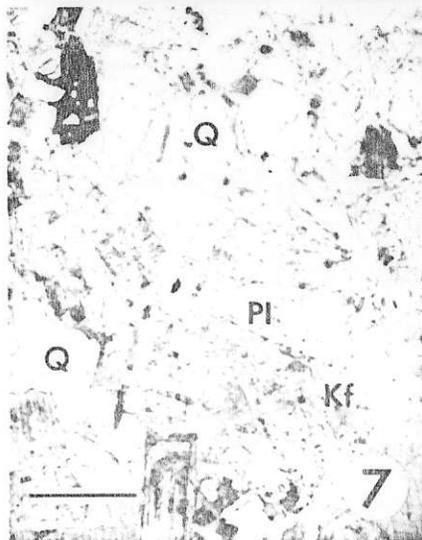
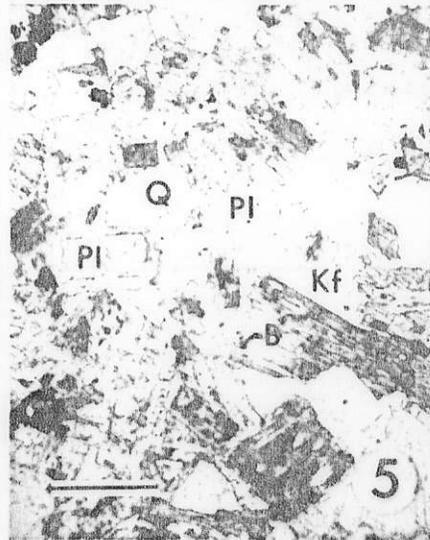
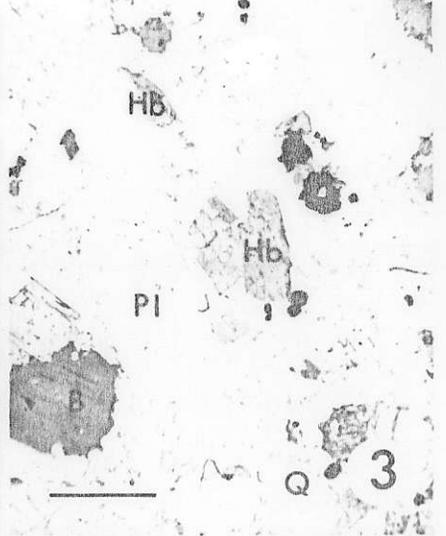


TABLEAU 7. — Analyses à la microsonde électronique des biotites des phases intrusives du batholite de Guichon.

	Guichon		Chataway		Bethlehem		Skeena		Bethsaida	
SiO <sub>2</sub>	38,06	37,15	37,67	37,64	37,54	37,88	37,33	38,51	38,28	37,41
TiO <sub>2</sub>	4,15	5,24	4,02	3,48	3,80	2,70	3,36	3,19	4,11	3,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,72	13,64	13,89	15,09	13,85	13,67	13,94	14,93	14,63	14,12
MnO	0,28	0,33	0,34	0,12	0,38	0,26	0,54	0,29	1,14	0,75
FeO	14,41	15,57	15,35	15,86	14,93	14,52	15,62	14,86	14,22	15,16
MgO	14,58	13,73	14,04	14,49	14,06	14,88	14,79	13,58	13,77	14,63
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,09	0,14	0,12	0,13	0,09	0,10	0,13	0,03
K <sub>2</sub> O	10,30	10,38	9,53	9,73	9,61	9,62	9,46	9,74	9,94	9,04
BaO	0,60	0,07	0,26	0,27	0,41	0,93	0,61	0,04	0,75	0,52
H <sub>2</sub> O*	4,02	3,99	3,98	4,05	3,96	3,95	3,99	4,02	4,05	3,99
Total	100,13	100,12	99,17	100,87	98,66	98,54	99,73	99,26	101,02	99,43
Si**	5,677	5,571	5,665	5,567	5,674	5,741	5,611	5,743	5,659	5,620
Al <sup>IV</sup>	2,323	2,410	2,335	2,433	2,326	2,259	2,389	2,257	2,341	2,380
Al <sup>VI</sup>	0,088	—	0,127	0,198	0,142	0,183	0,081	0,367	0,209	0,120
Fe	1,797	1,953	1,931	1,962	1,887	1,840	1,963	1,854	1,758	1,951
Mg	3,242	3,070	3,147	3,195	3,167	3,360	3,313	3,019	3,034	3,242
Mn	0,035	0,042	0,043	0,014	0,048	0,033	0,068	0,037	0,143	0,095
Ti	0,465	0,591	0,455	0,387	0,432	0,308	0,380	0,358	0,456	0,427
	5,627	5,656	5,703	5,756	5,676	5,724	5,805	5,635	5,600	5,835
Na	0,002	0,006	0,026	0,040	0,036	0,037	0,027	0,029	0,037	0,010
K	1,960	1,987	1,829	1,836	1,853	1,860	1,813	1,854	1,875	1,905
Ba	0,035	0,004	0,015	0,016	0,024	0,055	0,036	0,002	0,043	0,030
	1,997	1,997	1,870	1,892	1,913	1,952	1,876	1,885	1,955	1,945
Mg/(Mg + Fe)	0,643	0,611	0,620	0,619	0,627	0,646	0,628	0,619	0,633	0,624

\* calculé

\*\* formules cristallographiques calculées sur la base de 22 (O)

Ainsi on remarque un enrichissement progressif des biotites et des amphiboles en manganèse avec la différenciation. Comme le montre la figure 27, un partage de manganèse existe entre biotite et amphibole. La dispersion des points est en grande partie due à des variations du chimisme imputables au zonage des cristaux d'amphibole. Notons que L.P. GREENLAND *et al.*, (1968) ont trouvé qu'une distribution de Mn entre biotite et amphibole proche de l'équilibre existe dans la majorité des complexes plutoniques. La position des différentes phases intrusives sur le diagramme de la figure 25 révèle leur origine par différenciation à partir d'un seul liquide parental. Le processus de cristallisation fractionnée survenant à une forte pression partielle de H<sub>2</sub>O apparaît comme le plus probable (H. GUE-RIN *et al.*, 1979).

Le rapport Mg / (Mg + Fe) de la biotite demeure quasiment constant dans toute l'étendue de la différenciation du batholite de Guichon. Il en est de même pour la teneur en titane. Il semble, d'après les résultats de J.L. ROBERT (1976), que la température de cristallisation de la biotite dans les phases tardives était proche de celle des phases intrusives précoces. Par ailleurs, la constance du rapport X<sub>SiK</sub> suggère que le système a été tamponné (F.C.W. DODGE et D.C. ROSS, 1971).

La zonalité des cristaux d'amphibole marquée par l'augmentation de Mg / (Mg + Fe) vers les bordures, peut être interprétée comme conséquence d'une augmentation de f<sub>(H<sub>2</sub>O)</sub> au cours de la cristallisation (G.K. CZAMANSKÉ et D.R. WONES, 1973), augmentation qui pourrait correspondre à la cristallisation de la magnétite associée à l'amphibole.

TABLEAU 8. — Analyses à la microsonde électronique des amphiboles des phases intrusives du batholite de Guichon.

	Guichon		Chataway		Bethlehem		Skeena		Bethsaida		
			a	b	a	b			a	b	
SiO <sub>2</sub>	49,69	49,48	49,31	51,95	48,58	53,30	53,14	53,69	52,23	49,10	52,81
TiO <sub>2</sub>	1,12	1,11	1,24	0,10	0,76	0,23	0,50	0,22	0,40	0,97	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,29	5,67	6,81	3,55	5,94	2,04	3,48	2,55	3,46	6,56	3,25
MnO	0,46	0,63	0,69	0,56	0,78	0,18	1,00	0,94	1,40	0,84	1,46
FeO	11,90	12,17	11,47	10,60	12,48	8,34	10,03	9,64	10,39	11,60	9,93
MgO	15,95	15,60	15,82	16,75	14,53	17,71	17,07	17,48	16,74	15,73	17,15
CaO	12,04	11,98	10,98	12,37	11,82	13,38	11,19	11,31	11,46	10,72	11,12
Na <sub>2</sub> O	1,07	1,01	1,22	0,47	1,14	0,41	0,65	0,64	0,79	1,69	0,71
K <sub>2</sub> O	0,47	0,60	0,29	0,20	0,67	0,16	0,27	0,25	0,21	0,34	0,26
BaO	—	—	—	—	0,11	—	0,05	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O*	2,07	2,07	2,08	2,06	2,04	2,07	2,10	2,08	2,07	2,06	2,08
Total	100,06	100,32	99,91	98,61	99,25	97,82	99,48	98,80	99,15	99,52	99,25
Si**	7,199	7,163	7,112	7,538	7,144	7,711	7,564	7,715	7,547	7,129	7,593
Al	0,801	0,837	0,888	0,462	0,856	0,289	0,436	0,285	0,453	0,871	0,407
Al <sup>VI</sup>	0,101	0,131	0,270	0,145	0,174	0,058	0,148	0,147	0,136	0,252	0,143
Fe	1,441	1,474	1,384	1,287	1,535	1,009	1,194	1,159	1,255	1,409	1,194
Mg	3,445	3,366	3,401	3,623	3,272	3,818	3,621	3,743	3,605	3,403	3,676
Mn	0,056	0,077	0,085	0,069	0,097	0,022	0,120	0,114	0,171	0,103	0,178
Ti	0,122	0,121	0,135	0,011	0,084	0,025	0,054	0,024	0,043	0,106	0,052
	5,165	5,169	5,275	5,135	5,164	4,932	5,137	5,187	5,210	5,273	5,243
Ca	1,869	1,858	1,696	1,924	1,862	2,074	1,707	1,741	1,774	1,668	1,713
Na	0,300	0,282	0,342	0,132	0,324	0,114	0,180	0,179	0,221	0,450	0,197
K	0,087	0,110	0,053	0,036	0,126	0,029	0,048	0,045	0,038	0,063	0,048
Ba	—	—	—	—	0,007	—	0,002	—	—	—	—
	2,256	2,250	2,091	2,092	2,319	2,217	1,937	1,965	2,033	2,181	1,958
Mg/(Mg + Fe)	0,705	0,695	0,711	0,738	0,681	0,791	0,752	0,763	0,742	0,707	0,755

\* calculé

\*\* formules cristallographiques calculées sur la base de 23 (O).

a — centre  
b — bordure

D.R. MASON (1978) signale que ce type de zonage est caractéristique des intrusions minéralisées en porphyres cuprifères en Nouvelle Guinée et en Papouasie, et permet de les distinguer des complexes stériles. A notre avis cette conclusion nécessite une confirmation sur d'autres complexes granitoïdes.

La composition des plagioclases fait apparaître des différences entre les phases de bordure et de Highland Valley (Guichon et Chataway), et celles de Bethlehem, Skeena et Bethsaida. Alors que les phases précoces renferment des plagioclases normalement zonés, avec l'apparition d'un zonage inverse dans Chataway, les trois dernières phases intrusives sont caractérisées par des plagioclases à zonage oscillatoire de plus en plus complexe. L'inversion du zonage survient progressivement à des

valeurs An plus basses (An<sub>35</sub> dans Bethlehem, An<sub>21</sub> dans Bethsaida, fig. 25), mais le cœur montre un zonage oscillatoire de plus en plus compliqué. L'apparition du zonage oscillatoire traduit l'existence des variations dans les gradients de composition entre cristal et bain (Y. BOTTINGA *et al.*, 1966). On doit donc admettre qu'un événement majeur s'est produit dans le bain entre Chataway et Bethlehem. Comme nous allons le voir plus tard, il pourrait s'agir de la séparation d'une phase fluide. En ce qui concerne l'inversion du zonage, l'explication donnée par G.J. PRINGLE *et al.* (1974) paraît plausible. On peut en effet envisager que les cristaux de plagioclase ont commencé à cristalliser dans une chambre plus profonde et ont été, par la suite, transportés jusqu'au niveau de mise en place du batholite où leur cristallisation s'est parachevée. La différence

de pression conduit à l'augmentation de la teneur en An du plagioclase. Cependant ce mécanisme n'est valable que pour les systèmes sous-saturés par rapport à H<sub>2</sub>O. Lorsque le système des plagioclases se sature progressivement en H<sub>2</sub>O, l'augmentation de An, à température constante, est concomitante avec l'accroissement de P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>.

### C. Cumulats

L'existence des roches cumulatives associées à la mise en place du batholite de Guichon est corroborée par la présence d'enclaves basiques dans la phase de bordure et dans la granodiorite de Guichon. Ces enclaves, dont l'abondance donne, par endroits, à ces deux phases intrusives qui les contiennent un véritable aspect de brèche, sont constituées de fragments anguleux d'un accumulat de plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, amphibole, magnétite et de rare biotite (planche III, photos 5 et 6).

Les structures révèlent une cristallisation précoce de plagioclase et de magnétite suivie de celle de l'orthopyroxène. Quant au clinopyroxène, il se présente systématiquement en cristaux poecililitiques à inclusions d'orthopyroxène et de plagioclase (planche III, photo 8). Bien qu'il forme des cristaux cumulatifs, il fait également partie de l'intercumulus. Il est probable que l'origine du clinopyroxène doit être *pro parte*, recherchée dans la réaction avec le liquide. Les pyroxènes sont systématiquement entourés d'un liseré d'amphibole (planche III, photos 7 et 8). La régularité de ces structures suggère que cette dernière a pris naissance par une réaction des pyroxènes avec le liquide intercumulus. Cette hypothèse est renforcée par les études de J.L. RITCHEY et D.H. EGGLER (1978). En effet, ces auteurs ont examiné la stabilité des phases au liquidus d'une andésite basaltique en fonction de la teneur en H<sub>2</sub>O du bain à pression totale de 2 kbars. Il s'agit donc des conditions qui semblent, *a priori*, concevables pour la mise en place d'une batholite type Guichon. Il s'avère que, dans ces conditions, l'amphibole n'apparaît jamais au liquidus d'un bain de composition andésitique et doit se former par une réaction entre les minéraux plus précoces (pyroxènes) et le bain.

La magnétite est, soit incluse en cristaux automorphes dans le plagioclase ou en grosses plages dans le cumulus, soit présente comme constituant important de l'intercumulus, le plus souvent associée à l'amphibole et à la biotite.

Parmi les minéraux accessoires, notons la présence de l'apatite dont les cristaux automorphes sont inclus dans tous les minéraux cumulatifs.

Les observations en lames minces conduisent à l'ordre suivant d'apparition des minéraux dans le cumulus : Pl — Pl + Opx — Pl + Mt + Opx — Pl + Cpx. Cette succession correspond parfaitement à l'ordre de cristallisation des dacites et andésites mis en évidence par J.L. RITCHEY et D.H. EGGLER (1978) et également aux résultats expérimentaux de C.R. STERN *et al.* (1975). Récemment R. SEKINE *et al.* (1979) ont obtenu des résultats différents; en effet, ils signalent que pour les liquides andésitiques saturés en H<sub>2</sub>O, les pyroxènes apparaissent les premiers au liquidus aux pressions supérieures à 1 kbar environ, suivis de plagioclases.

La composition chimique de l'orthopyroxène des cumulats est donnée dans le tableau 9. Elle varie de Wo<sub>3,9</sub> En<sub>65,0</sub> Fs<sub>31,1</sub> à Wo<sub>2,0</sub> En<sub>61,9</sub> Fs<sub>36,1</sub>. Sa teneur en Al est très faible, celui-ci étant en totalité placé en sites tétraédriques. Le clinopyroxène présente

#### PLANCHE III

##### Phases intrusives du batholite de Guichon Creek

PHOTOS 1 et 2. — Granodiorite de Bethsaida. Structure équi-granulaire à tendance porphyrique : plagioclase (Pl) en cristaux fortement zonés, grandes plages automorphes de biotite (B). Le quartz (Q) se présente en grandes plages polycristallines à tendance automorphe, le feldspath potassique est interstitiel (Kf).

1. lumière naturelle; 2. nicols croisés.

PHOTOS 3 et 4. — Granodiorite de Bethsaida. On observe des cristaux automorphes de plagioclase (Pl) et de hornblende (Hb), des accumulations locales de magnétite (noire) et des grandes plages poecililitiques de quartz (Q) à tendance automorphe.

3. lumière naturelle; 4. nicols croisés.

PHOTOS 5 et 6. — Cumulat de plagioclase (Pl) en cristaux non zonés, de magnétite (noire, en partie interstitielle), d'ortho- et de clinopyroxène (Opx et Cpx).

5. lumière naturelle; 6. nicols croisés.

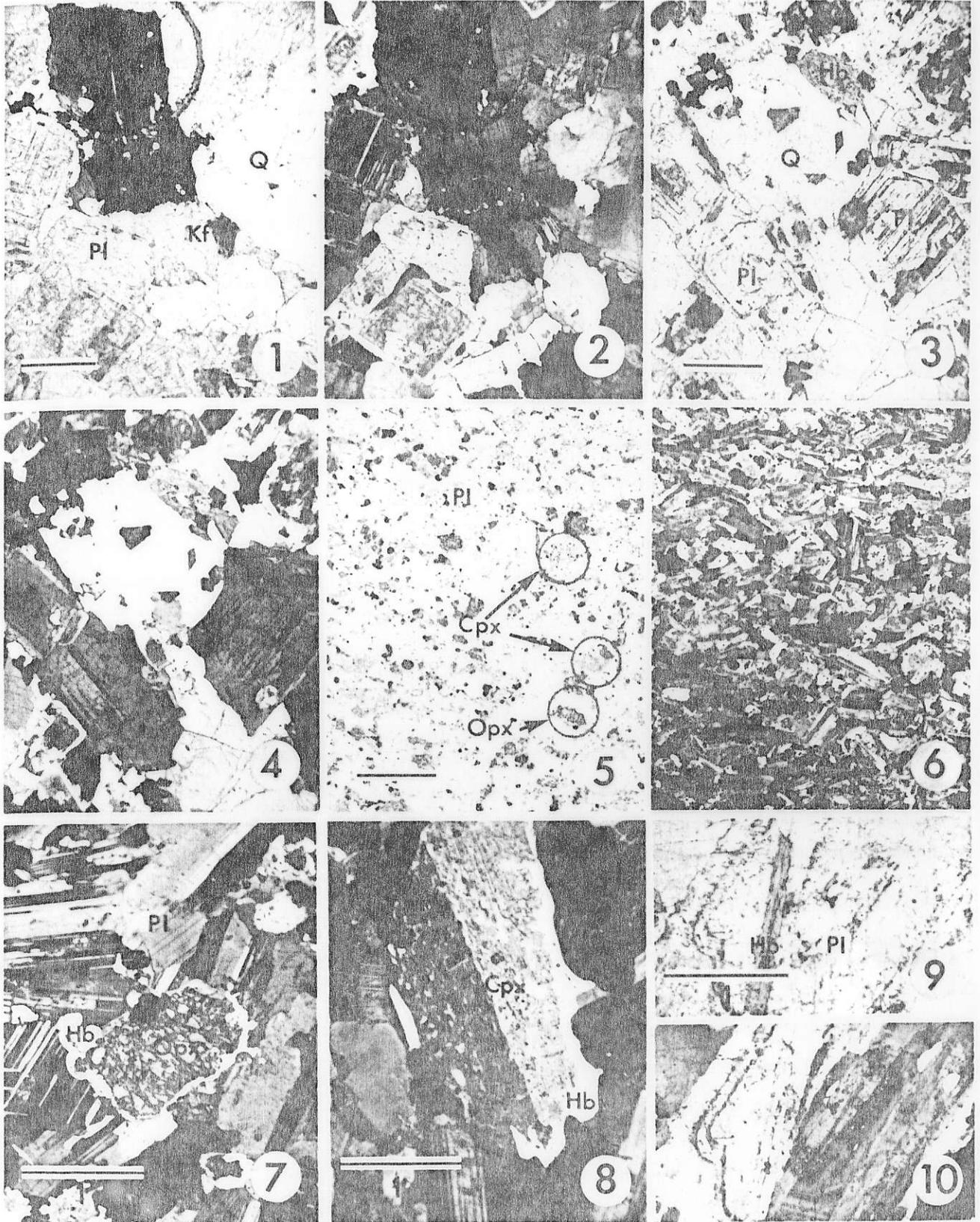
PHOTO 7. — Cristal d'orthopyroxène (Opx) entouré de hornblende (Hb) résultant d'une réaction avec le liquide magmatique. Plagioclase (Pl) en cristaux non zonés. Cumulats du batholite de Guichon Creek. Nicols croisés.

PHOTO 8. — Cristal du clinopyroxène (Cpx) à structure poecililitique avec inclusions de plagioclase, bordé d'amphibole (Hb) formée par la réaction avec le bain. Cumulats du batholite de Guichon Creek. Nicols croisés.

PHOTOS 9 et 10. — Cristal automorphe de hornblende (Hb) inclus dans le plagioclase (Pl) à zonage oscillatoire et à cœur résorbé. La position du cristal suggère une cristallisation précoce de l'amphibole.

9. lumière naturelle; 10. nicols croisés.

La longueur de la barre de référence est de 1 mm environ.



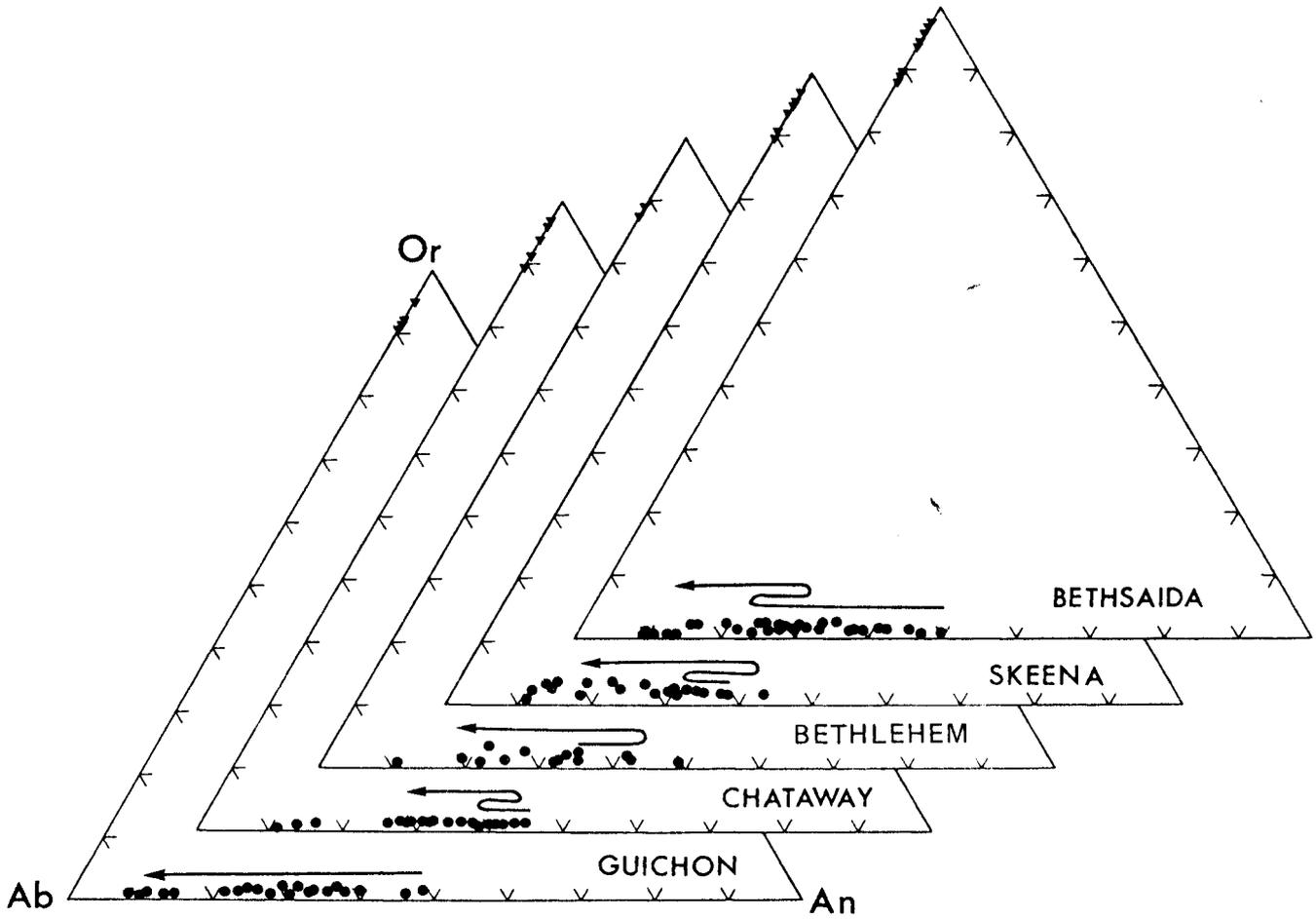


Fig. 25. — Variations de la composition chimique (analyses à la microsonde électronique) des plagioclases et des feldspaths potassiques des phases intrusives du batholite de Guichon Creek. Les flèches indiquent des récurrences de zonage ainsi que l'intervalle de composition à zonage inverse.

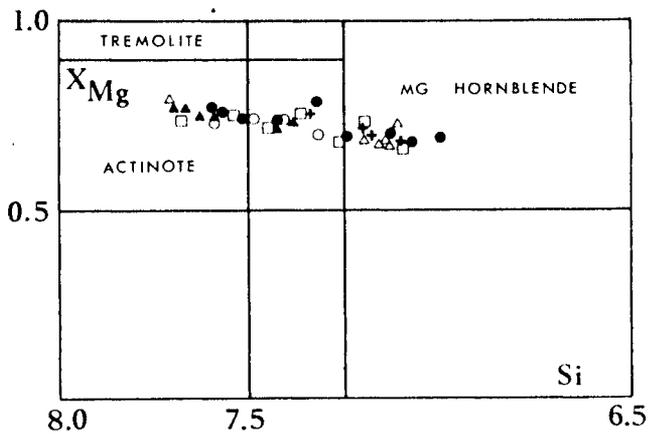


Fig. 26. — Composition des amphiboles du batholite de Guichon Creek :

- phase de bordure, + Guichon,
- Chataway, △ Bethlehem, ▲ Skeena,
- Bethsaida (diagramme de B.E. LEAKE, 1978).

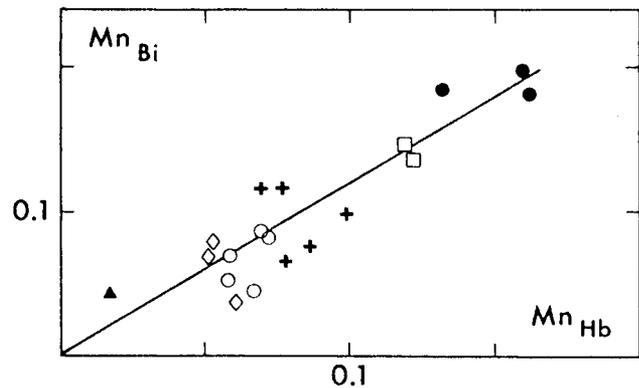


Fig. 27. — Partage de Mn (en atomes par unité formulaire) entre biotite (Bi) et amphibole (Hb) dans les phases intrusives du batholite de Guichon :

- Bethsaida, □ Skeena, + Bethlehem, ◇ Chataway,
- Guichon, ▲ phase de bordure.

TABLEAU 9. — Analyses à la microsonde électronique des minéraux de cumulats gabbroïques, batholite de Guichon.

Minéral	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Hb	Hb	Bi	Bi
SiO <sub>2</sub>	53,74	54,06	53,16	53,18	53,40	47,83	51,27	37,04	37,55
TiO <sub>2</sub>	—	0,15	0,23	0,10	0,15	1,82	0,93	3,43	4,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,59	1,13	1,08	0,94	7,25	4,85	13,60	12,67
MnO	0,80	0,76	0,36	0,32	0,37	0,12	0,00	0,11	0,22
FeO	19,64	20,76	8,14	7,56	7,29	12,12	10,41	14,25	13,81
MgO	23,96	24,56	14,62	14,46	13,71	15,23	17,24	15,36	15,52
CaO	1,99	0,84	22,96	22,51	23,52	11,32	11,70	0,15	0,04
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,27	0,38	0,50	1,21	0,86	0,16	0,02
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,13	—	0,75	0,56	10,00	9,94
Total	100,66	101,72	100,87	99,72	99,88	97,65	97,82	94,10	94,01
Si	1,973	1,966	1,963	1,980	1,986	6,963	7,340	5,624	5,595
Al <sup>IV</sup>	0,023	0,025	0,037	0,020	0,014	1,037	0,660	2,376	2,405
A <sup>VI</sup>	—	—	0,012	0,027	0,027	0,207	0,159	0,058	0,058
Ti	—	0,004	0,006	0,003	0,004	0,199	0,100	0,391	0,475
Fe	0,603	0,632	0,251	0,235	0,227	1,475	1,247	1,809	1,721
Mg	1,311	1,331	0,805	0,802	0,760	3,305	3,679	3,475	3,447
Mn	0,025	0,023	0,011	0,010	0,012	0,014	—	0,015	0,028
Ca	0,078	0,033	0,908	0,898	0,937	1,766	1,794	0,025	0,007
Na	—	—	0,019	0,027	0,036	0,342	0,238	0,047	0,005
K	—	—	—	0,006	—	0,139	0,102	1,936	1,890
En	64,99	65,94	40,73	41,23	39,26	—	—	—	—
Fs	31,13	32,44	13,30	12,63	12,32	0,691*	0,747*	0,657*	0,666*
Wo	3,87	1,62	45,97	46,15	48,12	—	—	—	—

\* Mg/(Mg + Fe)

une composition peu variable (tableau 9) : Wo<sub>48,4</sub> En<sub>39,3</sub> Fs<sub>12,3</sub> à Wo<sub>45,2</sub> En<sub>41,4</sub> Fs<sub>13,5</sub>. Il se distingue par des teneurs faibles en Ti, Al et Mn. Le chrome n'a pas pu être détecté à la microsonde. Le rapport Ti/Al est inférieur à 0,1, caractéristique des clinopyroxènes cumulatifs. La projection des analyses sur le trapèze des pyroxènes (fig. 28) met en évidence la nature fortement calcique des clinopyroxènes, qui occupent le domaine des Cpx des roches alcalines. La comparaison avec le groupe

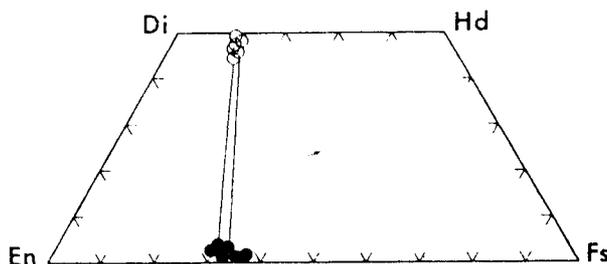


Fig. 28. — Projection de la composition des pyroxènes cumulatifs du batholite de Guichon Creek sur le trapèze En-Fs-Di-Hd, mettant en évidence une teneur élevée en CaSiO<sub>3</sub> des clinopyroxènes. Les droites relient les compositions des pyroxènes coexistants.

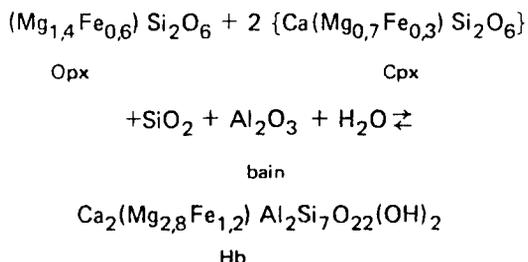
Linga (voir ci-dessus) permet de voir que les cumulats de Guichon correspondent aux premiers cumulats de ce groupe. Alors qu'à Linga les cumulats montrent une évolution assez poussée, aucune tendance évolutive n'apparaît dans les cumulats de Guichon. Rappelons cependant que les conditions d'affleurements des roches cumulatives sont différentes dans les deux cas et rien n'empêche qu'une évolution comparable à celle de Linga puisse exister dans les cumulats non exposés du batholite de Guichon.

Le calcul de la température d'équilibre Opx-Cpx donne 890 °C (B.J. WOOD et S. BANNO, 1973). La même température a été obtenue suivant la méthode de P.R.A. WELLS (1977).

En ce qui concerne le plagioclase, ses cristaux sont non zonés ou ils ne présentent qu'un zonage discret et diffus; les analyses à la microsonde ont donné An<sub>47,4</sub>Or<sub>1,8</sub> à An<sub>44,0</sub>Or<sub>3,1</sub>. On remarque une teneur élevée en orthose qui se manifeste, par ailleurs, sous forme d'antiperthite dans certains cristaux cumulatifs de plagioclase.

L'amphibole (tableau 9) a une composition de Mg-hornblende (B.E. LEAKE, 1978), avec Al<sup>IV</sup> moins élevé que dans les amphiboles des phases intru-

sives du batholite de Guichon. Elle se distingue également par une pauvreté en Mn, caractéristique des hornblendes des phases intrusives précoces. Le rapport  $Mg/(Mg + Fe)$  varie de 0,69 à 0,75; l'intervalle des variations est comparable avec  $Mg/(Mg + Fe)$  du Cpx (0,76) et de Opx (0,68). La réaction avec le bain donnant naissance à l'amphibole peut être écrite :



Notons encore que la présence de la hornblende dans ces cumulats témoigne d'une teneur en  $H_2O$  élevée du bain et limite sa température maximale à 975 °C sous 2 kbars de pression totale. Dans ces conditions, le bain a dû contenir 4 % environ de  $H_2O$  (J.L. RITCHEY et D.H. EGGLEY, 1978).

La biotite est caractérisée par  $X_{Fe} = 0,66$ , une teneur en Mn faible laissant entrevoir un équilibre avec l'amphibole (voir p. 50) et une quantité de  $Al^{VI}$  correspondant aux biotites des premières phases intrusives du batholite. L'abaissement de la température du bain par suite de sa forte teneur en  $H_2O$  se reflète également dans la réduction de la solubilité de Ti dans la biotite qui n'atteint que 0,4 à 0,5 atome par unité formulaire (J.L. ROBERT, 1976).

### 3.2.3. Etude géochimique du batholite de Guichon

#### A. Eléments majeurs

Les compositions chimiques majeures des phases intrusives du batholite de Guichon sont données dans le tableau 10. Il s'agit des moyennes arithmétiques calculées pour chaque phase, basées sur plus de 300 analyses globales réalisées par le Bureau of Mines de Colombie britannique. Outre la teneur moyenne ( $\bar{x}$ ), l'écart-type (s) est indiqué. Les valeurs permettent de voir aussitôt une hétérogénéité relative des phases intrusives précoces, et en particulier, de la phase de bordure par rapport aux phases tardives. Nos compositions moyennes (tableau 10) ne diffèrent que légèrement de celles publiées par M.A. OLADE (1976).

Les analyses globales font apparaître un appauvrissement des phases tardives en  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$ ,

$CaO$  accompagné d'une augmentation sensible de  $SiO_2$ . On a donc affaire à une tendance évolutive marquée par une diminution progressive de minéraux ferromagnésiens dans les roches. Le calcul de la norme montre que toutes les roches considérées sont sur-saturées en  $SiO_2$  et hypersthène-normatives. Le corindon n'apparaît dans la norme qu'accessoirement; dans la plupart des cas il s'agit des roches affectées par une altération hydrothermale conduisant à la formation des micas phengitiques.

Cette observation va à l'encontre des observations de P.G. FEISS (1978) qui a mis en évidence une teneur en corindon normatif des intrusions de la ceinture à porphyres cuprifères des U.S.A. plus élevée que celle des stocks intrusifs stériles. La projection des compositions normatives sur le plan PI-Kf-Q (fig. 24) révèle une évolution avec l'accroissement concomitant de la teneur en quartz (Q) et en orthose (Kf). Conformément à la classification de A. STRECKEISEN (1976), les phases de bordure et de Guichon ont une composition de diorite quartzique à monzodiorite quartzique; la phase Chataway se situe sur la limite monzodiorite quartzique-granodiorite, tandis que les phases Bethlehem, Skeena et Bethsaida occupent le domaine des granodiorites mais présentent une nette parenté tonalitique. Les dykes les plus évolués ont une composition granitique.

La projection PI-Kf-Q met en évidence une discontinuité chimique entre un ensemble constitué des phases de bordure, Guichon et Chataway et celui comprenant les phases de Bethlehem, Skeena et Bethsaida. En effet, ces trois dernières ont un rapport Q/Kf plus élevé pour la même teneur modale en PI. Nous allons discuter de la signification chimique et génétique de cette discontinuité en plusieurs endroits de ce mémoire.

Une comparaison entre les compositions modales des roches du batholite de Guichon et celles d'autres complexes minéralisés en porphyres cuprifères permet de voir que le domaine qu'elles occupent sur le diagramme PI-Kf-Q se superpose en majeure partie à celui des intrusions minéralisées du Pacifique (S.R. TITLEY, 1975), bien que les phases de Guichon aient une composition tonalitique moins prononcée. Ce domaine est d'ailleurs quasiment le même que celui du batholite de Mount Stuart de la Chaîne des Cascades (E.H. ERIKSON, 1977). Quant aux intrusions minéralisées du Sud-Ouest des Etats-Unis (S.C. CREASEY, 1966), elles apparaissent légèrement plus riches en  $K_2O$  mais nettement plus sur-saturées en  $SiO_2$ . Il en est de même pour le batholite de Sierra Nevada (P.C. BATEMAN *et al.*, 1963). Il faut cependant souligner que le diagramme PI-Kf-Q rend compte très imparfaitement des différences du chimisme existant entre les roches

TABLEAU 10. — Composition chimique moyenne des phases intrusives du batholite de Guichon.

Phase intrusive	Bordure		Guichon		Chataway		Bethlehem		Skeena		Bethsaida		Dykes			
	n		n		n		n		n		n		n			
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s		
SiO <sub>2</sub>	58,27	3,10	62,32	2,62	64,27	2,07	65,56	1,90	66,98	1,16	69,48	1,23	75,36	0,16	76,83	0,71
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,26	0,60	0,11	0,49	0,06	0,39	0,08	0,30	0,02	0,24	0,03	0,11	6,10 <sup>-3</sup>	0,07	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	1,19	16,43	0,72	16,39	0,47	16,11	0,72	16,45	0,50	15,92	0,68	14,05	0,62	13,11	0,22
FeO*	6,31	1,49	4,35	0,87	3,76	0,53	3,01	0,44	2,49	0,19	1,87	0,33	0,89	0,07	0,67	0,09
MnO	0,12	0,07	0,08	0,01	0,07	9,10 <sup>-3</sup>	0,07	0,02	0,06	6,10 <sup>-3</sup>	0,06	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01
MgO	3,47	0,95	2,42	0,64	1,94	0,36	1,31	0,26	0,95	0,10	0,63	0,13	0,23	0,04	0,09	0,03
CaO	6,57	1,54	4,96	0,85	4,48	0,47	4,08	0,69	3,85	0,24	3,18	0,39	1,59	0,19	0,57	0,12
Na <sub>2</sub> O	3,67	0,39	4,16	0,34	4,24	0,21	4,57	0,45	4,79	0,12	4,93	0,35	4,03	0,30	3,90	0,16
K <sub>2</sub> O	1,52	0,52	2,28	0,46	2,18	0,31	1,78	0,46	1,82	0,13	1,87	0,54	3,37	0,20	4,44	0,18
Cs(ppm)	3,7		3,8		3,4		3,8		2,8		3,7		1,4		3,4	
Rb	39		51		47		32		31		34		25		47	
Ba	650		540		760		620		660		670		860		355	
Sr	590		570		590		725		530		610		310		94	
Pb	4,3		6,5		2,2		5,0		3,0		4,9		5,2		13,4	
Ba/Sr	1,10		0,95		1,29		0,85		1,24		1,10		2,77		3,78	
Rb/Sr	0,07		0,09		0,08		0,04		0,06		0,05		0,08		0,50	
Ba/Rb	16,7		10,6		16,2		19,4		21,3		20,0		34,4		7,6	
K/Rb	320		370		385		460		490		460		1 120		780	
Zr	125		118		115		92		88		88		83		44	
Co	18,5		14,5		8,5		8		5,1		5,5		2		—	
Ni	19,5		15,5		9		4		2		1,7		1,7		0,4	
Cr	28		17		9		6,5		2		2,5		1		—	
Li	8,5		11		9,5		10,5		9,3		10,0		6		5,7	
Cu	115		108		106		45		32		23		8		59	
Zn	73		49		39		52		35		41		24		20	
Ni/Co	1,05		1,07		1,06		0,50		0,39		0,31		0,85		—	
Fe/Ni	2 510		2 180		3 240		5 840		9 660		8 540		4 060		13 000	

\* Fer total exprimé comme FeO

étudiées et des granodiorites ou des diorites s.s. L'imperfection de la projection est due à l'addition de Ab et An normatives représentant le pôle Pl. En réalité, la quasi-totalité des roches associées aux gisements de porphyres cuprifères sont caractérisées, pour une teneur en SiO<sub>2</sub> comparable, par Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O presque deux fois plus élevé que les granodiorites ou les diorites au sens-strict du terme (S.R. NOCKOLDS, 1954).

La projection AFM (fig. 29) révèle que le batholite de Guichon constitue une lignée à affinité calco-alcaline ou « basalte riche en alumine ». En effet, les points de projection se placent en majeure partie entre les limites de la lignée à hypersthène définie par H. KUNO (1968) (courbes A et B de la fig. 29). On remarque que la dispersion des points diminue avec l'évolution magmatique. Le dépassement de la courbe B (limite avec le domaine alcalin), surtout pour les roches de Chataway, peut

s'expliquer par la présence de la magnétite, associée aux silicates ferromagnésiens (Opx, Cpx, Hb) dans les phases cumulatives, conduisant à un appauvrissement rapide des liquides en fer (voir paragraphe 3.2.4.). Ce phénomène, lié à une forte pression partielle de H<sub>2</sub>O, peut avoir pour conséquence un déplacement des points de projection des liquides, dans le diagramme AFM, au-delà de la limite calco-alcalin sans que l'on soit obligé d'imaginer l'existence de deux sources magmatiques différentes. En projetant, sur le triangle AFM, la composition des constituants ferromagnésiens des cumulats (D.S. BARKER, 1978) nous constatons que leur position près du côté FM du triangle est parfaitement engendrée par les courbes A et B.

L'affinité des roches de Guichon à une série hypersthénique peut être vérifiée à l'aide d'un autre diagramme de H. KUNO (1968), celui Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> (fig. 30). On constate, de nouveau, que statisti-

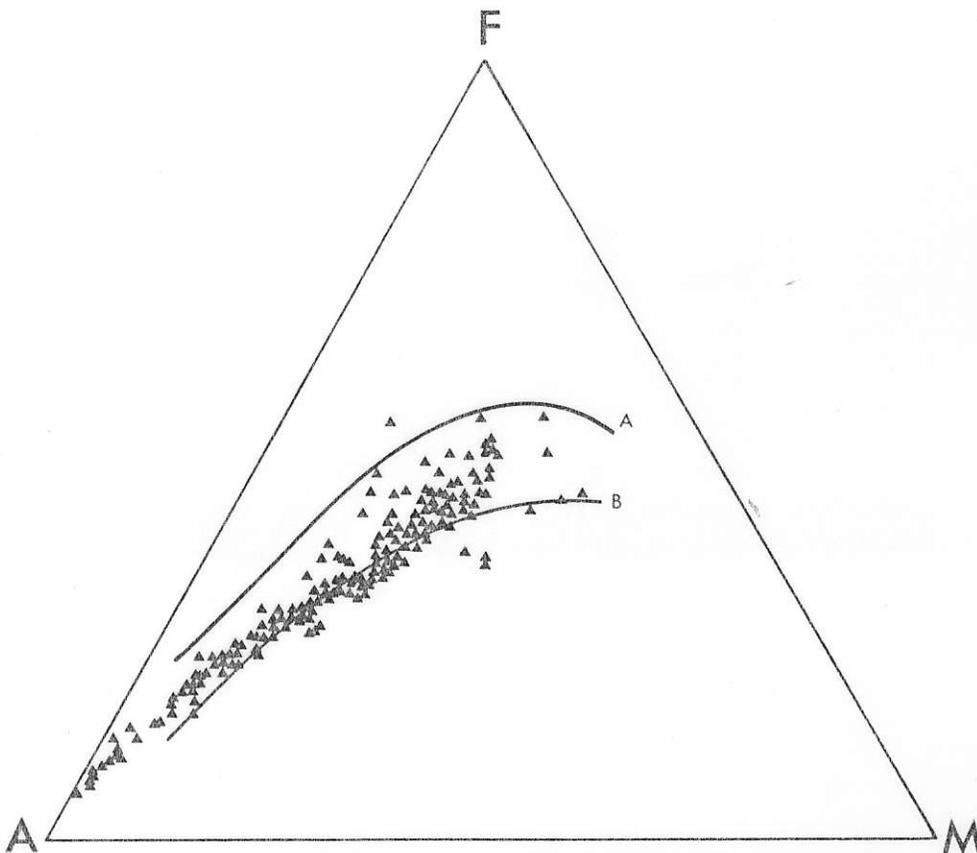


Fig. 29 — Projection AFM (en % poids) des roches du batholite de Guichon Creek indiquant son affinité calco-alcaline. Les courbes A et B limitent respectivement les domaines tholéitique et alcalin (H. KUNO, 1968).

quement, les points de projection se répartissent à l'intérieur du domaine défini (entre A et B). Pour les roches basaltiques, ce domaine est caractéristique des « basaltes riches en alumine » (high alumina basalts).

En examinant la variation de  $K_2O$  en fonction de l'indice de différenciation de Larsen (fig. 31), on observe une nette discontinuité entre les phases précoces (bordure, Guichon, Chataway) et tardives (Bethlehem, Skeena, Bethsaida) relative à l'accroissement de  $K_2O$  avec la différenciation. En effet, les phases intrusives tardives présentent des teneurs en  $K_2O$  inférieures à celles que l'on supposerait en prolongeant la tendance définie par les phases intrusives précoces. La discontinuité se situe près de la valeur + 15 de L.D.I.

En fait, ce phénomène a été déjà observé par M.A. OLADE (1976). Il l'interprète comme une tendance trondhjémitique. A notre avis, cette interprétation est erronée puisqu'Olade relie génétiquement, sur le diagramme  $Na_2O-K_2O-CaO$ , des dykes aux trois phases précoces du batholite, alors que

les études de terrain montrent incontestablement que l'essaim de dykes est associé à Bethlehem et aux phases ultimes de mise en place du complexe de Guichon (W.J. McMILLAN, 1976). Ainsi, la tendance trondhjémitique se limite à la différence en  $K_2O$  entre les trois dernières phases intrusives majeures et les phases précédentes (fig. 32), mais compte tenu du chimisme des dykes, l'évolution se poursuit non pas vers le pôle  $Na_2O$  comme le suggère M.A. OLADE (1976) mais, au contraire, vers les compositions de plus en plus potassiques (cf. fig. 32). Comme nous le verrons plus loin, ce changement de pente des tendances évolutives perceptible sur le diagramme  $Na_2O-K_2O-CaO$  peut être interprété comme étant dû à la démixtion d'une phase fluide et à des variations de la composition des cumulats formés par cristallisation fractionnée.

On vient de démontrer l'appartenance de l'ensemble du batholite de Guichon à la lignée calco-alcaline correspondant dans la subdivision de H. KUNO (1968) à la série des basaltes à hypersthène ou « high alumina basalts ». Rappelons que l'évolution des séries calco-alcalines conduit à des liqui-

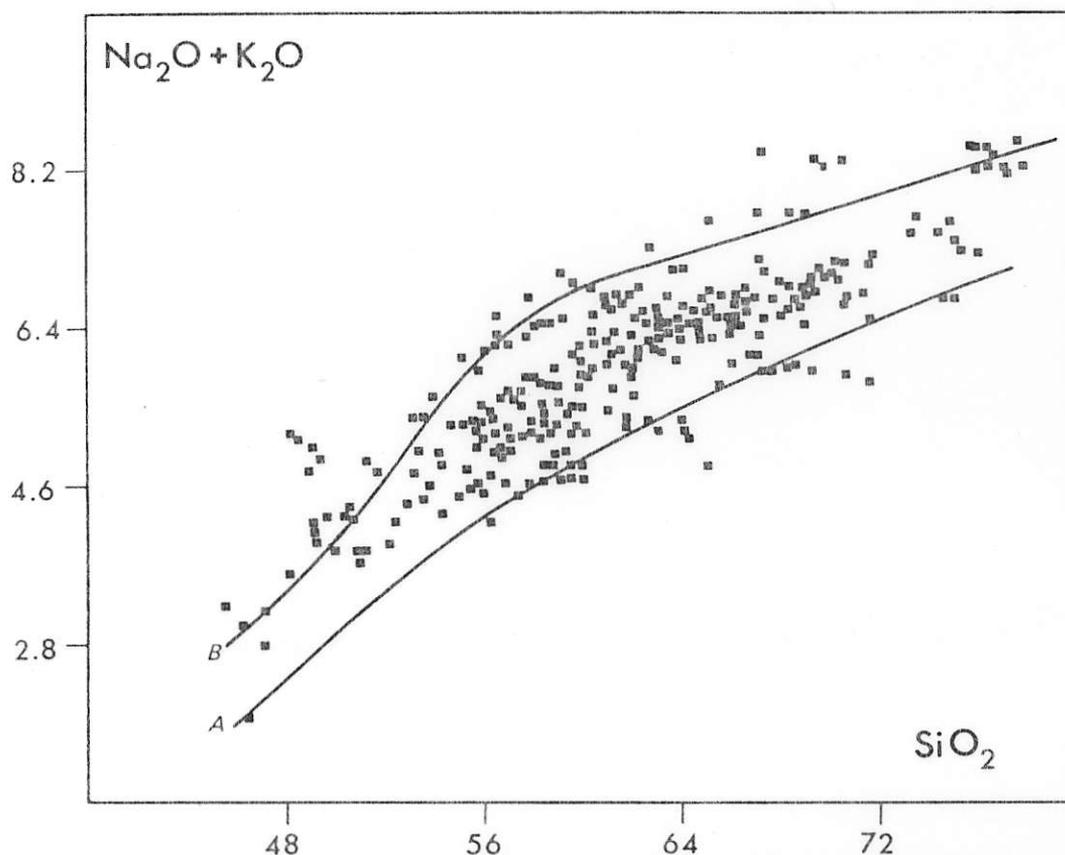


Fig. 30. — Projection  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  des roches du batholite de Guichon Creek. Les courbes A et B séparent les domaines tholéitique et alcalin. La composition des roches étudiées se situe statistiquement dans le domaine des « séries hypersthéniques » (« high alumina basalts ») de H. KUNO (1968).

des andésitiques particulièrement fréquents dans le contexte des arcs insulaires (P. JAKES et J.R. WHITE, 1972). Il convient par conséquent de voir si les phases du batholite de Guichon ne pourraient pas représenter des équivalents plutoniques d'une série volcanique caractérisée par la prépondérance des andésites. Notons que H. KUNO (1968) souligne que des équivalents plutoniques des séries volcaniques à hypersthène sont peu connus. Depuis, E.J. ERIKSON (1977) a suggéré que le batholite de Mount Stuart pourrait être l'équivalent plutonique d'un basalte riche en alumine.

En comparant la composition moyenne de la phase de bordure (moyenne de 120 analyses) du batholite de Guichon avec la composition moyenne des andésites circum-pacifiques (S.R. TAYLOR, 1969), on s'aperçoit qu'elles sont quasiment identiques (tableau 11). Il en est de même si l'on utilise, comme base de comparaison, la composition moyenne des andésites donnée par M. TEGYEY-DUMAIT (1974). On constate en examinant le tableau

11 que la phase de bordure peut difficilement correspondre à une andésite basaltique, ou encore moins à un basalte riche en alumine, à cause d'une teneur en  $\text{CaO}$  nettement plus faible et celles en  $\text{Na}_2\text{O}$  et/ou  $\text{K}_2\text{O}$  trop élevées. Nous concluons donc que par sa composition en éléments majeurs la phase de bordure du batholite de Guichon correspond parfaitement aux andésites. Etant donné que toutes les phases intrusives postérieures apparaissent comme produits de différenciation par cristallisation fractionnée d'un seul liquide parental (voir plus loin), il est permis de penser que l'ensemble des roches du batholite de Guichon représente les équivalents plutoniques des liquides andésitiques et des produits de leur différenciation.

## B. Éléments en traces

Les teneurs moyennes (p.p.m.) en éléments en traces des phases intrusives du batholite de Guichon sont consignées dans le tableau 10.

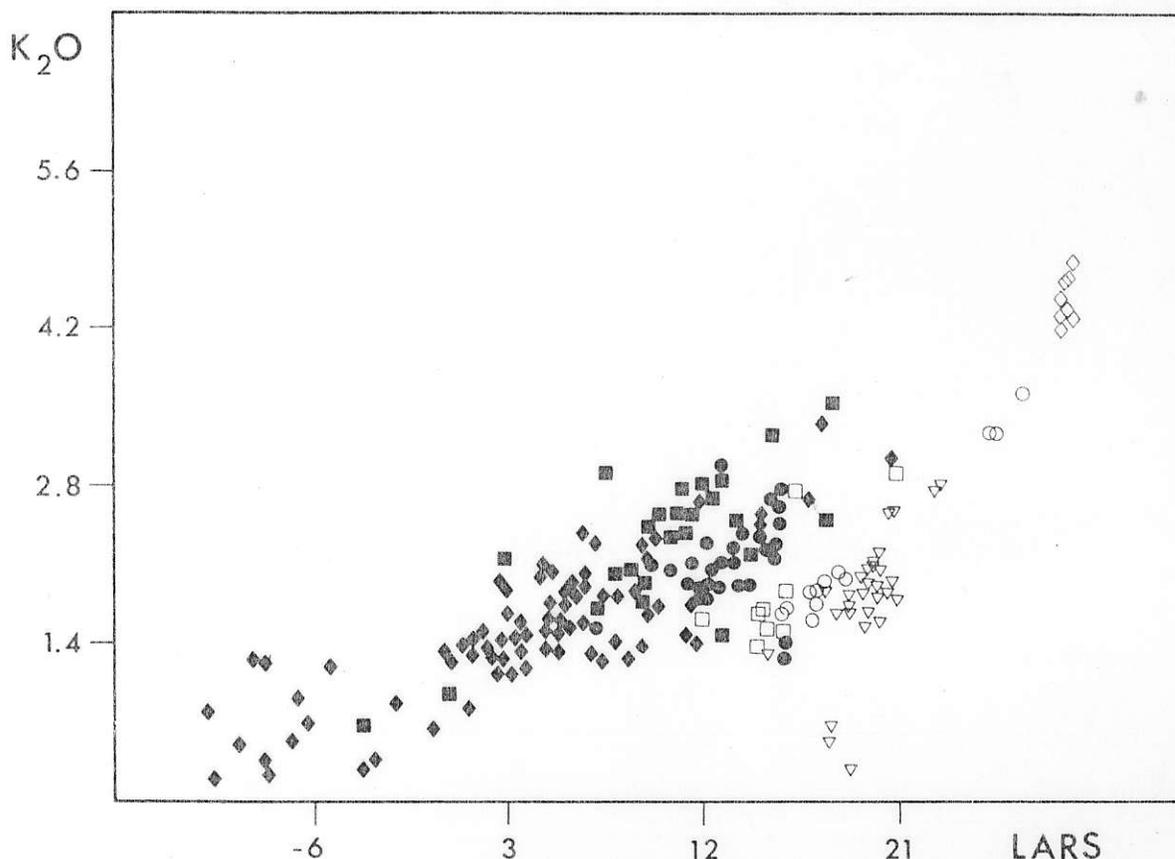


Fig. 31. — Variation de la teneur en  $K_2O$  (% poids) des roches du batholite de Guichon Creek en fonction de l'indice de différenciation de Larsen.

◆ phase de bordure ● Guichon, ■ Chataway, □ Bethlehem, ○ Skeena, ▽ Bethsaida, ◇ dykes.

Le diagramme fait apparaître une discontinuité d'évolution entre les phases de Highland Valley et la granodiorite de Bethlehem.

#### 1) CATIONS A GROS RAYONS IONIQUES :

Cs, Rb, Ba, Sr.

La teneur en césium demeure très faible et relativement constante dans toute l'étendue de la différenciation, y compris les dykes. La comparaison avec des données de S.R. TAYLOR (1969) montre un léger enrichissement du batholite de Guichon par rapport aux andésites.

Le rubidium varie de 30 à 50 p.p.m.; on observe un appauvrissement en Rb des phases postérieures à celle de Bethlehem. Ce phénomène est discuté plus loin et est relié à une sur-saturation du magma en  $H_2O$ . Les teneurs en Rb des granitoïdes de Guichon s'accordent bien avec celles publiées par S.R. TAYLOR (1969) et P. JAKES et A.J.R. WHITE (1972) pour les andésites et dacites des arcs insulaires : 30 à 45 p.p.m. Elles sont nettement plus faibles que les valeurs obtenues pour les séries andésitiques et shoshonitiques andines (C. DUPUY et C. LEFEVRE, 1974).

Le rapport K/Rb augmente de 320 à 490 avec la différenciation. On constate de nouveau un bon accord avec K/Rb des roches calco-alcalines des arcs insulaires (S.R. TAYLOR et A.J.R. WHITE, 1966; S.R. TAYLOR *et al.*, 1969; P. JAKES et A.J.R. WHITE, 1970) ainsi qu'avec les andésites du Pérou (C. DUPUY et C. LEFEVRE, 1974).

Récemment, D.R. MASON et J.A. McDONALD (1978) ont publié des rapports K/Rb comparables pour des roches intrusives associées à des minéralisations type « porphyry copper » dans le SW du Pacifique. Leurs données ne révèlent aucune différence en K/Rb entre le contexte des arcs insulaires et celui des marges continentales. C. DUPUY et C. LEFEVRE (1974) ont abouti à la même conclusion.

En ce qui concerne le baryum, ses teneurs sont plus fortes que la moyenne des andésites des arcs insulaires (P. JAKES et A.J. WHITE, 1972) mais plus faibles que celles des andésites du Pérou (C. DUPUY et C. LEFEVRE, 1974). Bien que D.R. MASON et

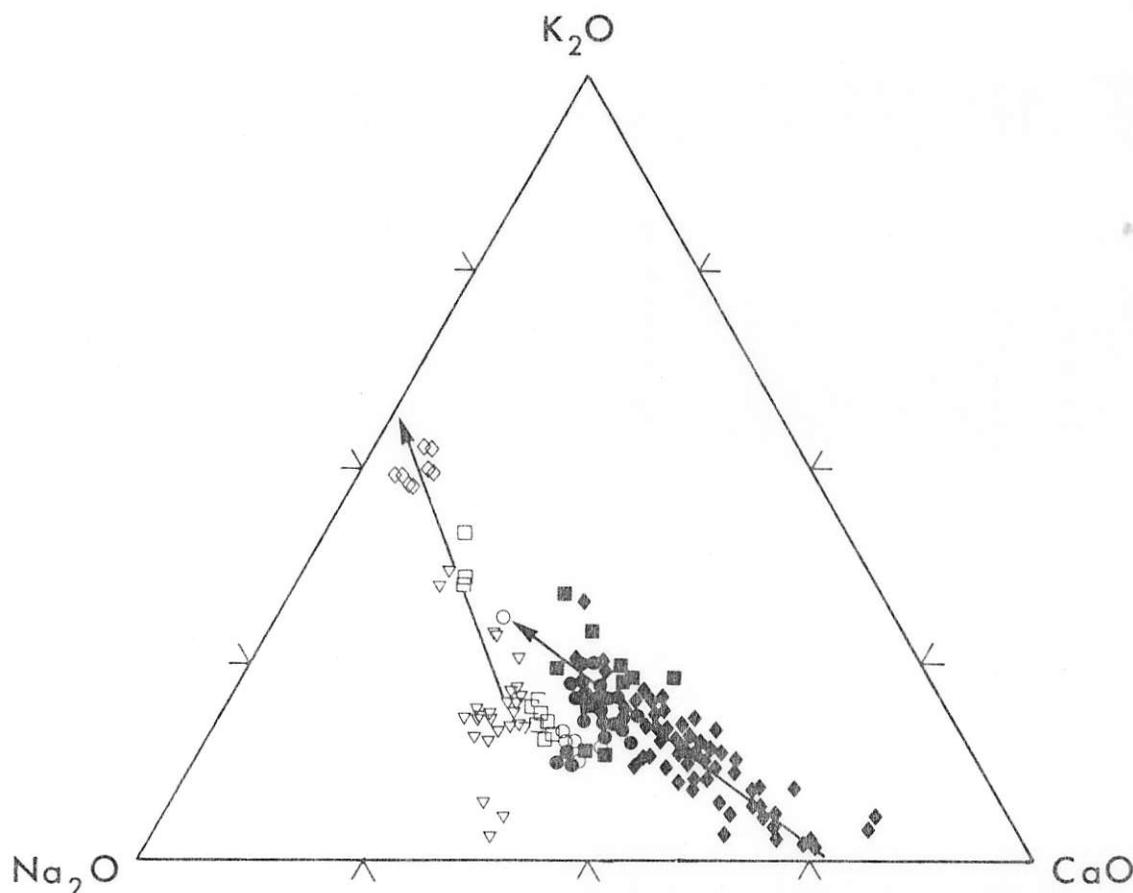


Fig. 32. — Evolution du batholite de Guichon Creek, représentée sur le diagramme  $K_2O-Na_2O-CaO$  (en % poids). La discontinuité observée sur la fig. 31 entre les phases de Highland Valley (◆ bordure, ● Guichon, ■ Chataway) et les phases intrusives tardives (□ Bethlehem, ○ Skeena, ▽ Bethsaida, ◇ dykes) devient très nette.

J.A. McDONALD (1978) suggèrent que les concentrations en Ba et Sr, dans les séries intrusives, augmentent en fonction de leur position géotectonique (valeurs faibles pour les arcs insulaires et élevées dans les intrusions intracratoniques), il semble que la teneur en ces éléments dans les liquides magmatiques dépendrait plutôt des caractéristiques de la source et du mode de différenciation, en particulier des proportions du plagioclase dans les produits de cristallisation fractionnée.

Comme il ressort du tableau 10, les variations de Ba et Sr au cours de la différenciation du batholite de Guichon sont faibles. De même que pour Ba, la teneur en Sr est plus élevée que celle des andésites dans un contexte d'arcs insulaires, se rapprochant des données de J. DOSTAL *et al.*, (1977) pour les roches volcaniques récentes au Nord du Chili, considérées par les auteurs comme typiques des marges continentales. Le rapport Ba/Sr des phases intrusives de Guichon est proche de 1.

## 2) RAPPORTS Rb/Sr.

Les rapports Rb/Sr demeurent faibles, s'échelonnant de 0,04 à 0,09. On constate, de nouveau, qu'ils sont proches des valeurs recommandées pour les andésites. Ainsi, S.R. TAYLOR (1969) donne 0,05 et 0,08 comme valeurs moyennes, respectivement pour des andésites pauvres en K et des andésites s.s. L'examen comparatif du rapport Rb/Sr de différentes intrusions de granitoïdes et des principaux liquides magmatiques, permet de mettre en évidence deux « lignées » caractérisées par un comportement opposé de Rb par rapport à Sr (fig. 33). La première (A) présente une corrélation positive des deux éléments considérés et s'étale de 0,01 à 0,1 Rb/Sr. On trouve successivement, sur cette « lignée » : basaltes des fonds océaniques, basaltes tholéitiques des arcs insulaires, andésites des arcs insulaires et des marges continentales, basaltes alcalins et hawaiiites, laves alcalines à néphéline.

TABLEAU 11. — Comparaison de la composition chimique de la phase de bordure du batholite de Guichon et des liquides andésitiques.

Phase de bordure du batholite de Guichon	Andésites		Basaltes riches en alumine	Andésites	
	s.s. S.R. Taylor (1969)			s.s. M. Tegye-Dumait (1974)	basaltiques
SiO <sub>2</sub>	58,27	59,5	51,7	58,67	54,79
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,70	—	0,82	1,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	17,2	16,9	17,12	17,10
FeO	6,31	6,10	10,4	6,70	8,75
MnO	0,12	0,12	—	—	—
MgO	3,47	3,42	6,5	3,17	4,21
CaO	6,57	7,03	11,0	6,74	8,27
Na <sub>2</sub> O	3,67	3,68	3,1	3,33	2,50
K <sub>2</sub> O	1,52	1,60	0,4	1,63	1,14
Cs	3,7	0,5-1	—	—	—
Rb	39	31	9,6	—	—
Ba	650	270	115	—	—
Sr	590	385	328	—	—
Pb	4,3	6,7	1,7	—	—
Ba/Sr	1,10	0,70	0,35	—	—
Rb/Sr	0,07	0,08	0,029	—	—
Ba/Rb	16,7	8,7	12	—	—
K/Rb	320	430	344	—	—
Zr	125	110	100	—	—
Co	18,5	24	40	—	—
Ni	19,5	18	25	—	—
Cr	28	56	40	—	—
Li	85	10	10	—	—
Cu	115	54	35	—	—
Zn	73	—	—	—	—
Ni/Co	105	0,75	0,86	—	—
Fe/Ni	2 510	1 580	1 400	—	—

En généralisant, on peut dire que cette corrélation relie les liquides magmatiques engendrés par les phénomènes de la tectonique globale, qu'il s'agisse de la proximité d'une zone de subduction ou d'une zone d'accrétion océanique.

La seconde tendance (B) apparaissant sur le plan Rb-Sr est caractérisée par une corrélation négative entre ces deux éléments. Une diminution de la teneur en Sr est accompagnée d'un accroissement de rubidium. Les rapports Rb/Sr sont quasi-systématiquement supérieurs à 1, atteignant parfois des valeurs >10. Cette « lignée » est constituée par des complexes granitoïdes en position intracratonique et par des intrusions granitiques dans la croûte continentale.

La jonction entre ces deux « lignées » est assurée par des liquides à tendance shoshonitique ou par une évolution des magmas initiaux andésitiques à Rb/Sr ~ 0,1, surtout observable dans la chaîne andine (voir les chapitres précédents). Sur le plan de la figure 33, ces liquides occupent approximativement le domaine hachuré.

En se basant sur les modèles théoriques de fractionnement des éléments en trace, les interprétations suivantes peuvent être proposées pour générer les deux corrélations opposées de Rb et Sr.

Compte tenu des coefficients de partage entre minéraux et liquide, la corrélation A peut prendre naissance, soit par une fusion partielle conduisant à des résidus appauvris simultanément en Sr et Rb, soit par une cristallisation fractionnée conduisant à des cumulats très pauvres en plagioclase. Cependant, cette dernière interprétation se heurte à plusieurs restrictions. En effet, les études expérimentales ont montré que jusqu'à des pressions de l'ordre de 10 kbars, le plagioclase est une phase stable au liquidus des magmas andésitiques (C.R. STERN *et al.*, 1975). De ce fait, les cumulats associés aux andésites observés dans la nature, ou calculés par un modèle de cristallisation fractionnée, sont toujours relativement riches en plagioclase. Le rapport du plagioclase aux ferromagnésiens + oxydes dans ces cumulats est généralement proche de l'unité. Il s'ensuit, sur le

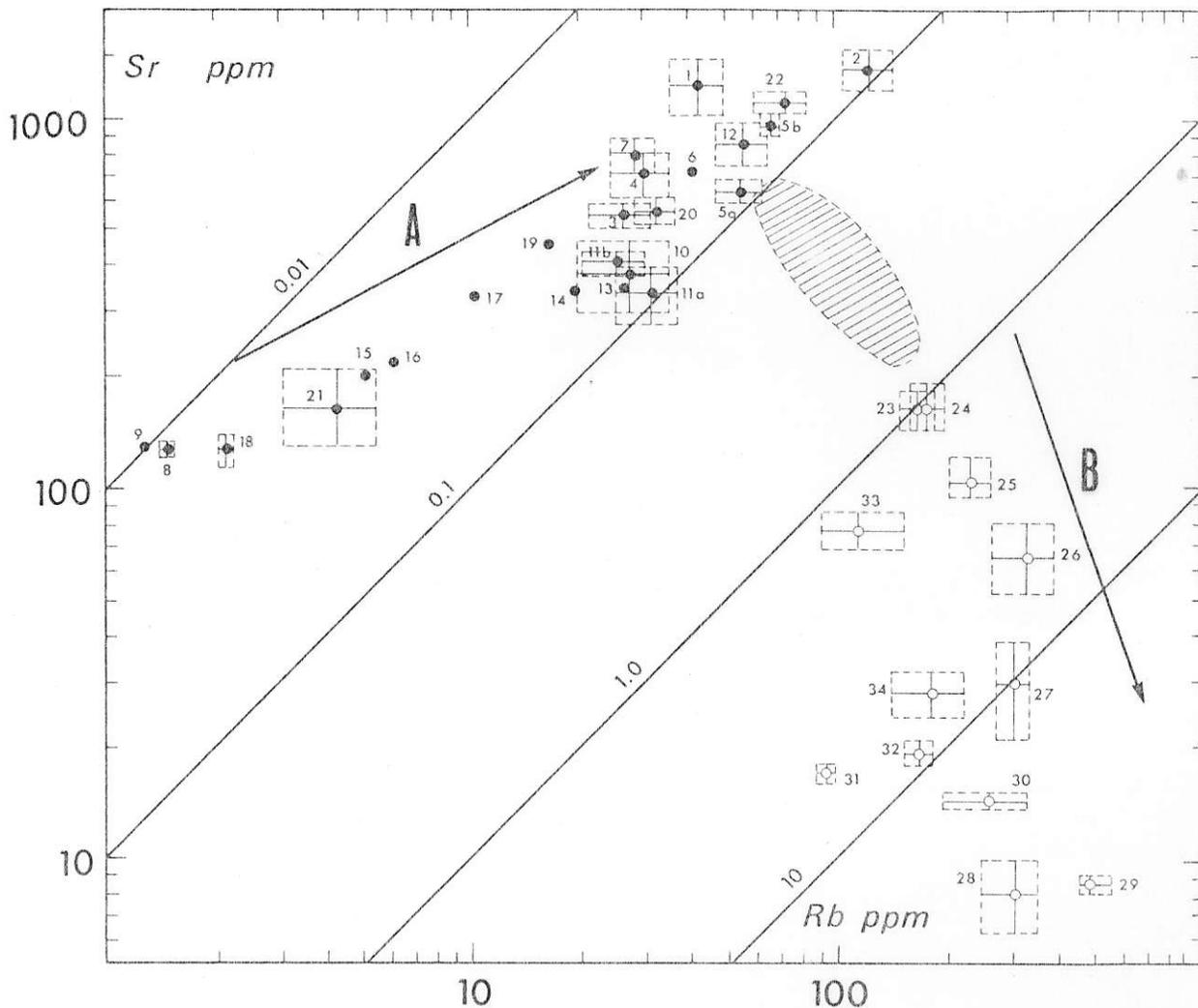


Fig. 33. — Rapports Rb/Sr des différents liquides magmatiques. On distingue une « lignée A » caractéristique des zones orogéniques et celle « B » des massifs granitiques intracrustaux.

Le domaine hachuré est celui des séries shoshonitiques andines. Les valeurs moyennes et les écarts-types sont indiqués.

*Légende.*

« Lignée A » : 1. roches extrusives à néphéline, Cap-Vert (J. KLERKX *et al.*, 1974); 2. monzonites et syénites néphéliniques (C.F. MILLER, 1978); 3. andésites de Medicine Lake, Californie (S.A. MERTZMAN, 1977); 4. basaltes alcalins et hawaïites, île du Principe (J.G. FITTON et D.J. HUGHES, 1977); 5 a et b. séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou (C. DUPUY et C. LEFEVRE, 1974); 6. andésites, Bougainville (S.R. TAYLOR *et al.*, 1969); 7. basaltes, Madère (D.J. HUGHES et G.C. BROWN, 1972); 8 et 9. basaltes des fonds océaniques (K.V. SUBBARAO, 1972); 10. arc insulaire des Petites Antilles (G.M. BROWN *et al.*, 1977); 11 a et b. tonalites, République Dominicaine (S.E. KESLER *et al.*, 1977); 12. laves shoshonitiques et calco-alcalines, Nouvelle Guinée (D.E. MacKENZIE et B.W. CHAPPELL, 1972); 13. andésites, Nouvelle Zélande; 14. andésites, Japon (S.R. TAYLOR et A.J.R. WHITE, 1966); 15. basaltes tholéitiques des arcs insulaires (moyenne); 16. andésites tholéitiques (moyenne); 17. « high alumina basalts » (P. JAKES et A.J.R. WHITE, 1972); 18. basaltes océaniques (S.R. HART et A.J. NALWALK, 1970); 19. kaersutite mantellique, Nouvelle Zélande (K. SAITO *et al.*, 1978); 20. série alcaline des Açores (J.C. ALLEGRE *et al.*, 1977); 21. basaltes océaniques (D.A. WOOD *et al.*, 1979); 22. série shoshonitique, Iles Eoliennes (J. KELLER, 1974).

« Lignée B » : 23. granite de Hilgrove, Australie (R.H. FLOOD et S.E. SHAW, 1977); 24. granites des Pyrénées Orientales (A. VITRAC-MICHARD et C.J. ALLEGRE, 1975); 25. granites de Bundarra, Australie (R.H. FLOOD et S.E. SHAW, 1977); 26. massif granitique de la Marche Orientale, France; 27. granites de Jos, Nigéria (O. van BREEMEN *et al.*, 1975); 28. complexe d'Evisa, Corse (B. BONIN *et al.*, 1978); 29, 30, 31, 32 et 33. granites précambriens, Arabie Saoudite (J. BAUDRON *et al.*, 1976); 34. massif granitique de la Bohême centrale (Z. VEJNAR, 1974).

diagramme Rb- Sr une dispersion des points de projection subparallèle à l'abscisse (Rb), effectivement observable pour la plupart des séries volcaniques considérées, y compris les basaltes océaniques (K.V. SUBBARAO, 1972). On peut toutefois admettre une différenciation par cristallisation fractionnée des liquides d'origine mantellique à des pressions élevées, où le plagioclase n'est plus stable au liquidus. Dans ce cas, un fractionnement des pyroxènes permettrait d'aboutir à la tendance A. Soulignons cependant que d'autres problèmes apparaissent lorsque l'on tient compte, par exemple, de la distribution des Terres Rares dans les liquides andésitiques. Un récent article de B.O. MYSEN (1978) révèle toute la complexité de la genèse de ces magmas. Dans un modèle de fusion partielle, les andésites dérivées d'une péridotite ou d'un assemblage éclogitique, représenteraient des liquides résultant d'un taux faible de fusion. Par contre, en considérant le modèle de différenciation par cristallisation fractionnée, les teneurs en Rb et Sr des andésites comparées à celles des basaltes océaniques nous conduisent à envisager un volume de cumulats important ou deux sources mantelliques différentes.

La « lignée » B s'explique par une cristallisation fractionnée suivant la ligne cotectique du système

Q-Ab-Or-An-(H<sub>2</sub>O) ou par une fusion partielle des roches métamorphiques (gneiss et migmatites) (T.S. McCARTY et R.A. HASTY, 1976; C.W. RAPELA et D.M. SHAW, 1979). Notons que l'influence crustale peut se refléter dans un enrichissement des liquides anatectiques en Rb à cause d'un rapport Rb/Sr élevé des séries métamorphiques d'origine sédimentaire.

En examinant dans le plan Rb-Sr, la position des stocks granitoïdes associés à des gisements de porphyres cuprifères (fig. 34), nous constatons qu'ils se placent sans exception sur la « lignée mantellique » (A), que nous venons de décrire. On remarque par ailleurs que la majorité de ces intrusions ont des teneurs en Sr élevées ce qui les situe, sur le diagramme de la fig. 33, près de la limite des liquides sur-saturés en SiO<sub>2</sub>. En effet, les teneurs en Sr plus fortes sont apparemment typiques des liquides sous-saturés (à néphéline normative).

Il semble, par conséquent, que les magmas des complexes fertiles se distinguent par une activité en CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> élevée. Le diagramme de la fig. 34 permet de voir l'importance de la cristallisation fractionnée du plagioclase dans la différenciation de certaines séries minéralisées. Ceci est le cas du complexe de La Caldera au Pérou (paragraphe 3.1.4), qui présente des affinités shoshonitiques. Il

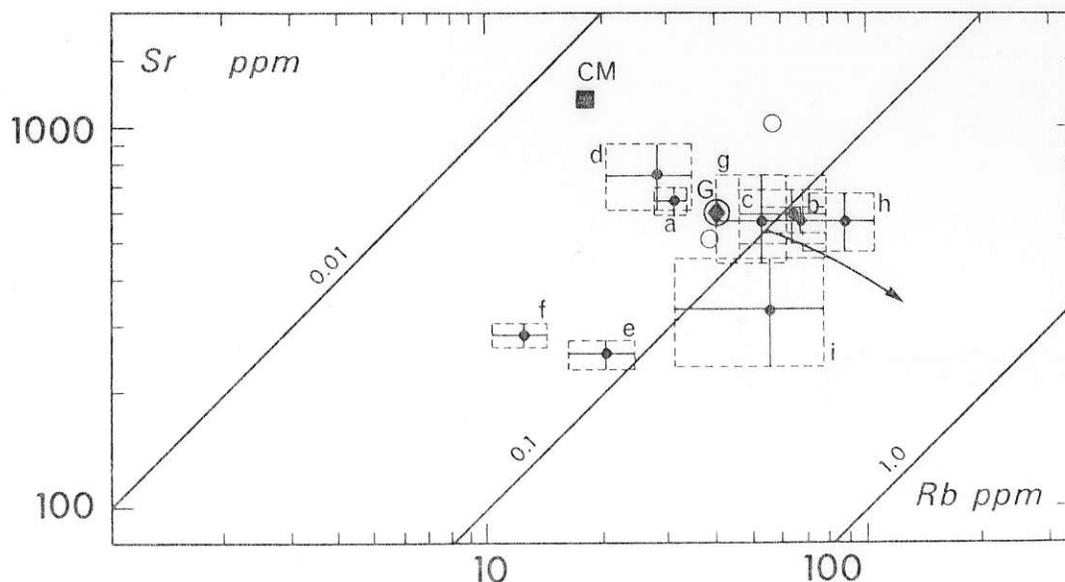


Fig. 34. — Rapports Rb/Sr des complexes minéralisés en porphyres cuprifères. Comme sur la fig. 33, on indique la moyenne et les écarts-types.

Légende.

- a) Panguna, Bougainville (J.H. FORD, 1978); b) Coalstoun, Queensland (P.M. ASHLEY *et al.*, 1978); c) granitoïdes des Iles Solomon (D.R. MASON et J.A. McDONALD, 1978); d) Yandera, Nouvelle Guinée (G. WATMUFF, 1978); e) complexe d'Esis-Sai, Nouvelle Guinée; f) complexe de Lulu, Nouvelle Guinée; g) complexe de Plesyuni, Nouvelle Guinée (R. HINE et D.R. MASON, 1978); h) Moonmera, Australie (H.T. DUMMETT, 1978); i) complexe de Koloula, Iles Solomon (A.R. CHIVAS, 1978); G. moyenne du batholite de Guichon, B.C. Canada; CM. stock de Copper Mountain, B.C. Canada (J.E. GUNTON, 1974). La flèche indique l'évolution du batholite de La Caldera (Pérou).

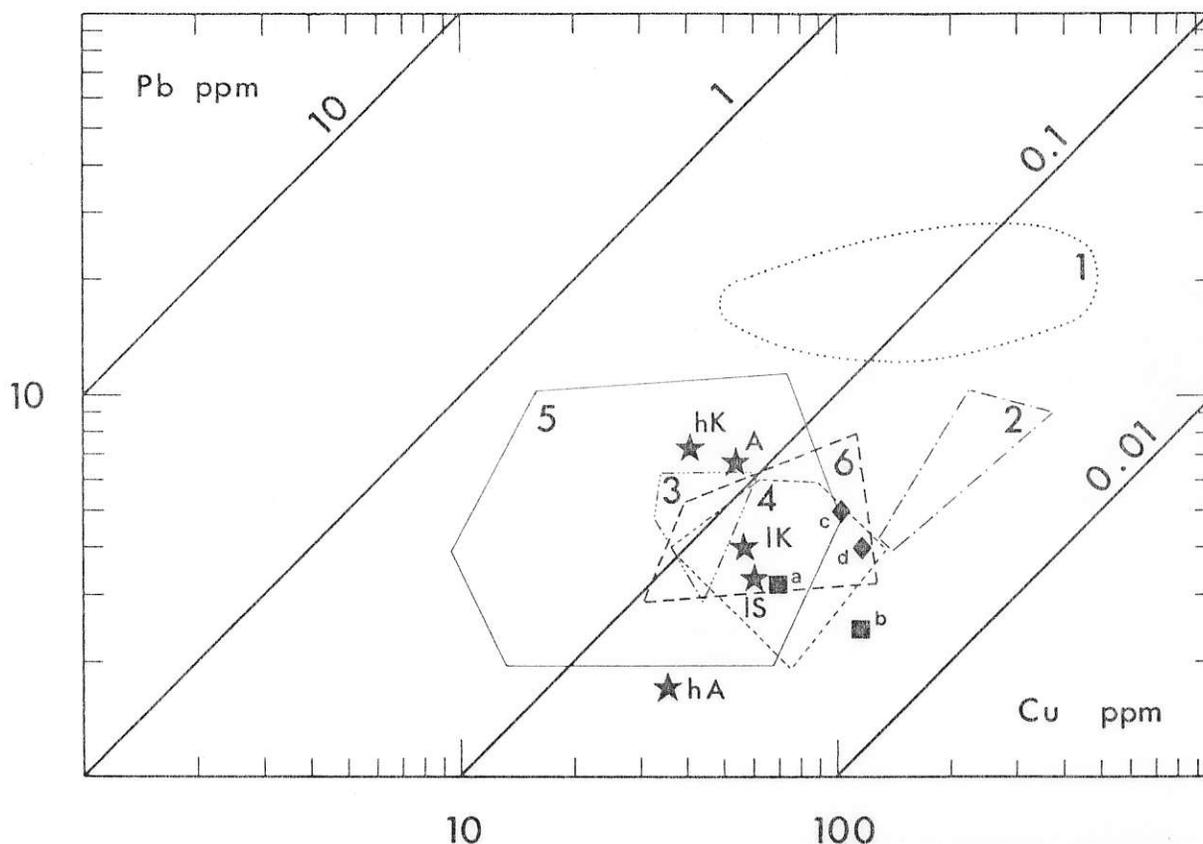


Fig. 35. — Rapport Pb/Cu des complexes intrusifs porteurs de minéralisations porphyres cuprifères.

1. Coalstoun prospect, Queensland, Australie; 2. Panguna, Bougainville, Nouvelle Guinée; 3. Esis-Sai, Nouvelle Guinée; 4. Cordillère centrale, République Dominicaine; 6. batholite de Guichon Creek, Colombie britannique, Canada. (Données de P.M. ASHLEY *et al.*, 1978; J.H. FORD, 1978; R. HIVE et D.R. MASON, 1978; S.E. KESLER *et al.*, 1977 a).

◆ teneurs moyennes pour les roches intrusives de Panama (S.E. KESLER *et al.*, 1977 b).

c) lignée tholéitique; d) lignée calco-alcaline.

■ teneurs moyennes des basaltes et andésites archéens du district minéralisé de Timmins-Noranda (Canada).

a) andésites; b) basaltes. Données de W.R.A. BARAGAR et A.M. GOODWIN (1969).

★ teneurs moyennes des andésites et « high-Al » basaltes (S.R. TAYLOR, 1969).

hA = « high-alumina » basalt, Taupo, Nouvelle Zélande;

IS = « low-silica » andésite, Bougainville, Nouvelle Guinée;

IK = « low potassium » andésite, Saipan;

A = moyenne pour les andésites calco-alcalines;

hK = « high potassium » andésite, Bougainville, Nouvelle Guinée.

en est de même pour les intrusions de Copper Mountain, en Colombie britannique (S.E. KESLER *et al.*, 1975 et 1976; K.C. FAHRNI *et al.*, 1976) où le stock de Copper Mountain (J.H. MONTGOMERY, 1967), enrichi en Sr (fig. 34) pourrait, du moins partiellement, correspondre à des cumulats d'une différenciation shoshonitique.

Nous retiendrons de cette discussion l'appartenance incontestable des complexes granitoïdes porteurs de minéralisations type porphyre cuprifère à la lignée évolutive mantellique des arcs insulaires comprenant les séries calco-alcalines.

### 3) PLOMB ET ELEMENTS DE TRANSITION

(Co, Ni, Cr, Cu, Zn).

Les teneurs en plomb dans les roches du batholite de Guichon sont systématiquement faibles, comparables aux liquides andésitiques (S.R. TAYLOR, 1969; P. JAKES et A.J.R. WHITE, 1972). On remarque une augmentation progressive du rapport Fe/Ni dans les phases intrusives plus évoluées. En ce qui concerne le cuivre, les phases précoces du batholite en sont considérablement enrichies, car les teneurs sont en moyenne deux fois plus fortes que celles des andésites. Par la suite, la teneur en Cu décroît

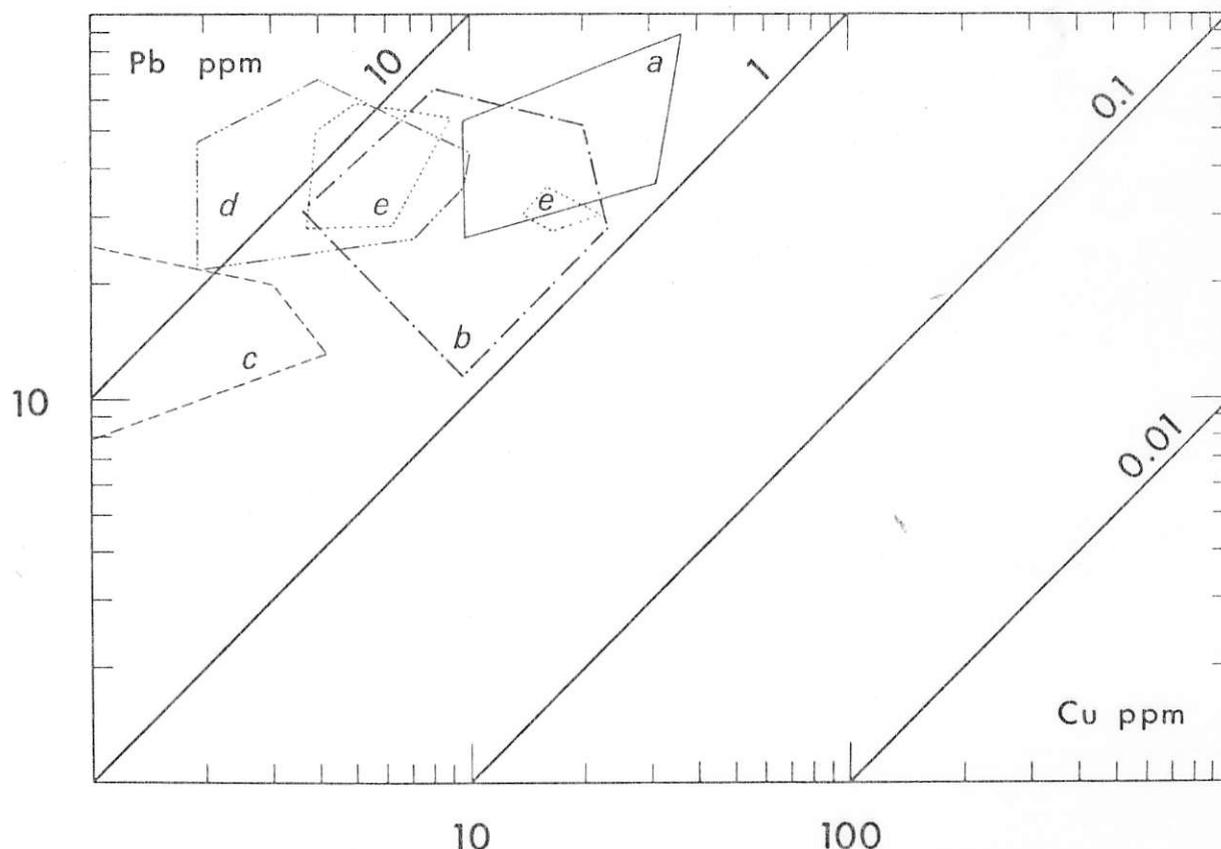


Fig. 36. — Rapport Pb/Cu de quelques massifs granitiques de l'Europe hercynienne.

a) massif de Saint-Renan, Massif armoricain, France (B. CHAROY, 1979); b) massif de la Marche orientale, Massif central français; c) complexe granitique de Quérigut, Pyrénées Orientales, France; d) granite de Questembert, Massif armoricain, France; e) massif de la Bohême centrale (deux populations) (Z. VEJNAR, 1974).

et ses teneurs atteignent les valeurs habituelles des andésites. Nous examinerons les raisons de cette diminution brusque des teneurs en cuivre plus tard. Contrairement au cuivre, le zinc présente une constance des teneurs. Puisque la majeure partie de Zn se trouve dans les structures des silicates ferromagnésiens, (amphibole, biotite) (D. BRABEC, 1971; D. BRABEC et W.H. WHITE, 1971) et compte tenu du fait que la teneur en ces derniers diminue avec la différenciation, il faut supposer que les ferromagnésiens s'enrichissent progressivement en zinc.

Avant de conclure ce chapitre, arrêtons-nous un instant pour examiner le rapport Pb/Cu et ceci à cause d'une affinité crustale de Pb (dont la géochimie est étroitement liée au potassium) et au comportement plutôt mantellique de Cu. On peut donc pressentir une forte variation du rapport Pb/Cu entre les liquides d'origine crustale et mantellique.

Ceci se confirme parfaitement, comme le montrent les fig. 35 et 36. Sur la fig. 35, on s'aperçoit que les intrusions minéralisées en porphyres cuprifères se distinguent par des rapports Pb/Cu inférieurs à 1, statistiquement proches de 0,1. Les andésites et basaltes riches en alumine présentent des rapports comparables.

Par contre, les massifs granitiques de la croûte continentale hercynienne (fig. 36) pris comme exemples, ont toujours des rapports Pb/Cu supérieurs à 10. Nous avons ainsi une preuve supplémentaire de l'affiliation des complexes granitoïdes à porphyres cuprifères aux séries calco-alcalines des arcs insulaires. A notre avis, l'équivalence des liquides andésitiques et des roches plutoniques à affinité tonalitique faisant l'objet de ce mémoire, ne fait plus aucun doute.



pensons que ce problème reste entier et dépasse les dimensions de notre mémoire.

En examinant le tableau 10, nous constatons que pour les trois premières phases du batholite (phase de bordure à Chataway) la teneur en Rb augmente légèrement dans le sens de la différenciation. Ceci exclut, compte tenu des coefficients de partage de Rb entre phases possibles (Pl, Bi, Kf, Q, Hb, Mt) et liquide, l'apparition de la biotite en tant que phase cumulative. Il en est de même pour le feldspath potassique, car la teneur en  $K_2O$  augmente nettement entre la diorite quartzique de bordure et la phase de Chataway.

Cette analyse limite, en se référant aux études expérimentales sur la cristallisation des magmas andésitiques (D.H. EGGLE, 1972; D.H. EGGLE et C.W. BURNHAM, 1973; J.L. RITCHEY et D.H. EGGLE, 1978; T. SEKINE *et al.*, 1979; C.R. STERN *et al.*, 1975), les phases cumulatives à Pl, Mt, Hb (Px — voir ci-dessus). De plus, l'absence de  $K_2O$  dans les minéraux cumulatifs, à l'exclusion de sa faible teneur dans l'amphibole, permet d'estimer le rapport  $L_1/L_0$ .

Puisque la discontinuité dans le rapport Na/K (fig. 32) se situe entre Chataway et Bethlehem, nous avons procédé en premier lieu à une modélisation de  $L_1$  ayant la composition de Chataway. Le résultat obtenu est consigné dans le tableau 12. Il en ressort que la cristallisation de 13% Hb, 15% Pl et 3% Mt, formant un cumulat représentant au total 31% du liquide initial, conduit à la formation d'un magma dont la composition correspond quasi parfaitement à celle de la phase de Chataway.

Avant de poursuivre la modélisation, remarquons que les phases ultérieures (Bethlehem à Bethsaida) se distinguent par un abaissement concomitant de K et Rb par rapport à Chataway (tableau 10). Ceci laisse entrevoir l'apparition de la biotite dans les cumulats. Effectivement, le calcul montre que la cristallisation de 45,5% de  $L_0$ , avec 16% Hb, 22% Pl, 3,5% Mt et 4% Bi permet d'aboutir à un liquide ( $L_2$ ) dont la composition est très proche de la phase ultime du batholite de Guichon, phase de Bethsaida (tableau 12). L'ajustement exige un plagioclase plus calcique que celui pris en considération dans le calcul de  $L_1$ . Ce déplacement de la composition du plagioclase peut s'expliquer par une augmentation de  $P_{11,0}$  dans le bain (H.S. YODER *et al.*, 1957; W. JOHANNES, 1978; M.G. BEST, 1969).

Si l'on prend en considération le chimisme majeur des dykes et leur contenu en éléments en traces (tableau 10), on constate immédiatement que l'évolution du batholite se parachève par la formation des liquides qui doivent leur origine à une cristallisation fractionnée très poussée de plagioclase, laquelle se reflète dans des teneurs déprimées en Sr. La projection de la composition calculée des

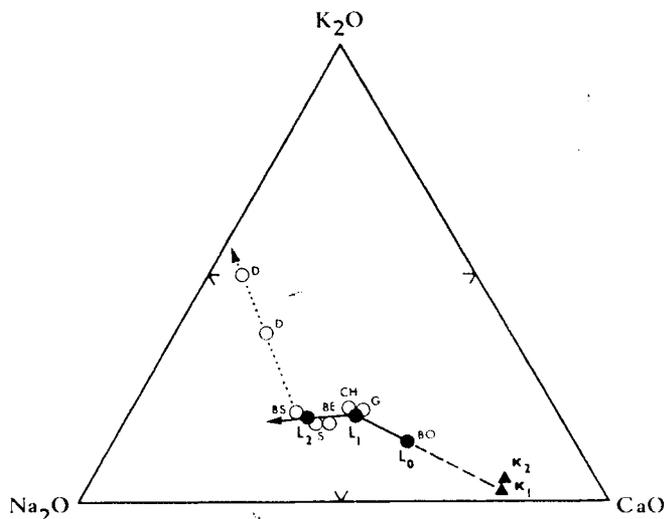


Fig. 37. — Diagramme  $Na_2O-K_2O-CaO$  (°% poids). Projection des compositions moyennes des phases intrusives du batholite de Guichon Creek : BO = phase de bordure, G = Guichon, CH = Chataway, BE = Bethlehem, S = Skeena; BS = Bethsaida, D = dykes, comparée avec la composition calculée des liquides  $L_1$  et  $L_2$ , résultant d'une différenciation, par cristallisation fractionnée, du liquide  $L_0$ .  $\alpha_1$  et  $\alpha_2$  sont des cumulats correspondant aux liquides  $L_1$  et  $L_2$ .

liquides et des cumulats correspondants sur le diagramme triangulaire  $K_2O-Na_2O-CaO$  est donnée sur la figure 37.

La validité de notre modèle peut être, dans une certaine mesure, vérifiée par le comportement des éléments en traces.

En estimant de nouveau que les cristaux formés sont en parfait équilibre avec le bain, l'équation suivante est utilisée pour le calcul de la distribution d'un élément en traces lors de la formation des liquides successifs par cristallisation fractionnée (D.M. SHAW, 1970; J.G. ARTH, 1976; T.S. McCARTHY et R.A. HASTY, 1976) :

$$\frac{C_{L_n}^i}{C_{L_0}^i} = \frac{1}{f(D_i - 1) + 1}$$

où  $C_{L_n}^i$  est la concentration d'un élément en trace  $i$  dans un liquide  $L_n$ ,  $C_{L_0}^i$  est la concentration du même élément dans le liquide parental  $L_0$ ,  $f$  la fraction du solide formé en équilibre avec le liquide calculée par rapport à  $L_0$ ,  $D_i$  le coefficient de partage global d'élément  $i$ ,

$$D_i = (X_a K_i^{a-1} + X_b K_i^{b-1} + \dots)$$

où  $X_n$  = fraction pondérale de la phase  $a, b \dots n$  dans la phase solide,  $K_i^{n-1}$  étant le coefficient de partage de l'élément  $i$  entre phase  $a, b \dots n$  et liquide  $l$ ). Nous avons préféré cette formule à celle de

TABLEAU 13. — Modélisation de la distribution de Sr, Ba et Rb dans les phases intrusives du batholite de Guichon.

	Coefficients de partage utilisés				p p m				
	Pl	Hb	Bi	Mt	C <sub>L0</sub>	C <sub>L1</sub>	C <sub>mes</sub> <sup>a</sup>	C <sub>L2</sub>	C <sub>mes</sub> <sup>b</sup>
Sr	1,83	0,46	0,12	0,001	590	580	590	580	610
Ba	0,23	0,42	6,36	0,001	650	830	760	710	670
Rb	0,071	0,29	3,26	0,001	39	53	47	53	34

a) phase de Chataway

b) phase de Bethsaida

L.P. GREENLAD (1970), déduite de l'équation de Rayleigh qui implique un équilibre entre la surface d'un cristal et le bain. En effet, les conditions du contexte plutonique caractérisées par un refroidissement lent permettent d'envisager l'équilibre total entre phase solide et bain. Dans notre cas, les calculs ont été effectués pour Rb, Sr et Ba.

Les coefficients de partage utilisés sont ceux recommandés pour les roches basaltiques et andésitiques (J.G. ARTH, 1976), à l'exception des valeurs pour la biotite tirées de la publication de J.A. PHILPOTTS et C.C. SCHNETZLER (1970). Le tableau 13 résume les résultats obtenus, calculés pour les compositions des cumulats indiqués dans le tableau 12.

La comparaison des teneurs calculées et mesurées mérite quelques commentaires. On constate que la progression de la différenciation suivant le modèle retenu n'influe pratiquement pas sur la distribution de Sr entre L<sub>0</sub> et L<sub>2</sub>. Ceci est dû à une proportion constante de plagioclase dans les cumulats successifs. On peut considérer pour Sr, l'accord entre valeurs mesurées et calculées comme satisfaisant. Il en est de même pour Ba, bien que l'écart soit plus élevé; en effet, le calcul confirme l'accroissement de la teneur en Ba dans le bain de L<sub>0</sub> à L<sub>1</sub> et sa diminution consécutive jusqu'à L<sub>2</sub>. Les analyses montrent la même tendance avec un maximum situé à Chataway (L<sub>1</sub>). Quant à Rb, le modèle prévoit C<sub>L1</sub><sup>Rb</sup> > C<sub>L0</sub><sup>Rb</sup> confirmé par les analyses. Théoriquement sa concentration devrait se maintenir dans les liquides plus évolués. Or, on observe une diminution sensible de Rb dans les phases Bethlehem, Skeena et Bethsaida (L<sub>2</sub>) par rapport aux premières phases intrusives. Ainsi, un désaccord apparaît entre la teneur calculée pour L<sub>2</sub> (53 p.p.m.) et celle mesurée (34 p.p.m.). L'écart est trop important pour que l'on puisse l'expliquer par un ajustement erroné de la composition du cumulat x<sub>2</sub>. En effet, même une proportion double de la biotite dans ce cumulat (laquelle est hautement improbable car elle aurait pour conséquence un appauvrisse-

ment exagéré du bain en K<sub>2</sub>O et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) ne suffit pas pour aboutir à la teneur mesurée en Rb dans les trois dernières phases du batholite.

Nous sommes donc amenés à envisager le partage du rubidium entre magma et phase fluide. En effet, il a été démontré expérimentalement (M. VOLFINGER, 1974, 1975 et 1976) que la composition des micas joue un rôle essentiel dans la distribution de Rb. Alors que pour la série phlogopite-annite le partage de Rb se fait en faveur des cristaux, le rubidium se concentre fortement dans la solution hydrothermale lorsque celle-ci est en équilibre avec la muscovite ou un mica phengitique (M. VOLFINGER, 1974). La stabilité d'amphibole dans les cumulats (cf. plus haut) reflète incontestablement que le magma fut dès ses premiers stades évolutifs riche en H<sub>2</sub>O. Le processus de cristallisation fractionnée doit rapidement augmenter P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> dans le liquide magmatique qui s'appauvrit en même temps en MgO et FeO. Ces variations favorisent à la fois l'individualisation d'une phase fluide, et le transfert de Rb avec d'autres éléments dans le fluide. L'enrichissement de Rb dans les fluides hydrothermaux est non seulement prouvé par la géochimie des pegmatites mais également par des teneurs élevées en Rb de certaines saumures hydrothermales véhiculant des métaux (H.C. HELGESON, 1968).

Notons enfin que M.A. OLADE et W.K. FLETCHER (1975) ont montré qu'une anomalie en Rb considérable se superpose aux zones d'altération hydrothermale des gisements de Highland Valley. En sachant que ces zones sont surtout caractérisées par la présence d'un mica phengitique dont le chimisme a été fortement contrôlé par la composition du fluide (voir chapitre 6), l'hypothèse sur le partage de Rb dans la phase fluide devient très plausible.

Compte tenu des teneurs en Rb des différentes phases du batholite (tableau 10), nous devons admettre que l'individualisation de la phase fluide s'est produite entre Chataway et Bethlehem. Elle correspondrait par conséquent à la discontinuité majeure observée sur l'évolution de la distribution des alcalins au sein du batholite (fig. 32).

En conclusion, le modèle de l'évolution du batholite de Guichon par cristallisation fractionnée semble réaliste. En admettant que le magma d'origine avait une composition andésitique, les liquides successifs matérialisés par les phases intrusives du batholite ont pu prendre naissance par une différenciation progressive dans une chambre magmatique profonde. Les cumulats qui s'y sont formés se distinguent par la présence d'amphibole, de biotite

et par l'abondance de plagioclase, conduisant à un chimisme global qui leur confère une parenté alcaline.

La modélisation de la distribution de Rb, Sr et Ba entre cumulats et liquides montre cependant qu'à un certain stade, l'évolution magmatique du batholite de Guichon aboutit à l'individualisation d'une phase fluide enrichie en Rb. Les conséquences de ce phénomène seront abordées plus loin.

### 3.3. Conclusions

L'étude pétrologique de La Caldera et de Guichon Creek permet de dégager plusieurs points communs caractérisant leur évolution magmatique.

Il s'agit des séries à affinité calco-alcaline avec le plagioclase au liquidus dont la différenciation est compatible avec un modèle de cristallisation fractionnée.

Le batholite de La Caldera se distingue par une différenciation à taux de plagioclase élevé conduisant à un appauvrissement de liquides en Sr et à leur enrichissement consécutif en Rb. Par contre, la différenciation du batholite de Guichon Creek suggère une cumulation simultanée de plagioclase et des ferromagnésiens dans une proportion constante. Ainsi, les teneurs en Sr et Rb ne varient que légèrement.

Les rapports initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des deux batholites sont faibles. La valeur du rapport initial permet d'envisager une origine mantellique du magma de Guichon Creek et, bien que le rapport initial soit plus élevé pour le batholite de La Caldera, il exclut son origine anatectique et favorise l'hypothèse d'un magma issu de la fusion partielle du manteau sub-crustal.

Les premiers liquides observés dans les deux batholites étudiés présentent de faibles rapports Rb/Sr, inférieurs ou proches de 0,1, ce qui les distingue sans ambiguïté des granitoïdes calco-alcalins d'origine intra-crustale.

Tant par sa composition majeure que par ses teneurs en éléments en traces, la première phase intrusive du batholite de Guichon Creek correspond aux liquides andésitiques. De même que Rb/Sr, le rapport Pb/Cu se révèle particulièrement efficace comme critère de discrimination des liquides magmatiques de zones orogéniques par rapport aux granitoïdes de la croûte continentale. Les séries du batholite de La Caldera présentent, elles, une affinité de « high-alumina » basalte.

Il semble donc que ces batholites et, comme l'a montré une comparaison avec d'autres massifs, l'ensemble des complexes granitoïdes minéralisés en gisements du type porphyre cuprifère, représentent les équivalents plutoniques des andésites ou des « high-alumina » basaltes et leurs produits différenciés, mis en place dans un contexte orogénique d'arcs insulaires ou de marges continentales actives.

L'étude minéralogique et cristallographique montre que l'évolution des deux batholites faisant l'objet de ce mémoire, a été dominée par une forte  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  qui se traduit par une cristallisation précoce de biotite et d'amphibole et qui favorise l'individualisation d'une phase fluide.

Le zonage des plagioclases laisse entrevoir leur cristallisation partielle dans une chambre magmatique profonde et leur transport, dans le bain, au niveau intrusif.

## **Pétrologie des dykes et des phases porphyriques associés aux suites batholitiques de La Caldera et de Guichon Creek**

par

Z. JOHAN\*, L. LE BEL\* et W. J. McMILLAN\*\*

### 4.1. Introduction

On constate avec surprise que dans les études sur les minéralisations type porphyre cuprifère et leurs contextes, l'examen des dykes et des stocks porphyriques a été négligé par rapport à la description des gisements et de leurs enveloppes. Ceci est en grande partie dû au fait que ces roches ont subi, à proximité des zones minéralisées, une intense altération hydrothermale qui les rend difficilement étudiables du point de vue pétrologique et qui modifie leurs contenus géochimiques. De plus, il apparaît que, classiquement, ces manifestations magmatiques sont interprétées comme des phénomènes tardifs, pas nécessairement en liaison génétique directe avec les stocks intrusifs qui les encaissent. Il faut cependant rappeler que dans la majorité des cas, les porphyres cuprifères sont spatialement et chronologiquement liés à ces roches porphyriques auxquelles, d'ailleurs, ils doivent leur

appellation. En outre, les recherches montrent de plus en plus que la distribution des minéralisations type porphyre cuprifère au sein des stocks batholitiques est contrôlée par la tectonique ou par des zones de faiblesse parfois jalonnées de dykes.

Récemment, le regain d'intérêt pour le modèle ortho-magmatique, alternative au modèle convectif, a focalisé l'attention sur l'étude des phases porphyriques (voir à titre d'exemple le numéro spécial d'*Economic Geology* dédié aux porphyres cuprifères de l'Australie et des Iles du Pacifique). Il nous est apparu par conséquent, que la compréhension globale du « phénomène porphyre cuprifère » passait par l'étude des conditions de genèse des phases porphyriques. Ce chapitre est une contribution à la connaissance de ces phases dans les deux batholites précédemment examinés (chapitre 3).

---

\* Groupement d'Intérêt Scientifique B.R.G.M.-C.N.R.S., Orléans.

\*\* B.C. Department of Mines and Petroleum Resources, Victoria, Canada.

## 4.2. Etude pétrologique du stock porphyrique de Cerro Verde - Santa Rosa

Les microgranodiorites (photo 11, planche I) sur lesquelles sont centrées les parties Cerro Verde et Santa Rosa du complexe porphyrique de Cerro Verde-Santa Rosa (fig. 7), sont localisées dans le faciès Sud des granodiorites Yarabamba. Les contacts avec celles-ci sont généralement francs et caractérisent une intrusion passive (A.C. KIHLEN, 1975) qui n'a cependant induit ni paragenèse de métamorphisme de contact ni bordure figée.

La texture de la roche est typiquement porphyrique. Les phénocristaux sont des plagioclases à zonage inverse puis normal ( $An_{30}-An_{43}-An_{38}$ ; fig. 38), des biotites ( $Ti = 0,46$  at./f.u.;  $Al^{VI} = 0,22$  at./f.u.;  $X_{Mg} = 0,61$ ; tableau 4) et des quartz bipyramidés.

La séquence de cristallisation des phénocristaux est Pl-Bi-Qz puisque l'on retrouve aussi bien des plagioclases que des biotites en inclusions dans le quartz. L'amphibole n'a jamais été rencontrée.

La matrice microcristalline est constituée par l'assemblage ternaire quartz-albite-orthose (composition moyenne des feldspaths alcalins :  $An_{6,5}Or_{1,5}$  et  $Or_{9,4}Ab_6$ ; fig. 38). La distribution relative de ces trois constituants, déterminée par des images de répartition X obtenues à la microsonde électronique et le traitement de celles-ci, par analyseur d'images, permet le calcul et la projection de la composition de la matrice sur le diagramme triangulaire (fig. 39) de O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN (1958) où figurent également les projections des compositions de la roche totale calculées d'après les normes C.I.P.W.

La séquence de cristallisation, identique à celle rencontrée dans les phases porphyriques du batholite de Guichon, est interprétée plus loin (paragraphe 4.3.4.). Il est démontré que l'évolution pétrologique des porphyres quartziques reflète une  $P_{H_2O}$  élevée et l'arrivée à la saturation en  $H_2O$  avant la cristallisation de la matrice. Il est probable que celle-ci se soit figée à la suite d'une diminution brutale de la pression totale permettant la cristallisation de l'albite dans un système qui apparaît comme hyper-refroidi.

Ceci permet d'expliquer que le bain (matrice) n'ait pas atteint le minimum ternaire du système Qz-Ab-Or et que l'on n'observe pas de rééquilibrage des phénocristaux avec la matrice.

La géochimie des éléments majeurs (tableau 14) montre qu'à teneurs en  $SiO_2$  identiques, les micro-

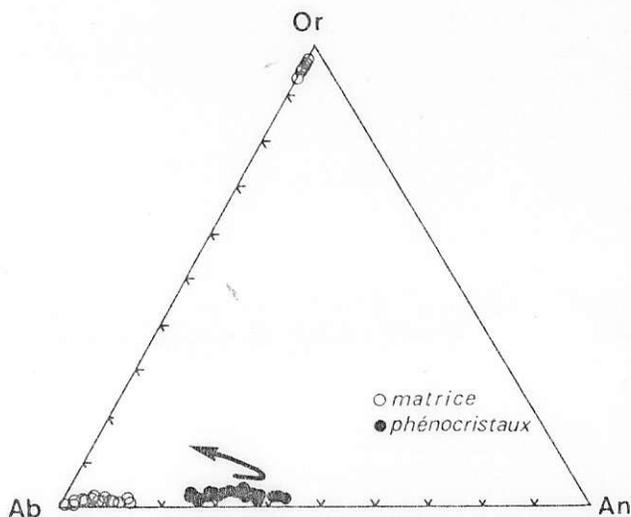


Fig. 38. — Compositions (déterminées à la microsonde électronique) des feldspaths des microgranodiorites sur lesquelles sont centrées les deux parties du porphyre cuprifère de Cerro Verde - Santa Rosa.

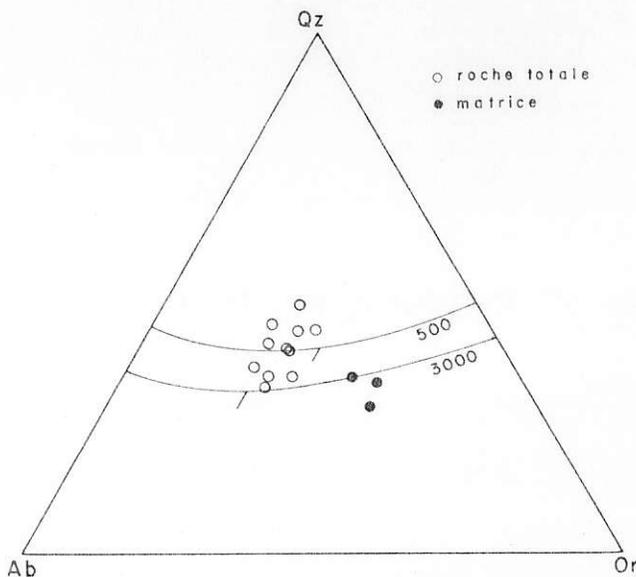


Fig. 39. — Projections des compositions normatives relatives aux microgranodiorites.

Les compositions de roches totales sont calculées d'après les normes C.I.P.W. des analyses chimiques (tableau 14) et celles de la matrice sont reconstituées après traitement des images de répartition X de microsonde électronique.

TABLEAU 14. — Analyse moyenne de 11 échantillons de microgranodiorites Santa Rosa<sup>(a)</sup> comparée aux analyses de phases porphyriques circum-pacifiques en contexte continental (1) et océanique (2).

	Microgranodiorites Santa Rosa		(1)	(2)
	$\bar{X}$	s		
SiO <sub>2</sub>	66,53	1,26	66,85	67,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,41	0,49	15,50	16,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,40	0,32	2,59	2,89
MnO	0,09	0,02	0,03	—
MgO	0,90	0,12	0,78	1,04
CaO	3,10	0,63	3,25	3,01
Na <sub>2</sub> O	3,14	0,52	3,99	5,19
K <sub>2</sub> O	2,95	0,40	2,65	0,72
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,02	0,30	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,02	0,14	0,17
P.F.	3,82	1,29	3,75	2,81
Ba**	823	173	—	131
Co	14	3	—	—
Cr	11	2	—	—
Ni	12	4	—	—
V	49	12	—	2
Rb	71	13	90	16
Sr	453	84	618	834
Rb/Sr	0,16	0,06	0,14	0,02
Ba/Rb	12,11	3,86	—	8,18

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dose le fer total

\*\* éléments traces en ppm

— non dosé

(a) analyses par quantométrie d'émission, C.R.P.G., Nancy

(1) Moonmera deposit, Queensland (H.T. Dumett, 1978).

(2) Plesyuni complex, New Britain (R. Hine et D.R. Mason, 1978).

granodiorites Santa Rosa sont comparables aux granodiorites des autres groupes constituant le batholite de La Caldera (paragraphe 3.1.4.). Elles sont néanmoins moins potassiques que leurs équivalents du groupe Linga. Comparées aux phases porphyriques reconnues dans le SW du Pacifique (tableau 14), elles s'apparentent à celles du domaine continental.

La géochimie des éléments en traces confirme ces analogies.

Le stock microgranodioritique de Santa Rosa a été l'objet d'investigations géochronologiques par la méthode Rb/Sr (roches totales). G.A. ARMBRUST *et al.* (1971; 1977) et M. HALPERN (1978) ont souli-

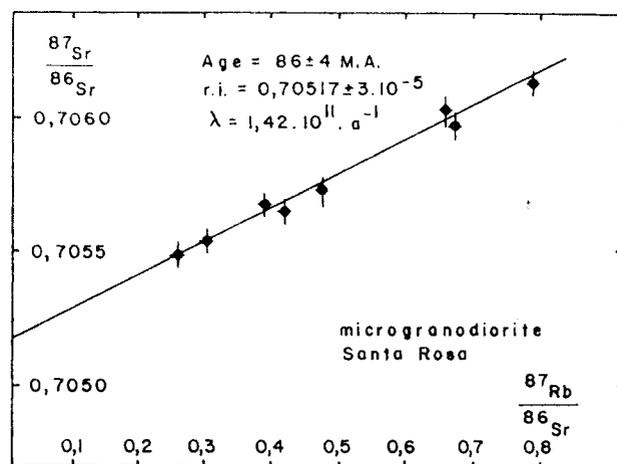


Fig. 40. — Isochrone Rb/Sr (roches totales) définie par le stock de microgranodiorites de Santa Rosa du porphyre cuprifère de Cerro Verde-Santa Rosa (d'après J.C. BAUBRON *et al.*, en préparation).

gné l'importance de l'apport de Rb et du lessivage de Sr accompagnant la métasomatose K liée aux phénomènes d'altération hypogène dans l'environnement d'un porphyre cuprifère. Ainsi, un grand soin fut apporté au choix des échantillons de microgranodiorite pour tenter de réaliser une datation et d'obtenir un rapport initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr.

Huit échantillons provenant des parties du stock non hydrothermalisé ont prouvé, après examen pétrographique et prédosages de K, Rb et Sr, n'avoir pas subi de métasomatose. Ils s'alignent sur une droite de référence (fig. 40) donnant un âge de 86 M.A. (J.C. BAUBRON *et al.*, en préparation). M. HALPERN (1979) a récemment étudié les compositions isotopiques du Sr de roches provenant du porphyre cuprifère de La Disputada (Chili) et a également prouvé les possibilités d'utilisation de la géochimie de Rb et Sr dans ce type de contexte.

L'âge indiqué pose le problème de la signification de l'âge K/Ar proposée par R. ESTRADA (1969) pour le groupe Yarabamba (*cf.* paragraphe 3.1.).

Le rapport initial 0,7051<sub>7</sub> (2σ = 3.10<sup>-5</sup>) tombe dans la gamme des rapports initiaux définis par les groupes du batholite de La Caldera (*cf.* paragraphe 3.1.) et favorise l'hypothèse du cogénéisme des phases porphyriques et des stocks granitoïdes dans lesquels elles sont emplacements. L'étude pétrologique et pétrochimique font des phases porphyriques de possibles différenciés du groupe Yarabamba qui aurait évolué par fractionnement dominant de plagioclase.

### 4.3. Phases porphyriques et brèches du batholite de Guichon

Des relations spatiales de la plupart des zones minéralisées avec dykes, intrusions porphyriques et brèches peuvent s'observer sans équivoque dans le batholite de Guichon. Cette association a été reconnue pour la première fois par W.H. WHITE *et al.* (1957) et précisée par J.M. CARR (1960). Plus tard, des levés géologiques de W.J. McMILLAN (1978) ont permis d'apprécier l'extension de ces roches dans l'ensemble du batholite.

Un essaim de dykes porphyriques particulièrement dense est situé à l'Est de la faille de Lornex, où apparaissent de nombreuses dislocations satellites parallèles (N-S). La majorité des dykes sont orientés également N-S, bien que parfois on observe des corps de direction NE-SW. Notons que toutes les cheminées des brèches connues dans le batholite de Guichon se situent également dans cette zone; leur disposition dessine une direction parallèle à la faille de Lornex. À l'Ouest de cette dernière, le nombre de dykes diminue sensiblement; ils se concentrent de nouveau autour des failles satellites N-S, en particulier à proximité des minéralisations (Alwin, Valley Copper).

Comme l'a fait remarquer W.J. McMILLAN (1976), la plupart des dykes de porphyres recoupent la monzonite quartzique de Bethlehem et sont par conséquent nettement postérieurs, bien que des parentés pétrologiques permettent de penser qu'ils ont des relations génétiques avec cette phase intrusive du batholite. Au Sud de Highland Valley, il y a des porphyres qui recoupent la granodiorite tonalitique de Skeena, pourraient correspondre à la phase Bethsaida. Enfin, quelques dykes recoupent même cette phase ultime de mise en place du batholite.

Notre étude est basée sur un échantillonnage comprenant des dykes recoupant les trois dernières phases du batholite de Guichon (Bethlehem, Skeena et Bethsaida). L'examen pétrographique a permis de distinguer :

- porphyres andésitiques;
- porphyres quartziques;
- aplites.

Alors que les porphyres andésitiques sont surtout représentés dans l'essaim de dykes qui font intrusion dans la monzonite quartzique de Bethlehem, les dykes recoupant les phases de Skeena et de Bethsaida sont quasi exclusivement des porphyres quartziques ou des aplites.

#### 4.3.1. Porphyres andésitiques

Nous regroupons sous ce nom des dykes constitués quasi exclusivement par des phénocristaux de plagioclase baignant dans une mésostase (matrice) quartzo-plagioclasiq ue avec feldspath potassique très rare ou, le plus souvent, absent. Les ferromagnésiens sont représentés par une amphibole accompagnée parfois de biotite. Ces roches ont été décrites par J.A. BRISKEY et J.R. BELLAMY (1976) comme porphyres dacitiques. Nous préférons les classer avec les andésites, car l'absence des phénocristaux de quartz laisse entrevoir que le bain n'est devenu sur-saturé en SiO<sub>2</sub> qu'après la cristallisation du plagioclase qui était une phase stable au liquidus.

Les filons de porphyres andésitiques sont les mieux exposés dans le périmètre du gisement de Bethlehem, surtout dans « l'open pit » de Jersey (J.A. BRISKEY et J.R. BELLAMY, 1976), où ils recoupent la monzonite quartzique de Bethlehem en se situant, de préférence, près de la limite de cette dernière avec la brèche. On les trouve également à South Seas où ils traversent le diatrème de brèche.

À l'Ouest de la faille de Lornex, ils ont été mis en évidence dans les travaux miniers du gisement d'Alwin. Il s'agit incontestablement d'une roche fréquente dans l'essaim de dykes de direction N-S, mentionné plus haut.

La proportion de phénocristaux de plagioclase par rapport à la mésostase varie de 50 à 60 % vol. environ. Rarement, quelques plages de quartz (« yeux ») à bordures symplectiques peuvent apparaître, mais on n'observe jamais, dans ces porphyres andésitiques, de quartz en phénocristaux automorphes.

Les phénocristaux de plagioclase, fortement zonés, présentent, dans leurs parties centrales, un zonage normal An<sub>48</sub> Or<sub>1,4</sub> - An<sub>33</sub> Or<sub>2,3</sub> (microsonde électronique), le zonage oscillatoire très fréquent étant souvent remplacé par un « patchy zoning » (J.A. VANCE, 1965) témoignant d'une résorption magmatique du plagioclase le plus calcique (planche IV, photo 1). Ensuite, les analyses révèlent un zonage inverse redevenant normal vers la périphérie An<sub>33</sub> Or<sub>2,3</sub> - An<sub>46,5</sub> Or<sub>1,5</sub> - An<sub>32</sub> Or<sub>2,5</sub>. La composition

des bordures de phénocristaux varie fortement d'un cristal à l'autre :  $An_{32} Or_{2,5}$  à  $An_{15} Or_{2,3}$  (compositions extrêmes).

De rares inclusions poecilites ont été décelées dans les phénocristaux de plagioclase. La magnétite, en plages automorphes, est parfois située dans la zone centrale des phénocristaux. Par contre, l'amphibole n'apparaît pour la première fois que dans la zone de récurrence (zonage inverse) qui limite la zone à phénomènes de résorption.

L'amphibole se présente en phénocristaux, souvent poecilites, renfermant le plagioclase. L'analyse montre qu'il s'agit d'une amphibole hypo-alumineuse, actinolitique (B.E. LEAKE, 1978), caractérisée par ailleurs par des faibles teneurs en titane, sodium et surtout en manganèse (tableau 15). Ceci la distingue des actinotes mises en évidence dans les premières phases intrusives du batholite, nettement plus riches en Ti et Mn; le rapport  $Mg/(Mg + Fe)$  est élevé, égal à 0,81 (tableau 15).

TABLEAU 15. — Analyses à la microsonde électronique de minéraux des porphyres andésitiques du batholite de Guichon.

Analyse minéral	1 Bi	2 Bi	3 Or	4 Hb	5 Hb	6 Bi	7 Hb
SiO <sub>2</sub>	35,89	36,21	63,31	49,75	50,22	37,20	54,74
TiO <sub>2</sub>	3,05	3,08	—	0,76	0,60	3,38	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,11	15,58	18,72	6,19	5,58	14,78	1,93
MnO	0,68	0,70	—	0,69	0,67	0,46	0,00
FeO	17,06	15,98	0,30	11,50	12,08	16,11	7,63
MgO	13,82	12,99	—	15,95	16,31	13,08	18,47
CaO	0,10	—	—	11,36	11,13	—	13,41
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,13	—	1,07	1,07	0,20	0,34
K <sub>2</sub> O	7,47	8,94	16,81	0,27	0,22	9,65	0,14
BaO	0,65	0,55	0,86	—	—	0,59	—
H <sub>2</sub> O*	3,96	3,92	—	2,07	2,07	3,97	2,11
total	98,93	98,08	100,00	99,54	99,95	99,42	99,03
Si**	5,424	5,534	2,961	7,202	7,250	5,618	7,762
Al <sup>IV</sup>	2,576	2,466	1,032	0,798	0,750	2,382	0,238
Al <sup>VI</sup>	0,294	0,340	—	0,257	0,200	0,248	0,084
Fe	2,156	2,042	0,012	1,393	1,459	2,034	0,905
Mg	2,114	2,958	—	3,441	3,511	2,941	3,904
Mn	0,087	0,090	—	0,076	0,082	0,059	0,000
Ti	0,347	0,354	—	0,082	0,065	0,384	0,027
Σ	5,997	5,784	—	5,249	5,317	5,666	4,920
Ca	0,016	—	—	1,762	1,722	—	2,038
Na	0,040	0,039	—	0,300	0,300	0,058	0,094
K	1,440	1,743	1,003	0,050	0,041	1,858	0,025
Ba	0,038	0,033	0,016	—	—	0,035	—
Σ	1,518	1,815	—	2,112	2,063	1,951	2,157
Mg/(Mg+Fe)	0,591	0,592	—	0,712	0,706	0,591	0,812

\* calculé

\*\* formule cristallographique calculée sur la base de 22(O) pour les biotites (Bi), 23(O) pour les amphiboles (Hb), 8(O) pour l'orthose (Or).

1 et 2 — biotite incluse dans un phénocristal de quartz (planche IV, photos 7 et 8) ; porphyre quartzique, dyke de Sheba.

3 — orthose coexistant avec la biotite analyses 1 et 2 (planche IV, photo 8).

4 et 5 — amphibole incluse dans un phénocristal de quartz ; porphyre quartzique, dyke de Sheba.

6 — biotite incluse dans un phénocristal de plagioclase  $An_{22}$  ; porphyre quartzique, dyke NW de Roscoe Lake.

7 — amphibole en phénocristaux dans le porphyre andésitique du gisement de Bethlehem.

La mésostase est constituée de plagioclase dont la composition varie de  $An_{12,9} Or_{1,3}$  à  $An_{18,2} Or_{1,0}$  et de quartz. Le feldspath potassique n'a été décelé à la microsonde que très accessoirement. Dans certains échantillons on observe dans la mésostase des sphérolites quartzo-plagioclasiques recouvrant des phénocristaux de plagioclase et d'amphibole (planche IV, photo 5).

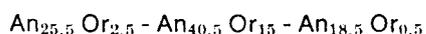
#### 4.3.2. Porphyres quartziques

Ils sont tout à fait caractéristiques du contexte des porphyres cuprifères. Dans le batholite de Guichon Creek, leurs corps ou filons sont en majorité des cas étroitement associés à la minéralisation. On les trouve systématiquement dans tous les massifs granitoïdes minéralisés de la Cordillère canadienne.

L'exemple de Lornex montre comment un filon de porphyre de dimensions modestes peut considérablement augmenter en volume vers la profondeur et devient un véritable corps intrusif.

Les porphyres quartziques sont constitués de phénocristaux de plagioclase, quartz, amphibole et biotite dans une mésostase homogène formée d'une association quartz (Q)-feldspath potassique (Kf)-plagioclase (Pl). Soulignons toutefois que la teneur en Kf de la mésostase peut varier dans de larges proportions (cf. ci-après). Il en est de même pour le rapport modal Pl/Q des phénocristaux qui demeure toujours supérieur à 1.

La plagioclase en phénocristaux montre un zonage oscillatoire complexe évoluant tout d'abord normalement  $An_{31,5} Or_{2,5} - An_{25,5} Or_{2,5}$  puis devenant inverse et de nouveau normal



(dyke de Sheba, planche IV, photo 6). On retrouve donc l'évolution observée pour les phénocristaux des porphyres andésitiques bien que les phénomènes de résorption du plagioclase calcique précocement soient beaucoup plus rares.

Les amphiboles (tableau 15) sont des hornblendes magnésiennes (B.E. LEAKE, 1978) à  $Mg/(Mg + Fe) = 0,71$ , proches par leurs teneurs en Ti, Na et Mn des amphiboles de la granodiorite de Bethlehem (tableau 8). Les cristaux d'amphibole sont souvent inclus dans le plagioclase mais surtout dans les phénocristaux de quartz pour lesquels ils constituent parfois des centres de germination.

Quant à la biotite, elle peut servir également, lorsqu'elle est incluse dans le quartz, d'un support de cristallisation (planche IV, photo 7). Sa compo-

#### PLANCHE IV

##### Dykes porphyriques du batholite de Guichon Creek

PHOTO 1. — Porphyre andésitique en filon dans la granodiorite de Bethlehem. Phénocristaux de plagioclase zonés (Pl) dans une matrice de quartz et de plagioclase.

Nicols croisés.

PHOTO 2. — Porphyre quartzique recoupant la phase de Bethsaida. Phénocristaux automorphes de quartz (Q) et d'albite (Ab) légèrement transformée en phengite. La matrice est constituée de  $Ab + Or + Q$ . Dans les phénocristaux de quartz (cercle), on observe des inclusions de la matrice.

Nicols croisés.

PHOTO 3. — Porphyre quartzique postérieur à Bethsaida. De rares phénocristaux d'albite (Ab) partiellement phengitisés et de quartz (Q) dans une matrice de  $Ab + Or + Q$ . Par sa structure et sa composition cette roche est quasiment identique à des kératophyres quartziques (« soda-rhyolites ») du groupe Nicola à Promontory Hills.

Nicols croisés.

PHOTO 4. — Porphyre andésitique. Fissuration de phénocristaux zonés de plagioclase (Pl, flèches). Les fissures sont remplies de matrice ( $Ab + Q + Or$  rare). La fissuration peut être due à une chute brutale de pression correspondant à l'ouverture du système.

Nicols croisés.

PHOTO 5. — Porphyre andésitique. On remarque un développement d'agrégats sphérolitiques de quartz (Q) autour des phénocristaux de plagioclase (Pl).

Nicols croisés.

PHOTO 6. — Porphyre andésitique. Phénocristal de plagioclase fortement zoné. Le cœur du cristal est résorbé et entouré d'une zone riche en anorthite laquelle est suivie, vers la bordure, d'un zonage normal.

Nicols croisés.

PHOTO 7. — Porphyre quartzique. Cristal automorphe de biotite inclus dans un phénocristal de quartz (Q). On remarque une orientation cristallographique mutuelle des deux espèces.

Lumière naturelle.

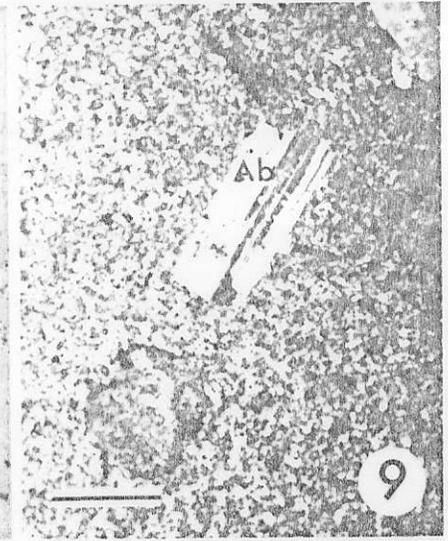
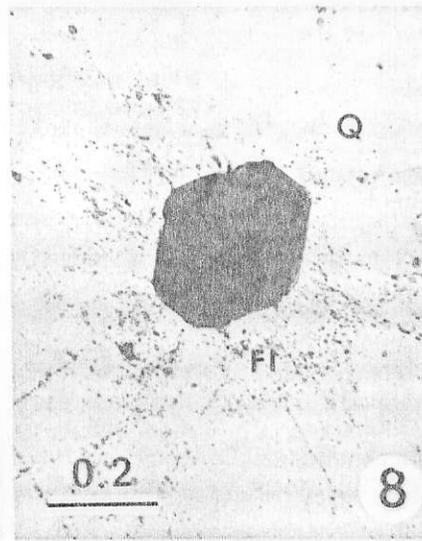
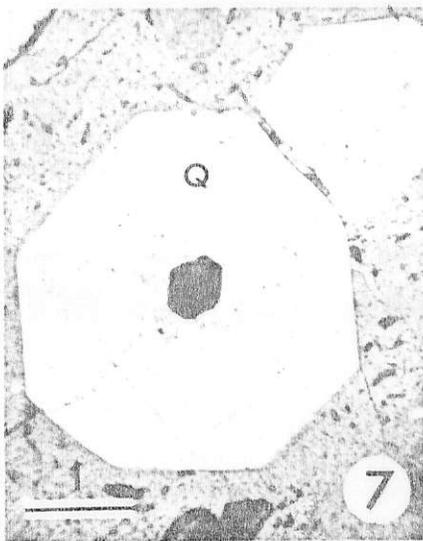
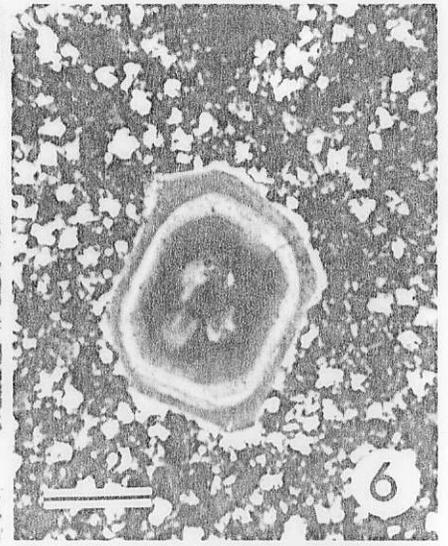
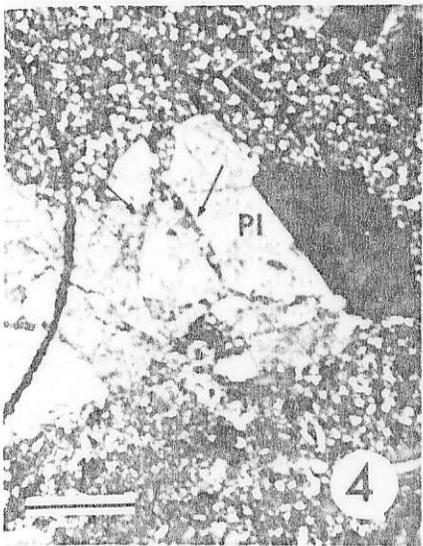
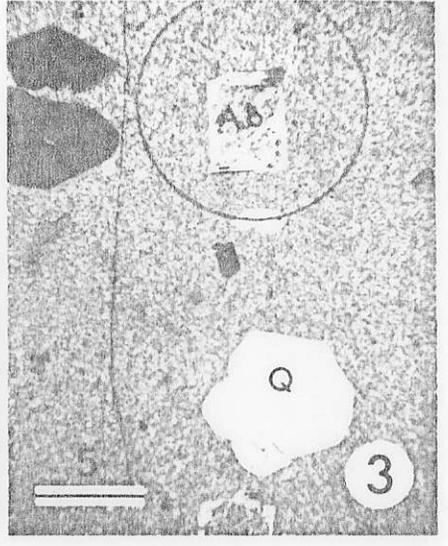
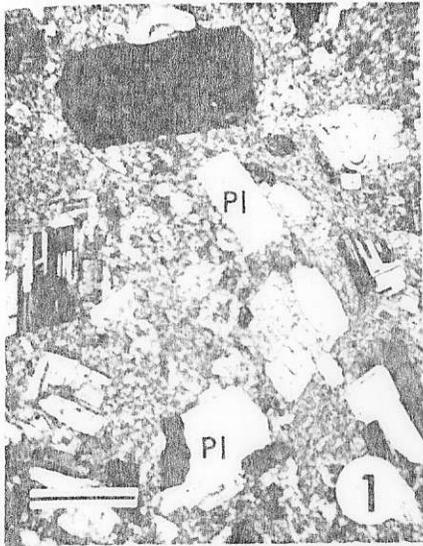
PHOTO 8. — Détail de la photo précédente. L'orthose (Kf) est incluse dans la biotite. On observe également un nuage d'inclusions fluides (FI) autour de la biotite.

Lumière naturelle.

PHOTO 9. — Phénocristal d'albite (Ab) non altérée dans le porphyre quartzique recoupant la phase de Bethsaida (cf. photo 3).

Nicols croisés.

La barre de référence indique 5 mm pour les photos 1, 2 et 3; 1 mm pour celles 4, 5, 7 et 9; 0,2 mm pour celles 6 et 8.



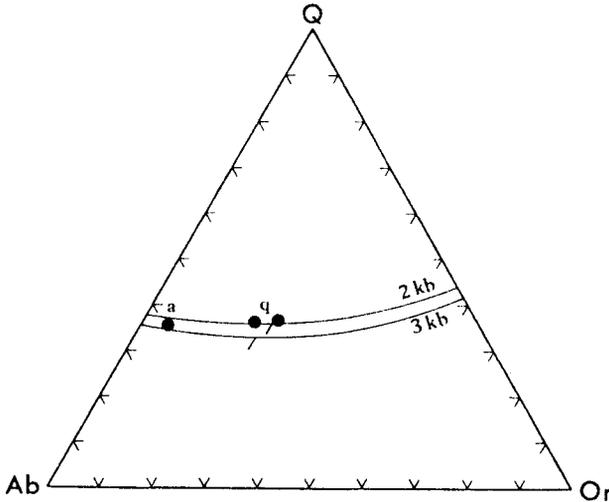


Fig. 41. — Projections des compositions modales de la matrice des dykes de porphyres :

a) porphyre andésitique (dyke de Sheba); q) porphyres quartziques (dyke de NW de Roscoe Lake et dyke dans la phase Guichon). Pour comparaison, on indique la position des lignes cotectiques et de minimum ternaire à 2 et 3 kbar de  $P_{H_2O}$  (O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958).

tion chimique est remarquablement constante dans différents porphyres quartziques étudiés (tableau 15). De même que pour les amphiboles, les teneurs en Mn et Ti sont comparables avec celles caractéristiques des biotites des phases intrusives de Bethlehem et de Skeena. La teneur en BaO est de 0,6 % environ; le feldspath potassique inclus dans la biotite (planche IV, photo 8), contient 1,1 % BaO ce qui conduit à un coefficient de partage  $D_{H_2O}^{Kf,Bi} \sim 1,8$ .

La composition de la matrice des porphyres quartziques a été déterminée à partir du traitement des images de répartition de K, Na, Si et Al obtenues à la microsonde électronique. Le résultat en est donné sur la figure 41. La composition du plagioclase dans la matrice est toujours fortement albitique variant de  $An_0$  à  $An_8 Or_{1,5}$  (valeurs extrêmes d'une centaine d'analyses à la microsonde sur 23 échantillons différents). Afin de s'assurer que cette composition est primaire, nous avons examiné des inclusions de matrice emprisonnées dans les phénocristaux de quartz et interprétées comme des gouttelettes du bain magmatique « blindées » par le cristal-hôte. Les analyses montrent que, dans ce cas, le plagioclase coexistant avec un Kf de composition  $Or_{98,3} Ab_{1,7}$ , est de nouveau proche du pôle albite- $An_{1,8} Or_{0,5}$ . De plus, des cristaux automorphes de plagioclase, sans traces d'altération et inclus dans les phénocristaux de quartz, ont été analysés. Il s'agit d'une part de cristaux inversement zonés  $An_{24,2} Or_{0,9} - An_{32,2} Or_{1,9}$  dont le chimisme est com-

parable aux phénocristaux de plagioclase des porphyres, d'autre part d'albites  $An_{0,3} Or_{0,2}$ . Ces deux compositions ne coexistent jamais au sein du même phénocristal de quartz.

Le feldspath potassique de la matrice a une composition  $Or_{98,9} Ab_{1,1}$  à  $Or_{94,5} Ab_{5,4}$ . Sa teneur en BaO varie de 0,4 à 0,8 %.

#### 4.3.3. Aplites

Les filons aplitiques sont particulièrement fréquents aux alentours du gisement de Bethlehem. Ce sont des roches à structure grenue, équilibratoire, composées de plagioclase, orthose et quartz. Les associations graphiques du quartz avec l'orthose ou le plagioclase sont très fréquents. L'orthose est systématiquement perthitique; la composition du plagioclase est proche du pôle albitique :  $An_{1,5} - An_{0,4}$ . On a donc affaire à des roches qui relèvent du système granitique résiduel Ab-Or-Q. La présence des minéraux ferromagnésiens se limite à quelques plages éparées d'épidote ou à de rares paillettes de biotite chloritisée. Soulignons que l'on désigne parfois à tort comme aplites des filons de la granodiorite tonalitique de Bethesda dans les phases intrusives antérieures. Tel est, par exemple, le cas du filon situé au SE de Roscoe Lake.

#### 4.3.4. Examen des conditions de formation des porphyres

Nous venons de décrire succinctement la composition pétrologique des porphyres et ses variations. Il est souhaitable d'en tirer des conséquences génétiques qui nous permettraient de mieux cerner les processus inhérents au phénomène métallogénique étudié.

La paragenèse primaire des porphyres est constituée d'un assemblage de plagioclase (Pl), amphibole (Hb), biotite (Bi), feldspath potassique (Kf), quartz (Q) et magnétite (Mt). Parmi les minéraux accessoires, il convient de signaler la présence de l'apatite (Ap) qui devient localement abondante.

En tenant compte des observations en lame mince, la succession de cristallisation s'établit de la manière suivante : (magnétite)  $\rightarrow$  hornblende + biotite  $\rightarrow$  quartz  $\rightarrow$  feldspath potassique. Ce schéma n'indique que le début de cristallisation; en effet, certaines espèces ont des intervalles de cristallisation très larges, recouvrant le domaine des minéraux plus tardifs. Tel est, en particulier, le cas du plagioclase. La succession de cristallisation des

porphyres andésitiques et quartziques est essentiellement la même, le plagioclase étant systématiquement la phase stable au liquidus et les ferromagnésiens précédant la cristallisation du feldspath potassique dont la présence reste limitée à la matrice. L'étude des porphyres quartziques permet de voir que la cristallisation des ferromagnésiens précède celle du quartz.

Ce fait laisse entrevoir une teneur en eau importante des bains magmatiques correspondants. En effet, S. MAALØE et P.J. WYLLIE (1975) ont démontré que la forte pression de  $H_2O$  modifie la séquence de cristallisation d'un bain granitique. Pour les teneurs  $1,2 < H_2O < 2,5$  (% poids) la biotite cristallise avant le quartz mais après le feldspath potassique. Lorsque la teneur en  $H_2O$  est supérieure à 2,5 %, la succession devient  $Bi \rightarrow Kf \rightarrow Q$ , le plagioclase étant toujours stable au liquidus. Une contradiction apparaît en ce qui concerne la position de Kf et Q observée dans les porphyres et celle donnée par S. MAALØE et P.J. WYLLIE (1975). Elle s'explique par un chimisme global différent des bains ayant donné naissance aux porphyres qui se rapprochent des tonalites ou granodiorites. Pour ces bains, la séquence de cristallisation, dans les conditions de sur-saturation par rapport à  $H_2O$  est bien  $Bi \rightarrow Q \rightarrow Kf$  (A.J. PIWINSKII et P.J. WYLLIE, 1968; A.J. PIWINSKII, 1968).

En ce qui concerne l'amphibole, J.L. RITCHEY et D.H. EGGLEER (1978) ont conclu qu'elle n'apparaît pas au liquidus, même dans les conditions de sur-saturation en  $H_2O$  d'un liquide basaltique andésitique, et ceci jusqu'à 10 kbar : elle est précédée par la magnétite et le plagioclase. Par conséquent, la position de l'amphibole dans la séquence de cristallisation des porphyres, ne va pas à l'encontre de la teneur en  $H_2O$  élevée des bains correspondants.

Une estimation de  $f_{H_2O}$  dans le magma peut être effectuée en se basant sur la stabilité de la biotite (D.R. WONES et H.P. EUGSTER, 1965). Sur la figure 42, nous avons représenté des courbes de stabilité de la biotite en fonction de  $f_{H_2O}$  et T, calculées suivant l'équation établie par les auteurs précédemment cités. Nous avons préféré cette relation à celle de D.R. WONES (1972). Les courbes sont données pour les valeurs de  $f_{O_2}$  des tampons  $Fe_2O_3-Fe_3O_4$ ,  $Mn_3O_4-MnO$  et  $NiO-Ni$  selon J.S. HUEBNER et M. SATO (1970) et pour la composition chimique de la biotite incluse dans des phénocristaux de quartz d'un filon de porphyre quartzique dans le batholite de Guichon (analyses 1 et 2, tableau 15).

Puisque le calcul de l'équilibre des charges montre que dans ce cas la teneur en « oxybiotite » est très faible, la fraction molaire  $X_{Fe}$  a été considérée comme équivalente de la fraction molaire de l'an-

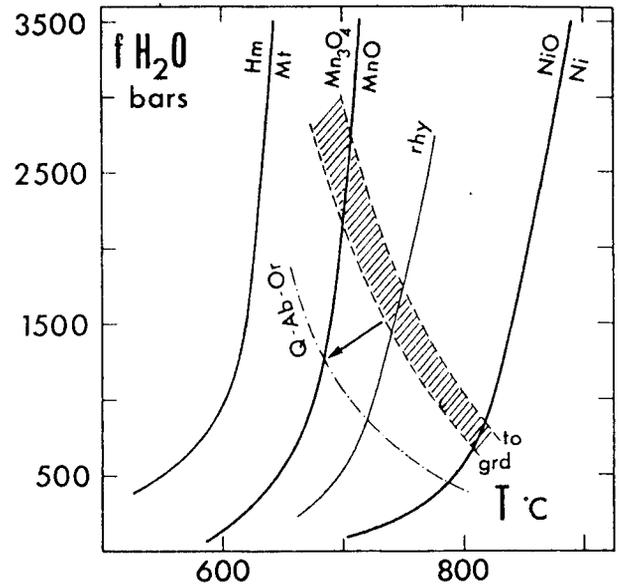


Fig. 42. — Estimation de  $f_{H_2O}$  au cours de la cristallisation des dykes de porphyres du batholite de Guichon Creek. Les courbes de stabilité de la biotite ont été calculées pour la composition de la biotite d'un porphyre quartzique (tableau 15, analyse 1) et pour  $f_{O_2}$  des tampons Mt-Hm,  $Mn_3O_4-MnO$  et  $NiO-Ni$ . De plus, le calcul a été effectué pour des valeurs de  $f_{O_2}$  des laves rhyolitiques et dacitiques récentes (A. EWÄRT, 1979; courbe rhy). La zone hachurée correspond aux limites de stabilité du quartz dans des tonalites (to) et des granodiorites (grd) sur-saturées en  $H_2O$  (d'après A.J. PIWINSKII, 1968). La courbe Q - Ab - Or est la projection du minimum ternaire du système granitique (O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958). La flèche indique l'évolution probable des dykes porphyriques étudiés.

nite. L'activité de  $Fe_3O_4$  a été estimée à 1; quant à  $KAlSi_3O_8$ , nous avons pris la valeur de 0,6, conformément aux résultats de D.R. WALDBAUM et J.B. THOMPSON (1969).

En reportant sur le même diagramme (fig. 42) les courbes de stabilité du quartz dans les tonalites et les granodiorites sur-saturées en  $H_2O$  (A.J. PIWINSKII, 1968) et la position du minimum ternaire Q-Or-Ab (O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958) nous remarquons que ces courbes recoupent celles de la stabilité de la biotite. Nous pouvons par conséquent estimer  $f_{H_2O}$  en nous rappelant que dans les porphyres étudiés la biotite cristallise avant le quartz. L'estimation devient possible, à condition que l'on puisse évaluer  $f_{O_2}$ . D'après les travaux de G.M. BIGGAR (1976), G. BENHAMOU et G.M. BIGGAR (1978), il semble évident que la  $f_{O_2}$  présidant à la cristallisation des porphyres était supérieure à celle déterminée par le tampon  $NiO-Ni$ . En effet, l'étude de la cristallisation des basaltes et des rhyolites

en fonction de  $f_{O_2}$ , bien qu'effectuée à pression atmosphérique, a démontré qu'à des fugacités d'oxygène proches de NiO-Ni, les oxydes cristallisent très tardivement, après le plagioclase et les ferromagnésiens, alors que leur cristallisation devient précoce lorsque la  $f_{O_2}$  du milieu est plus élevée se situant entre Ni-NiO et  $Fe_3O_4$ - $Fe_2O_3$ . La cristallisation précoce de la magnétite dans les porphyres étudiés témoigne d'une  $f_{O_2}$  supérieure à celle du tampon NiO-Ni pour un couple pression-température donné.

Nous avons remarqué que l'activité en MnO augmente progressivement dans les phases intrusives successives du batholite de Guichon. Cet accroissement implique que la  $f_{O_2}$  du bain était inférieure à celle définie par le tampon  $Mn_3O_4$ -MnO.

Par conséquent il est permis de penser que la fugacité d'oxygène lors de la cristallisation des porphyres se situait entre Ni-NiO et  $Mn_3O_4$ -MnO. Cette hypothèse est renforcée par des données sur les  $f_{O_2}$  des laves andésitiques, dacitiques et rhyolitiques récentes de l'Ouest des U.S.A., déterminées selon la méthode de A.F. BUDDINGTON et D.H. LINDSLEY (1964). La compilation publiée par A. EWART (1979) montre, que ces laves se placent, sur le diagramme T- $f_{O_2}$  entre Ni-NiO et  $Fe_3O_4$ - $Fe_2O_3$ .

Le domaine de  $f_{O_2}$  engendré par les tampons Ni-NiO et MnO- $Mn_3O_4$  détermine  $2500 > f_{H_2O} > 800$  bars et  $700 < T < 800$  °C environ (fig. 42). La courbe de stabilité de la biotite calculée pour les valeurs de  $f_{O_2}$  des laves récentes (A. EWART, 1979), recoupe les courbes de stabilité du quartz vers  $f_{H_2O}$  1 600 bars (C.W. BURNHAM *et al.*, 1969). Nous retiendrons cette valeur de  $P_{H_2O}$  comme une pression minimale de l'eau au moment de la cristallisation de la biotite dans les porphyres étudiés.

Le calcul des températures d'équilibre pour la paragenèse des porphyres est malheureusement impossible faute de données expérimentales. Le thermomètre de A.F. BUDDINGTON et D.H. LINDSLEY (1964) ne peut pas être utilisé puisque le titane se trouve sous forme de  $CaTiSiO_5$ , associé à une magnétite pure de cristallisation précoce.

Toutefois, les températures estimées ci-dessus paraissent réalistes si l'on se base sur la solubilité de Ti dans la biotite (J.L. ROBERT, 1976) et sur la position du solidus dans le système Q-Ab-An- $H_2O$  (W. JOHANNES, 1978) pour  $An_{50}$ , extrapolée à  $P_{H_2O} \sim 2$  kbars. Notons encore que l'eutectique du système Q-Or-An- $H_2O$  se situe à 730 °C pour  $P_{H_2O} = 2$  kbars (H.G.F. WINKLER et N.C. GHOSE, 1973).

La fugacité de  $H_2O$  déterminée par la stabilité de la biotite est en bon accord avec la composition de la matrice. En effet, celle-ci se projette sur

le diagramme ternaire Q-Ab-Or (fig. 41) près de la ligne cotectique à  $P_{H_2O} = 2000$  bars (O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958). A cette pression de  $H_2O$ , le solidus du système Q-Ab-Or- $H_2O$  est à 685 °C,

#### PLANCHE V

##### *Dykes porphyriques et brèches d'explosion du batholite de Guichon Creek*

PHOTO 1. — Phénocrystal d'albite (Ab), légèrement transformée en phengite (paillettes blanches) dans un porphyre quartzique. On observe un remplacement d'albite par le feldspath potassique (flèches). Dyke situé à proximité du gisement de Valley Copper. Nicols croisés.

PHOTO 2. — Phénocrystal zoné de plagioclase (Pl), albitisé et par la suite phengitisé en bordure (Ab + Ph) à cause d'une interaction avec la phase fluide. Nicols croisés.

PHOTO 3. — Altération hydrothermale intense d'un porphyre quartzique. Les phénocristaux d'albite (Ab) sont transformés en phengite (Ph) + épidote + calcite. La matrice est également phengitisée (porphyre du gisement de Lornex). Nicols croisés.

PHOTO 4. — Altération hydrothermale quasi complète d'un porphyre andésitique. Les phénocristaux de plagioclase sont transformés en calcite (Ca) + phengite (Ph) + épidote, les ferromagnésiens sont chloritisés et épidotisés, la matrice est constituée d'une association phengite + calcite (travaux miniers d'Alwin). Nicols croisés.

PHOTO 5. — Brèche de South Seas. On observe des fragments de roches à plagioclases albitisés (Ab), cimentés par une association quartz (Q) + tourmaline (T). Des agrégats de chlorite (Ch) apparaissent tardivement dans le quartz. Lumière naturelle.

PHOTO 6. — Idem entre nicols croisés. On remarque une phengitisation d'albite.

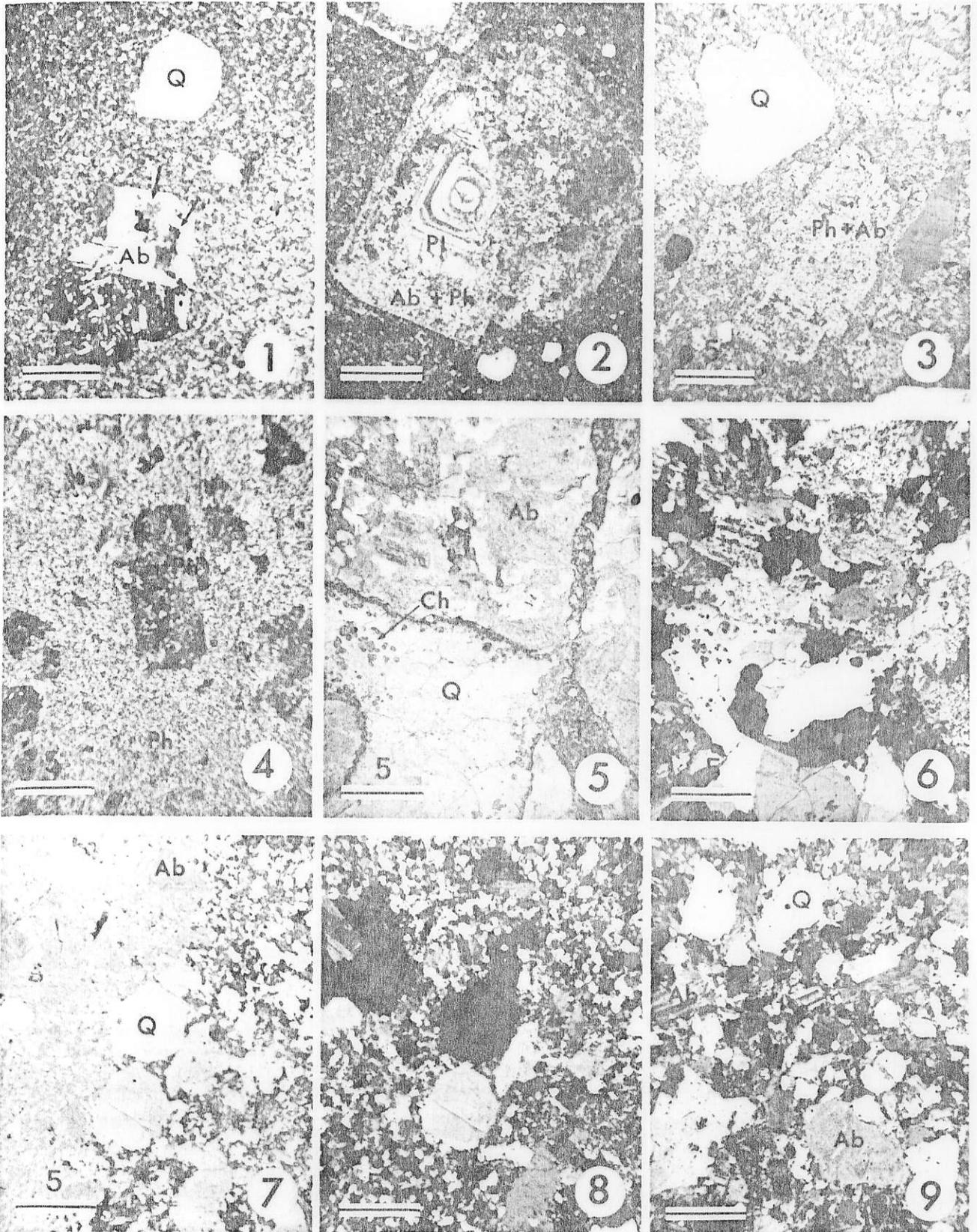
PHOTO 7. — Brèche de Highmont. Contact entre un fragment clastique à phénocristaux d'albite (Ab), (partie gauche) et la matrice de quartz, albite et tourmaline (T) (partie droite de la photo). Lumière naturelle.

PHOTO 8. — Idem entre nicols croisés. La structure cataclastique de la matrice est nettement visible.

PHOTO 9. — Brèche de Highmont. Structure cataclastique de la matrice constituée de : quartz (Q), albite (Ab) et tourmaline. Nicols croisés.

La barre de référence indique 5 mm pour les photos 3, 4, 5, 6, 7, 8 et 9; 1 mm pour celles 1 et 2.

PLANCHE V



se situant entre les températures de solidus des systèmes granite-H<sub>2</sub>O (675 °C) et tonalite-H<sub>2</sub>O (710 °C) (R.B. MERRILL *et al.*, 1970).

En admettant que P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> lors de la cristallisation des porphyres était proche de P<sub>tot</sub> (l'hypothèse peut être avancée compte tenu de la présence des brèches explosives), un bain ayant la composition du minimum ternaire du système Q-Ab-Or, sera situé à 2 000 bars pour 6,5 % environ de H<sub>2</sub>O (O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958). Cette teneur a été, sans aucun doute, atteinte lors de la genèse des roches porphyriques étudiées.

D'autres renseignements sur les conditions de genèse de ces dernières peuvent être obtenus à partir des variations du chimisme des phénocristaux de plagioclase. Il a été démontré expérimentalement que dans les systèmes Q-Ab-An, Ab-An, Ab-An-H<sub>2</sub>O, Q-Ab-An-H<sub>2</sub>O... les températures de solidus et de liquidus diminuent avec la pression décroissante pour les systèmes anhydres et avec P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> croissante pour les systèmes saturés (H.S. YODER *et al.*, 1957; H.S. YODER, 1968; H.G.F. WINKLER et N.G. GHOSE, 1973; H.G.F. WINKLER et W. LINDEMANN, 1972; W.C. LUTH *et al.*, 1964; W.C. LUTH, 1969; W. JOHANNES, 1978).

Ainsi la diminution de la pression totale pour les systèmes sous-saturés joue dans le même sens que l'augmentation de P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> pour ceux saturés. La mise en évidence, en particulier dans les porphyres andésitiques, des phénomènes de résorption survenant au cœur des phénocristaux de plagioclase (planche IV, photo 6) indique une cristallisation à partir d'un bain sous-saturé en H<sub>2</sub>O (J.A. VANCE, 1965). La zone enrichie en An qui entoure le cœur peut résulter d'une diminution de pression totale correspondant à la différence de pression entre la chambre magmatique et le niveau intrusif (J.A. VANCE, 1965; G.J. PRINGLE *et al.*, 1974). Cette interprétation est d'autant plus plausible que le zonage inverse a été observé dans les plagioclases de toutes les phases intrusives du stock batholitique de Guichon mais il est absent dans les cumulats. Notons toutefois que, bien que le magma ayant donné naissance aux porphyres ait été sous-saturé en H<sub>2</sub>O, il en contenait suffisamment pour que la diminution de la pression totale conduise à une augmentation sensible de la pression partielle de H<sub>2</sub>O dans le bain. Cette dernière permet d'expliquer l'apparition de la biotite et/ou de l'amphibole, étroitement associées à la zone calcique entourant le cœur des phénocristaux de plagioclase.

Le bain s'est saturé rapidement en H<sub>2</sub>O par un jeu conjoint de cristallisation progressive et de remontée du magma. Ceci se reflète dans un zonage normal de la périphérie des phénocristaux de Pl. L'apparition d'une phase fluide individualisée

semble contemporaine de la cristallisation des phénocristaux de quartz (planche IV, photos 7 et 8).

L'existence des brèches d'explosion, souvent associées aux porphyres, permet d'envisager l'ouverture du système lorsque P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> » P<sub>tot</sub>, suivie d'une chute brutale de pression conduisant à un dégazage important du magma. Cette diminution de pression équivaut à un hyper-refroidissement du système, si l'on se réfère au déplacement des liquidus et solidus qui s'ensuit (*cf.* ci-dessus). Il est fort probable que malgré la chaleur dégagée par la cristallisation, le système s'est figé rapidement sans que l'équilibre entre la phase fluide et le bain résiduel ait été atteint.

#### 4.3.5. Brèches d'explosion

Trois sites de diatrèmes de brèches sont connus dans le batholite de Guichon; il s'agit du Nord au Sud des brèches de : South Seas, Bethlehem et Highmont. Dans tous ces cas, une minéralisation sulfurée leur est spatialement associée.

A South Seas, la minéralisation à chalcopryrite prépondérante se distingue également par l'abondance d'hématite. La brèche y est constituée de fragments anguleux cimentés par une association quartz + tourmaline (planche V, photos 6, 7 et 8). Il n'est plus possible, compte tenu de l'altération subie par les roches, de déterminer leur origine. On observe des fragments à texture à la fois équilibratoire et porphyrique. Ces derniers semblent prépondérants. Les plagioclases des fragments sont toujours entièrement albitisés, les ferromagnésiens déstabilisés en chlorite + épidote ( $\pm$  calcite). Une altération potassique matérialisée par un développement de phengite affecte les plagioclases albitisés. Son intensité varie d'un fragment à l'autre. Il est donc évident que toutes les altérations observées dans les fragments de la brèche de South Seas sont antérieures à la bréchification. Notons également que la nature des altérations ainsi que leur succession sont identiques à celles observées dans les roches porphyriques des zones minéralisées. Nous sommes donc amenés à penser que la phase de bréchification est postérieure aux phénomènes hydrothermaux auxquels est associé l'épisode minéralisateur. Cette conclusion concorde avec les observations à Bethlehem et Highmont où les brèches renferment des fragments minéralisés en sulfures de cuivre (W.J. McMILLAN, 1976).

L'examen en lame mince révèle un déséquilibre entre le ciment quartzo-tourmalinique et les fragments albitisés qui se traduit par un remplacement métasomatique de la matrice, des ferromagnésiens

chloritisés et même parfois des phénocristaux d'albite par le quartz.

De ce fait la plupart des fragments ne sont actuellement constitués que de quartz et albite. Une ripidolite de composition  $(Mg_{4.20}Fe_{4.83}Al_{2.73}Mn_{0.15}Ti_{0.00})_{11.91}(Si_{5.43}Al_{2.57})_8O_{20}(OH)_{16}$  se développe tardivement dans le ciment quartzeux de la brèche de South Seas, probablement par suite d'une mobilisation de Mg et Fe due au remplacement métasomatique.

La brèche de Highmont remplit un diatrème elliptique situé dans un filon de porphyre (Gnawed Mountain porphyry). La première description a été faite par J.M. CARR (1960); quelques données supplémentaires figurent dans le travail de A.J. REED et J.L. JAMBOR (1976). Il s'agit d'une brèche polymictite, constituée de fragments lithiques dont certains ont pu être identifiés comme appartenant aux phases intrusives de Guichon et Skeena. Une rebréchification des fragments est observable, par endroits. On doit donc admettre plusieurs périodes successives de bréchification.

La brèche de Highmont est caractérisée par un volume de matrice important. Il s'agit, en fait, d'un « agglomérat » de débris de cristaux, cimentés par les éléments plus frais de même nature que les débris plus grossiers, auxquels s'ajoute la tourmaline (planche V, photo 9).

Outre cette dernière et les cristaux de biotite chloritisée, la matrice est constituée de plagioclase et quartz. Le plagioclase, qui n'est que très faiblement phengitisé, est une albite  $An_{3.0}Or_{0.6}-An_{0.7}Or_{0.3}$

(microsonde), dont les cristaux présentent parfois des déformations plastiques importantes (déformation de lamelles de macle). Certains agrégats de quartz ont une extinction onduleuse. L'épidote et la tourmaline sont toujours en position interstitielle, bien que la tourmaline soit souvent incluse dans le quartz et plus rarement dans l'albite. L'apatite en cristaux sub-automorphes devient fréquente dans la matrice. Le quartz renferme de nombreuses inclusions fluides, dont la majorité sont situées sur d'anciennes fractures cicatrisées. Il pourrait donc s'agir, *pro parte*, d'inclusions secondaires.

La brèche de Bethlehem se rapproche, surtout par la présence d'une matrice cataclastique formée de débris de cristaux, de la brèche de Highmont (J.A. BRISKEY et J.R. BELLAMY, 1976). Cependant, le rapport volumique matrice/fragments est moins élevé; la tourmaline est par ailleurs plus rare qu'à Highmont.

Nous retiendrons de l'étude des brèches :

a) postériorité de la bréchification par rapport à l'altération hydrothermale affectant des roches porphyriques ou des roches du stock batholitique et accompagnant la mise en place des minéralisations.

b) matrice constituée soit par des débris de cristaux (albite et quartz) soit par une association quartz-tourmaline.

c) stabilité de l'albite dans la matrice et albitisation intense des plagioclases des fragments clastiques.

d) par contre, absence systématique de feldspath potassique, même dans les associations néoformées.

## **Possibilités d'individualisation d'une phase fluide à partir d'un bain silicaté : conséquences géochimiques**

Exemple du batholite de Guichon Creek

par

Z. JOHAN\* et W. J. McMILLAN\*\*

### **5.1. Distribution des éléments en traces dans les phases intrusives du batholite de Guichon Creek**

La répartition des éléments en traces dans le batholite de Guichon Creek a été étudiée par D. BRABEC (1971), D. BRABEC et W.M.H. WHITE (1971), M.A.D. OLADE (1974, 1977). Les deux premières publications abordent en particulier la distribution de Cu et Zn dans les différentes phases intrusives du batholite. Les auteurs ont mis en évidence un appauvrissement considérable en cuivre des phases intrusives tardives (Bethlehem, Skeena, Bethsaida) auxquelles sont associées les minéralisations, par rapport aux intrusions précoces faisant partie de la phase de Highland Valley. Par contre, la répartition du zinc s'est avérée plus complexe, sans tendance bien prononcée avec la différenciation. Les essais d'extraction de Cu et Zn à l'eau régale ont montré que le cuivre est à 70 - 90 % extractible tandis que le zinc n'a pu être solubilisé qu'à 50 %. Ceci suggère deux modes d'expression minéralogique différents de ces deux éléments. Alors que le zinc se trouve en majeure

partie sur les sites structuraux des silicates ferromagnésiens (biotite, amphibole), le cuivre préfère, par suite de forte électronégativité, une liaison avec le soufre. Celle-ci se traduit par un coefficient de corrélation élevée (0,76) entre Cu et S (D. BRABEC et W.M.H. WHITE, 1971) et une prépondérance de Cu dans les concentrés de sulfures (D. BRABEC, 1971). D. BRABEC et W.M.H. WHITE (1971) mentionnent que pour des faibles teneurs en cuivre, inférieures à 150 p.p.m., la corrélation avec le soufre disparaît. Ceci peut s'expliquer par la présence diadochique d'une faible quantité de cuivre dans les réseaux de silicates. Nos études à la microsonde ont montré que les teneurs en Cu de la biotite et de l'amphibole dans les roches du batholite de Guichon Creek sont systématiquement inférieures à 100 p.p.m.; les valeurs maximales obtenues varient de 40 à 70 p.p.m. pour la biotite et de 40 à 80 p.p.m. pour l'amphibole. N.G. BANKS (1977) remarque que la quantité de cuivre sur les

\* Groupement d'Intérêt Scientifique B.R.G.M. - C.N.R.S., Orléans.

\*\* B.C. Department of Mines and Petroleum Resources, Victoria, Canada.

sites structuraux des silicates ferromagnésiens doit être très faible, comme en témoignent des analyses à la sonde ionique (1 à 40 p.p.m. dans la biotite).

Les résultats de D. BRABEC (1971) ont été en grande partie confirmés par M.A.D. OLADE (1974) qui conclut cependant que la distribution du cuivre, ainsi que celle du zinc, dans le batholite de Guichon Creek traduisent une tendance de différenciation normale. Pour M.A.D. OLADE (1976), il n'y a pas de différence majeure dans le comportement du zinc et du cuivre, sauf que ce dernier présente, contrairement au zinc, une affinité pour le soufre (M.A.D. OLADE et K. FLETCHER, 1974).

Un échantillonnage systématique du batholite a été réalisé par les soins du Bureau of Mines de la Colombie britannique et plusieurs centaines d'échantillons ont été analysés pour les éléments en traces. La méthode analytique utilisée est donnée en Annexe. Sur les figures 43 a, b et c sont représentées les moyennes arithmétiques des éléments dosés pour chaque phase intrusive du batholite de Guichon Creek avec les écarts-types correspondants, en fonction de l'indice de différenciation

de Larsen (L.D.I.). Le nombre ( $n$ ) d'échantillons analysés est également indiqué.

Les éléments dont la géochimie est étroitement liée à celle des minéraux ferromagnésiens, tels que Cr, Ni, Co, diminuent régulièrement avec la différenciation. La variation de la teneur en chrome peut servir de test pour apprécier le degré de la différenciation magmatique. En effet, compte tenu d'une forte énergie de stabilisation de  $Cr^{3+}$  sur les sites octaédriques, le partage du chrome s'effectue au profit des cristaux ce qui conduit à un épuisement progressif et rapide du bain magmatique en cet élément. On remarque (fig. 43 a) qu'à l'exclusion d'une faible augmentation entre les phases Skeena et Bethesda imputable, vu les teneurs impliquées, à des limites de la méthode analytique, la diminution de Cr en fonction de L.D.I. est quasiment linéaire. Ceci renforce l'hypothèse d'un liquide parental commun pour l'ensemble des phases intrusives du batholite de Guichon Creek.

Quant aux autres éléments de transition, les variations de Cu et Zn méritent quelques remarques. La première concerne la comparaison des écarts-

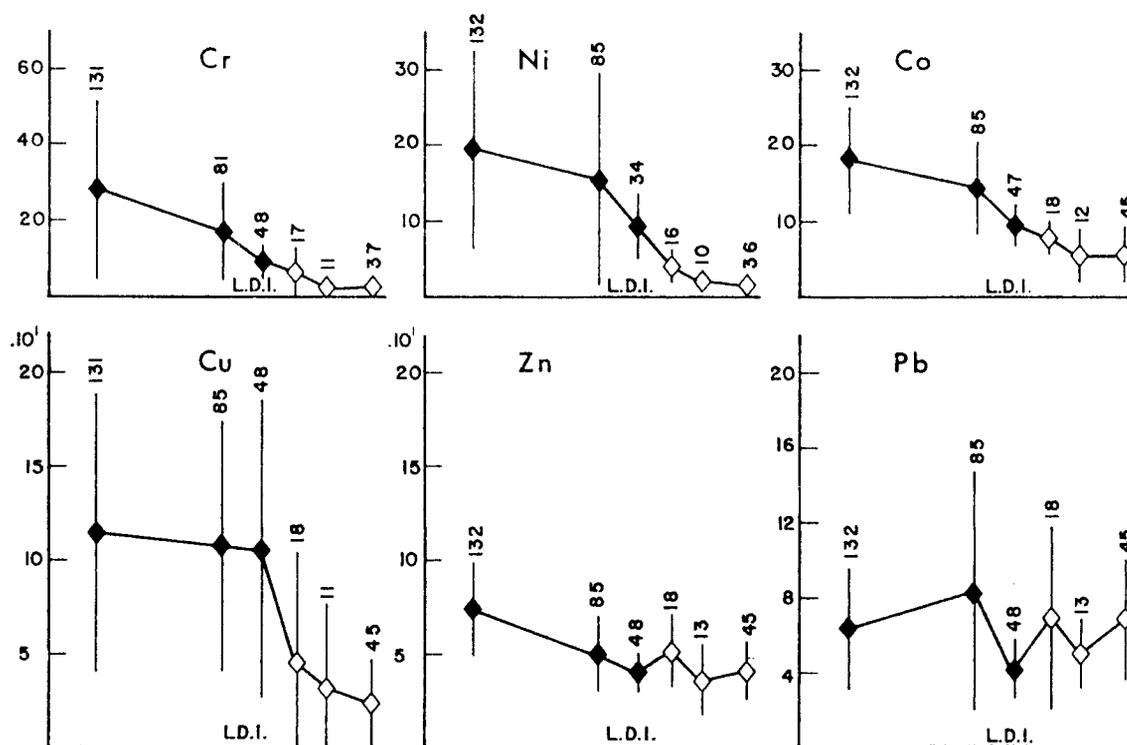


Fig. 43a. — Variation des teneurs en éléments en traces en fonction de l'indice de différenciation de Larsen (L.D.I.) des phases intrusives du batholite de Guichon Creek; sont reportées successivement, avec L.D.I. augmentant : phase de bordure, Guichon, Chataway, Bethlehem, Skeena et Bethesda. Pour chaque phase intrusive on a indiqué le nombre d'échantillons analysés, la teneur moyenne et l'écart-type correspondant.

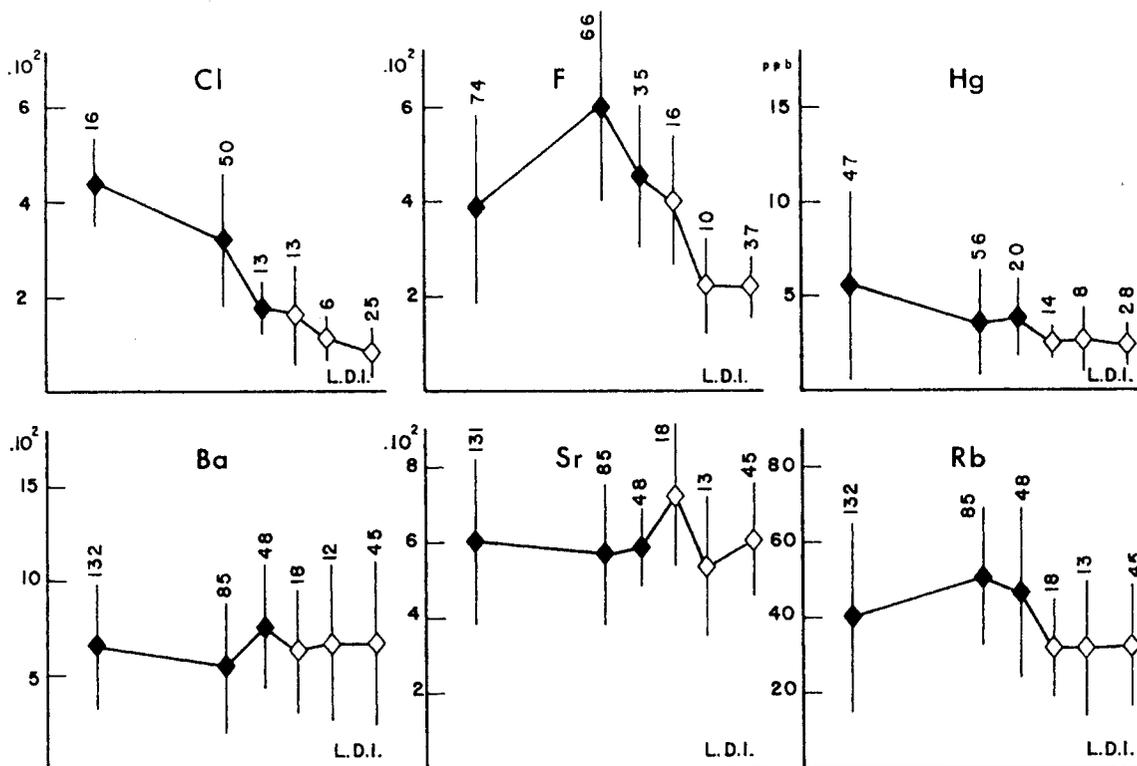


Fig. 43b. — Variation des teneurs en éléments en traces en fonction de l'indice de différenciation de Larsen (L.D.I.) des phases intrusives du batholite de Guichon Creek; sont reportées successivement, avec L.D.I. augmentant : phase de bordure, Guichon, Chataway, Bethlehem, Skeena et Bethsaida. Pour chaque phase intrusive on a indiqué le nombre d'échantillons analysés, la teneur moyenne et l'écart-type correspondant.

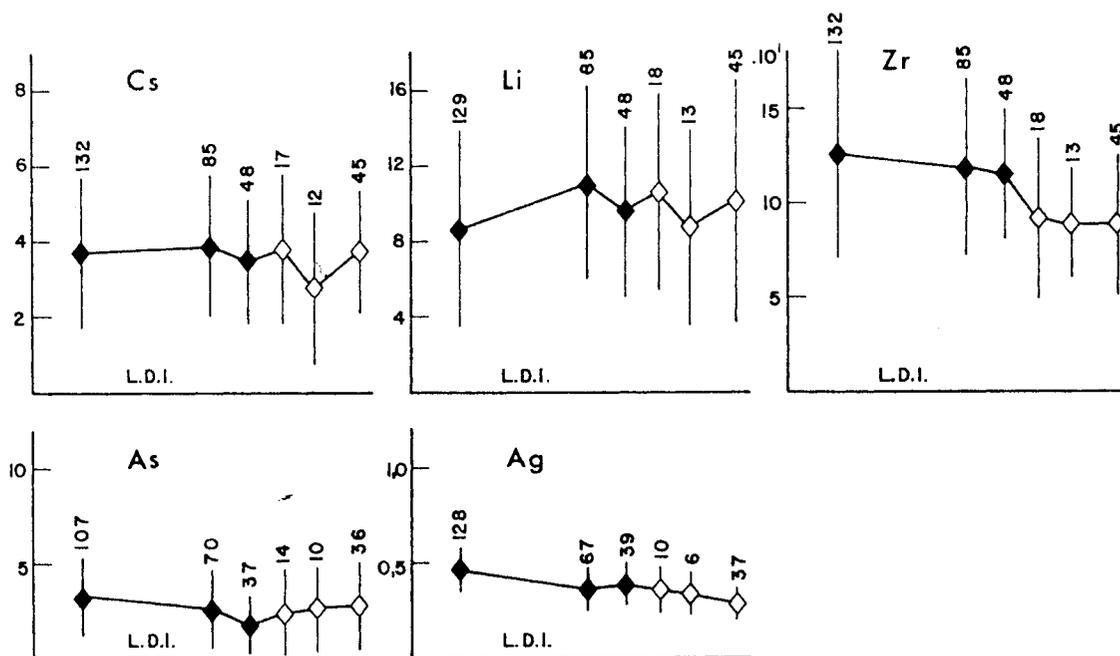


Fig. 43c. — Variation des teneurs en éléments en traces en fonction de l'indice de différenciation de Larsen (L.D.I.) des phases intrusives du batholite de Guichon Creek; sont reportées successivement, avec L.D.I. augmentant : phase de bordure, Guichon, Chataway, Bethlehem, Skeena et Bethsaida. Pour chaque phase intrusive on a indiqué le nombre d'échantillons analysés, la teneur moyenne et l'écart-type correspondant.

types. Alors que la précision des analyses (voir Annexe) est comparable pour ces deux éléments, on constate que les écarts-types sont deux fois plus importants pour le cuivre que pour le zinc. Ceci traduit, à notre avis, l'indépendance d'une majeure partie de Cu vis-à-vis de l'évolution du bain par cristallisation fractionnée, à cause de sa liaison précoce avec le soufre. Bien que les sulfures soient de préférence associés à la biotite (AL-HASHIMI, 1970; D. BRABEC, 1971; N.G. BANKS, 1977), leur répartition à l'échelle du batholite est aléatoire ce qui contribue à une variabilité des teneurs en Cu nettement plus forte que celle observée pour le zinc. En effet, comme nous l'avons déjà mentionné, ce dernier se trouve surtout dans les structures des silicates.

La deuxième remarque concerne les variations de concentrations en Cu au cours de la différenciation. On s'aperçoit, en effet, que la diminution de la teneur en cuivre en fonction de L.D.I. est discontinue, avec une rupture de pente entre Chataway et Bethlehem. La conclusion de M.A.D. OLADE (1976), mentionnée plus haut, semble par conséquent compromise. La contradiction est flagrante, car la progression du degré de différenciation matérialisée par la valeur de L.D.I. est comparable entre Guichon et Chataway d'une part (respectivement 11,3 et 13,4), Chataway et Bethlehem d'autre part (pour ce dernier L.D.I. étant égal à 15,2). Or, le cuivre chute brusquement dans la phase Bethlehem et dans celles qui suivent.

Nous sommes donc amenés à nous poser la question sur des raisons de cet appauvrissement brutal du milieu magmatique en cuivre et implicitement en soufre, vu les résultats de D. BRABEC et W.M.H. WHITE (1971). Nous essayerons de répondre à cette question dans le paragraphe suivant.

Les éléments alcalino-terreux (Ba, Sr), ne présentent pas de variation régulière. Leur comportement a été discuté en 3.2.3. et également en 3.2.4. Rappelons seulement que la constance relative de leurs teneurs au cours de l'évolution du batholite de Guichon Creek s'explique par la composition des cumulats. Quant à Li et Cs, leurs concentrations ne varient que légèrement avec la différenciation. Il n'en est pas de même pour le rubidium qui diminue entre la phase de Highland Valley et celle de Bethlehem. Nous avons constaté (3.2.4.) que cette décroissance est plus forte que celle prévue par le modèle de cristallisation fractionnée.

Le plomb se range parmi les éléments dont les variations avec la différenciation sont imperceptibles. Compte tenu de ses teneurs très faibles et des écarts-types élevés, on peut admettre une

quasi constance des concentrations en plomb au cours de l'évolution du batholite de Guichon Creek.

En ce qui concerne les éléments volatils, le chlore présente une évolution cohérente, en diminuant avec le degré de différenciation. Aucun changement de pente n'est perceptible entre la phase de Highland Valley et les intrusions postérieures. Le fluor augmente considérablement entre la phase de bordure et la variété de Guichon. Par la suite, ses teneurs diminuent progressivement jusqu'à la phase Skeena. Les variations en Hg sont trop faibles pour que l'on puisse, avec certitude, parler d'une tendance bien définie. La distribution des éléments volatils autour de certaines zones minéralisées dans la Highland Valley a été étudiée par M.A.D. OLADE (1977), qui a constaté une inconsistance de la répartition en Cl, F et Hg d'un gisement à l'autre. Il a observé de fortes concentrations en B, liées à des zones minéralisées. Ces anomalies s'expliquent par la présence de la tourmaline, en particulier dans les brèches, et traduisent un rôle important joué par le bore dans le système hydrothermal des porphyres cuprifères.

Les variations des éléments en traces (fig. 43) en fonction de l'indice de différenciation de Larsen permettent de distinguer trois groupes d'éléments :

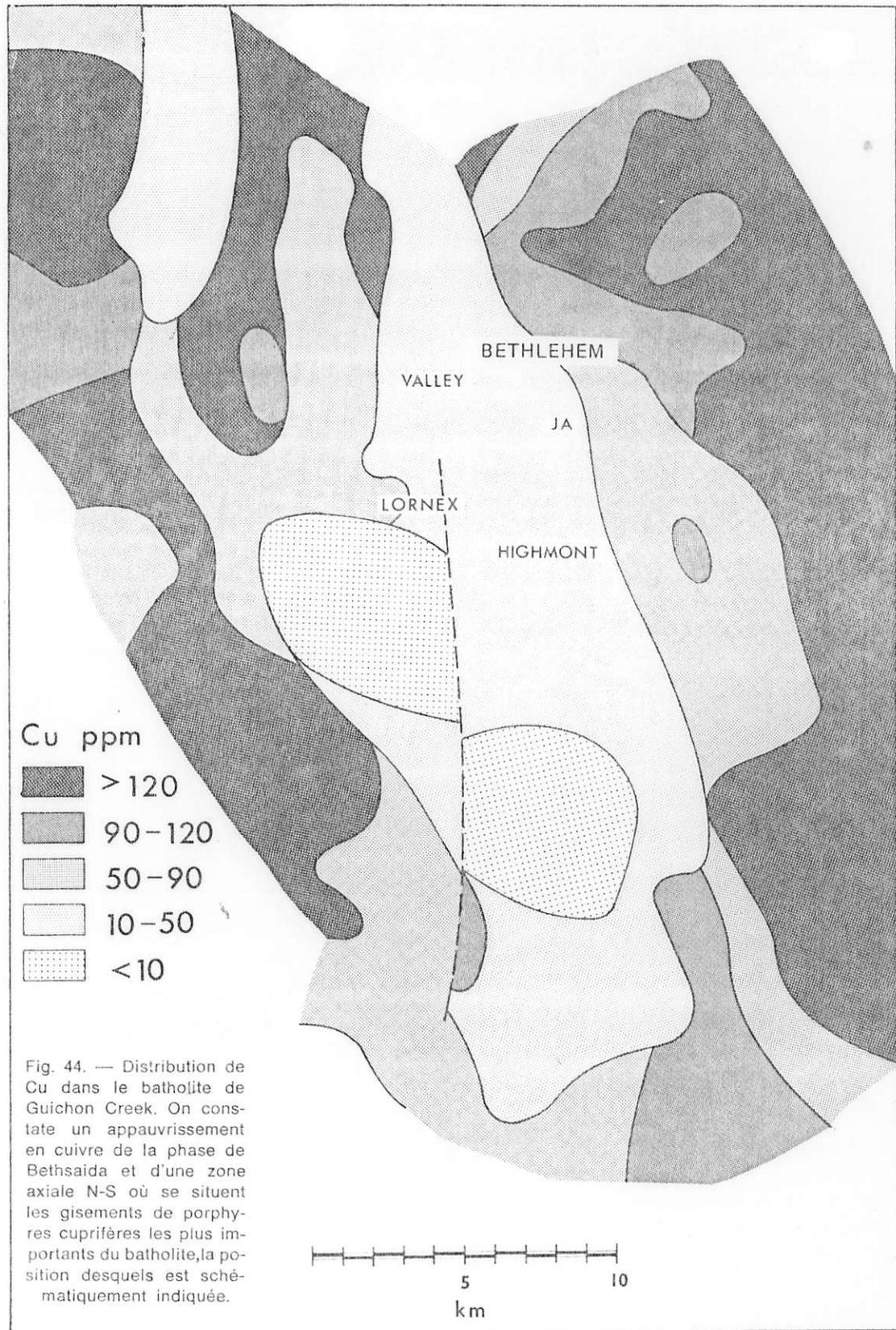
a) éléments piégés exclusivement dans les structures des silicates ferromagnésiens, des oxydes et des phosphates, présentant une décroissance régulière avec la différenciation : Cr, Ni, Co, Cl, (F). Le zinc, bien qu'appartenant à ce groupe, a un comportement moins net à cause, probablement, de sa liaison partielle avec le soufre.

b) éléments dont la distribution dépend du comportement de Na, K et Ca. Il s'agit de Pb, Cs, Ba, Sr, Li qui accusent des variations faibles et irrégulières au cours de la différenciation du batholite de Guichon Creek.

c) le troisième groupe comprend Cu, Rb et Zr, éléments dont la concentration diminue brusquement entre les phases Chataway et Bethlehem (fig. 43).

La distribution régionale de Cu dans le batholite de Guichon Creek est donnée sur la figure 44. On aperçoit immédiatement un appauvrissement important en cuivre de la partie centrale du batholite (D. BRABEC et W.M.H. WHITE, 1971) qui ne se limite pas seulement à la phase Bethsaida mais qui affecte toute une zone axiale de direction N-S, de part et d'autre de la faille de Lornex.

Les plus gros gisements se situent dans cette zone (fig. 44) qui se referme au Sud où le plongement de la voûte du dôme batholitique est accentué par la faille de Skuhun Creek.



## 5.2. Comportement de Cl et F au cours de l'évolution magmatique du batholite de Guichon Creek

La présence du chlore dans des fluides hydrothermaux donnant naissance à des gisements type porphyre cuprifère, est bien établie (chapitre 8). Il convient, par conséquent, d'étudier plus en détail le comportement de cet élément au cours de la différenciation du batholite afin de voir si la diminution des concentrations en cuivre dans les phases intrusives tardives ne pourrait pas s'expliquer par l'individualisation d'une phase fluide enrichie en Cl, Cu, Fe, Na, K, S...

Lorsque l'on examine la variation des teneurs en cuivre en fonction de Cl + F (en roche totale), on constate, malgré une grande dispersion des points (fig. 45), que la corrélation peut être exprimée

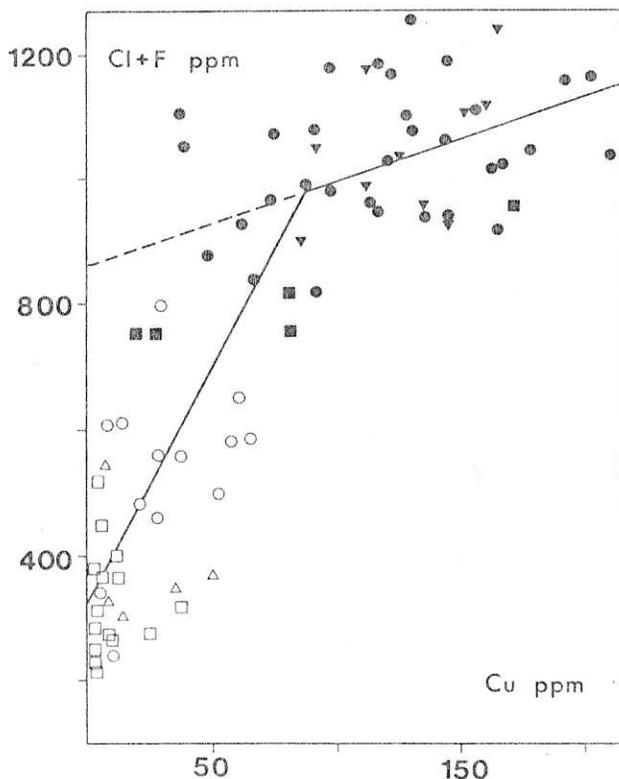


Fig. 45. — Variation de (Cl + F) en fonction de Cu (en roche totale).

● phase de bordure, ▼ Guichon, ■ Chataway, ○ Bethlehem  
 △ Skeena, □ Bethsaida.

par deux droites dont le point d'intersection se situe vers 100 p.p.m. de Cu.

I.A. KILINC et C.W. BURNHAM (1972) ont démontré qu'à des pressions inférieures à 8 kbars, le partage du chlore se fait au profit de la phase fluide, tandis qu'à des pressions supérieures à 8 kbars, la solubilité du Cl dans le bain magmatique augmente rapidement.

En sachant qu'avant la sur-saturation du magma en H<sub>2</sub>O, le partage du chlore entre phases minérales et bain dépend uniquement d'un coefficient de partage  $K^{i/l}$  entre une phase solide  $i$  et le liquide, l'individualisation d'une phase fluide doit influencer sur les valeurs  $K^{i/l}$ , car deux autres coefficients de partage interviennent, celui  $K^{i/fl}$  entre une phase  $i$  et une phase fluide et celui  $K^{fl/l}$  déterminant le partage du chlore entre fluide et bain. Puisque ce dernier coefficient de partage va favoriser, d'après I.A. KILINC et C.W. BURNHAM (1972) le transfert du chlore dans la phase fluide, le bain magmatique s'appauvrira rapidement en Cl. Ainsi, l'apparition de  $K^{i/fl}$  et de  $K^{fl/l}$  doit se traduire par une diminution brutale de la concentration en Cl des minéraux ferromagnésiens cristallisant à partir d'un bain qui a donné naissance à une phase fluide.

Les analyses à la microsonde électronique des biotites et amphiboles des phases intrusives du batholite de Guichon Creek (tableau 16) ont révélé des variations importantes de la concentration en chlore. En effet, alors que la teneur en Cl de la biotite des intrusions de la phase de Highland Valley est en moyenne supérieure à 1300 p.p.m., elle chute à 600 p.p.m. dans la phase Bethlehem, en décroissant jusqu'à 380 p.p.m. dans la phase Bethsaida. On voit tout de suite, en considérant l'indice de différenciation, que la diminution de la teneur en chlore est trois fois plus forte que celle obtenue en prolongeant la tendance esquissée par les intrusions de la phase de Highland Valley. Les histogrammes des teneurs en Cl de la biotite sont donnés sur la figure 46a. On constate une variation des teneurs plus importante pour les biotites des phases Guichon et Chataway. Le comportement du fluor est nettement différent (tableau 16 et fig. 46b). En effet, sa concentration ne varie, dans la biotite, que légèrement et on observe une tendance dis-

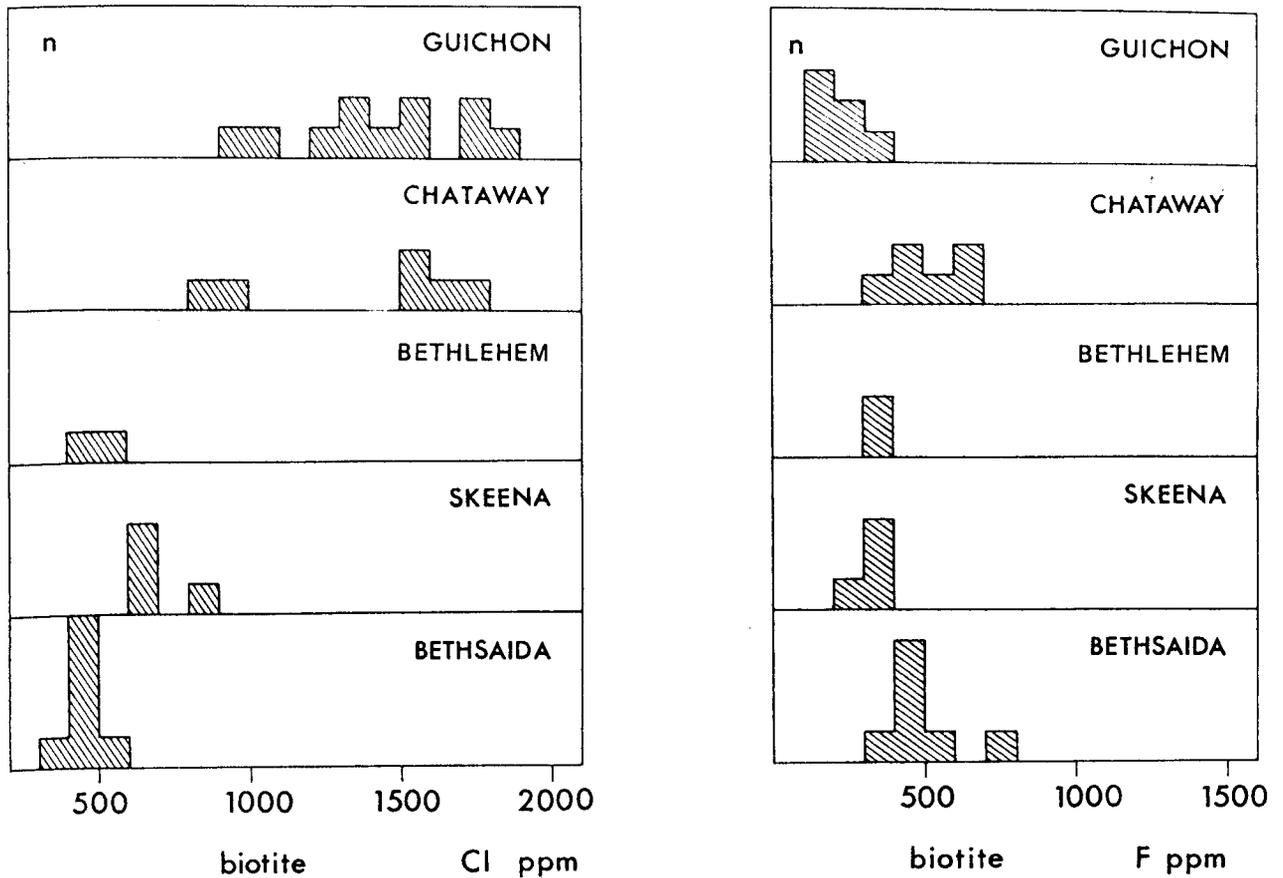


Fig. 46. — Teneurs en éléments volatils des biotites de différentes phases intrusives du batholite de Guichon Creek (analyses à la microsonde électronique).

- a) histogrammes des teneurs en Cl; on observe une diminution considérable dans les phases tardives du batholite;  
 b) histogrammes des teneurs en F. Contrairement au Cl, les variations des concentrations sont faibles; un léger enrichissement dans les phases ultimes est perceptible.  
 c) partage de Cl entre biotite (bi) et amphibole (hb) dans le batholite de Guichon Creek.

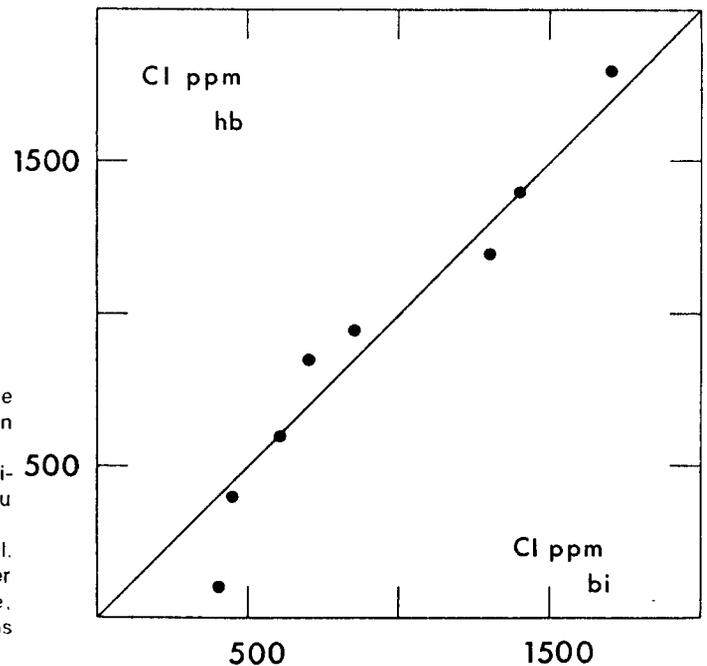


TABLEAU 16. — Teneurs en Cl et F déterminées à la microsonde électronique des biotites et des amphiboles du batholite de Guichon Creek.

Phase intrusive	Biotite		Amphibole	
	Cl (ppm)	F (ppm)	Cl (ppm)	F (ppm)
Guichon	1 700	100	1 800	300
	1 800	100	1 800	300
	1 700	100		
	1 500	200		
	900	n.d.	500	500
	1 000	n.d.	400	400
	1 500	n.d.		
	1 300	n.d.		
	1 300	n.d.		
	1 400	300	1 300	500
	1 200	200	1 100	100
Chataway	1 500	400		
	1 500	500		
	1 700	300		
	1 600	400		
	800	600	1 300	100
	900	600	600	400
Bethlehem	500	300	400	
	400	300		
	700	n.d.	900	600
	700	n.d.	800	500
	700	n.d.		
Skeena	600	300		
	800	200		
	600	300	600	100
	600	300		
Bethsaida	400	400	100	100
	400	500		
	300	700		
	400	400	500	< 100
	500	400	300	100
	400	300	400	100
	400	400		
	400	500		
	300	600		
	400	500		
	300	500		
	300	500		

Conditions d'analyse : 25 kV, balayage de 400 sec. pour le pic et de 150 sec. pour le bruit de fond enregistré de part et d'autre du pic ; limite de dosabilité évaluée à 100 ppm pour les deux éléments analysés. Chaque valeur indiquée est une moyenne de 5 mesures sur le même échantillon.  
n.d. = non dosé

crête à l'enrichissement au cours de la différenciation, mise en évidence dans d'autres intrusions (L. GREENLAND et J.F. LOVERING, 1966; R. FUGE et G.M. POWER, 1969; W.P. NASH, 1976; N.G. BANKS, 1976; R. FUGE, 1977; J.C. BAILEY, 1977).

En ce qui concerne le partage de Cl entre biotite et amphibole, il est proche de 1, comme le montre la figure 46c.

Il convient d'examiner la corrélation entre la teneur moyenne en cuivre des différentes phases intrusives du batholite et la concentration moyenne en chlore de la biotite (fig. 47a). On remarque une très bonne relation linéaire, à l'exception de la variété Skeena qui s'écarte à l'axe d'inertie. La raison en est probablement une statistique insuffisante due au petit nombre d'échantillons analysés.

Par conséquent, il est permis de penser que le processus qui a provoqué l'abaissement des teneurs en cuivre dans les phases tardives du batholite est étroitement lié aux mécanismes contrôlant les concentrations en chlore des minéraux magmatiques. Parmi ces mécanismes, l'individualisation d'une phase fluide paraît la plus plausible. Les résultats de l'étude pétrologique, exposés dans le chapitre 3, suggèrent que le magma a atteint la saturation en eau dans une chambre magmatique profonde par rapport au niveau intrusif. L'individualisation de la phase fluide a modifié le cours de la cristallisation, et a conduit à l'appauvrissement du bain en Cu, Cl, Rb et probablement aussi en B et Hg (M.A.D. OLADE, 1977). Le comportement analogue de Zr demeure inexplicé. L'augmentation momentanée du rapport K/Na dans le magma due à un transfert de sodium dans la phase fluide, a eu pour conséquence l'apparition de la biotite comme phase cumulative (voir 3.2.4.). Signalons enfin l'inversion du rapport Ni/Co qui se produit précisément entre Chataway et Bethlehem (tableau 10). Il est certain que ces deux éléments de transition étaient présents dans le fluide minéralisateur, puisque les sulfures et les tellures de cobalt et de nickel ont été observés dans des minéralisations à Highland Valley et ailleurs (chapitre 9).

Il apparaît donc qu'un phénomène métallogénique majeur est survenu dans la chambre magmatique après l'injection de la phase de Highland Valley. La sur-saturation en eau du liquide magmatique a provoqué la séparation d'une phase fluide chargée en cuivre et volatils. Les bains magmatiques postérieurs à ce phénomène sont matérialisés par les phases Bethlehem, Skeena et Bethsaida. Les dykes associés à ces phases renferment des biotites dont les teneurs en chlore sont intermédiaires (500 p.p.m.) par rapport aux biotites des phases précédemment citées (fig. 47a). L'association des gisements avec les phases les plus appauvries en stock métal devient compréhensible. La répartition du cuivre dans le batholite (fig. 47b) exclut la possibilité d'une remobilisation de Cu à partir des roches du groupe Nicola qui apparaissent très déficitaires à côté des phases de Highland Valley. Ce problème a été discuté par W.J. McMILLAN (1976).

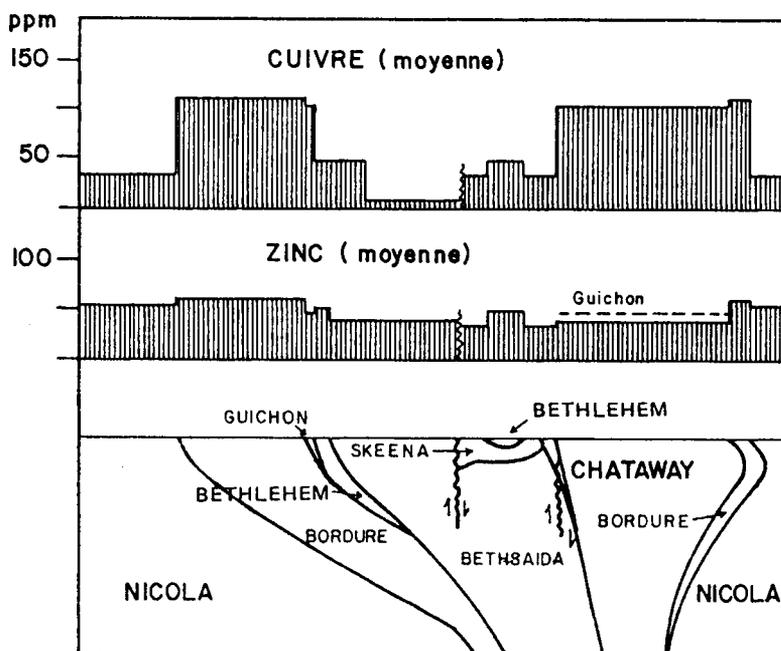
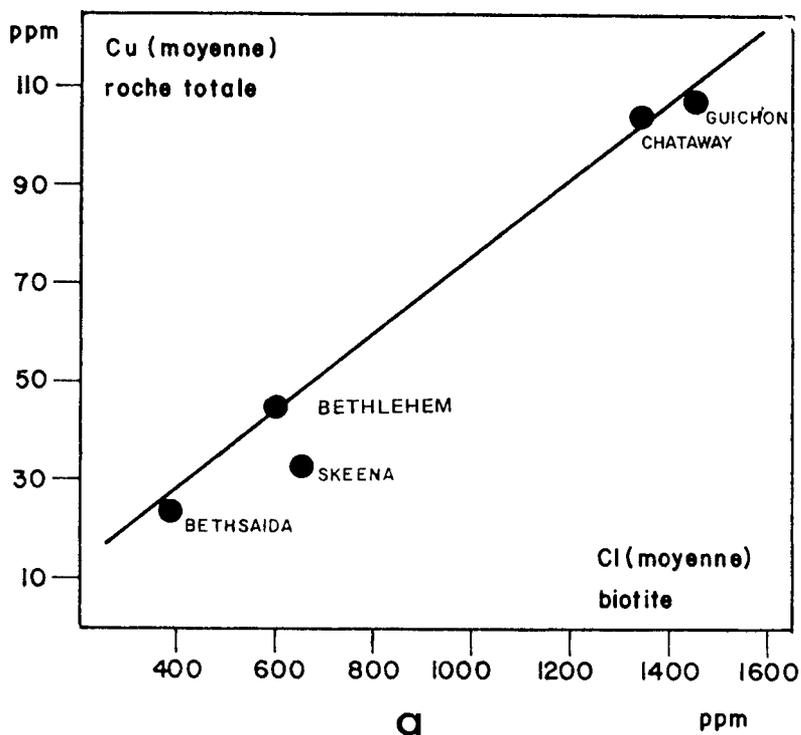


Fig. 47

- a) corrélation entre la teneur en Cu des phases du batholite de Guichon Creek (valeurs moyennes) et la concentration en Cl de la biotite (moyennes);
- b) représentation schématique de la distribution de Cu et Zn dans le batholite de Guichon Creek et son encaissant. Le déficit en Cu des roches de Nicola par rapport à la phase de bordure apparaît nettement;

La figure rend compte d'un comportement différent de Zn dont la répartition est assez uniforme.

b

En conclusion, l'étude du comportement des éléments volatils dans un batholite dont l'évolution magmatique est bien saisie peut apporter des renseignements précieux sur les phénomènes métallogéniques.

Un effort considérable visant la compréhension du rôle des volatils, et en particulier du chlore dans des processus métallogéniques, est mené depuis plusieurs années. Citons les travaux de G. STOL-

LERY *et al.* (1971); W.T. PARRY (1972); W.T. PARRY et D.C. JACOBS (1975); S.E. KESLER *et al.* (1975); D.C. JACOBS et W.T. PARRY (1976); N.G. BANKS (1976 et 1977). Compte tenu des résultats que nous venons d'exposer, il nous semble que les conclusions de N.G. BANKS (1977), concernant l'absence de la génération d'une phase fluide dans le stock associé au gisement de type porphyre cuprifère de Ray en Arizona, sont plus que pessimistes.

eaux pourrait avoir des  $\delta^{18}\text{O}$  aussi hauts que + 25‰. Les valeurs aussi hautes que + 30‰ restent cependant inexplicables par ce modèle. Cependant S.M.F. SHEPPARD (1979, *com. pers.*) a remarqué en Bolivie ce qui lui semble être une évolution dans le temps des compositions isotopiques de l'hydrogène et de l'oxygène des eaux

météoriques vers les valeurs négatives qui correspondrait à une surélévation des plutonites depuis la fin du Crétacé. Ainsi les eaux météoriques qui auraient pu envahir le système durant son refroidissement auraient été plus lourdes ( $-10‰ < \delta^{18}\text{O} < 0‰$ ) et susceptibles d'enrichir des calcites vers des valeurs approchant + 30‰.

## 6.2. Etude minéralogique des altérations hydrothermales associées aux minéralisations du batholite de Guichon Creek

### 6.2.1. Introduction

De nombreuses études ont été consacrées à l'altération hydrothermale associée à des minéralisation type porphyre cuprifère (R.L. NIELSEN, 1968; T.B. THOMPSON, 1968; R.E. BRAY, 1969; J.D. LOWELL et J.M. GUILBERT, 1970; L.B. GUSTAFSON et J.P. HUNT, 1975; J.H. FORD, 1978).

En ce qui concerne les gisements du batholite de Guichon, citons les travaux de J.A. BRISKEY et J.R. BELLAMY (1976); A.J. REED et J.L. JAMBOR (1976); W.J. McMILLAN (1976); M.J. OSATENKO et M.B. JONES (1976). Les résultats obtenus par ces études permettent de voir que les principaux types d'altération définis par J.D. LOWELL et J.M. GUILBERT (1970) existent autour des gisements à Highland Valley, bien que leur répartition soit moins régulière que celle correspondant à la zonalité classique de ces auteurs. On constate, par exemple, qu'à l'échelle d'une carrière d'exploitation, le type d'altération varie d'un dyke à l'autre, traduisant non seulement l'évolution chimique des fluides hydrothermaux mais également des particularités du chimisme des roches subissant des transformations hydrothermales. Nous nous sommes efforcés d'apporter dans ce chapitre des données sur les modifications de la composition minéralogique dues à l'interaction fluides-roches et en particulier sur leur séquence d'apparition.

### 6.2.2. Description des paragenèses

#### A. Déstabilisation des minéraux ferromagnésiens (altération propylitique)

Ce type d'altération affecte des dykes et les phases intrusives du batholite de Guichon, tant à proximité des minéralisations que dans des zones fracturées non minéralisées. Il se distingue par une transformation intense des amphiboles et des biotites, accompagnée d'une déstabilisation, plus ou moins poussée, de la magnétite. Soulignons que, dans les roches porphyriques, lorsqu'il n'y a pas eu de télescopage avec le processus d'altération postérieur, les phénocristaux de plagioclase demeurent frais. Les paragenèses suivantes sont caractéristiques de cet épisode d'altération :

- amphibole  $\rightarrow$  chlorite + épidote + sphène ( $\pm$  calcite)
- amphibole  $\rightarrow$  épidote + sphène + actinote
- biotite  $\rightarrow$  chlorite + sphène
- biotite  $\rightarrow$  chlorite + prehnite  $\pm$  épidote

Elles peuvent être exprimées par les réactions suivantes :

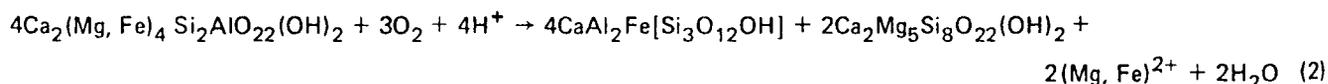
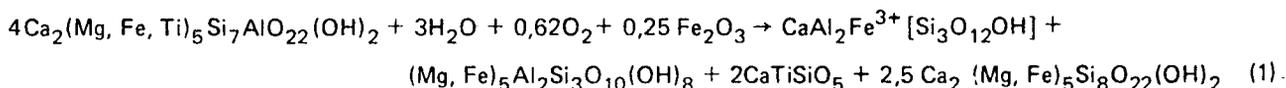


TABLEAU 22. — Analyses à la microsonde électronique des chlorites et épidotes du batholite de Guichon Creek.

Analyse	Chlorite					Epidote	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	26,47	27,57	27,76	25,82	27,82	37,85	37,41
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	0,02	0,00	0,34	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,15	18,63	20,24	21,11	19,95	23,43	21,35
MnO	0,08	0,29	0,22	0,96	0,34	0,73	—
FeO	22,90	21,45	18,72	26,71	20,73	12,78*	15,69*
MgO	16,62	19,12	20,24	13,57	18,67	0,03	—
CaO	—	—	—	—	—	22,11	23,88
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	0,08	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O**	11,42	11,54	11,51	11,33	11,69	1,88	1,87
Total	98,57	98,61	98,79	99,50	99,59	99,81	100,20
IV Si	5,556	5,724	5,781	5,459	5,714	3,006	2,993
Al	2,444	2,276	2,219	2,541	2,286	—	0,007
VI Al	2,542	2,281	2,328	2,720	2,535	2,193	2,006
Fe	4,021	3,725	3,261	4,723	3,555	0,763*	0,946*
Mg	5,201	5,916	6,284	4,278	5,708	0,003	—
Mn	0,175	0,051	0,038	0,173	0,058	0,049	—
Ti	0,005	0,002	0,003	—	—	—	—
	11,344	11,975	11,914	11,834	11,856	3,008	2,952
Ca	—	—	—	—	—	1,881	2,047
Na	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	0,020	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—
Mg/(Mg + Fe)	0,564	0,614	0,658	0,475	0,616	—	—
% mol Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> + Al + Mn + Mg)						25	32

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

\*\* calculé

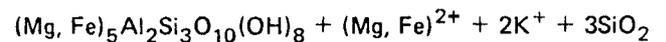
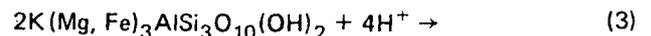
Formules cristallographiques de chlorite calculées sur la base de 28 (O), celles d'épidote sur la base de 12 (O)

1. chlorite remplaçant la biotite ; porphyre quartzique, dyke de Sheba
2. biotite altérée, porphyre andésitique, Bethlehem, Jersey pit
3. biotite altérée, porphyre andésitique, South Seas
4. chlorite dans le quartz de la brèche de South Seas
5. biotite altérée ; porphyre quartzique, gisement de Krain
6. épidote remplaçant l'amphibole porphyre andésitique, gisement de Bethlehem, Jersey pit.
7. épidote, produit d'altération de l'amphibole, phase de bordure.

Ces relations tiennent compte, à la fois, de l'instabilité de la magnétite donnant naissance à Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et de la formation de l'épidote, du sphène et de l'actinote, coexistant dans certains échantillons. Les compositions prises en considération sont idéalisées mais rapprochées de celles observées dans les paragenèses d'altération du batholite de Guichon Creek (voir tableaux 8 et 22).

Lorsque l'amphibole actinolitique devient à son tour instable, des quantités importantes de SiO<sub>2</sub>,

MgO et CaO sont mobilisées. Il en est de même au cours de la chloritisation d'une biotite car la réaction correspondante peut s'écrire :



Il s'ensuit la formation du quartz qui, associé à l'épidote, constitue une paragenèse typique de ce stade d'altération. On observe fréquemment des

filonnets de ces deux minéraux parcourant les roches à minéraux ferromagnésiens déstabilisés.

Le titane contenu dans la biotite, mobilisé par la chloritisation, conduit à la formation du sphène, le calcium étant fourni par une déstabilisation de hornblende actinolitique ou par celle de plagioclase calcique (C. MEYER et J.J. HEMLEY, 1967).

Les équations (1) et (2) impliquent une composition hypoalumineuse de l'actinote néoformée. De plus, par suite d'une oxydation de fer, on peut s'attendre à un rapport Mg/(Mg + Fe) élevé. Les analyses confirment ces suppositions, car des actinotes associées à l'épidote ont Mg/(Mg + Fe) proche de 0,80 et le nombre d'atomes de Si par unité formulaire de 7,75.

Les chlorites doivent être classées, par leur chimisme (tableau 22), parmi les pycnochlorites et en partie parmi les ripidolites hypersiliciques. Elles conservent les rapports Mg / (Mg + Fe) des biotites primaires. L'épidote renferme de 25 à 35 % de molécule  $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Mn})_3[\text{OSi}_3\text{O}_{11}\text{OH}]$  (tableau 22). La calcite est généralement peu fréquente dans les zones à altération propylitique éloignées des minéralisations. D'après M.J. OSATENKO et M.B. JONES (1976), la zone riche en calcite serait toujours située en bordure de la minéralisation sulfurée. Nos observations sur différents gisements du batholite de Guichon tendent à confirmer cette conclusion.

L'examen des réactions ci-dessus fait apparaître que le moteur principal de l'altération propylitique est l'oxydation (l'instabilité de la magnétite est typique de ce stade d'altération) et l'hydratation. Certaines réactions traduisent l'échange de  $\text{H}^+$  avec d'autres cations.

## B. Albitisation et argilisation

L'étude des dykes et des zones minéralisées a permis de mettre en évidence une albitisation des plagioclases dont l'intensité augmente à proximité des minéralisations. Il s'agit d'un processus affectant systématiquement des roches jalonnant les zones de faiblesse qui ont facilité la circulation des solutions hydrothermales. Puisque l'étendue de l'albitisation dépasse les limites des zones minéralisées et compte tenu du fait qu'à la différence de l'altération propylitique cette transformation paraît étroitement liée au système hydrothermal fertile, elle peut servir de guide pour la recherche des minéralisations.

Notons que le processus d'albitisation est très complexe, demeurant malheureusement en grande partie non élucidé.

On peut distinguer, dans le batholite de Guichon, deux types différents de roches à albite. Le pre-

mier comprend les dykes à phénocristaux de quartz et d'albite dans lesquels l'albite apparaît comme un constituant « primaire », la plupart du temps non altéré ou faiblement altéré lorsque ces dykes se trouvent au voisinage des zones minéralisées (planche IV, photo 9; planche V, photo 1). Ces dykes correspondent, par leur composition, à des kérotophyres, dont la présence est connue dans le groupe Nicola, près de la bordure Sud du batholite. Il est donc fort probable qu'il existe un lien génétique entre les dykes kérotophyriques et leurs équivalents volcaniques. De plus, l'albite apparaît dans les brèches où elle se présente sous forme de débris de cristaux non altérés, associés au quartz (voir paragraphe 4.3.5.).

La composition des phénocristaux de plagioclase dans les dykes kérotophyriques est proche de l'albite pure ( $\text{An}_{3,8}\text{Or}_{0,7}$ ); la matrice est constituée de  $\text{An}_{1,9}\text{Or}_{2,0}$  et  $\text{Or}_{85,1}\text{Ab}_{4,8}$ . Dans le batholite de Guichon ces dykes sont particulièrement fréquents près du gisement de Valley Copper.

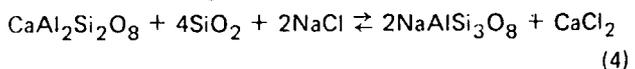
La genèse des kérotophyres fait l'objet de discussions depuis fort longtemps et dépasse le cadre de cet ouvrage. Rappelons seulement qu'une forte pression d'eau est souvent évoquée par les spécialistes comme une condition intrinsèque de la genèse de ces roches. Il n'est pas exclu que  $\text{CO}_2$  joue un rôle important dans la formation des liquides albitiques, à partir des bains granitoïdes ordinaires (S.E. SWANSON, 1979).

Le deuxième type de roches à albite, fréquent à proximité des zones minéralisées du batholite de Guichon, résulte d'une albitisation hydrothermale de plagioclase magmatique, souvent accompagnée d'une déstabilisation de l'albite néoformée en minéraux argileux avec ou sans séricite (planche V, photo 2).

Les analyses systématiques à la microsonde montrent que le plagioclase néoformé n'est jamais une albite pure. Sa composition varie statistiquement de  $\text{An}_{10}$  à  $\text{An}_4$  et la plupart du temps les plagioclases de la matrice sont plus calciques, de  $\text{An}_7$  à  $\text{An}_4$ . Suivant la composition originelle de la roche, l'orthose est présent ou absent dans la matrice.

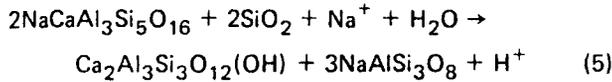
Les ferromagnésiens sont toujours déstabilisés lorsque l'albitisation intervient. Nous pouvons donc observer les roches propylitisées et non albitisées, mais jamais le contraire. Ceci s'explique par une forte pression d'eau qui est à l'origine de ce type d'altération hydrothermale.

D'après P.M. ORVILLE (1972), l'albitisation d'un plagioclase calcique peut s'écrire sous forme d'une relation d'échange entre fluide et cristal :

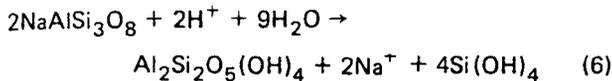


La formation de l'albite est donc accompagnée d'une consommation de  $\text{SiO}_2$ . Ainsi,  $\text{SiO}_2$  libéré au cours de la déstabilisation des ferromagnésiens peut aider à équilibrer partiellement la réaction d'échange ci-dessus.

L'altération d'une andésine avec l'apparition de l'épidote conduit également à une néoformation d'albite (C. MEYER et J.J. HEMLEY, 1976) :



Lorsque la kaolinite ou d'autres minéraux argileux accompagnent l'albite, les réactions (4) et (5) sont suivies de celle :



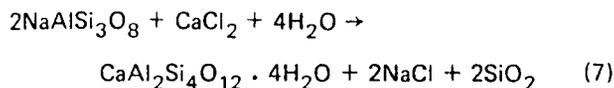
On constate qu'à la différence de la propylitisation, l'albitisation est dominée par les réactions d'échange entre fluide et cristaux, réactions qui produisent un transfert de calcium dans la phase fluide. Les réactions d'hydratation, analogues à celles de l'altération propylitique, accompagnent cet épisode d'interaction fluide-roche.

Il est intéressant de noter qu'à la lecture des publications consacrées à l'étude de l'altération hydrothermale des porphyres cuprifères, il semblerait que l'albitisation soit un processus plutôt rare. Cependant, J.H. FORD (1978) signale l'albitisation à Bougainville et G. WATMUFF (1978) décrit une métasomatose alcaline associée au porphyre cuprifère d'Yandera (Nouvelle Guinée). V.F. HOLLISTER *et al.*, (1975) parlent d'une métasomatose sodique mal définie et inexplicée, accompagnant des minéralisations en Alaska.

Notons enfin que J. F. DAVIES et L. E. LUTHA (1978) décrivent l'existence des métasomatites albitiques à Timmins (Canada) où une minéralisation archéenne type « porphyre cuprifère » a été mise en évidence.

Il est possible que, dans la plupart des cas, une altération argileuse intense à montmorillonite et kaolinite oblitère complètement l'albitisation, laquelle échappe ainsi à l'observation.

Très tardivement, les zéolites peuvent apparaître dans la zone minéralisée. En effet, on observe que des filonnets de zéolites recoupent les sulfures. L'albite néoformée peut être complètement remplacée par la laumontite (cas de certaines parties du gisement de Bethlehem). Ceci laisse entrevoir que l'échange  $2\text{Na}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{++}$  s'est déplacé au profit de Ca, puisque l'on a :



### C. Association phengite (« séricite ») - quartz - calcite

Cette altération, toujours associée à la minéralisation, se distingue simultanément par un développement massif de phengite remplaçant, hormis le quartz, tous les minéraux primaires, par une métasomatose carbonatée plus ou moins importante et par une silicification intense. L'intensité de ce type d'altération semble proportionnelle à la teneur en sulfures (A.J. REED et J.L. JAMBOR, 1976).

Dans la classification de J.D. LOWELL et J.M. GUILBERT (1970), la paragenèse à phengite et quartz correspond à la « zone phyllique » qui entoure la « zone potassique » (à biotite et feldspath potassique néoformés), zone qui est la plus centrale par rapport à la minéralisation. Disons, tout de suite, que cette dernière zone, à la différence de Cerro Verde - Santa Rosa, n'est que très faiblement développée dans le batholite de Guichon Creek. En effet, le feldspath potassique, en quantité notable, n'a été observé qu'à Valley Copper (M.J. OSATENKO et M.B. JONES, 1976) où il jalonne des parois de fractures remplies de quartz et dans le gisement J.A. (W.J. McMILLAN, 1976) où son développement est plus envahissant.

Quant à la biotite néoformée, elle apparaît dans les brèches à Bethlehem (J.A. BRISKEY et J. R. BELLAMY, 1976) et sporadiquement à Highmont (A.J. REED et J.L. JAMBOR, 1976). Dans aucun cas, on n'observe autour des gisements de Highland Valley, une zone potassique bien délimitée, telle qu'elle a été décrite par J.D. LOWELL et J.M. GUILBERT (1970).

Un remplacement partiel des phénocristaux d'albite par le feldspath potassique a été mis en évidence dans les dykes de quartz-kératophyres situés à proximité du gisement de Valley Copper (planche V, photo 1). Il peut être interprété par la réaction d'échange :



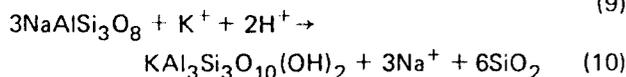
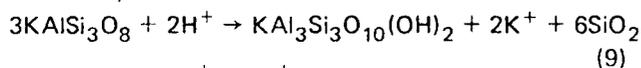
étudiée par J. WYART et G. SABATIER (1956 a, 1956 b), P.M. ORVILLE (1963), J.T. IYAMA (1965), pour ne citer que les travaux les plus importants. Cet échange peut être réalisé non seulement par une interaction feldspath-solution hydrothermale mais également par celle feldspath-vapeur (G. NORRIS et W.S. MACKENZIE, 1976).

Comme nous l'avons déjà signalé, la néoformation du feldspath potassique dans les zones d'altération des minéralisations à Highland Valley est très subordonnée par rapport au développement des micas phengitiques.

Ces derniers envahissent autant la matrice des porphyres quartziques où le quartz est le seul minéral primaire qui subsiste, que les phénocristaux de plagioclase auparavant albitisés (planche V, photo 3). Très souvent, la calcite apparaît dans la paragenèse. Dans ce cas, on observe des fantômes d'anciens phénocristaux de plagioclase complètement transformés en phengite + calcite, baignant dans une pâte de phengite + quartz + calcite (planche V, photo 4).

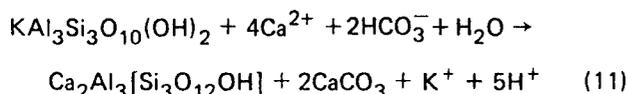
La magnétite est complètement déstabilisée et le sphène est souvent remplacé par le rutile. Par contre, l'apatite se présente en quantité importante et en grands cristaux qui font plus penser à une cristallisation contemporaine de la phengitisation qu'à des cristaux résiduels.

La formation des micas phengitiques se produit à la fois au détriment du feldspath potassique et de l'albite. Ainsi, les réactions suivantes peuvent être évoquées :

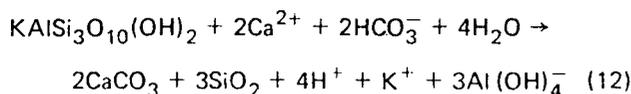


D'après J.J. HEMLEY (1959), la réaction (9) est réversible jusqu'à 350 °C. Puisque la phengitisation de l'albite et du feldspath potassique se produit en même temps, les ions  $\text{K}^+$  libérés par la réaction (9) peuvent être aussitôt repris dans la réaction (10). On remarque la quantité importante de  $\text{SiO}_2$  mobilisée par suite de la phengitisation et la forte  $a_{\text{H}^+}$  que ces réactions exigent.

L'apparition de la calcite est parfois accompagnée d'une transformation de phengite en clinzoisite :



Cette transformation est très bien développée dans la zone d'altération du gisement de Kathleen. La composition chimique de la calcite (FeO - 0,3 %, MgO - 0,2 %, MnO - 6,2 %) suggère une présence non négligeable de Mn dans la phase fluide. Le dépôt de la calcite en présence de la phengite peut également libérer  $\text{SiO}_2$  (C. MEYER et J.J. HEMLEY, 1967) :



Une quantité importante de  $\text{SiO}_2$  mobilisée au cours de la phengitisation et de la carbonatation explique la forte intensité de la métasomatose silicique qui se développe au dernier stade de ce type d'altération hydrothermale. On observe souvent

un remplacement préférentiel de la calcite par le quartz (gisement de Kathleen).

Les filonnets de quartz et phengite peuvent recouper des roches qui ne présentent, elles-mêmes, qu'une albitisation ou une altération propylitique (certaines zones du gisement de Bethlehem).

D'après C. MEYER et J.J. HEMLEY (1967), la prépondérance de la phengite par rapport au feldspath potassique à Highland Valley peut résulter d'une acidité totale des fluides élevée ayant pour conséquence un abaissement des rapports  $m_{\text{KAl}}/m_{\text{HCl}}$  et  $m_{\text{NaAl}}/m_{\text{HCl}}$ . La présence de  $\text{CO}_2$  peut fortement y contribuer. Notons à cet égard que J.T. IYAMA (1965) a prouvé que  $\text{CO}_2$  influe sur la réaction d'échange (8), en favorisant la formation du feldspath potassique.

Chimiquement, l'altération que nous venons de décrire correspond à une métasomatose potassique qui n'est perturbée que par le dépôt de la calcite. P.M. ORVILLE (1963) l'interprète par une diminution du rapport  $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$  de la solution en équilibre avec deux feldspaths alcalins, en fonction de la température. Ainsi, un fluide équilibré à une température donnée va produire une métasomatose potassique par interaction avec un milieu contenant Na à une température plus basse. M. LAGACHE (chapitre 7 de ce mémoire) a prouvé expérimentalement que le même processus peut résulter d'une chute brutale de pression liée à l'ouverture du système et conduisant à la démixtion d'une phase vapeur à partir de la phase fluide des porphyres cuprifères. Ainsi, l'association phengite - (K-feldspath) - quartz - calcite, serait contemporaine de l'ébullition de la phase fluide. Ceci explique bien la position de cette paragenèse qui est toujours directement associée à la minéralisation.

La cristallogénèse des phengites a été discutée en détail dans le paragraphe 6.1.4. Les phengites rencontrées dans les zones d'altération hydrothermale du batholite de Guichon Creek présentent un chimisme comparable à celles de Cerro Verde-Santa Rosa, bien que pour la plupart des minéralisations à Guichon Creek le taux de substitution phengitique soit plus élevé (tableau 23). L'histogramme du pourcentage de la molécule de céladonite (fig. 67) révèle un faible taux de substitution pour les phengites du gisement de Lornex, qui se distinguent ainsi des autres zones d'altération hydrothermale du batholite de Guichon Creek. En se référant au diagramme de B. VELDE (1976) (fig. 63), le système hydrothermal du gisement de Lornex serait, à pression identique, équilibré à une température plus élevée que les autres gisements de la Highland Valley. Ceci s'accorde bien avec les caractéristiques de la minéralisation qui est riche en molybdène et dans laquelle on relève,

TABLEAU 23. — Analyses à la microsonde électronique des phengites de certaines zones minéralisées dans le batholite de Guichon Creek.

Gisement	Bethlehem				Lornex				South Seas		Krain	Yubet	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	48,47	47,45	47,07	47,94	46,05	45,09	45,10	44,79	47,59	48,91	48,24	48,90	48,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,64	30,90	32,10	31,14	32,34	33,87	33,67	34,04	30,45	31,75	31,05	28,77	35,03
FeO	2,47	3,39	3,23	3,54	2,44	1,97	2,66	2,25	5,32	3,59	2,61	4,49	1,37
MgO	1,39	1,51	1,10	1,30	1,70	1,21	0,88	0,66	1,13	1,12	1,45	1,81	0,41
MnO	—	—	0,03	—	0,09	—	0,04	—	—	—	0,02	0,08	0,07
ZnO	n.d.	n.d.	0,07	0,05	—	—	—	0,16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO <sub>2</sub>	—	0,09	0,06	0,10	1,06	0,24	0,51	0,60	0,11	0,05	0,03	0,02	—
BaO	0,28	0,24	0,02	—	0,16	0,48	—	0,18	—	0,02	0,04	—	—
CaO	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,11	0,16	0,10	0,32	0,47	0,63	0,52	0,07	0,05	0,20	0,05	0,10
K <sub>2</sub> O	10,49	10,97	11,17	11,46	11,11	10,53	10,64	10,76	10,94	10,55	11,05	11,74	10,16
H <sub>2</sub> O*	4,46	4,41	4,43	4,45	4,44	4,39	4,40	4,39	4,43	4,51	4,44	4,43	4,55
Total	99,33	99,15	99,45	100,07	99,71	98,32	98,56	98,37	100,04	100,55	99,13	100,29	99,97
IV Si**	6,504	6,442	6,365	6,454	6,216	6,143	6,143	6,115	6,442	6,509	6,509	6,610	6,364
Al	1,496	1,558	1,635	1,546	1,784	1,851	1,857	1,885	1,558	1,498	1,491	1,390	1,636
VI Al	3,508	3,387	3,481	3,394	3,361	3,593	3,549	3,593	3,300	3,476	3,447	3,193	3,086
Fe	0,278	0,385	0,365	0,399	0,275	0,224	0,302	0,256	0,602	0,399	0,294	0,508	0,151
Mg	0,279	0,306	0,222	0,261	0,342	0,245	0,179	0,134	0,228	0,222	0,291	0,364	0,081
Ti	—	0,009	0,006	0,010	0,107	0,024	0,052	0,062	0,011	0,005	0,003	0,002	—
Mn	—	—	0,003	—	0,010	—	0,004	—	—	—	0,002	0,009	0,008
Zn	—	—	0,007	0,005	—	—	—	0,016	—	—	—	—	—
Σ	4,065	4,087	4,084	4,069	4,095	4,086	4,086	4,061	4,141	4,102	4,037	4,076	4,046
Na	0,030	0,029	0,042	0,026	0,084	0,124	0,166	0,137	0,010	0,013	0,052	0,013	0,026
K	1,736	1,900	1,927	1,967	1,913	1,833	1,849	1,874	1,888	1,789	1,901	2,025	1,708
Ca	—	0,011	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	0,015	0,013	0,001	—	0,009	0,026	—	0,009	—	0,001	0,002	—	—
Σ	1,841	1,953	1,970	1,993	2,006	1,983	2,015	2,020	1,907	1,803	1,955	2,038	1,734
% cél.	25,2	22,1	18,2	22,7	10,8	7,4	7,2	5,8	22,1	25,1	25,4	30,5	18,2
% par.	1,6	1,5	2,1	1,3	4,2	6,2	8,2	6,8	1,0	0,7	2,6	0,6	1,5

\* calculé

\*\* calculé sur la base de 22(O)

— gisement de Bethlehem, Jersey pit

1 et 2 — porphyre andésitique altéré

3 et 4 — phengites associées à la bornite et au quartz

— gisement de Lornex

5 et 6 — porphyre quartzique altéré

7 et 8 — granodiorite de Bethsaida altéré

— brèche de South Seas

9 et 10 — fragments porphyriques altérés

— gisement de Krain

11 — porphyre quartzique altéré

— gisement de Yubet

12 et 13 — phengites associées à des sulfures et au quartz

n.d. non dosé

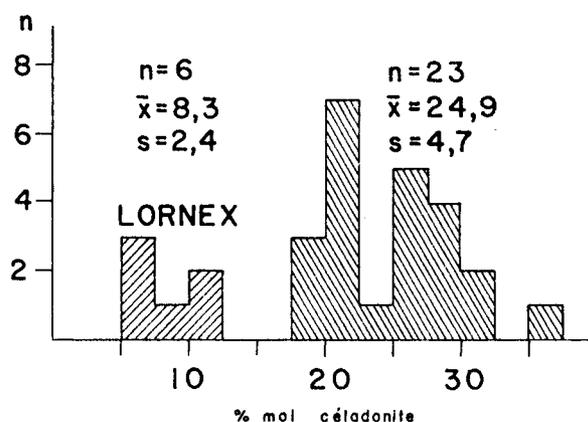


Fig. 67. — Variation de la teneur en céladonite des phengites de différentes minéralisations du batholite de Guichon Creek. Le gisement de Lornex se distingue par un taux de remplacement phengitique moins élevé. Les valeurs moyennes ( $\bar{x}$ ), l'écart-type (s) et le nombre de mesures (n) sont donnés pour chaque population.

parmi les éléments mineurs, de fortes teneurs en bismuth (M.W. WALDNER *et al.*, 1976). De plus, la substitution paragonitique dans ces phengites devient plus importante (4 à 8 % mol; tableau 23),

### 6.3. Conclusions

L'étude attentive de la minéralogie et de la géochimie des paragenèses néoformées dans les zones d'altération liées aux minéralisations des porphyres cuprifères de Cerro Verde - Santa Rosa et du batholite de Guichon Creek permet de faire les observations suivantes :

De la périphérie vers le centre d'une zone altérée, les transformations des minéraux sont successivement dominées par : oxydation et échange de  $H^+$  avec d'autres ions, métasomatose sodique, métasomatose potassique, carbonatation et silicification.

En fonction de l'acidité totale de la phase fluide, la métasomatose potassique s'effectue partiellement dans des conditions de stabilité (Cerro Verde - Santa Rosa) ou d'instabilité (la majorité des gisements du batholite de Guichon Creek) de la biotite et du feldspath potassique.

Les biotites hydrothermales (Cerro Verde - Santa Rosa) ont des teneurs élevées en  $Al^{VI}$  et faibles en  $Ti^{IV}$ , comparativement aux biotites magmatiques des encaissants peu ou faiblement altérés. Ces

traduisant une température élevée (M. VOLFINGER, 1976). D'après les données de B. VELDE (1967; fig. 63), en estimant la température par les équilibres isotopiques du soufre (paragraphe 10.2) et par les limites de stabilisation de certains sulfures, les gisements du batholite de Guichon Creek, se seraient formés à une pression de 1 kbar au minimum, supérieure à celle du gisement de Cerro Verde - Santa Rosa (fig. 63). Si cette estimation de la pression est valable, elle implique un fluide situé soit dans le domaine à une phase du système  $NaCl-H_2O$  (alors absence d'ébullition. S. SOURIRAJAN et G.C. KENNEDY, 1962), soit dans le domaine à deux phases d'un système plus complexe où l'ébullition serait plausible à une telle pression (entre autre présence de  $K^+$ , voir chapitre 7).

Les relations structurales entre la minéralisation et la paragenèse d'altération à phengite et quartz montrent sans équivoque, que la cristallisation des phengites et du quartz précède celle des sulfures (planche XI, photos 8 et 9). On peut donc considérer qu'en dehors de l'ébullition de la phase fluide, l'ensemble des interactions fluide-roches donnant naissance à ce type d'altération ont contribué à ajuster des paramètres physico-chimiques de la phase fluide aboutissant au dépôt des sulfures.

teneurs en  $Al^{VI}$  et  $Ti^{IV}$  sont directement corrélées avec la température de formation. Le rapport  $X_{Mg}$  de ces biotites est indépendant du chimisme global de la paragenèse sur laquelle elles se développent, mais dépendant des conditions d'oxydo-réduction du milieu de croissance.

Tant à Cerro Verde - Santa Rosa que dans le batholite de Guichon Creek les séricites ont un caractère nettement phengitique dans les zones où la minéralisation est substantielle. Le taux de substitution phengitique est indépendant de la paragenèse primaire et est contrôlé par les seuls paramètres physiques. La nature de la substitution phengitique est indépendante du chimisme global de la paragenèse primitive dans les zones où les interactions fluides-roches ont été importantes (elle dépendrait alors du chimisme des fluides), tandis qu'elle semble être contrôlée par le chimisme des encaissants lorsque ceux-ci, non complètement déstabilisés, exercent encore un pouvoir de tampon.

Le taux de substitution phengitique des paragenèses d'altération du batholite de Guichon Creek

révèle les conditions génétiques différentes pour le gisement de Lornex par rapport aux autres minéralisations étudiées du batholite. A pression égale, le gîte de Lornex a pris naissance à une température plus élevée.

La combinaison de l'étude des biotites et de celles des phengites permet de confirmer les informations d'ordre thermométrique et barométrique obtenues par ailleurs (étude des inclusions fluides, géochimie isotopique du soufre).

L'étude des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates disséminés, effectuée à Cerro Verde - Santa Rosa, a permis de préciser qu'un des composants de la phase fluide, le CO<sub>2</sub>, est sans ambiguïté d'origine profonde ( $\delta^{13}C_{\Sigma C} = -7 \text{‰}$  vs. PDB) et de proposer une interaction eau-roche à froid, post-minéralisation, pour expliquer les vastes zones de lessivage des sulfates hypogènes.

La suite des phénomènes d'altération hydrothermale implique un transfert successif de Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> et Ca<sup>2+</sup> de la phase fluide au profit des phases solides. La phengitisation des plagioclases albitisés et la cristallisation des carbonates doivent conduire à une forte augmentation du rapport global Na/(Na + K + Ca) de la phase fluide, juste avant le dépôt des sulfures. En effet, les structures des minéralisations dans le batholite de Guichon Creek montrent que la phengitisation et la silification précèdent la cristallisation des sulfures.

Les paragenèses d'altération révèlent que le CO<sub>2</sub> a dû jouer un rôle important et contrôler l'acidité totale de la phase fluide.

Le couple pression-température dans l'environnement du porphyre cuprifère de Cerro Verde - Santa Rosa (400 °C et 300-400 bars), détermine le domaine d'état d'un fluide appartenant à un système simple (NaCl-H<sub>2</sub>O), celui à deux phases.

Par contre, les pressions qui ont engendré la mise en place des minéralisations dans le batholite de Guichon Creek semblent légèrement supérieures à 1 kbar ce qui situerait le fluide, compte tenu des températures (300 à 400 °C) dans le domaine à une seule phase. Cependant la composition chimique d'un fluide est complexe et son assimilation à un système simple peut conduire à des contradictions. D'autre part, il n'est pas exclu que dans certains cas, l'altération phengitique puisse prendre naissance avant l'ouverture du système.

On peut penser que le potentiel économique d'un gisement de type porphyre cuprifère dépend en partie de la qualité de l'ébullition (démixtion liquide-vapeur) des fluides minéralisateurs conduisant à une concentration de leur contenu métallique. Cette démixtion s'effectue à la suite d'un abaissement subit de la pression lors de la fracturation, et la localisation du phénomène sur un diagramme P-T est tributaire de la position de la courbe d'ébullition (salinité du fluide) et de son intersection avec des valeurs soit de la température soit de la pression de la phase fluide. Si la caractérisation du fluide piégé dans les inclusions reste le moyen le plus direct de l'appréhension du phénomène, on constate néanmoins que la cristallogéochimie de certaines phases silicatées lui est dépendante et que son étude est susceptible d'apporter des renseignements concernant son état.

## 9.2. Minéralisations hypogènes des gisements du batholite de Guichon Creek, leur comparaison avec des minéralisations type porphyre cuprifère de la « suite alcaline » (Copper Mountain) et leurs conditions de genèse

### 9.2.1. Composition minéralogique

Les constituants majeurs des minéralisations étudiées sont : pyrite, chalcopryrite et bornite. Cependant, dans des zones à minéralisation riche, la pyrite devient rare et la bornite accompagnée de chalcopryrite prédomine. Les structures montrent avec certitude que la pyrite a cristallisé avant la chalcopryrite, cimentant souvent ses cristaux fracturés (planche IX, photo 7). On constate que les zones riches en pyrite le sont également en chalcopryrite par rapport à la bornite. Dans certains gisements, une zonalité due à la distribution spatiale de ces trois constituants majeurs a été mise en évidence; tel est le cas, par exemple, du gisement de Highmont (A.J. REED et J.L. JAMBOR, 1976). Ces modifications dans la composition des minéralisations peuvent s'expliquer par des variations de  $f_{S_2}$  (fig. 81).

Les intervalles de cristallisation de la bornite et de la chalcopryrite se recouvrent comme en témoignent des structures myrmékitiques (planche XI, photo 10) et des exsolutions « en flammèches » de chalcopryrite dans la bornite et *vice versa*, orientées par rapport au cristal-hôte (planche XI, photo 5). Le

recouvrement partiel des intervalles de cristallisation de la bornite et de la chalcopryrite semble caractéristique de la majorité des minéralisations type porphyre cuprifère.

La cristallisation de la molybdénite est incontestablement précoce. En effet, ses cristaux lamellaires, toujours bien développés, sont englobés tant dans la bornite que dans la chalcopryrite (planche XI, photo 1).

La composition chimique de la bornite (analyses à la microsonde électronique) est proche de la stoechiométrie (tableau 26). On note des teneurs en Ag variant de 0,1 à 0,2 % et celles en Te, proches de 0,1 %.

La bornite renferme une riche paragenèse de minéraux en traces en inclusions microscopiques. En premier lieu, il faut citer de la hessite,  $Ag_2Te$ , observée à Lornex, Bethlehem et Copper Mountain.

Les analyses à la microsonde montrent que sa composition est très proche de l'idéalité; des traces de Cu (0,10 atomes par unité formulaire au maximum) apparaissent systématiquement (planche XI, photo 4).

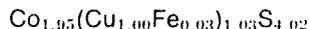
TABLEAU 26. — Analyses à la microsonde électronique des sulfures hypogènes provenant des gisements de Lornex et de Copper Mountain.

	Lornex										Copper Mountain		
	Bornite	Enargite	Luzonite		Tétraédrite – Tennantite				Digenite	Carrollite			
Ag	0,23	—	0,03	0,16	—	0,10	—	0,33	0,28	0,31	Co	38,59	38,11
Hg	—	—	—	0,11	—	0,55	0,78	0,75	0,66	0,44	Ni	0,53	0,40
Au	—	0,10	—	—	0,20	—	—	—	0,14	—	Fe	0,28	0,48
Zn	0,06	—	—	—	6,96	1,27	0,39	1,98	4,83	—	Cu	17,90	18,57
Fe	10,40	0,35	0,82	0,34	0,17	3,15	3,16	2,43	1,03	0,75	S	42,20	41,94
Cu	61,74	47,21	47,01	47,57	38,69	46,79	47,65	46,14	44,03	74,50	$\Sigma$	99,50	99,50
Sb	—	0,00	0,00	0,00	18,80	—	0,11	—	0,05	—			
As	—	20,39	18,90	19,48	6,99	20,57	19,66	20,30	20,89	0,82			
Te	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
S	26,51	32,14	32,83	32,28	26,62	27,24	27,98	27,76	27,41	22,50			
Se	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
$\Sigma$	99,03	100,19	99,59	99,94	98,43	99,67	99,73	99,69	99,32	99,32			

La carrollite,  $\text{Co}_2\text{CuS}_4$ , est également présente, tant dans les gisements de la Highland Valley, en particulier à Lornex, qu'à Copper Mountain. Dans ce dernier gisement, elle contient 0,5 % de Ni; sa composition moyenne peut être exprimée par la formule cristallographique.



(tableau 26). Quant à la carrollite de Lornex elle est exempte de nickel et sa formule s'écrit



(planche XI, photos 3 et 11). D'après J.R. CRAIG *et al.* (1979), ces compositions indiquent une température de cristallisation inférieure à 500 °C.

A Lornex, on observe dans la bornite de fines inclusions de galène. Elles sont également fréquentes à Copper Mountain mais l'étude à la microsonde révèle qu'il s'agit là, en fait, de solutions solides PbS-PbSe (galène-clausthalite) contenant de 20 à 100 % mol. de PbSe; leur teneur en argent varie de 0,2 à 0,4 % en poids. Ces inclusions sont souvent accompagnées de blende en plages indépendantes que l'on peut interpréter comme exsolutions. Leur composition est remarquablement constante, caractérisée par 0,5 % mol. de FeS. Aucune concentration en Se n'a été décélée à la microsonde. Le couple bornite-blende permet, dans ce cas, d'obtenir des données thermométriques (G.K. CZAMANSKE, 1974). La température d'équilibre calculée est de 380 °C à 1 kbar. La  $f_{\text{S}_2}$  déterminée à cette température par le tampon chalcopryrite-bornite + pyrite est égale à  $\log f_{\text{S}_2} = -4$  (fig. 81). A Lornex, la blende se présente en plages indépendantes ou associées à la luzonite. Bien qu'elle n'ait été observée que dans des concentrés de flottation, son association avec la luzonite suggère, compte tenu de la postériorité de cette dernière par rapport à la bornite (*cf.* ci-dessous), que la blende est également plus jeune que  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ . La teneur en fer de la blende de Lornex est très faible, atteignant au maximum 0,1 % mol. FeS. En se référant, à nouveau, au diagramme de G.K. CZAMANSKE (1974), et en estimant la température à 400 °C, on trouve  $\log f_{\text{S}_2} = -3$  environ. Cette valeur correspond bien à la paragenèse observée car, à la température de 400 °C,  $f_{\text{S}_2}$  déterminée est proche de l'équilibre digénite-covellite (P.B. BARTON et B.J. SKINNER, 1967). D'une manière systématique, les analyses à la microsonde montrent de 0,1 à 0,3 % poids de Cu dans la blende de Lornex; quant à Cd, ses teneurs vont de 0 à 0,3 % poids.

Outre ces minéraux cités, la bornite de Copper Mountain renferme la linnéite ( $\text{Co}_3\text{S}_4$ ), la tellurobitmutite ( $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ ), la mélonite ( $\text{NiTe}_2$ ), l'altaïte ( $\text{PbTe}$ ), l'or et l'argent natifs. A Lornex, on a mis en évidence la cobaltite ( $\text{CoAsS}$ ).

Dans ce dernier gisement et à Bethlehem, l'association bornite + chalcopryrite est recoupée par des filonnets à structure complexe contenant luzonite (énargite), digénite, tétraédrite, tennantite et souvent aussi de l'or natif (planche XI, photos 2, 3 et 6). Cette paragenèse, nettement postérieure à la bornite se distingue par son caractère fortement arsénié. L'énargite et la luzonite ont pratiquement des compositions du terme extrême  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$  avec un faible remplacement de Cu par Fe et Ag. Certaines analyses montrent des traces de Hg et Au (tableau

#### PLANCHE XI

##### *Paragenèses sulfurées des gisements du batholite de Guichon Creek et du stock de Copper Mountain*

PHOTO 1. — Agrégats des cristaux de molybdénite (Mo), parfois déformés, entourés par la bornite (Bo). Gisement de Lornex.

PHOTO 2. — Bornite (Bo) recoupée par un filonnet à association de luzonite (Lu) et digénite (D). Dans la bornite, on observe des flammèches de chalcopryrite. Gisement de Lornex.

PHOTO 3. — Cristal subautomorphe de carrollite (Co) dans la bornite (Bo). En bordure de cette dernière on distingue une association de digénite (D) auréolée de cuivre gris (fin liseré) et de luzonite. Gisement de Lornex.

PHOTO 4. — Inclusion de hessite (He) dans la bornite (Bo). Gisement de Lornex.

PHOTO 5. — Flammèches de chalcopryrite (Cp) dans la bornite (Bo) orientées suivant une direction cristallographique. Gisement de Bethlehem.

PHOTO 6. — Inclusions d'or (Au) dans des filonnets de luzonite (Lu) recoupant la bornite (Bo). Gisement de Lornex.

PHOTO 7. — Fractures dans un cristal de pyrite (Py) remplies de chalcopryrite (Cp). Gisement de Lornex.

PHOTO 8. — Bornite (Bo) remplissant des cavités de gangue avec des cristaux automorphes de quartz. Gisement de Bethlehem.

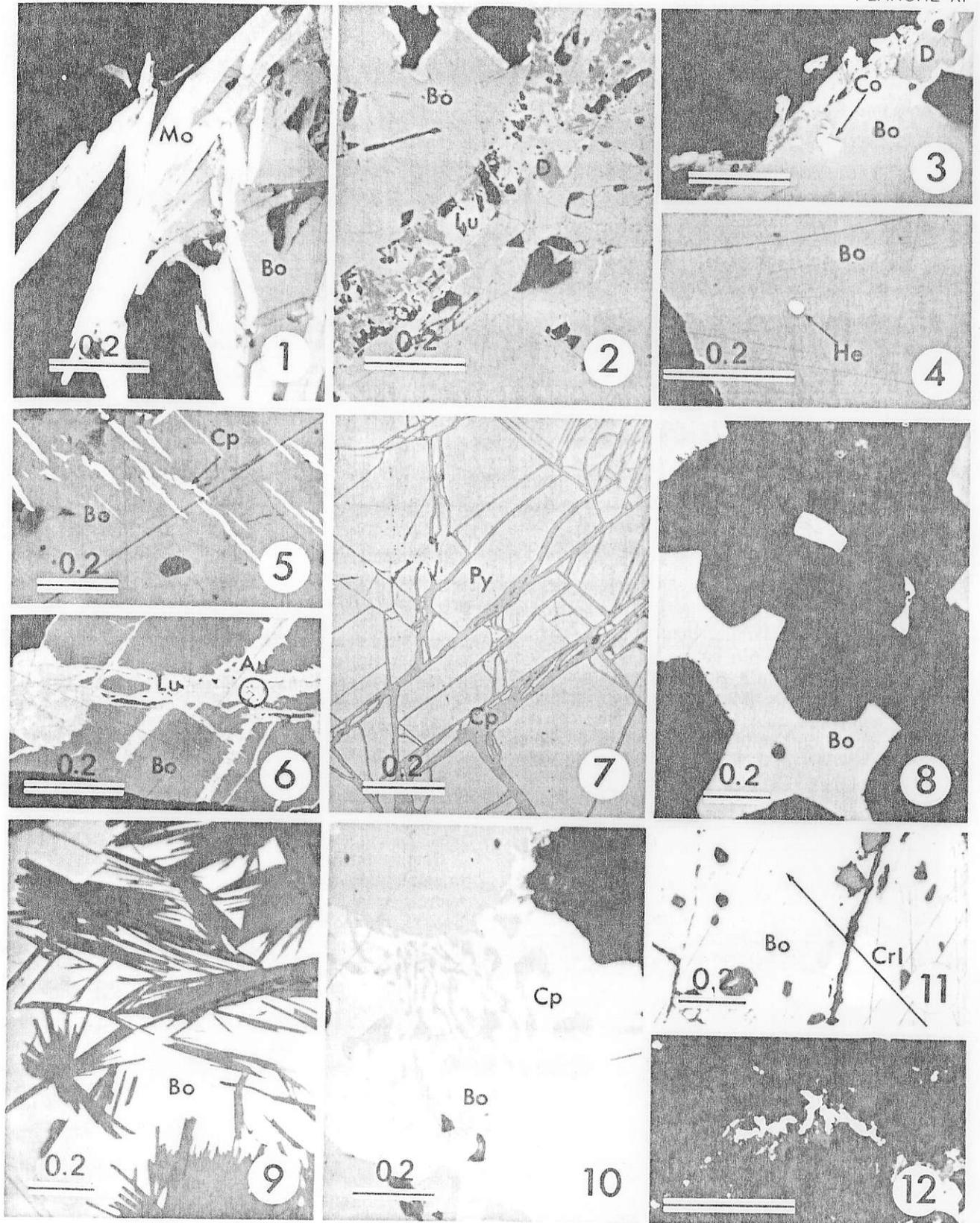
PHOTO 9. — Bornite (Bo) avec des gerbes de phénigite (Ph) antérieure. Gisement de Bethlehem.

PHOTO 10. — Structures myrmékittiques de bornite (Bo) dans la chalcopryrite (Cp). Jericho mines.

PHOTO 11. — Inclusion de carrollite (CrI) dans la bornite (Bo). Copper Mountain.

PHOTO 12. — Plages d'amalgame (blanc) associées au carbonate. Copper Mountain.

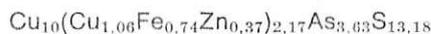
Sections polies, lumière non analysée. La longueur de la barre blanche correspond à 0,2 mm environ.



26). Aucune teneur en Sb n'a été décelée à la microsonde. Cet assemblage prouve que la température minimale de cristallisation était de 320 °C (inversion énargite-luzonite; B.J. SKINNER, 1960; P.B. BARTON et B.J. SKINNER, 1967).

Notons que l'absence de Sb dans la luzonite étudiée va à l'encontre des conclusions de G.P. BERNARDINI *et al.*, (1973) et de F.D. LUCE *et al.*, (1977) sur l'instabilité de la  $Lz_{100}$  à des faibles pressions.

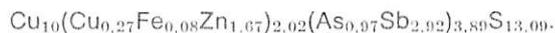
Le chimisme de la tennantite et de la tétraédrite du gisement de Lornex a été examiné à la microsonde (tableau 26). On observe, d'un côté un terme extrême arsénié dont la composition varie de



à



et de l'autre côté une solution solide contenant de 57 à 75 % mol. de tétraédrite :



Les compositions entre 0 et 57 % mol. de tétraédrite n'ont pas été observées dans les échantillons étudiés. Cette lacune fait penser à l'existence d'un solvus dans la série tétraédrite-tennantite à des températures avoisinant 400 °C. La tennantite de Lornex contient systématiquement Hg et dans la plupart des cas Ag (tableau 26). Les teneurs en Fe et Zn sont importantes : le fer devient plus abondant dans la tennantite, tandis que la tétraédrite est riche en zinc. En considérant les proportions de Cu, Fe et (Zn + Hg) sur les deux sites structuraux à Fe et Zn (M. CHARLAT et C. LEVY, 1974), on s'aperçoit qu'à la différence des cuivres gris de composition habituelle, les phases étudiées se distinguent par un rapport (Cu/Fe) du nombre d'atomes occupant ces sites, supérieur à 1 (fig. 82). Compte tenu de la complexité des solutions solides de la série tennantite-tétraédrite aucune explication ne peut être proposée à l'état actuel de nos connaissances.

A proximité des filonnets de luzonite, la bornite se transforme partiellement en idaïte. Quant à la digénite, son chimisme reflète une coexistence avec la luzonite et la tétraédrite-tennantite; en effet, elle renferme de faibles teneurs en As, Fe, Ag et Hg (tableau 26). Un amalgame de composition ( $Ag_{0,58}Au_{0,29}Hg_{0,13}$ ) a été mis en évidence à Copper Mountain (planche XI, photo 12).

Cette description paragénétique fait apparaître qu'outre des éléments majeurs, Cu, Fe, S, (Mo), les minéralisations type porphyre cuprifère englobent toute une série d'éléments en traces minéralogiquement exprimés. Il s'agit en particulier des éléments volatils, tels que Hg, Bi, As, Sb, Se, Te, accompagnés de Au, Ag, Co, Ni, Pb et Zn.

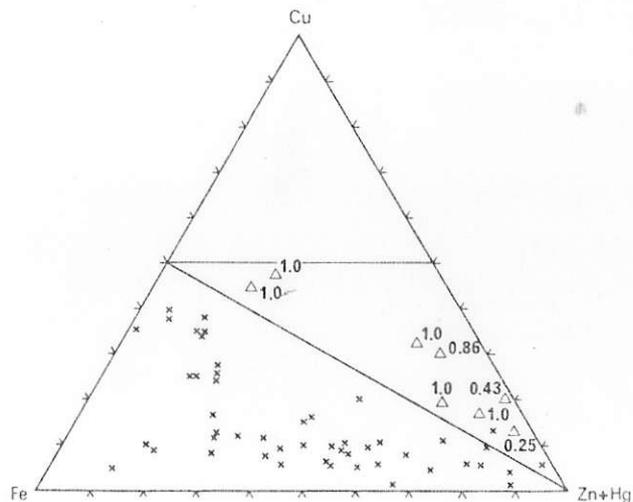


Fig. 82. — Variation du nombre d'atomes d'éléments présents sur le site à (Fe, Zn) de la structure de tétraédrite-tennantite. Les cuivres gris du gisement de Lornex sont représentés par des triangles (le rapport  $As/(Sb + As)$  est indiqué). Les croix correspondent à la composition des cuivres gris provenant des gisements les plus divers (M. CHARLAT et C. LEVY, 1974).

Il est intéressant de noter que la comparaison des minéralisations liées à des complexes plutoniques ayant des affinités différentes (calco-alcaline et « alcaline ») ne révèle pas de particularités propres à chaque groupe de porphyres cuprifères mais elle aboutit au contraire à un ensemble paragénétique constituant un dénominateur commun dont les caractéristiques chimiques sont fort probablement inhérentes à la source métallogénique.

### 9.2.2. Conditions de genèse

Comme on l'a déjà mentionné dans le chapitre 6, le dépôt des sulfures est précédé d'une altération hydrothermale à phengite, quartz et calcite (planche XI, photos 8 et 9). Dans les zones à sulfures, l'hématite apparaît parfois en quantité abondante (gisement de Bethlehem), disséminée dans le quartz et nettement antérieure à la bornite qui la recoupe et remplace. La présence de l'hématite, coexistant avec la phengite et la calcite, détermine à 400 °C, le  $\log f_{O_2} = -21$  et  $\log f_{S_2} = -4,2$  (M.J. OSATENKO et M.B. JONES, 1976) (fig. 83). Ensuite, la  $f_{S_2}$  du fluide a augmenté sans que le pH ait changé considérablement. Cette augmentation de  $f_{S_2}$  correspond à la cristallisation de pyrite + chalcopyrite suivie de celle de chalcopyrite + bornite. On remarque qu'à température constante, les sulfures coexistants postérieurs indiquent une fugacité en soufre

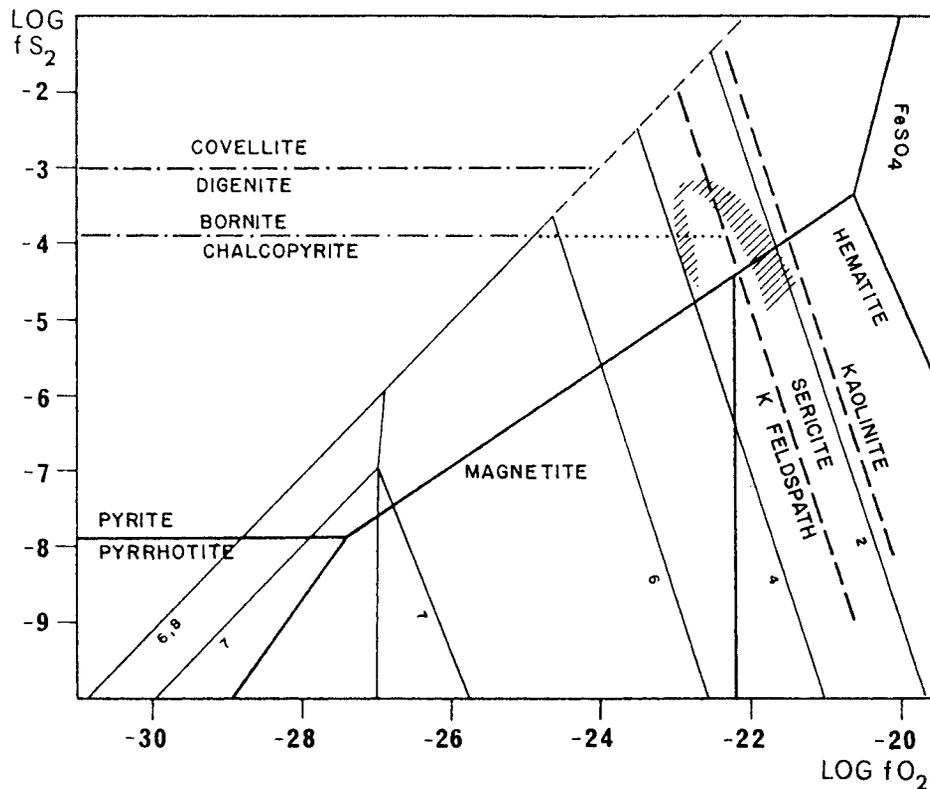


Fig. 83. — Diagramme de stabilité des phases du système Cu-Fe-S-O à 400 °C, avec des valeurs de pH et des domaines de : séricite, feldspath potassique et kaolinite. La zone hachurée représente schématiquement l'évolution possible d'un système hydrothermal de porphyre cuprifère du batholite de Guichon Creek (d'après M.B. JONES, 1975, légèrement modifié); [S] = 0,1 m, [K<sup>+</sup>] = 4 m.

de plus en plus élevée (bornite - digénite - idaïte). On sait, par ailleurs, qu'entre le dépôt de la bornite et de l'énargite, la diminution de la température a dû être inférieure à 80 °C environ. Cependant, la fugacité en soufre commençait à baisser au moment de la cristallisation de l'énargite, car à 320 °C (température d'inversion énargite-luzonite),  $\log f_{S_2}$  du tampon luzonite-tennantite est de -8 (T. URABÉ 1974).

Les structures observées en sections polies font apparaître deux épisodes de fracturation qui ont interrompu la cristallisation des sulfures, le premier étant situé après la cristallisation de la pyrite et de la molybdénite, le deuxième après le dépôt principal de la bornite. Ces deux épisodes traduisent une ouverture progressive et répétée du système hydrothermal.

suggèrent que les paramètres, tels que  $f_{O_2}$  et/ou pH, étaient tels que des légères variations de leurs valeurs n'entraînaient pas de variations sur la composition isotopique des espèces minérales. C'est spécialement le cas lorsqu'à température donnée les  $f_{O_2}$  sont moyennes et les pH reflètent des conditions de légère acidité. A Cerro Verde-Santa Rosa, la stabilité des phengites en excès de quartz nécessite des pH dans l'intervalle 3,5-5,5 (J.W. MONTAYA et J.J. HEMLEY, 1975) et les paragenèses sulfurées définissent des  $f_{S_2}$  et  $f_{O_2}$  moyennes (cf. 9.1.2.) et parfaitement tamponnées.

Les prépondérances de l'espèce  $H_2S$  sur  $SO_4^{2-}$  est aussi particulièrement bien visible sur la figure 88 : les compositions isotopiques des pyrites ne varient pas et celles des anhydrites s'ajustent en montrant un fractionnement dépendant seul de la température. Les droites de régression passant par les points représentant les compositions isotopiques des pyrites et des anhydrites en fonction des fractionnements mesurés entre les deux espèces coexistantes, convergent (avec des coefficients de corrélation de 0,98) vers une valeur identique pour un fractionnement nul ( $\Delta^{34}S$  (anhydrite-pyrite) = 0 à température de la source) soit 6,16‰. La minéralisation, à ce stade, semble s'être réalisée à partir d'un soufre de composition originelle de + 6‰ vs. CDT.

Il est intéressant de constater que C.W. FIELD et L.B. GUSTAFSON (1976) arrivent à une valeur identique (+ 6‰) pour le  $\delta^{34}S_{S_{28}}$  à El Salvador (Chili), où les sulfures et les sulfates ont respectivement des valeurs négatives et positives  $\delta^{34}S$ , avec un rapport  $SO_4^{2-}/H_2S$  important.

Ce soufre initial enrichi en  $^{34}S$  diffère de celui trouvé en général en association avec les gisements d'origine « profonde » (manteau ou croûte profonde) des cordillères (M.L. JENSEN, 1971; Z. JOHAN *et al.*, 1977) dont les compositions sont proches de 0‰, communément acceptés comme représentant la valeur du soufre « magmatique » hydrothermal (R.O. RYE et H. OHMOTO, 1974).

Le soufre contenu dans les roches du batholite de La Caldera (750 p.p.m. pour les termes basiques, 50 p.p.m. pour les granodiorites), dans lequel est situé le gisement, possède, lui aussi, un enrichissement en  $^{34}S$  (+ 2‰ à + 5‰, tableau 29).

Bien que la composition du soufre des tholites abyssales (+ 0,3‰ à + 1,6‰, K. KANEHIRA *et al.*, 1973) semble représenter la composition du soufre mantellique, il n'est pas rare de rencontrer des compositions de soufre enrichies en  $^{34}S$  dans des environnements kimberlitiques (L.N. GINENKO et A.V. UKHANOV, 1977), de complexes basiques (A. SASAKI, 1969; H.P. SCHWARCZ, 1973), de granitoïdes (M.L. COLEMAN, 1977; S. ISHIHARA et A. SASAKI, 1978; A. SASAKI et S. ISHIHARA, 1979), pouvant dériver du manteau supérieur. A Cerro Verde-Santa Rosa on peut voir que le soufre impliqué dans les phénomènes hydrothermaux n'est pas significativement enrichi en  $^{34}S$  par rapport à celui qui est contenu dans les roches ignées des encaissants, ce qui ne permet pas de trancher en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses sur son origine : magmatique génétiquement lié à la mise en place des phases porphyriques ou bien magmatique des encaissants et remobilisé lors de la mise en place des corps porphyriques ?

Les facteurs qui tendraient à enrichir en  $^{34}S$  le soufre mantellique ou crustal profond engagé dans des processus de différenciation magmatique et de redistribution des éléments à des niveaux supercrustaux ne sont pas encore connus : contamination par du soufre océanique ?, enrichissement en  $^{34}S$  dans les fluides lors de l'individualisation d'une phase fluide précoce ?, enrichissement en  $^{34}S$  dans la phase vapeur lors de la démixtion liquide-vapeur ?

De nombreuses données expérimentales manquent encore et on ne saurait présager de l'origine précise du soufre impliqué dans la minéralisation de Cerro Verde-Santa Rosa, sur la seule connaissance des compositions isotopiques des espèces minérales.

#### 10.4. Etude des compositions isotopiques du soufre dans les gisements associés au batholite de Guichon Creek ; comparaison avec Copper Mountain Stock

Dans le chapitre précédent nous avons conclu que la paragenèse des minéralisations du type porphyre cuprifère du batholite calco-alcalin de Guichon Creek est comparable, y compris les minéraux

en traces, à celle des gisements développés autour du stock alcalin de Copper Mountain (K.C. FAHRNI *et al.*, 1976). Etant donné que cette conclusion laisse entrevoir le même type de source métallogénique

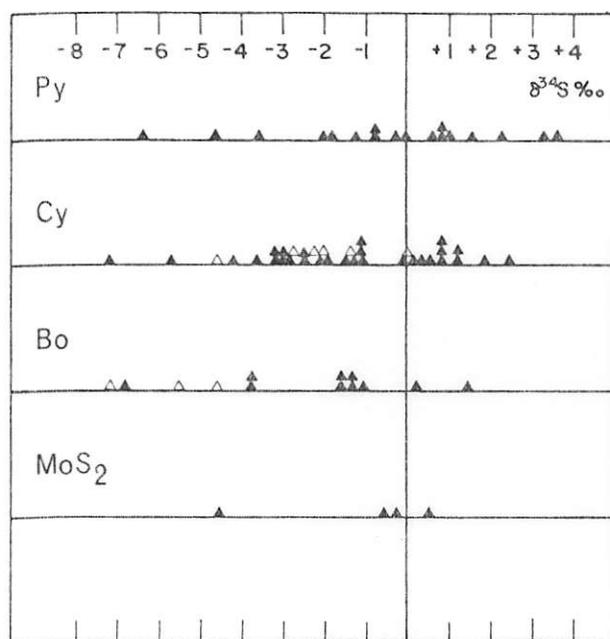


Fig. 91. — Compositions isotopiques des sulfures des gisements du batholite de Guichon Creek (▲) et du stock de Copper Mountain (△).

pour les porphyres cuprifères de la lignée alcaline et calco-alcaline, il convient de comparer leurs compositions isotopiques en soufre.

Les résultats obtenus sur minéraux triés sont contenus dans le tableau 31 et représentés graphiquement sur la figure 91. Une très forte variation des valeurs ressort de cette figure, bien que le fractionnement  $Py > Cy > Bo$  prévu par la théorie soit respecté. La composition isotopique moyenne de la pyrite ( $n = 18$ ) de Guichon Creek est de  $-0,43 ‰$  ( $s = 2,63$ ), celles de la chalcopirite ( $n = 33$ ) et de la bornite ( $n = 9$ ) étant respectivement égales à  $-1,41 ‰$  ( $s = 2,16$ ) et  $-2,08 ‰$  ( $s = 2,45$ ). Trois mesures seulement ont été effectuées sur la molybdénite du gîte de Highmont dont la moyenne est de  $-0,17 ‰$  ( $s = 0,58$ ).

En ce qui concerne le stock de Copper Mountain, pour lequel le nombre de déterminations est plus restreint, on obtient les enrichissements isotopiques moyens suivants : pyrite ( $n = 5$ )  $-1,16 ‰$  ( $s = 1,52$ ); chalcopirite ( $n = 6$ )  $-2,25 ‰$  ( $s = 1,49$ ); bornite ( $n = 3$ )  $-5,7 ‰$  ( $s = 1,27$ ).

Ces valeurs, proches de  $0 ‰$ , sont caractéristiques des porphyres cuprifères de la Cordillère nord-américaine (M.L. JENSEN, 1971; C.W. FIELD *et al.*, 1971), et suggèrent une origine profonde, mantellique, pour le soufre. Notons que cette composition isotopique « primitive » du soufre est en bon accord avec un faible rapport initial  $^{87}Sr/^{26}Sr$  du batholite de Guichon Creek (V. PRETO *et al.*, 1979; *cf.* chapitre 3.2.).

L'appauvrissement relatif en  $^{34}S$  peut résulter d'un fractionnement isotopique entre  $S^{2-}$  et  $SO_4^{2-}$  à partir d'une composition initiale à  $\delta^{34}S_{\Sigma S} \sim 0 ‰$  (H. OHMOTO, 1972). En effet, la composition isotopique des sulfates associés à la minéralisation de Valley Copper varie de  $+11,76 ‰$  (anhydrite) à  $15,22 ‰$  (gypse) (M.J. OSATENKO et M.B. JONES, 1976). Par ailleurs, nos mesures révèlent que dans certains échantillons de Valley Copper, la pyrite a une composition isotopique proche de  $0 ‰$ , tandis que dans d'autres cas, son  $\delta^{34}S$  devient fortement négatif (jusqu'à  $-4,7 ‰$ ). Ces variations peuvent traduire l'augmentation de  $m_{SO_4^{2-}}$  dans le fluide hydrothermal, postérieure à la cristallisation de la pyrite précoce, laquelle analysée à Lornex (échantillon 3-3, tableau 31), présente de nouveau une composition isotopique proche de zéro, égale à  $-0,8 ‰$ . La complexité des paragenèses étudiées, issues des épisodes qui ont donné naissance à plusieurs générations de phases majeures (pyrite, chalcopirite) cristallisant à partir d'un fluide dont la composition évoluait progressivement, doit conduire à des variations importantes dans la composition isotopique des sulfures et à des déséquilibres isotopiques apparents lorsque l'on compare des sulfures appartenant à deux épisodes différents.

Ceci rend difficile une exploitation thermométrique des données obtenues. La température calculée à partir des moyennes de  $\delta^{34}S$  de la pyrite et de la chalcopirite est de  $405 ^\circ C$  pour Guichon Creek et de  $370 ^\circ C$  pour Copper Mountain (Y. KAJIWARA et H.R. KROUSE, 1971), valeur en excellent accord avec la température ( $380 ^\circ C$ ), calculée pour l'équilibre bornite-blende (chapitre 9). De plus, trois paires Py-Cy provenant des gisements de Highmont, Fiddler et Bethsaida Claims ont été exploitées, donnant des températures de  $327^\circ$ ,  $294^\circ$  et  $477 ^\circ C$ . A la suite de ces résultats, il apparaît que les systèmes hydrothermaux ayant donné naissance aux minéralisations du batholite de Guichon Creek et du stock de Copper Mountain ont été caractérisés par des températures voisines, proches de  $400 ^\circ C$ .

TABLEAU 31. — Compositions isotopiques de S des sulfures du batholite de Guichon Creek et de Copper Mountain stock.

Gisement ou prospect	Echantillon	$\delta^{34}\text{S} \text{‰}$		V. S. CDT		
		Py	Cy	Bo	Cu <sub>2</sub> S	MoS <sub>2</sub>
GUICHON CREEK						
LORNEX	3,3	- 0,8	- 1,1			
	3,5		+ 2,4	+ 1,4		
HIGHMONT	24		+ 0,8	+ 0,2		- 0,6
	69-195-83	+ 2,3				- 0,4
	69-195-88	+ 1,6	- 3,1			+ 0,5
VALLEY COPPER	37-1		- 1,1			
	61683	- 0,8				
	61686	- 3,6				
	L25-649	- 4,7	- 4,2			
J.A.	V8A-774	+ 0,8	+ 0,5			
	V6A-552	- 0,3	+ 0,1			
	V71,6-757		+ 1,2			
	V6-557		+ 1,2			
	V41-1096		- 1,0	- 1,2		
	V72,79-950	+ 1,0				
ALWIN (O.K. Mine)	1	- 2,0	- 2,4	- 1,4		- 1,3
	2		- 1,8	- 1,6		- 2,0
BETHSAIDA CLAIMS	1	- 1,2	- 2,0			
	2		- 1,3			
KRAIN	73-1-755	+ 3,3				
SOUTH SEAS (brèche)	12-2		0,0			
CHATAWAY	46-3		- 7,2	- 3,8		
	47-2		- 2,9			
	47-3		- 3,1			
	1		- 3,7	- 3,8		
BETHLEHEM (Jersey)	4-9		- 2,5			
	4-11		- 3,2			
JERICHO	1		- 2,1	- 1,6		
	41-3					- 0,6
KATHLEEN			- 2,5			
YUBET	44-1		- 5,7	- 6,9		
TROY SILVER		+ 3,6	+ 1,9			
FIDDLER	5		- 1,1			
	1		+ 0,2			
	3	- 1,9				
	4	+ 0,0				
	74.42	+ 0,6				
CRAIGMONT	1	- 6,4	- 2,0			
COPPER MOUNTAIN						
INGERBELLE	73-1	- 2,5	- 2,4			
	73-3		- 2,3			
FRISCO CLAIM	8-1	+ 1,2				
PIT N° 6	51	- 0,9	- 0,1			
"	53-2					- 5,5
Brèche	30-2		- 2,7			
PIT N° 6	10	- 2,5	- 4,6			
"	31-1	- 1,1	- 1,4			
PIT N° 7						- 4,6
GABBRO						- 7,1

Py-pyrite, Cy-chalcopryite, Bo-bornite, Cu<sub>2</sub>S-digénite, MoS<sub>2</sub>-molybdénite.

## 10.5. Conclusions

L'étude des isotopes du soufre confirme les estimations des températures contrôlant les phénomènes d'altération-minéralisation établies à la suite de l'étude des inclusions fluides ou celle des équilibres thermodynamiques entre les sulfures coexistants. Elle montre bien que la minéralisation s'est effectuée dans des intervalles restreints de  $f_{S_2}$ ,  $f_{O_2}$  et de pH.

Elle permet de voir que la composition du soufre initial était proche de 0‰ dans les minéralisations

de la Cordillère canadienne ce qui conduit à envisager, dans ce cas, une origine mantellique du soufre. Par contre à Cerro Verde-Santa Rosa l'étude suggère une composition initiale de soufre égale à +6‰ vs. CDT. Ce résultat pose avec acuité le problème de l'origine du soufre et indirectement celui du stock métal : croûte profonde ou manteau supérieur ? participation du plancher océanique ?

## Conclusions

par

Z. JOHAN\*

### 11.1 Série magmatique et son évolution

#### 11.1.1. Principales caractéristiques géochimiques des complexes granitoïdes à gisements type porphyre cuprifère.

Il serait prématuré de chercher dans nos conclusions la définition d'une « lignée magmatique fertile » donnant naissance aux gisements type porphyre cuprifère, par opposition à une « lignée stérile ». Il est en effet improbable qu'il existe, *a priori*, des sources magmatiques dotées d'une potentialité métallogénique dès leur naissance. Les connaissances accumulées au cours de la dernière décennie font apparaître clairement que la « spécificité métallogénique » d'un magma dépend principalement du contexte géodynamique qui engendre sa formation et de l'évolution ultérieure des liquides magmatiques. Cette dernière est stimulée par des conditions physico-chimiques du milieu qui peuvent provoquer, de temps à autre, des « accidents de parcours » à conséquences métallogéniques, par exemple, l'individualisation d'une matte sulfurée immiscible ou d'une phase fluide enrichie en métaux. Autrement dit, deux batholites qui prennent naissance dans le même contexte géotectonique et qui pénètrent un environnement identique, ne sont pas nécessairement tous les deux fertiles, bien que le contexte géotectonique, lui-même, puisse être favo-

rable au développement des liquides à potentialité métallogénique. Notons par ailleurs, qu'outre le schéma invoquant le transport et la concentration des métaux incorporés au magma dès son origine, on peut envisager la configuration où le corps intrusif ne joue qu'un rôle d'une source de chaleur qui crée un circuit convectif lixiviant le contenu métallique des roches environnantes.

Ce deuxième modèle génétique, dit « convectif », a été évoqué pour les gisements type porphyre cuprifère par D.E. WHITE (1968), D.L. NORTON (1969). Les interprétations des études isotopiques de l'oxygène et d'hydrogène ont conduit S.M.F. SHEPPARD *et al.* (1971), S.M.F. SHEPPARD et L.B. GUSTAFSON (1976) à envisager l'interaction des fluides magmatiques avec des eaux météoriques.

Les résultats exposés dans ce mémoire nous amènent à opter pour le modèle « orthomagmatique » quant à l'origine des minéralisations étudiées. On constate une convergence des données sur l'évolution magmatique des batholites de La Caldera et de Guichon Creek, situés près des deux extrémités de la Cordillère péri-pacifique. Cette convergence est d'autant plus surprenante que le contexte géotectonique de ces deux batholites n'est pas exactement le même. En effet, alors que le complexe plutonique de Guichon Creek fait partie de l'« Intermontane belt » dont l'environnement est celui des arcs insulaires (H. GABRIELSE et J.E. REESOR,

\* Groupement d'Intérêt Scientifique, B.R.G.M. - C.N.R.S., Orléans.

1974), le batholite de La Caldera, appartenant au batholite côtier andin, s'est mis en place dans une marge continentale active (J. COBBING, 1976).

Les séries calco-alcalines constituant les deux batholites étudiés présentent les caractéristiques géochimiques des liquides magmatiques d'origine mantellique.

Leurs rapports initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont faibles, comparables aux volcanites des arcs insulaires (Guichon Creek) ou compatibles avec une certaine influence crustale qui augmente légèrement le rapport initial des plutonites de la marge continentale active (La Caldera). Son évolution conduit à des valeurs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de plus en plus élevées, comme l'ont démontré R.W. KISTLER et Z.E. PETERMAN (1978). Notons à ce sujet, que les intrusions granitoïdes d'Arizona auxquelles sont associés les gisements type porphyre cuprifère et qui, éloignées de l'axe de la Cordillère péri-pacifique du côté de la marge continentale (R.W. KISTLER et Z.E. PETERMAN, 1978), sont effectivement caractérisées par un rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,707, nettement plus élevé que celui des plutonites d'arcs insulaires (S. MOORBATH *et al.*, 1967).

Il apparaît par conséquent que les complexes calco-alcalins à porphyres cuprifères sont liés tant au contexte des arcs insulaires que des marges continentales actives. Les valeurs du rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  excluent l'origine crustale des liquides ayant donné naissance à ces complexes. Il ne fait pas de doute que leur genèse doit être recherchée dans les processus de génération des magmas survenant dans le domaine mantellique, à partir d'une source à faible rapport Rb/Sr. Les intrusions minéralisées présentent les rapports initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  se situant entre 0,703 et 0,707. Comme l'ont déjà mentionné S.E. KESLER *et al.* (1977), il n'existe aucune différence entre les rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , des intrusions minéralisées et stériles situées dans le même contexte géologique.

Par leur rapport Rb/Sr, les intrusions avec gisements type porphyre cuprifère sont très proches des liquides andésitiques (voir fig. 33 et 34). Ce rapport se situe pour la majorité des complexes entre 0,01 et 0,1; pour ceux mis en place dans une marge continentale active, présentant souvent une tendance shoshonitique (ce qui est par exemple le cas du batholite de La Caldera), le rapport Rb/Sr varie de 0,1 à 0,4. En valeurs absolues, les concentrations en strontium (en roche totale) sont proches ou supérieures à 300 p.p.m., celles en rubidium varient de 10 à 100 p.p.m. (fig. 34).

Ces teneurs, compatibles avec les liquides andésitiques, sont nettement plus fortes que celles caractérisant les basaltes tholéitiques ou les « high-alumina basalts » (P. JAKES et A.J.R. WHITE, 1972).

Nous constatons que les gisements type porphyre cuprifère sont exclusivement associés aux complexes granitoïdes appartenant à la lignée calco-alcaline. Ainsi, la compréhension de leur genèse se trouve en grande partie étroitement liée aux processus engendrant la formation des liquides calco-alcalins (andésitiques) dans le manteau supérieur, processus qui demeurent malheureusement encore non élucidés. Les pétrologistes s'accordent sur l'importance du rôle de  $\text{H}_2\text{O}$  dans la genèse des liquides andésitiques, eau qui serait introduite dans le manteau par la plaque descendant le long du plan de Benioff. En effet, l'existence d'une zone de subduction semble inhérente à la formation des andésites qui sont particulièrement abondantes dans le contexte géotectonique des arcs insulaires. Des hypothèses envisageant une fusion partielle de la croûte océanique en subduction (R.H. SILLITOE, 1972) se heurtent à des températures trop élevées des solidus du système basalte +  $\text{H}_2\text{O}$  pour les pressions estimées dans la zone de subduction. Cependant, on doit admettre une déshydratation de la partie supérieure de cette zone. Ceci a amené B.O. MYSEN (1978) à proposer une hypothèse selon laquelle les andésites se formeraient à partir d'une péridotite à spinelle dont la composition originelle serait transformée par suite d'une interaction avec la phase fluide issue de la déshydratation de la croûte océanique en subduction.

Les implications métallogéniques d'un tel mécanisme sont considérables. En effet, la présence des fluides au niveau de la source magmatique permet d'envisager, avant même que la fusion de la péridotite à spinelle ait lieu, un transfert d'éléments volatils et de certains éléments métalliques en phase fluide et l'enrichissement de la péridotite à spinelle en ces éléments au cours d'une métasomatose précédant la fusion. On pourrait ainsi aboutir à des liquides enrichis en Cu, Mo, Cl, S,  $\text{CO}_2$ , B, Na, ... Ce processus permettrait non seulement d'expliquer une forte potentialité métallogénique des zones à magmatisme induit par la zone de subduction mais également de comprendre un comportement antinomique de certains métaux (par exemple W par rapport à Cu).

Nous avons vu que les concentrations en éléments en traces dans les roches des batholites étudiés coïncident avec celles données pour les andésites. Soulignons en particulier le rapport Pb/Cu, inférieur à 1, qui permet de distinguer sans ambiguïté ces liquides d'origine mantellique de ceux résultant d'une fusion crustale. Le rapport Pb/Cu de ces derniers est systématiquement supérieur à 1, pouvant atteindre 10 et plus. Ainsi, les complexes granitoïdes porteurs de minéralisations type porphyre cuprifère doivent être considérés

comme les équivalents plutoniques des andésites qui leur sont d'ailleurs toujours associées.

Le fait que les minéralisations porphyre cuprifère paraissent liées au magmatisme calco-alkalin restreint leur présence à des arcs insulaires évolués. En effet, bien qu'il soit critiqué (R.J. ARCULUS et R.W. JOHNSON, 1978), le schéma de l'évolution magmatique des arcs avec un volcanisme d'affinité tholéitique suivi d'un volcanisme calco-alkalin, semble valable en dépit de nombreuses exceptions. Ainsi d'après S.E. KESLER *et al.*, (1977), certaines diorites et diorites quartziques précoces de l'arc de Panama ont une affinité tholéitique ce qui explique leur stérilité par rapport à l'épisode tardif calco-alkalin.

Le batholite de La Caldera se distingue par une évolution shoshonitique conduisant à des rapports Rb/Sr de plus en plus élevés dans les liquides successifs. Cette évolution, caractéristique des batholites andins, a été également observée dans plusieurs arcs insulaires où elle apparaît surtout lors des phases magmatiques tardives. Nous avons pu mettre en évidence que la « lignée shoshonitique » peut résulter d'une différenciation d'un liquide andésitique par cristallisation fractionnée à taux de cumulation de plagioclase très élevé par rapport aux ferromagnésiens et oxydes de fer et de titane. Il semble donc que l'apparition d'une tendance shoshonitique traduit uniquement des conditions particulières de différenciation d'un liquide andésitique ordinaire, plutôt que l'évolution d'un « magma shoshonitique » distinct.

En conclusion, le magmatisme donnant naissance aux gisements type porphyre cuprifère est d'affinité calco-alkaline. Son chimisme majeur, à tendance tonalitique et monzonitique prononcée, et son contenu en éléments en traces montrent qu'il s'agit de liquides andésitiques différenciés et cristallisés dans des conditions plutoniques. L'origine de ces liquides est incontestablement mantellique et leur mise en place conditionnée par la proximité d'une zone de subduction ce qui limite leur présence à l'environnement des arcs insulaires et des marges continentales actives. Nous ne pouvons de ce point de vue que confirmer les traits essentiels du modèle de R.H. SILLITOE (1972).

L'importance du rôle joué par le contexte géotectonique dans la métallogénèse est bien illustrée par l'évolution observable dans la Cordillère canadienne. Alors que la plupart des gisements type porphyre cuprifère sont cantonnés dans l'« Intermontane belt » à complexes granitoïdes d'âge Trias supérieur - Jurassique inférieur mis en place dans les arcs insulaires, l'« Omineca belt » situé plus à l'Est, avec de nombreux batholites d'âge Crétacé dont les rapports initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  élevés témoi-

gnent d'une origine crustale, est caractérisé par la présence d'importants gisements de tungstène (H. GABRIELSE et J.E. REESOR, 1974). L'affinité mantellique du cuivre opposée à l'affinité crustale du tungstène est évidente.

### 11.1.2. Conditions de mise en place des batholites porteurs de minéralisations type porphyre cuprifère

Les stocks batholitiques minéralisés se distinguent par l'abondance de roches à texture porphyrique marquée par un développement automorphe de plagioclase dès les stades les plus précoces et par une nette tendance à l'automorphisme du quartz dans les phases intrusives tardives. Les relations de ces stocks avec leur environnement géologique montrent qu'ils se sont mis en place à faible profondeur, dans des conditions sub-volcaniques. Ainsi, dans la Cordillère canadienne, les intrusions de l'« Intermontane belt », dont le batholite de Guichon Creek fait partie, ont été atteintes par l'érosion dès le Jurassique inférieur (H. GABRIELSE et J.E. REESOR, 1974). Certaines intrusions (Iron Mask près de Kamloops, Colombie britannique, par exemple) sont péné-contemporaines des roches volcaniques qui leur sont associées. Cette simultanéité des batholites et de leur enveloppe constituée par une pile volcanique cogénétique est une caractéristique principale de ces stocks sub-volcaniques qui peuvent être par conséquent considérés comme les parties profondes des édifices volcaniques andésitiques. Lorsque ces intrusions n'ont pas été segmentées, ce qui est malheureusement le cas de la zone étudiée du batholite côtier andin, elles forment généralement un dôme enraciné sur une zone tectonique majeure.

### 11.1.3. Différenciation des batholites minéralisés en porphyres cuprifères

Nous avons pu démontrer que les liquides magmatiques ayant donné naissance à ces complexes granitoïdes étaient fortement enrichis en eau et que la différenciation s'est effectuée dans des conditions de fugacité d'oxygène élevée.

L'ampleur de la différenciation varie d'un complexe à l'autre mais on a toujours affaire à un ensemble assez fortement différencié comprenant

souvent des termes gabbroïques et évoluant vers des diorites quartziques et des granodiorites. Tel est le cas des deux batholites étudiés faisant l'objet de ce mémoire. Dans un souci de complétude, rappelons que certains stocks peuvent présenter des affinités alcalines (cas de Copper Mountain en Colombie britannique).

La présence des cumulats, mis en évidence tant dans le complexe intrusif de La Caldera que dans le batholite de Guichon Creek, témoigne de l'évolution des liquides par cristallisation fractionnée.

La différenciation s'est effectuée dans une chambre magmatique profonde et les liquides magmatiques de plus en plus évolués ont été successivement injectés au niveau intrusif. La différenciation *in situ*, à ce niveau, est insignifiante, ne conduisant qu'à la formation des faciès plus mélanocrates d'extension limitée.

Le plagioclase est systématiquement la phase stable au liquidus. Comme le font suggérer les récurrences de zonage des cristaux de plagioclase, ceux-ci ont été transportés dans le magma jusqu'au niveau intrusif où ils continuaient de croître. Il en était probablement de même pour les ferromagnésiens (biotite, amphibole) dont la cristallisation fut précoce par suite d'une forte pression partielle de H<sub>2</sub>O.

Les modèles font apparaître des variations dans la composition des cumulats qui permettent d'expliquer la tendance shoshonitique mentionnée plus haut et observée pour le complexe de La Caldera. Cette tendance semble due à une cumulation de plus en plus prédominante de plagioclase par rapport aux phases ferromagnésiennes, contrairement à l'évolution du batholite de Guichon Creek où la teneur en plagioclase des cumulats successifs demeure relativement constante.

Ces variations de la composition des cumulats ont des répercussions sur la concentration de certains éléments en traces dans les liquides magmatiques, en particulier de Sr, Rb, Ba et bien sûr, sur leur composition majeure, notamment sur le rapport K/Na. Les causes de ces évolutions différentes sont, pour la plupart, imparfaitement connues. Une d'entre elles peut être la variabilité de la teneur en eau des magmas. En effet, une teneur élevée favorise la réaction des pyroxènes cumulatifs avec le liquide conduisant à la formation d'une amphibole. La stabilisation de cette dernière devient impossible à des faibles teneurs en H<sub>2</sub>O du bain (J.L. RITCHEY et D.H. EGGLER, 1978).

De toute façon l'apparition d'une tendance shoshonitique ne semble pas avoir de conséquences négatives sur la potentialité métallogénique des complexes granitoïdes, comme le montrent les cas exposés dans ce mémoire.

En situant les minéralisations type porphyre cuprifère dans ces séries différenciées, on constate qu'elles sont systématiquement liées aux phases porphyriques tardives, felsiques et très évoluées par rapport aux liquides primitifs.

Ceci implique qu'outre l'origine mantellique des magmas engendrés par la zone de subduction, la condition inhérente à la genèse des gisements type porphyre cuprifère est une différenciation par cristallisation fractionnée de ces magmas andésitiques, différenciation survenant dans une chambre magmatique profonde communicant avec le niveau intrusif et donnant naissance à des liquides progressivement enrichis en eau et volatils.

Le fait que la différenciation s'effectue en profondeur et que les liquides qui en résultent sont périodiquement injectés au niveau de mise en place, conduit à des relations les plus variées entre les différents termes plutoniques. Ces relations peuvent être franchement intrusives lorsque le liquide précédent a complètement cristallisé, avec ou sans bordures figées, ou graduelles avec l'apparition des zones de mélange dans le cas où l'introduction du liquide tardif a eu lieu avant la cristallisation complète de la phase intrusive antérieure.

Notons que le batholite de Guichon Creek offre de jolis exemples de tels rapports entre les différentes roches qui le constituent.

#### 11.1.4. **Porphyres quartziques spatialement associés aux minéralisations; leur comagmatisme avec les stocks batholitiques**

Le comagmatisme des intrusions porphyriques avec les roches des complexes batholitiques est d'une importance extrême, compte tenu du rôle que les porphyres quartziques jouent dans la localisation des minéralisations. En effet, il apparaît clairement que la mise en place des stocks et des filons de porphyres précède juste le développement du système hydrothermal minéralisant et que ces intrusions se situent sur les zones tectoniques qui constituent les voies d'accès des solutions hydrothermales. Les preuves irréfutables du comagmatisme sont difficiles à obtenir par suite d'une altération hydrothermale intense de la plupart des porphyres quartziques et la réponse définitive exige l'obtention des données supplémentaires en particulier isotopiques et géochimiques qui complèteraient celles exposées dans le chapitre 4.

Rappelons cependant que le rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du porphyre de Santa Rosa est quasiment identique avec les rapports initiaux des groupes du complexe de La Caldera, ce qui suggère le cogénéisme du stock porphyrique avec les ensembles granitoïdes qu'il pénètre. Les porphyres quartziques mis en évidence dans le batholite de Guichon Creek présentent un chimisme, du point de vue des éléments majeurs et traces, qui est proche de celui des phases intrusives les plus tardives du batholite (Skeena et Bethsaida). On a pu conclure de nouveau sur un comagmatisme entre ces dernières et les dykes porphyriques.

Les variations du chimisme des minéraux des porphyres quartziques traduisent une très forte  $f_{\text{H}_2\text{O}}$ ; la cristallisation a conduit rapidement à une sursaturation du bain en eau et la forte pression des fluides a contribué à l'ouverture du système accompagné d'une chute brutale de pression. Il s'en est suivi un hyper-refroidissement du bain qui s'est figé rapidement; on observe en effet des compositions de la matrice qui, tout en appartenant au système Ab-Or-Q, n'a pas atteint son minimum ternaire.

Par suite d'une forte pression partielle de  $\text{H}_2\text{O}$ , la composition du plagioclase, en particulier dans

la matrice, est fortement albitique. Signalons à ce propos qu'à proximité de certaines zones minéralisées dans le batholite de Guichon Creek (Valley Copper) ont été observés des dykes de quartz-kératophyres dont les équivalents effusifs (« soda-rhyolites ») sont connus dans la série volcanique du groupe Nicola, pénécontemporaine du batholite. Le problème de genèse des quartz-kératophyres reste, certes, entier mais il est intéressant de noter que leurs dykes accompagnent, de même que les porphyres quartziques, les gisements type porphyre cuprifère, bien que leur présence soit beaucoup plus discrète. Cette observation peut avoir de l'intérêt si l'on se souvient de l'association fréquente des séries effusives à « soda-rhyolites » avec les minéralisations sulfurées massives.

Nous retiendrons que les porphyres quartziques paraissent présenter les liquides ultimes issus de différenciation magmatique que nous venons de résumer dans le chapitre précédent. L'évolution de ces liquides traduit leur richesse et même leur sursaturation en eau. Ils peuvent être donc considérés comme les précurseurs d'une phase hydrothermale donnant naissance aux minéralisations type porphyre cuprifère.

## 11.2 Evolution et particularités du système hydrothermal des minéralisations type porphyre cuprifère

### 11.2.1. Différenciation magmatique et son rôle dans l'individualisation d'une phase fluide minéralisante

Nous avons remarqué plus haut que les liquides magmatiques de composition proche des andésites qui ont donné naissance aux batholites porteurs des minéralisations type porphyre cuprifère évoluaient sous forte pression partielle d'eau. On sait par ailleurs que les phases intrusives précoces de ces complexes granitoïdes sont relativement enrichis en éléments volatils (Cl, F) par rapport aux phases tardives (cas du batholite de Guichon Creek). Puisque la différenciation se déroule dans une chambre profonde (voir ci-dessus), il nous a paru intéressant d'examiner la possibilité d'individualisation d'une phase fluide à ce niveau, individualisation qui surviendrait par suite d'une sursaturation du bain en  $\text{H}_2\text{O}$  au cours de l'évolution des liquides par cristallisation fractionnée.

Les résultats obtenus sur le batholite de Guichon Creek montrent qu'un tel processus est parfaitement plausible. En effet, on constate dans les trois phases tardives du batholite, une diminution de la teneur en chlore mais également un abaissement brusque de la concentration en cuivre.

Le cuivre décroît d'une manière discontinue en fonction de l'indice de différenciation, avec une rupture de pente correspondant à la mise en place de la phase intrusive de Bethlehem. Cette phase et celles qui suivent (Skeena et Bethsaida) englobent les gisements les plus importants du batholite de Guichon Creek. Nous arrivons donc à la conclusion que les minéralisations type porphyre cuprifère sont, dans ce batholite, liées aux roches qui se distinguent par une faible teneur en cuivre et qui représentent une anomalie géochimique négative en cuivre au sein du batholite. Le contraste de concentration en cuivre entre les phases précoces et tardives, est considérable. En effet, les premières contiennent plus de 100 p.p.m. Cu, tandis que

dans les secondes, la teneur en Cu est nettement inférieure à 50 p.p.m., n'atteignant même pas 10 p.p.m. dans certaines zones de la phase Bethsaida.

Nous avons pu prouver que cette décroissance de la teneur en cuivre est corrélée avec une diminution brusque de la teneur en chlore dans les biotites et les hornblendes. Cette dernière traduit, à notre avis, une séparation de la phase fluide à partir du bain silicaté. On s'aperçoit, en effet, qu'outre Cl et Cu, d'autres éléments volatils, susceptibles d'avoir une préférence pour le fluide, décroissent dans les liquides magmatiques tardifs. Il s'agit en particulier du rubidium. Notons à ce sujet que les auréoles d'altération hydrothermale autour des gisements type porphyre cuprifère sont sensiblement enrichies en rubidium ce qui confirme sa présence dans les fluides minéralisateurs.

Vu les résultats obtenus et exposés dans le chapitre 5, nous sommes amenés à conclure que la différenciation des liquides magmatiques incriminés peut conduire à la séparation d'une phase fluide enrichie en Cl, Cu, Rb, Na, K... et probablement aussi en B. Puisque l'individualisation de cette phase fluide intervient au cours de la différenciation, elle affecte le chimisme des bains postérieurs, appauvris en éléments partagés au profit de la phase fluide.

Les gisements type porphyre cuprifère sont caractérisés par une remarquable pauvreté en zinc. Les observations effectuées sur le batholite de Guichon Creek sont assez révélatrices en ce qui concerne un comportement différent, sinon opposé, du zinc par rapport au cuivre pouvant expliquer sa quasi absence dans les systèmes hydrothermaux des porphyres cuprifères. En effet, les analyses semblent indiquer que le cuivre est dès les stades intrusifs les plus précoces, lié au soufre (D. BRABEC et W.M.H. WHITE, 1971; R. ANDRIABOBOLONA et C. DUPUY, 1978). Par contre le zinc, dont la nature chalcophile est moins prononcée, se trouve rapidement piégé dans les structures des silicates ferromagnésiens, en particulier dans la biotite et l'amphibole. Par suite d'une pression partielle d'eau élevée, la cristallisation de ces minéraux est avancée ce qui conduit à leur apparition dans les cumulats. Lorsque le bain arrive à la saturation en eau, la cristallisation de ces ferromagnésiens hydratés devient importante, remplaçant celle des pyroxènes. On observe donc, bien avant le moment de la séparation d'une phase fluide, un partage de zinc entre cristaux et bain sous une forme qui exclut toute mobilisation de cet élément et son passage dans le fluide. Ceci permet d'aboutir à des fluides hydrothermaux considérablement dépourvus de zinc.

### 11.2.2. Interaction fluides-roches; développement des zones d'altération hydrothermale et leur zonalité

Beaucoup d'études ont été consacrées à ce sujet, motivées à la fois par un aspect scientifique, visant à décrypter l'évolution du système hydrothermal, et pratique, puisque l'étude des zones d'altération entourant des gisements compte parmi les préoccupations les plus importantes de la recherche minière tactique.

Rappelons que J.D. LOWELL et J.M. GUILBERT (1970) ont élaboré un modèle de zonalité concentrique des auréoles d'altération des gisements type porphyre cuprifère, basé sur une étude d'un grand nombre de gisements. L.B. GUSTAFSON (1978) remarque, à la suite de recherches effectuées sur porphyres cuprifères du Pacifique et d'Australie, que ce modèle « classique » subit des modifications en fonction de la nature des roches environnantes et du contexte structural local.

C'est aussi la conclusion qui se dégage des résultats consignés dans ce mémoire.

En effet, bien que la succession des transformations reconnues par J.D. LOWELL et J.M. GUILBERT (1970) soit généralement préservée, on observe des particularités propres à un gisement donné. De plus, l'étendue des « zones » et leur forme subissent des modifications en fonction de la tectonique (y compris la « microfracturation »), des types de contact entre différentes unités intrusives, de la présence ou de l'absence des cheminées de brèches, de la nature des dykes, des phases batholitiques et de leur encaissant.

En somme, tout l'environnement géologique des zones minéralisées influe sur l'intensité, et parfois aussi sur la nature, des processus d'altération hydrothermale.

A Cerro Verde - Santa Rosa, le développement des zones est bien observable. On distingue de la périphérie vers le centre du volume hydrothermalisé : altération propylitique, zone à biotite néoformée et enfin zone à quartz-phengite associée à la concentration économique de Cu.

Dans le batholite de Guichon Creek, la zonalité est perturbée par le fait que l'emplacement des minéralisations, souvent spatialement liées à des brèches, est fortement contrôlée par des zones tectoniques jalonnées de dykes.

Comme à Cerro Verde-Santa Rosa l'altération propylitique se situe à la périphérie des secteurs miné-

ralisés, mais au lieu d'être suivie d'une zone à biotite, elle passe à une paragenèse issue d'une albitisation intense. Celle-ci s'étend au-delà des volumes à minéralisation sulfurée affectant notamment des dykes situés cependant sur les zones tectoniques contrôlant la distribution des gisements.

Soulignons que l'albitisation est un processus plutôt ignoré des auréoles d'altération des porphyres cuprifères. Récemment, elle a été mise en évidence dans plusieurs gisements du Pacifique où elle semble remplacer l'apparition du feldspath potassique dans la zone à biotite néoformée (L.B. GUSTAFSON, 1978). Apparemment, on a affaire à un cas analogue dans le batholite de Guichon Creek, où dans la plupart des gisements, ni le feldspath potassique, ni la biotite, ne sont guère développés.

De même qu'à Cerro Verde-Santa Rosa, l'enveloppe immédiate des minéralisations dans le batholite de Guichon Creek est caractérisée par une altération potassique avec un développement de micas phengitiques et de quartz. Cette altération précède le dépôt des sulfures. Elle est souvent accompagnée d'une cristallisation d'hématite.

La suite des phénomènes d'altération implique un échange successif de  $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  et  $Ca^{++}$  entre la phase fluide et les roches. L'altération potassique et la formation de la calcite doivent considérablement modifier le rapport  $Na/(Na + K + Ca)$  de la phase fluide. Notons que ces processus interviennent juste avant le dépôt des sulfures.

Comme il a pu être démontré expérimentalement (chapitre 7), l'altération potassique traduit fort probablement une baisse de pression due à l'ouverture du système.

Notons qu'un modèle « idéalisé » des zones d'altération hydrothermale des porphyres cuprifères peut être assimilé à une colonne métasomatique.

L'étude cristallochimique des phengites a permis de préciser les conditions de mise en place des minéralisations. Il apparaît, en effet, que le taux de substitution phengitique est indépendant du chimisme de la paragenèse primaire et qu'il est contrôlé par la température et la pression. Il est intéressant de signaler que les taux de substitution phengitique sont différents à Cerro Verde-Santa Rosa et dans les gisements du batholite de Guichon Creek où l'on observe, en plus, un chimisme différent des phengites du gisement de Lornex par rapport aux autres minéralisations du batholite. A Cerro Verde, la teneur en molécule de céladonite croît avec l'intensité de la minéralisation.

L'étude isotopique des carbonates de Cerro Verde-Santa Rosa a mis en évidence que le carbone de  $CO_2$  de la phase fluide est incontestablement d'origine profonde. Puisque le  $CO_2$  influe sur l'aci-

dité totale d'un fluide, le dépôt de la calcite qui devance les sulfures, a dû substantiellement modifier le pH des solutions hydrothermales.

Nous retiendrons que malgré les variations locales qui peuvent s'expliquer par des ajustements des paramètres physico-chimiques de la phase fluide, l'altération hydrothermale accompagnant les porphyres cuprifères présente plusieurs caractéristiques que l'on trouve systématiquement dans tous les cas. Parmi celles-ci, il faut citer le développement de la zone à phengite et quartz, où la phengite peut être parfois remplacée par le feldspath potassique. Cette zone est toujours intimement associée à la minéralisation. A sa périphérie apparaît généralement une sous-zone à calcite et anhydrite et parfois aussi à tourmaline.

### 11.2.3. Caractéristiques de la phase fluide associée aux minéralisations type porphyre cuprifère

Nous avons limité l'étude de la phase fluide au gisement de Cerro Verde-Santa Rosa (chapitre 8). Plusieurs types d'inclusions ont été reconnus dont la salinité varie de 45 à 4 % équiv. poids NaCl. Une attention particulière a été portée sur la détermination des phases solides contenues dans les inclusions polyphasées.

On a pu mettre en évidence toute une série de phases minérales faisant partie de la paragenèse magmatique et inductrices des lacunes de croissance du minéral hôte : plagioclase, apatite, oxydes de fer et de titane. En ce qui concerne les phases dont l'origine est directement liée à l'évolution des fluides, la halite et la sylvite sont les plus fréquentes, coexistant souvent dans la même cavité. Ces chlorures alcalins apparaissent également sous forme d'une solution solide métastable dont le rapport  $K/Na$  moyen est de 0,38. Les chlorures métalliques sont également présents. Il s'agit en particulier des chlorures de fer mais on a pu observer des composés beaucoup plus complexes à Mn et Cu, et même des phases solides dans lesquelles les alealins sont associés à Fe, Cu, S et Cl. Les techniques actuelles ne permettent pas une détermination exacte de ces composés. Les indications dont nous disposons font penser à des oxychlorures ou à des hydroxychlorures.

Notons enfin que l'anhydrite est fréquemment rencontrée dans les cavités des inclusions fluides.

Bien que cet inventaire des phases solides soit certainement incomplet, les observations effectuées

montrent la complexité du chimisme de la phase fluide donnant naissance aux gisements type porphyre cuprifère. Il est certain que les interprétations ramenées au système NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O ne sont que des approximations grossières.

L'étude des inclusions dans des phénocristaux de quartz du porphyre a fort probablement permis d'identifier un fluide supercritique précoce qui pourrait correspondre à la phase fluide démixée d'un bain silicaté.

Les autres types d'inclusions montrent une remarquable convergence des températures d'homogénéisation vers 400 °C qui peut être interprétée par le piégeage d'un fluide en ébullition. Ce phénomène qui a été mis en évidence dans la plupart des gisements type porphyre cuprifère est d'ailleurs considéré comme une des causes principales de la concentration du cuivre conduisant au dépôt des sulfures. Notons cependant que les investigations préliminaires effectuées sur les gisements du batholite de Guichon Creek ne semblent pas indiquer d'ébullition importante (M.J. OSATENKO et M.B. JONES, 1976).

Ces observations concordent avec nos conclusions sur des pressions plus élevées engendrant la mise en place des minéralisations de ce batholite (cf. paragraphe 6.2.) qui impliqueraient l'évolution du fluide dans le domaine à une phase. Ce point nécessite un éclaircissement, mais il est dangereux, à notre avis, de considérer le phénomène d'ébullition comme un mécanisme minéralisant unique dans ce type de systèmes hydrothermaux.

La présence de l'ébullition peut avoir des répercussions sur les rapports isotopiques <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O et D/H. En effet, le fractionnement isotopique à une température de 350 °C environ permet d'envisager un enrichissement sélectif de la phase vapeur en <sup>18</sup>O et D. Ainsi, le rapport isotopique <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O de la phase liquide doit augmenter et celui D/H, au contraire, diminuer (C.G. CUNNINGHAM, 1978). Par conséquent, les caractéristiques isotopiques de la phase liquide ainsi formée vont être considérablement modifiées. On peut donc se demander si les conclusions sur le rôle joué par les eaux météoriques dans le développement des systèmes hydrothermaux des porphyres cuprifères, ne sont pas trop hâtives. De nouvelles données sur les fractionnements isotopiques à températures élevées nous paraissent indispensables.

Les caractéristiques de la phase fluide du gisement de Cerro Verde-Santa Rosa suggèrent une origine profonde, due à une démixtion à partir d'un bain silicaté.

#### 11.2.4. Conditions engendrant la mise en place des minéralisations type porphyre cuprifère

Nous avons insisté (cf. paragraphe 11.1.2.) sur l'emplacement des corps batholitiques à porphyres cuprifères dans un environnement sub-volcanique. La faible profondeur du niveau intrusif se traduit par des phénomènes témoignant de l'ouverture du système par suite de la forte pression hydrostatique des fluides. Ces phénomènes vont d'une fracturation intense, à l'échelle centimétrique, des zones minéralisées jusqu'à la formation des cheminées de brèches d'explosion. L'étude de ces dernières permet de voir que l'ouverture du système a continué, même après la mise en place des minéralisations. En effet, certaines brèches dans le batholite de Guichon Creek renferment des fragments de roches hydrothermalement altérées (à phengites) et de minerai qui sont cimentés par une matrice à quartz, albite et tourmaline.

La composition de la matrice reflète la forte pression des volatils qui a contribué à la genèse de ces cheminées.

En ce qui concerne la température qui a engendré le système hydrothermal minéralisé, les données thermométriques obtenues à partir des équilibres isotopiques du soufre et de l'étude des inclusions fluides sont très concordantes; elles convergent vers 400 °C, tant à Cerro Verde-Santa Rosa que dans les différentes minéralisations du batholite de Guichon Creek. Cette température est par ailleurs confirmée par les équilibres de stabilité de certains sulfures.

L'estimation de la pression est beaucoup plus difficile. Le fait que la présence de l'ébullition a été reconnue dans les inclusions fluides à Cerro Verde-Santa Rosa permet de fixer la pression entre 200 et 300 bars à 400 °C, vraisemblablement sous-estimée car ne prenant pas en considération KCl (chapitre 7). Le taux de substitution phengitique indique une pression nettement inférieure à 1 kbar. Comme nous l'avons déjà mentionné, ce taux est plus élevé pour les gisements du batholite de Guichon Creek ce qui pourrait indiquer, à température comparable, des pressions plus élevées. Cependant, il n'est pas exclu que d'autres facteurs, en particulier  $f_{O_2}$ , influent sur la substitution phengitique; nous devons donc considérer ces estimations avec précaution.

La stabilité de l'hématite coexistant avec la phengite et la calcite, mise en évidence dans les gisements du batholite de Guichon Creek, a permis d'évaluer  $f_{O_2}$  et  $f_{S_2}$ , égales respectivement (à 400 °C) à  $10^{-22}$  et  $10^{-1}$  bar. La fugacité en soufre qui augmente au cours des stades minéralisateurs pré-

coces, commence à diminuer, dans ces minéralisations, vers 320 °C (température d'inversion énérgite-luzonite).

A Cerro Verde-Santa Rosa, la fugacité en soufre a été estimée à  $10^{-6}$  (déterminée à partir de la solubilité de FeS dans ZnS) et celle en oxygène se situe entre  $10^{-28}$  et  $10^{-30}$  bar.

En comparant les résultats obtenus sur deux sites minéralisés, situés près des extrémités opposées de la Cordillère péri-pacifique, on constate une concordance tout à fait remarquable. Elle traduit, à notre avis, des conditions de formation de la phase fluide et de son évolution, strictement contrôlées par des paramètres thermodynamiques. Cette constatation nous fait pencher pour l'hypothèse « orthomagmatique » de l'origine de ces minéralisations et du système hydrothermal dont elles sont issues.

L'emplacement des gisements dans le batholite de Guichon Creek est contrôlé par les zones de faiblesse jalonnées de dykes et par les failles. Il

est d'ailleurs probable que ce contrôle tectonique des minéralisations type porphyre cuprifère, par suite de leur association avec les phases magmatiques tardives, est beaucoup plus générale qu'on ne le pense. Rappelons que certains gisements peuvent être localisés à l'extérieur des stocks batholitiques, dans les roches encaissantes dont la nature influe sur le développement des structures minéralisées. Tel est, par exemple, le cas du gisement de Craigmont près de la bordure Sud du batholite de Guichon Creek qui présente les caractéristiques d'un skarn. Notons cependant que ce gisement est bien localisé sur le prolongement de la zone N-S sur laquelle se trouvent la plupart des porphyres cuprifères de Highland Valley.

Il faut donc insister sur l'importance des facteurs qui contrôlent l'emplacement des intrusions les plus tardives parmi lesquelles se distinguent les porphyres quartziques, les cheminées de brèches ou les zones de fracturation, au sein d'un complexe batholitique.

## 11.3 Source métallogénique

### 11.3.1. Origine du soufre

Les rapports isotopiques du soufre mesurés sur les sulfures des gisements du batholite de Guichon Creek montrent que la composition isotopique du soufre initial était proche de 0‰, valeur trouvée également pour d'autres gisements de la Cordillère canadienne. On peut donc suggérer une origine mantellique de soufre; M.L. JENSEN (1971) a abouti à la même conclusion pour la plupart des gisements de porphyre cuprifère de la Cordillère aux U.S.A.

Par contre, l'étude isotopique du soufre de la minéralisation de Cerro Verde-Santa Rosa a fourni la composition isotopique originelle du soufre égale à +6‰. Ce résultat pose un problème que nous n'avons pas réussi à résoudre. Notons seulement que les minéralisations type porphyre cuprifère localisées dans la marge continentale active (Arizona, Nevada) présentent des rapports isotopiques du soufre légèrement positifs (M.L. JENSEN, 1971). Il n'est pas impossible que la croûte profonde ait participé dans ces cas à la création du stock de soufre ou que des phénomènes d'oxydation durant la magmatogenèse aient modifié la composition du soufre originel.

Les résultats obtenus sur les cibles étudiées excluent cependant une contribution substantielle,

ou même partielle, d'un soufre préalablement impliqué dans un cycle purement crustal. Ceci distingue les minéralisations type porphyre cuprifère des amas sulfurés pour lesquels on doit supposer qu'une composante de soufre océanique tend à augmenter des valeurs de  $\delta^{34}\text{S}$  mesurées sur les minéralisations.

### 11.3.2. Origine du stock métal

Ici, nous tombons dans le domaine des hypothèses. L'étude des minéralisations révèle la présence de toute une série d'éléments mineurs, parmi lesquels on distingue des volatils (Hg, Bi, As, Sb, Se, Te) accompagnés de Co, Ni, Ag, Au, Pb et Zn. En admettant que ces éléments sont intrinsèques de la source métallogénique ce qui est hautement probable car certains (Au, Ag, Te, As, Co, Ni) sont systématiquement présents dans les minéralisations type porphyre cuprifère et constituent de véritables éléments traceurs, on constate la complexité de cette source. De plus, on est frappé par le fait que l'ensemble de ces éléments mineurs traduit des caractéristiques géochimiques d'une « source basique ». Celles-ci deviennent encore plus évidentes si l'on se rappelle que les porphyres cuprifères contiennent parfois des platinoïdes, en particulier le palladium.

Plusieurs auteurs suggèrent des sources du stock métal extra-magmatiques les plus diverses, surtout recherchées dans les roches encaissantes. En ce qui concerne le batholite de Guichon Creek, il est évident que l'hypothèse envisageant une remobilisation du cuivre à partir des roches du groupe Nicola est exclue. En effet, la répartition du cuivre dans le batholite et dans les roches encaissantes met en évidence un déficit en cuivre de ces der-

nières par rapport aux phases intrusives précoces du batholite. De plus, nous avons démontré (chapitre 5) que le stock en cuivre est étroitement lié à la séparation d'une phase fluide à partir d'un bain silicaté ce qui nous amène à envisager l'incorporation du cuivre dans le bain magmatique au niveau de la source. Ceci n'exclut nullement un enrichissement en métaux de la source magmatique provenant d'une plaque en subduction.

## 11.4 Conséquences pour la recherche minière

Le but que nous nous étions fixés, était de dégager des critères qui permettraient d'améliorer la prospection des gisements type porphyre cuprifère à l'échelle stratégique. Il s'agissait donc en premier lieu de définir des paramètres de choix conduisant à délimiter les zones intéressantes à l'échelle de grandes structures géologiques et de parfaire l'approche par une sélection des complexes granitoïdes à potentialité métallogénique élevée.

Vu les résultats exposés dans ce mémoire, la prospection de ce type de gisements doit tenir compte des conclusions suivantes :

1. La genèse des porphyres cuprifères est étroitement liée au magmatisme induit par la zone de subduction. Par conséquent, leur apparition est limitée au contexte géotectonique des arcs insulaires et des marges continentales actives. Il est donc indispensable de connaître l'évolution géodynamique afin de sélectionner les unités intéressantes.
2. Le magmatisme de ces contextes est caractérisé par des rapports isotopiques initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  faibles, traduisant son origine mantellique. Les valeurs des granitoïdes mis en place dans les arcs insulaires se situent entre 0,703 et 0,705; leur rapport Rb/Sr est inférieur à 0,1. Dans les marges continentales actives, les rapports initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  peuvent être plus élevés, mais généralement inférieurs à 0,707; Rb/Sr varie de 0,1 à 0,4.
3. Tous les complexes granitoïdes à porphyres cuprifères appartiennent à la lignée calco-alcaline. Leurs caractéristiques géochimiques sont très proches de celles des liquides andésitiques. Citons en particulier le rapport Pb/Cu < 1 permettant de les distinguer de ceux provenant d'une fusion crustale (le rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  servira éventuellement pour lever l'indétermination).

4. Le niveau intrusif des batholites est peu profond. Parfois, ils se mettent en place dans leurs propres éjectas de nature andésitique.
5. Compte tenu de l'évolution du magmatisme des arcs insulaires, les porphyres cuprifères associés aux complexes calco-alcalins et parfois même shoshonitiques n'apparaissent que dans les arcs insulaires évolués.

Ces cinq points reprennent les principales caractéristiques pétrologiques, géochimiques et géologiques du plutonisme auquel sont associés les gisements type porphyre cuprifère. Ces caractéristiques définissent un contexte favorable mais ils ne permettent pas de distinguer, au sein de ce contexte, des intrusions minéralisées. Celles-ci semblent réunir les particularités suivantes :

6. Les stocks batholitiques favorables sont différenciés par cristallisation fractionnée. La différenciation a lieu dans une chambre profonde; les liquides magmatiques de plus en plus évolués sont injectés au niveau intrusif. Les stocks batholitiques peuvent ainsi apparaître comme des ensembles polygéniques, bien qu'il s'agisse, en réalité, de liquides comagmatiques.
7. Les minéralisations sont spatialement et génétiquement liées aux phases porphyriques tardives comagmatiques avec les stocks batholitiques qui les renferment.
8. L'évolution magmatique traduit une forte pression d'eau dans le bain. Au cours de la différenciation cette pression augmente et dans les stades finaux elle peut donner lieu à l'ouverture du système qui se manifeste par une fracturation intense et par la formation des brèches d'explosion à albite et tourmaline. Les cheminées de ces brèches ne sont pas nécessaire-

- ment minéralisées mais leur présence constitue une preuve d'une forte pression fluide.
9. La démixtion d'une phase fluide enrichie en métaux au cours de la différenciation magmatique se traduit par un appauvrissement des phases intrusives ultérieures en Cu et Cl. Un fort gradient des teneurs en cuivre apparaît entre phases précoces et tardives. L'existence d'un tel gradient de concentration en cuivre constitue donc un paramètre important, témoignant d'une potentialité métallogénique d'un complexe intrusif donné.
  10. Par suite de ce mécanisme, les gisements ne sont pas nécessairement liés aux phases intrusives les plus enrichies en cuivre, mais peuvent être, au contraire, spatialement associés aux liquides tardifs, appauvris en cuivre. Il faut s'en rappeler lorsque l'on veut appliquer une prospection géochimique en roche à l'échelle d'un batholite.
  11. La distribution des gisements au sein d'un complexe peut être contrôlée par la tectonique ou par la zone de faiblesse éventuellement jalonnée d'essaims de dykes tardifs.
  12. A l'échelle tactique, les zones d'altération hydrothermale ne présentent pas nécessairement une zonalité classique par suite de variations d'ordre local. Cependant, la proximité de la minéralisation est toujours marquée par un développement envahissant d'une altération potassique à phengite (ou éventuellement à feldspath potassique) et quartz.  
  
La nature phengitique des « séricites » semble révélatrice. Dans une zone d'altération donnée, le taux de substitution phengitique augmente avec l'intensité de la minéralisation.
  13. En ce qui concerne la phase fluide, la présence d'ébullition est, certes, un critère important mais probablement pas universel.

## Annexe

### Méthodes d'analyse utilisées au laboratoire du "B. C. Department of Mines and Petroleum Resources"

#### 1) Analyse des silicates

a) Pour  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , Fe total, MnO, MgO, CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , BaO et SrO :

1) 0,2 g d'échantillon est fondu avec 1 g de  $\text{LiBO}_2$  pendant 20 minutes entre 1 050 et 1 100 °C.

2) Le mélange fondu est traité par  $\text{HNO}_3$  à 4 % pendant une heure, puis par 5 ml de HF à 60 %, 20 ml d'une solution d'acide borique à 50 g/l et 10 ml de CsCl à 20 000 p.p.m.

3) La solution est ramenée à 200 ml avec  $\text{HNO}_3$  à 4 % et immédiatement enfermée dans des flacons en plastique.

4) 12 échantillons standards multi-élémentaires sont constitués pour donner une gamme de matrices couvrant celles des échantillons à traiter.

5) Les séries à analyser comportent 36 flacons composés de 3 blancs, 3 standards U.S.G.S. et/ou C.G.S. et de 30 échantillons (y compris les doubles).

6) Sur le spectromètre d'absorption atomique, chaque élément est mesuré trois ou quatre fois pour les échantillons, cinq à sept fois pour les standards.

7) On utilise un mélange air-acétylène pour Na et K, un mélange  $\text{N}_2\text{O}$ -acétylène pour le reste des éléments. Les paramètres instrumentaux sont ajustés pour chaque élément afin de minimiser les interférences et d'optimiser la précision.

8) Les mesures sont traitées par le calculateur du gouvernement. Ainsi l'information statistique sur la précision analytique, la variance et les détails relatifs aux analyses sont calculés et envoyés aux géologues avec les résultats analytiques. La précision est calculée sur la base des analyses dou-

blées sur standards et échantillons. Le programme de correction prend principalement en charge les variations des paramètres de flamme.

En routine, les résultats sont en deçà des 1 % d'écart-type.

b) FeO est dosé par titration  $\text{MnO}_4$  après ébullition avec  $\text{H}_2\text{SO}_4$  et HF.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  est déterminé par différence entre ce dernier résultat et le fer total obtenu par A.A. Le dosage obtenu est à  $\pm 0,1\%$  (exemple :  $2\% \pm 0,1\%$ ).

c)  $\text{CO}_2$  et  $\text{SO}_2$  sont déterminés par des méthodes volumétriques et de titration, mettant en œuvre un four à induction LECO équipé de dispositifs d'analyse automatique. Les limites de détection pour ces deux constituants sont de l'ordre de 0,01 % et l'écart-type sur les mesures d'environ 5 % pour des teneurs de 2 à 3 fois la limite de détection.

d)  $\text{P}_2\text{O}_5$  est dosé avec un spectrographe d'émission ARL. La limite de détection est de 0,1 % et l'écart-type relatif de 10 % pour des teneurs de deux à trois fois la limite de détection.

e)  $\text{H}_2\text{O}$  total est déterminé à la suite d'une fusion de 1 g de prise avec 2,5 g de  $\text{Li}_2\text{CO}_3$  dans un tube de pyrex sur la flamme d'un bec Bunsen. L'eau relâchée est retenue dans une trappe en U garnie de  $\text{MgClO}_4$  et son poids est déterminé par pesée. La limite de détection est de 0,1 % et la précision absolue de  $\pm 0,2\%$  (exemple  $3,5\% \pm 0,2\%$ ).

$\text{H}_2\text{O}^-$  est donné par différence de poids de l'échantillon avant et après chauffage à 105 °C. La limite de détection est de 0,02 % et la précision de  $\pm 0,05\%$  (exemple  $0,5\% \pm 0,05\%$ ). La différence entre ce résultat et la quantité totale  $\text{H}_2\text{O}$  précédemment déterminée donne  $\text{H}_2\text{O}^+$ .

## 2) Analyse des éléments en trace

a) L'or et l'argent sont dosés par les méthodes classiques d'essai au feu avec des niveaux de détection de l'ordre de 0,3 p.p.m. et une précision de  $\pm 0,3$  p.p.m. Pour des seuils de détection inférieurs, Ag est dosé par spectrométrie d'émission et Au (au niveau de 100 ppb) par essai au feu (technique de concentration à l'argent) puis absorption atomique. On dose les platinoïdes par une méthode de concentration identique et par spectrométrie d'émission. Cela donne des limites de détection inférieures à 1 p.p.m. (Os excepté).

b) Cu, Pb, Zn, Ni et les autres éléments de transition ont été habituellement dosés par digestion ( $\text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$  à 3:1), dilution et technique A.A. Les limites de détection sont inférieures à 1 p.p.m. et la précision peut être de l'ordre de  $\pm 10\%$ . Il a néanmoins été décidé que dans le futur, les échantillons seront fondus comme pour l'analyse en éléments majeurs à moins de demande expresse du géologue.

c) Le chrome et le molybdène nécessitent une fusion et une analyse par A.A. Cr pose cependant des problèmes dus à l'ionisation et Mo (à des teneurs de l'ordre du p.p.m.) implique une extraction préalable dans du MIBK ou un autre solvant orga-

nique. Mo et Ag peuvent être dosés avec succès jusqu'à des teneurs  $< 1$  p.p.m. par spectrométrie d'émission. Les problèmes rencontrés concernent l'échantillonnage représentatif, puisque les quantités de matériel exigées sont petites (10 à 20 mg).

d) Hg est dosé par une technique d'absorption atomique sans flamme qui donne une limite de détection de quelques ppb.

e) F et Cl requièrent des techniques d'électrodes sélectives. Elles sont longues (5 par homme-jour) et donnent comme seuils de détection respectivement 50 à 150 p.p.m.

f) As et Sb, à des teneurs supérieures à 100 p.p.m., sont dosés par absorption atomique, à des teneurs inférieures par colorimétrie.

## 3) Analyses semi-quantitatives par spectrographie

Elles donnent une estimation grossière de la plupart des éléments métalliques dans la gamme des 100 p.p.m. à quelques pour cents avec une précision relative de 50%. Les exceptions sont As, Sb, Sn, Ga et quelques autres éléments amphotères qui ne sont détectés qu'au niveau de 200 à 300 p.p.m.

## 2) Analyse des éléments en trace

a) L'or et l'argent sont dosés par les méthodes classiques d'essai au feu avec des niveaux de détection de l'ordre de 0,3 p.p.m. et une précision de  $\pm 0,3$  p.p.m. Pour des seuils de détection inférieurs, Ag est dosé par spectrométrie d'émission et Au (au niveau de 100 ppb) par essai au feu (technique de concentration à l'argent) puis absorption atomique. On dose les platinoïdes par une méthode de concentration identique et par spectrométrie d'émission. Cela donne des limites de détection inférieures à 1 p.p.m. (Os excepté).

b) Cu, Pb, Zn, Ni et les autres éléments de transition ont été habituellement dosés par digestion ( $\text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$  à 3:1), dilution et technique A.A. Les limites de détection sont inférieures à 1 p.p.m. et la précision peut être de l'ordre de  $\pm 10\%$ . Il a néanmoins été décidé que dans le futur, les échantillons seront fondus comme pour l'analyse en éléments majeurs à moins de demande expresse du géologue.

c) Le chrome et le molybdène nécessitent une fusion et une analyse par A.A. Cr pose cependant des problèmes dus à l'ionisation et Mo (à des teneurs de l'ordre du p.p.m.) implique une extraction préalable dans du MIBK ou un autre solvant orga-

nique. Mo et Ag peuvent être dosés avec succès jusqu'à des teneurs  $< 1$  p.p.m. par spectrométrie d'émission. Les problèmes rencontrés concernent l'échantillonnage représentatif, puisque les quantités de matériel exigées sont petites (10 à 20 mg).

d) Hg est dosé par une technique d'absorption atomique sans flamme qui donne une limite de détection de quelques ppb.

e) F et Cl requièrent des techniques d'électrodes sélectives. Elles sont longues (5 par homme-jour) et donnent comme seuils de détection respectivement 50 à 150 p.p.m.

f) As et Sb, à des teneurs supérieures à 100 p.p.m., sont dosés par absorption atomique, à des teneurs inférieures par colorimétrie.

## 3) Analyses semi-quantitatives par spectrographie

Elles donnent une estimation grossière de la plupart des éléments métalliques dans la gamme des 100 p.p.m. à quelques pour cents avec une précision relative de 50%. Les exceptions sont As, Sb, Sn, Ga et quelques autres éléments amphotères qui ne sont détectés qu'au niveau de 200 à 300 p.p.m.

## Références bibliographiques

- AGER C.A., McMILLAN W.J. et ULRYCH T.J. (1973). — Gravity, Magnetism, and Geology of the Guichon Creek Batholith. *B.C. Ministry of Mines & Pet. Res., Bull.* 62.
- AGUILAR M.O., KIHLEN C.A. et CASTILLA B.F. (1974). — Porfidos de Cobre en el Peru. Tercer Congreso de Geologia, Lima, 1974, 58 p.
- AL-HASHIMI A.R. et BROWNLOW A.H. (1970). — Copper content of biotites from the Boulder batholith, Montana. *Econ. Geol.*, 65, pp. 985-992.
- ALLÈGRE J.C., TREUIL M., MINSTER J.-F., MINSTER B. et ALBARÈDE F. (1977). — Systematic use of trace element in igneous process. Part. I. Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contr. Min. Petr.* 60, pp. 57-75.
- ANDERSON A.T. (1974). — Chlorine, sulfur, and water in magmas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, pp. 1485-1492.
- ANDRIABOBOLONA R. et DUPUY C. (1978). — Répartition et comportement des éléments de transition dans les roches volcaniques. I : cuivre et zinc. *Bull. B.R.G.M. Fr.* (2), sect. II, pp. 121-138.
- ARCULUS R.J. et JOHNSON R.W. (1978). — Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc-trench systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, pp. 118-126.
- ARMBRUST G.A., OYARZUN J. et ARIAS J. (1971). — Rubidium as a guide to ore at El Teniente (Braden), Chile [abs.]. *Econ. Geol.*, 66, p. 977.
- ARMBRUST G.A., OYARZUN J. et ARIAS J. (1977). — Rubidium as a guide to ore in Chilean porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 72, pp. 1086-1100.
- ARNOLD M., BERNARD A.J. et SOLER E. (1977). — Premier apport de la géochimie des isotopes du soufre à la compréhension de la genèse des minéralisations pyriteuses de la province de Huelva (Espagne). *Mineral. Deposita*, 12, pp. 197-218.
- ARTH J.G. (1976). — Behavior of trace elements during magmatic process - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Survey*, 4, pp. 41-47.
- ASHLEY P.M., BILLINGTON W.G., GRAHAM R.L. et NEALE R.C. (1978). — Geology of the Coalstoun porphyry copper prospect, southeast Queensland, Australia. *Econ. Geol.*, 73, pp. 945-965.
- ATWATER T. (1970). — Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 79, pp. 575-587.
- BAILEY J.C. (1977). — Fluorine in granitic rocks and melts : a review. *Chem. Geol.*, 19, pp. 1-42.
- BANKS N.G. (1976). — Halogen contents of igneous minerals as indicators of magmatic evolution of rocks associated with the Ray porphyry copper deposit, Arizona. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, pp. 91-117.
- BANKS N.G. (1977). — Magmatic behavior of Cu, S, Cl, F, and H<sub>2</sub>O in igneous rocks associated with the Ray porphyry copper deposit. *USGS Open-file Rept* 77-500.
- BANKS N.G. et PAGE N.J. (1977). — Some observations that bear on the origin of porphyry copper deposits. *USGS Open-file Rept* 77-127.
- BARAGAR W.R.A. et GOODWIN A.M. (1969). — Andesites and archean volcanism of the Canadian Shield. *Bull. Oregon Dept. Geol. Min. Industr.*, 65, pp. 121-142.
- BARKER D.J. (1978). — Magmatic trends on alkali — iron — magnesium diagrams — *Amer. Mineral.*, 63, pp. 531-534.
- BARKUSOV V.L. et DMITRIYEV L.V. (1977). — Role of mantle sources of ore material in formation and distribution of certain mineral deposits. *Int. Geol. Rev.*, 19, pp. 254-264.
- BARONNET A. (1976). — Polytypisme et polymorphisme dans les micas. Contribution à l'étude du rôle de la croissance cristalline. Thèse Doc., Univ. d'Aix. Marseille III, 256 p.
- BARTON P.B. Jr. et TOULMIN P. III. (1964). — Experimental determination of the reaction chalcopyrite + sulfur = pyrite + bornite from 350 °C to 500 °C. *Econ. Geol.*, 59, pp. 747-752.
- BARTON P.B. Jr. et TOULMIN P. III (1966). — Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. *Econ. Geol.*, 61, pp. 815-849.
- BARTON P.B. Jr. et SKINNER B.J. (1967). — Sulfide mineral stabilities, in Geochemistry of hydrothermal ore deposits. H.L. Barnes Ed., pp. 236-333.
- BATEMAN P.C., CLARK L.D., HUBER N.K., MOORE J.G. et RINEHART C.D. (1963). — The Sierra Nevada Batholith. *USGS Prof. Paper* 414 D, 1963.
- BAUBRON J.C., DELFOUR J. et VIALETTE Y. (1975). — Geochronological measurements (Rb/Sr, K/Ar) on rocks of the Arabian Shield, Kingdom of Saudi Arabia. Rapport inédit B.R.G.M., 152 p.
- BEANE R.E. (1974). — Biotite stability in the porphyry copper environment. *Econ. Geol.*, 69, n° 2, pp. 241-256.
- BENHAMOU G. et BIGGAR G.M. (1978). — Atmospheric pressure melting studies of some ethiopian volcanic rocks. *Progr. in Exp. Mineralogy*, 4th Progress Rep. *N.E.R.C. Publ. D*, n° 11, pp. 197-200.
- BERGEY W.R., CARR J.M. et REED A.J. (1971). — Highmont Copper-molybdenum deposits, Highland Valley, British Columbia. *CIM, Bull.*, 64, n° 716, pp. 68-76.
- BERNARDINI G.P., TANELLI G. et TROSTI R. (1973). — Relazioni di fase nel sistema Cu<sub>3</sub>AsS<sub>4</sub>-Cu<sub>3</sub>SbS<sub>4</sub>. *Soc. Ital. Min. Petr.*, 29, pp. 281-296.
- BERNIZA A.P., SHUGUROVA N.A. et SOTNIKOV V.I. (1976). — The composition of gases in mineral-forming solutions of copper-molybdenum deposits. *Doklady Akad. SSSR*, 228, pp. 203-205.

- BERNIZA A.P. et SOTNIKOV V.I. (1977). — Physicochemical conditions of endogene processes in copper-molybdenum deposits in central Asia. *Econ. Geol.*, **72**, pp. 25-36.
- BEST M.G. (1969). — Differentiation of calc-alkaline magmas. *Bull. Oregon Dept. Geol. Min. Industr.*, **65**, pp. 65-75.
- BEST M.G. (1975). — Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks. *Geology*, Aug. 1975, pp. 429-432.
- BEST M.G. et MERCY E.L.P. (1967). — Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. *Amer. Mineral.*, **52**, pp. 436-474.
- BEUS A.A. et GRIGORIAN S.V. (1977). — Geochemical exploration methods for mineral deposits. Applied Publishing Ltd Wilmette, Ill. U.S.A. 287 p.
- BIGGAR G.M. (1976). — Crystallization sequences from parental magmas of layered intrusions. Progress in Exp. Mineralogy, 3rd Progress Rep. *N.E.R.C. Publ. D*, n° 6, pp. 212-214.
- BLANCHFLOWER J.D. (1971). — Isotopic dating of copper mineralization at Alwin and Valley properties, Highland Valley, British Columbia, thèse B. Sc. inédite, University of British Columbia.
- BLOUNT C.W. et DICKSON F.W. (1969). — The solubility of anhydrite ( $\text{CaSO}_4$ ) in  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  from 100 to 450 °C and 1 to 1 000 bars. *Geoch. Cosmochim. Acta*, **33**, pp. 227-245.
- BOETTCHER A.L. (1973). — Volcanism and orogenic belts. The origin of andesites. *Tectonophys.*, **17**, pp. 223-240.
- BONIN B., GRELOU-ORSINI C. et VIALETTE Y. (1978). — Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): a K-Li-Rb-Sr study. *Contr. Min. Petro.*, **65**, pp. 425-432.
- BOTTINGA Y. (1968). — Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.*, **72**, pp. 800-808.
- BOTTINGA Y., KUDO A. et WEILL D. (1966). — Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *Amer. Mineral.*, **51**, pp. 792-806.
- BOWEN N.L. et TUTTLE O.F. (1950). — The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ . *J. Geol.*, **58**, p. 489.
- BRABEC D. (1971). — A geochemical study of the Guichon Greek batholith, British Columbia. Thèse PhD, University British Columbia, 146 p.
- BRABEC D. et WHITE W.M.H. (1971). — Distribution of copper and zinc in rocks of Guichon Creek Batholith. *C.I.M. Spec. Vol. 11*, pp. 291-297.
- BRAY R.E. (1969). — Igneous rocks and hydrothermal alteration at Bingham, Utah. *Econ. Geol.*, **64**, pp. 34-49.
- BREEMEN O. van, HUTCHINSON J. et BOWDEN P. (1975). — Age and origin of the nigerian mesozoic granites: a Rb/Sr isotopic study. *Contr. Min. Petro.*, **50**, pp. 157-172.
- BRIQUEU L. et LANCELOT J.R. (1979). — Composition isotopique du strontium des laves des Nouvelles Hébrides: rôle de l'eau de mer dans la genèse des magmas. 7<sup>e</sup> R.A.S.T., Lyon, 1979.
- BRISKEY J.A. et BELLAMY J.R. (1976). — Bethlehem Copper's Jersey, East Jersey, Huestis and Iona deposits. *C.I.M. Sp. vol. 15*, pp. 105-119.
- BROOKS C., JAMES P.E. et HART S.R. (1976). — Ancient lithosphere: its role in young continental magmatism. *Science*, **193**, pp. 1086-1094.
- BROWN G.C. (1977). — Mantle origin of cordilleran granites. *Nature*, **265**, January 6, pp. 21-24.
- BROWN G.M. et VINCENT E.A. (1963). — Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *J. Petr.*, **4**, pp. 175-197.
- BROWN G.M., HOLLAND J.G., SIGURDSSON H., TOMBLIN J.F. et ARCULUS R.J. (1977). — Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **41**, pp. 785-801.
- BUDDINGTON A.F. et LINDSLEY D.H. (1964). — Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petr.*, **5**, pp. 310-357.
- BURNHAM C.W. (1967). — Hydrothermal fluids at magmatic stage. in: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Barnes Ed. McGraw Hill, pp. 34-76.
- BURNHAM C.W. (1974). —  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$  solutions: a thermodynamic model for hydrous magmas. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **97**, pp. 223-230.
- BURNHAM C.W., HOLLOWAY J.R. et DAVIS N.F. (1969). — Thermodynamic properties of water to 1 000 °C and 10 000 bars. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper*, N° 132, pp. 1-96.
- BUSSELL M.A. et McCOURT W.S. (1977). — The Iglesia Irca Intrusion and the role of gas brecciation in the emplacement of the Coastal Batholith of Peru. *Geol. Mag.*, **114**, pp. 375-387.
- BUSSELL M.A., PITCHER W.S. et WILSON P.A. (1976). — Ring complexes of the Peruvian Coastal Batholith: a long standing sub-volcanic regime. *Can. J. Earth. Sci.*, **13**, n° 8, pp. 1020-1030.
- CABRI L.J. (1973). — New data on phase relations in the Cu-Fe-S system. *Econ. Geol.*, **68**, pp. 443-454.
- CARMICHAEL I.S.E. et NICHOLLS J. (1967). — Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, **72**, n° 18, pp. 4665-4687.
- CARR J.M. (1956). — Deposits Associated with Eastern Part of the Iron Mask Batholith near Kamloops. *Minister of Mines, B.C., Ann. Rept.*, 1956, pp. 47-69.
- CARR J.M. (1960). — Porphyries, breccias and copper mineralization in Highland Valley, B.C. *Can. Min. Jour.*, **81**, pp. 71-73.
- CARR J.M. (1962 a). — Geology of Thompson River Valley between Ashcroft and Spences Bridge. *Minister of Mines & Pet. Res., B.C., Ann. Rept.*, 1961, pp. 28-45.
- CARR J.M. (1962 b). — Geology of the Princeton, Merritt, Kamloops Areas. *Western Miner.*, **35**, February, pp. 46-49.
- CARR J.M. (1966). — Geology of the Bethlehem and Craigmont Copper Deposits. *C.I.M. Special vol. 8*, pp. 321-328.
- CARR J.M. (1967). — Lornex. *Minister of Mines & Pet. Res., B.C., Ann. Rept.*, 1966, pp. 157-158.
- CARR J.M. (1969). — Valley, *Minister of Mines & Pet. Res., B.C., Ann. Rept.*, 1968, p. 181.
- CARR J.M. et REED A.J. (1976). — Afton: A Supergene Copper Deposit. *C.I.M.M.*, Special vol. 15, pp. 376-387.
- CAWTHORN R.G., CURRAM E.B. et ARCULUS R.J. (1973). — A petrogenetic model for the origin of the calc-alkaline suite of Grenada, Lesser Antilles. *J. Petr.*, **14**, pp. 327-337.

- CHAPPELL B.W. et WHITE A.J.R. (1974). — Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp. 173-174.
- CHARLAT M. et LEVY C. (1974). — Substitutions multiples dans la série tennantite-tétraédrite. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, 97, pp. 241-250.
- CHAROY B. (1979). — Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. Thèse Doct. d'Etat, inédite Univ. Nancy, 277 p.
- CHAUVET D. (1975). — Nouvelle étude expérimentale du joint muscovite-céladonite MgAl. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Marseille.
- CHELISHCHEV N.F. et BORUTSKAYA V.L. (1972). — Dependence of potassic feldspar ion exchange capacity on the degree of ordering under supercritical conditions. *Geoch. Int.*, 9, pp. 194-198.
- CHIVAS A.R. (1978). — Porphyry Copper Mineralization of the Koloula Igneous Complex, Guadalcanal, Solomon Islands. *Econ. Geol.*, 73, pp. 645-677.
- CHIVAS A.R. et WILKINS R.W.T. (1977). — Fluid inclusion studies in relation to hydrothermal alteration and mineralization at the Koloula porphyry copper prospect, Guadalcanal. *Econ. Geol.*, 72, 153-169.
- CHORLTON L.B. et MARTIN R.F. (1978). — The effect of boron on the granite solidus. *Canad. Mineral.*, 16, pp. 239-244.
- CHRISTMAS L., BAADSGAARD H., FOLINSBEE R.E., FRITZ P., KROUSE H.R. et SASAKI A. (1969). — Rb/Sr, S and O Isotopic Analyses Indicating Source and Data of Contact Metasomatic Copper Deposits, Craigmont, B.C. *Econ. Geol.*, 64, pp. 479-488.
- CHRISTIE J.S. (1976). — Krain, CIM, Special Vol. 15, pp. 182-185
- CLOKE P.L. and KESLER S.E. (1978). — The halite trend in magmatic-hydrothermal mineralization. GAC, MAC and GSA joint annual meeting, Toronto, Ontario. Abstracts with programs, p. 381.
- COBBING E.J. (1976). — The geosynclinal pair at the continental margin of Peru. *Tectonophysics*, 36, pp. 157-165.
- COBBING E.J. et PITCHER W.S. (1972). — The coastal Batholith of Central Peru. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, 128, pp. 421-460.
- COBBING E.J. et TAYLOR W.P. (1977). — Segments and superunits in the Coastal Batholith of Peru. *J. Geol.*, 85, pp. 625-631.
- COBBING E.J. OZARD J.M. et SNELLING N.J. (1977). — Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, pp. 241-246.
- COBBING E.J., BALDOCK J., McCOURT W., PITCHER W.S., TAYLOR W.P. et WILSON J.J. (in press). — The geology of the Western Cordillera of Northern Peru. *Mem. Inst. Geol. Sci. Overseas Div.*
- COCKFIELD W.E. (1948). — Geology and Mineral Deposits of Nicola Map-Area, British Columbia. *Geol. Surv. Canada, Mem.* 249, p. 164.
- COLEMAN M.L. (1977). — Sulphur isotopes in petrology. *J. Geol. Soc. Lon.*, 133, pp. 593-608.
- COLEMAN M.L. (1979). — Isotopic analysis of trace sulphur from some S- and I-type granites. in "Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence". M.P. Atherton (Editor). Shiva, Orphington, England.
- COLLEY H. (1976). — Classification and exploration guide for Kuroko-type deposits based on occurrences in Fiji. *IMM Trans. sect. B.*, 85, pp. 190-199.
- CORNWALL H.R. et BANKS N.G. (1977). — Igneous rocks and copper mineralization in the Ray porphyry copper district. *USGS Open-file Rept.* 77-255.
- COVENEY C.J. (1962). — The Bethlehem Copper Property, *Western Miner.*, 35, pp. 42-43.
- CRAIG H. (1961). — Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, n° 3465, pp. 1702-1703.
- CRAIG J.R., VAUGHAN D.J. et HIGGINS J.B. (1979). — Phase relations in the Cu-Co-S system and mineral associations of the carrollite (CuCo<sub>2</sub>S<sub>4</sub>)-linnaeite (Co<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) series. *Econ. Geol.*, 74 pp. 657-671.
- CREASY S.C. (1966). — Hydrothermal alteration. in Titley S.R. and Hicks C.L. ed. "Geology of the porphyry copper deposits, south western North America. Tucson Univ. Press, pp. 51-76.
- CRERAR D.A. et BARNES H.L. (1976). — Ore solution chemistry V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 °C to 350 °C. *Econ. Geol.*, 71, pp. 772-794.
- CUMMING G.L. et KESLER S.E. (1976). — Source of lead in Central American and Caribbean mineralization. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 31, pp. 262-268.
- CUNNINGHAM G.C. (1976). — Petrogenesis and post-magmatic geochemistry of the Italian Mountain Intrusive Complex, eastern Elk Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, pp. 897-908.
- CUNNINGHAM G.C. (1978). — Pressure gradients and boiling as mechanisms for localizing ore in porphyry systems. *Journ. Res. U.S. Geol. Survey*, 6, pp. 745-754.
- CZAMANSKE G. K. (1974). — The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. *Econ. Geol.*, 69, pp. 1328-1334.
- CZAMANSKE G.K. et MIHALIK P. (1972). — Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo Area, Norway: Part 1, The oxydes. *J. Petr.*, 13, pp. 493-509.
- CZAMANSKE G.K. et WONES D.R. (1973). — Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo Area, Norway: Part 2, The mafic Silicates. *J. Petr.*, 14, pp. 349-380.
- DALMAYRAC B., LANCELOT J.R. et LEYRELOUP A. (1977). — Two-billion-year granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the South Peruvian Coast. *Science*, 198, pp. 49-51.
- DAVIES J.F. et LUTHA L.E. (1978). — An archaic "porphyry-type" disseminated copper deposit, Timmins, Ontario. *Econ. Geol.*, 73, pp. 383-396.
- DEER W.A. HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1962). — Rock-forming Minerals, vol. 3 — Sheet Silicates — Longman, London, 270 p.
- DEER W.A. HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1978). — Rock-forming Minerals, vol. 2 A — Single-Chain Silicates — Longman, London, 688 p.
- DENIS M. (1974). — Altérations et fluides associés dans le porphyre cuprifère de Sierrita, Arizona, Etats-Unis. Thèse de spécialité, Nancy I, 146 p.
- DICKINSON W.R. (1976). — Sedimentary Basins Developed During Evolution of Mesozoic-Cenozoic Arc-Trench System in Western North America, *Can. Jour. Earth Sciences*, 13, pp. 1286-1287.

- DIROM G.E. (1965). — Potassium-Argon Age Determinations on Biotites and Amphiboles, Bethlehem Copper Property, British Columbia, Thèse M. Sc. *inédite*, University of British Columbia.
- DODGE F.C.W. PAPIKE J.A. et MAYS R.E. (1968). — Hornblendes from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Petr.*, **9**, pp. 378-410.
- DODGE F.C.W. SMITH V.C. et MAYS R.E. (1969). — Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Petr.*, **10**, pp. 250-271.
- DODGE F.C.W. et ROSS D.C. (1971). — Coexisting hornblendes and biotites from granitic rocks near the San Andrea's fault, California. *J. Geol.*, **79**, pp. 158-172.
- DOLMAGE V. (1934). — Geology and Ore Deposits of Copper Mountain, British Columbia, *Geol. Survey, Canada*, Mem. 171.
- DOSTAL J., ZENTILLI M., CAELLES J.C. et CLARK A.H. (1977). — Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26°-28° S). *Contr. Min. Petro.*, **63**, pp. 113-128.
- DUCHESNE J.C. (1972). — Iron-Titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal Massif; South-western Norway. *J. Petr.*, **13**, pp. 57-81.
- DUFFEL S. et McTAGGART K.C. (1952). — Ashcroft Map-Area, B.C., *Geol. Surv. Canada*, Mem. 262.
- DUMMETT H.T. (1978). — Geology of the Moonmera porphyry deposit, Queensland, Australia. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 922-944.
- DUPUY C. et LEFEVRE C. (1974). — Fractionnement des éléments en trace Li, Rb, Ba, Sr, dans les séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou. Comparaison avec d'autres zones orogéniques. *Contr. Min. Petro.*, **46**, pp. 147-157.
- EADINGTON P.J. (1974). — Microprobe analysis of the non-volatile constituents in fluid inclusions. *N. Jb. Miner. Mh.*, **11**, pp. 518-525.
- EASTOE C.J. (1978). — A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, **73**, 721-748.
- EGGLER D.H. (1972). — Water-saturated and under-saturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contr. Min. Petro.*, **34**, pp. 261-271.
- EGGLER D.H. et BURNHAM C.W. (1973). — Crystallization and fractionation trends in the system andesite - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> - O<sub>2</sub> at pressures to 10 Kb. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, pp. 2517-2532.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. et HAVENS R.G. (1965). — Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle. *GSA Bull.*, **76**, pp. 719-734.
- ERIKSON E.A. Jr. (1977). — Petrology and petrogenesis of the Mont Stuart Batholith. Plutonic equivalent of the high-alumina basalt association? *Contr. Min. Petro.*, **60**, pp. 183-207.
- ERNST W.G. (1963). — Significance of phengite micas from low-grade schists. *Amer. Min.*, **48**, pp. 1357-1373.
- ERWOOD R.J., KESLER S.E. et CLOKE P.L. (1979). — Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions, Naica Mine, Chihuahua, Mexico. *Econ. Geol.*, **74**, pp. 95-108.
- ESTRADA R. (1969). — Edades radiométricas en las cercanías de Cerro Verde. Univ. Arequipa, Peru.
- ETMINAN H. (1977). — Le porphyre cuprifère de Sar Cheshmeh (Iran) : « Rôle des phases fluides dans les mécanismes d'altération et de minéralisation ». *Sciences de la Terre*, mémoire n° 34, Nancy, 249 p.
- EUGSTER H.P. et YODER H.S. (1955). — The joint muscovite-paragonite. *Carnegie Inst. Washington*, Yb., **54**, pp. 124-126.
- EWART A. (1979). — A review of the mineralogy and chemistry of tertiary-recent dacitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In : « Trondhjemites, dacites and related rocks ». F. Barker Ed., Elsevier, 1979, 659 p.
- EWART A. et STIPP J.J. (1968). — Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios, and Sr, Rb, K, U and Th abundances. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, pp. 699-736.
- EWART A., BRYAN W.B. et GILL J.B. (1973). — Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W. Pacific. *J. Petrol.*, **14**, pp. 429-465.
- FAHRNI K.C., MACAÛLEY T.N. et PRETO V.A.G. (1976). — Copper Mountain and Ingerbell. *C.I.M. Sp.* vol. **15**, pp. 368-375.
- FEISS P.G. (1978). — Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 397-404.
- FIELD C.W. (1966 a). — Sulfur isotope abundance data, Bingham district, Utah. *Econ. Geol.*, **61**, pp. 850-871.
- FIELD C.W. (1966 b). — Sulfur isotopic method for discriminating between sulfates of hypogene and supergene origine. *Econ-Geol.*, **61**, pp. 1428-1435.
- FIELD C.W. (1973). — Sulfur isotope abundances in hydrothermal sulfate-sulfide assemblages of the American Cordillera (abs). *Geol. Soc. Amer.*, Abs. with Programs, 1973, **5**, p. 619.
- FIELD C.W. et GUSTAFSON L.B. (1976). — Sulfur isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, **71**, pp. 1533-1548.
- FIELD C.W. et MOORE W.J. (1971). — Sulfur isotope study of the « B » limestone and galena fissure ore deposits of the U.S. mine, Bingham mining district, Utah. *Econ. Geol.*, **66**, pp. 48-62.
- FIELD C.W., JONES M.B. et BRUCE W.R. (1971). — Sulfur isotopic composition of Cordilleran hydrothermal sulfides and the role of Eh-pH (abs.). *Geol. Soc. Amer. Bull. Abs.*, **3**, n° 2, p. 118.
- FITTON J.G. et HUGUES D.J. (1977). — Petrochemistry of the volcanic rocks of the Island of Principe, Gulf of Guinea. *Contr. Min. Petr.*, **64**, pp. 257-272.
- FLOOD R.H. et SHAW S.E. (1977). — Two « S-type » granite suites with low initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios from the New England batholith, Australia. *Contr. Min. Petr.*, **61**, pp. 163-173.
- FORD J.H. (1978). — A chemical study of alteration at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 703-720.
- FOSTER M.D. (1962). — Interpretation of the composition and classification of chlorites. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 414-A.
- FREBOLD H. et TIPPER H.W. (1969). — Lower Jurassic Rocks and Fauna near Ashcroft, B.C. *Geol. Surv. Canada*, Paper 69-23, p. 19.
- FRIEDMAN I. et O'NEILL J.R. (1977). — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical

- interest. In "Data of Geochemistry", (Sixth Edition), U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-KK.
- FUGE R. (1977). — On the behaviour of fluorine and chlorine during magmatic differentiation. *Contr. Min. Petro.*, **61**, pp. 245-249.
- FUGE R. et POWER G.M. (1969). — Chlorine and fluorine in granitic rocks from S.W. England. *Geochim Cosmochim. Acta*, **33**, pp. 888-893.
- GABRIELSE H. et REESOR J.E. (1974). — Nature and Setting of Granitic Plutons in the Central and Eastern Parts of the Canadian Cordillera. *Pacific Geology*, **8**, pp. 109-138.
- GARCIA W. et del PINO M. (1978). — Mapa geológico del Mollendo y La Joya. Bol., 19, Servicio de Geología y Minería, Peru.
- GARCIA W. (sous presse). — Geología del cuadrángulo de Puquina. Bol., Servicio de Geología y Minería, Peru.
- GARCIA W. et del PINO M. (1978). — Mapa geológico del cuadrángulo de Puquina. Instituto de Geología y Minería, Lima.
- GENSHAFT YU.S., RUDICH YE. M., SALTYSKOVSKY A. YA. et SOLOV'YEVA T.N. (1977). — Possible origin of the andesitic magmas of islands arcs. *Int. Geol. Rev.*, **19**, n° 1, pp. 57-65.
- GEOFFREY FEISS P. (1978). — Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 397-404.
- GILL J.B. (1970). — Geochemistry of Viti Levu, Fidji, and its evolution as an island arc. *Contr. Min. Petr.*, **27**, pp. 179-203.
- GILL J.B. (1974). — Role of under-thrust oceanic crust in the genesis of a Fidjian calc-alkaline suite. *Contr. Min. Petr.*, **43**, pp. 29-45.
- GLYUK D.S. et TRUFANOVA L.G. (1977). — Melting at 1000 kg/cm<sup>2</sup> in a granite-H<sub>2</sub>O system with the addition of HF, HCl and Li, Na and K fluorides, chlorides and hydroxides. *Geochem. Int.*, **14**, pp. 28-36.
- GNETTE J. (1979). — Cache Creek and Nicola Group Rocks near Ashcroft. B.C., Thèse M. Sc. inédite, Univ. of B.C.
- GODWIN C.I. (1975). — Imbricate Subduction Zones and Their Relationship with Upper Cretaceous to Tertiary Porphyry Deposits in the Canadian Cordillera. *Can. Jour. Earth Sciences*, **12**, pp. 1362-1378.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1954). — Geochemistry. Oxford, University Press.
- GOLDSZTAUB M.S. (1935). — Etude de quelques dérivés de l'oxyde ferrique (FeO.OH, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.Na<sub>2</sub>O, FeOCl), détermination de leurs structures. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **58**, pp. 6-76.
- GOOSSENS P.J., ROSE W.I. et FLORES D. (1977). — Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of NW South America. *GSA Bull.*, **88** pp., 1711-1720.
- GRANT J.N., HALLS C., AVILA W. et AVILA G. (1977). — Igneous geology and the evolution of hydrothermal systems in some sub-volcanic tin deposits of Bolivia. In: "Volcanic processes in ore genesis". *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, n° 7, pp. 117-126.
- GREEN T.H. et RINGWOOD A.D. (1968). — Genesis of the calc-alkaline igneous rocks suite. *Contr. Min. Petr.*, **18**, pp. 105-162.
- GREENLAND L.P. (1970). — An equation for trace element distribution during magmatic crystallization. *Amer. Min.*, **55**, pp. 455-465.
- GREENLAND L.P. et LOVERING J.F. (1966). — Fractionation of fluorine, chlorine and other trace elements during differentiation of a tholeiitic magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**, pp. 963-982.
- GREENLAND L.P., GOTTFRIED D. et TILLING R.I. (1968). — Distribution of manganese between coexisting biotite and hornblende in plutonic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, pp. 1149-1163.
- GRIFFITHS J.R. (1977). — Mesozoic-Early Cenozoic Volcanism, Plutonism and Mineralization in Southern British Columbia: A plate Tectonic Synthesis. *Can. Jour. Earth Sciences*, **14**, pp. 1611-1624.
- GRINENKO L.N. et UKHANOV A.V. (1977). — Sulfur levels and isotopic compositions in upper-mantle xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite pipe. *Geochem. Int.*, **14**, pp. 169-171.
- GRINENKO V.A., ZAGRYAZHSKAYA G.D., UCHAMEYSHVILI N.E. et VERNADSKIY V.I. (1976). — The genesis of hypogene sulfate-sulfide associations on the southern slope in the greater Caucasus (based on sulfur isotopes). *Geochem. Int.*, **13**, pp. 1-10.
- GUERIN H., BROUSSE R. et MAURY R.C. (1979). — Comportement du manganèse au cours de la cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines. *Chem. Geol.*, **24**, pp. 83-95.
- GUEVARA R. (1969). — Geología del cuadrángulo de Characato. *Servicio de Geología y Minería, Peru. Bol.*, **23**.
- GUIDOTTI C.F. (1973). — Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. *Contr. Min. Petr.*, **42**, pp. 33-42.
- GUILBERT J.M. et SCHAFER R.W. (1978). — Preliminary geochemical characterization of muscovite in porphyry base metal alteration assemblages. In: Programs and Abstracts, 5th I.A.G.O.D. Symposium, Snowbird, Alta, Utah, U.S.A.
- GUNTON J.E. (1974). — Geochemical dispersion associated with porphyry-type mineralization in the Canadian Cordillera. Thèse PhD, inédite, Queen's University, Kingston, Ontario.
- GUSTAFSON L.B. (1978). — Some major factors of porphyry copper genesis. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 600-607.
- GUSTAFSON L.B. et HUNT J.P. (1975). — The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, **70**, pp. 857-912.
- HALFON J. et MARCE A. (1975). — Compositions isotopiques en carbone et en oxygène de la magnésite de Serre de Montner et autres carbonates associés dans la série de Canaveilles (Pyrénées Orientales): Conséquences génétiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **280**, Sér. D, pp. 1521-1524.
- HALPERN M. (1978). — Geological significance of Rb/Sr isotopic data of northern Chile crystalline rocks of the Andean orogen between latitudes 23° and 27° South. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, pp. 522-532.
- HALPERN M. (1979). — Strontium isotope composition of rocks from the Disputada copper mine, Chile. *Econ. Geol.*, **74**, pp. 129-130.

- HALPERN M. et FUENZALIDA R. (1978). — Rubidium-strontium geochronology of a transect of the Chilean Andes between latitudes 45° and 46° S. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **41**, pp. 60-66.
- HART S.R. et NALWALK A.J. (1970). — K, Rb, Cs and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, pp. 145-155.
- HART S.R., BROOKS C., KROGH T.E., DAVIS G.L. et NAVA D. (1970). — Ancient and modern volcanic rocks. A trace element model. *Earth. Planet. Sc. Lett.*, **10**, pp. 17-28.
- HAUGHTON D.R., ROEDER P.L. et SKINNER B.J. (1974). — Solubility of sulfur in mafic magmas. *Econ. Geol.*, **69**, n° 4, pp. 451-467.
- HELGESON H.C. (1968). — Geologic and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system. *Am. J. Sci.*, **266**, pp. 129-166.
- HELGESON H.C., DELANY J.M., NESBITT H.W. et BIRD D.K. (1978). — Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, **278-A**, p.229.
- HELZ R. (1973). — Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{H_2O} = 5$  kb as a function of oxygen fugacity. Part. I Mafic phases. *J. Petr.*, **14**, pp. 249-302.
- HELZ R. (1976). — Phase relations of basalts in their melting ranges at  $P_{H_2O} = 5$  kb Part. II. Melt compositions. *J. Petr.*, **17**, pp. 139-193.
- HEMING R.F. (1974). — Geology and petrology of Rabaul caldera, Papua, New Guinea. *GSA Bull.*, **85**, pp. 1253-1264.
- HEMLEY J.J. (1959). — Some mineralogical equilibria in the system  $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . *Am. J. Sci.*, **257**, pp. 241-270.
- HEMLEY J.J. (1967). — Aqueous Na/K ratios in the system  $K_2O - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . Abstract, Progr. Ann. Meeting Geol. Soc. Am., pp. 94-95.
- HENLEY R.W. et McNABB A. (1978). — Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 1-20.
- HINE R. et MASON D.R. (1978). — Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization, New Britain, Papua, New Guinea. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 749-760.
- HOEFS J. (1979). — The carbon isotopic composition of fluid inclusions in alpine fissure quartzes from the western Tauern Window (Tyrol, Austria). *N. Jb. Miner. Mh.*, **3**, pp. 123-134.
- HOFMANN A.W. et HART S.R. (1978). — An assessment of local and regional isotopic equilibration in the mantle. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **38**, pp. 44-62.
- HOLLISTER V.F. (1974). — Regional characteristics of porphyry copper deposits of South America. *AIME Transaction*, **255**, pp. 45-53.
- HOLLISTER V.F., ANZALONE S.A. et RICHTER D.H. (1975). — Porphyry copper deposits of southern Alaska and contiguous Yukon Territory. *Can. Min. Met. Bull.*, **68**, n° 756, pp. 104-112.
- HUEBNER J.S. et SATO M. (1970). — The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers. *Am. Min.*, **55**, pp. 934-952.
- HUGHES D.J. et BROWN G.C. (1972). — Basalts from Madeira: a petrochemical contribution to the genesis of oceanic alkali rock series. *Contr. Min. Petr.*, **37**, pp. 91-109.
- IGUMNOV S.A. (1976). — Sulfur isotope exchange between sulfide and sulfate in hydrothermal solutions. *Geochem. Int.*, **13**, pp. 119-124.
- IGUMNOV S.A., GRINENKO V.A. et PONER N.B. (1977). — Temperature dependence of  $\delta^{34}S$  for  $H_2S$  and dissolved sulfate over the range 260-400 °C. *Geochem. Int.*, **14**, pp. 81-82.
- IYAMA J.T. (1965). — Influence des anions sur les équilibres d'échange d'ions Na-K dans les feldspaths alcalins à 600 °C sous une pression de 1000 bars. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **88**, pp. 618-622.
- IYAMA J.T. (1966). — Contribution à l'étude des équilibres sub-solidus du système ternaire orthose-albite-anorthite à l'aide des réactions d'échange d'ions Na-K au contact d'une solution hydrothermale. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **89**, pp. 442-454.
- IYAMA J.T. (1970). — Influence de la pression sur la composition de la solution hydrothermale sodi-potassique de divers sels en équilibre avec les feldspaths perthitiques à 600 °C. Observation expérimentale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **271**, Sér. D, pp. 1925-1927.
- IYAMA J.T., WYART J. et SABATIER G. (1963). — Equilibre des feldspaths alcalins et des plagioclases à 500, 600, 700 et 800 °C sous une pression d'eau de 1000 bars. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **256**, sér. D. pp. 5016-5019.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971). — A guide to the chemical classification to the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**, pp. 523-548.
- ISHIHARA S. et SASAKI A. (1978). — Sulfur of Kuroko Deposits-A deep seated origin? *Mining Geology*, **28**, pp. 361-367.
- JACOBS D.C. et PARRY W.T. (1976). — A comparison of the geochemistry of biotite from some Basin and Range stocks. *Econ. Geol.*, **71**, pp. 1029-1035.
- JAKES P. et WHITE A.J.R. (1970). — K/Rb ratios of rocks from island arcs. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, pp. 849-856.
- JAKES P. et WHITE A.J.R. (1972). — Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, pp. 29-40.
- JAKES P. et WHITE A.J.R. (1972). — Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. *Amer. Mineral.*, **57**, pp. 887-902.
- JAMBOR J.L. et BEAULNE J.M. (1978). — Sulphide Zones and Hydrothermal Biotite Alteration at Porphyry Copper-Molybdenum Deposits, Highland Valley. *B.C. Geol. Surv., Canada*, Paper 77-12.
- JAMES D.E. (1971). — Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.*, **76**, pp. 3246-3271.
- JAMES D.E. (1978). — Origin of high  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios in central andean calc-alkaline lavas. *U.S.G.S. open file report*, 78-601, pp. 199-201.
- JAMES D.E., BROOKS C. et CUYUBAMBA A. (1976). — Andean cenozoic volcanism: magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, pp. 592-600.
- JEANROT P. et LE BEL L. (1978). — Simple approach to quantitative analysis of fluid inclusion daughter minerals by S.E.M. with X-ray energy dispersive analyser.

- (Abs), 5<sup>th</sup> Symposium I.A.G.O.D., Snowbird, Alta, Utah, U.S.A. (Programs and Abstracts).
- JENKS W.F. et HARRIS E.G. (1953). — Plutonics near Arequipa as a petrologic sample of the coastal batholith of Peru. *Bol. Soc. Geol., Peru*, **26**, pp. 79-94.
- JENSEN M.L. (1971). — Provenance of cordilleran intrusives and associated metals. *Econ. Geol.*, **66**, pp. 34-42.
- JOHAN Z., BOSCH B., MARCE A. et McMILLAN W.J. (1977). — Etude isotopique du soufre des minéralisations de porphyres cuprifères, massifs de Guichon Creek, Copper Mountain et Iron Mask (Canada). Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du Service Géologique National, supplément au Bulletin du B.R.G.M. pour 1977.
- JOHANNES W. (1978). — Melting of plagioclase in the system Ab-An-H<sub>2</sub>O and Qz-Ab-An-H<sub>2</sub>O at p<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 5 kbars, an equilibrium problem. *Contr. Min. Petr.*, **66**, pp. 295-303.
- JONES M.B. (1975). — Hydrothermal Alteration and Mineralization of the Valley Copper Deposit, Highland Valley, British Columbia. Thèse Ph.D. inédite, University of Oregon.
- JONES M.B., SCHMUCK R.A. et FIELD C.W. (1973). — Potassium-Argon Dates from the Valley Copper and Lornex Deposits, Guichon Creek Batholith, Highland Valley, B.C. *Isocron/West*, n°7, pp. 17-20.
- KANEHIRA K., YUI S., SAKAI H. et SASAKI A. (1973). — Sulphide globules and sulphur isotope ratios in the abyssal tholeiite from the Mid-atlantic Ridge near 30°N latitude. *Geochem. J.*, **7**, pp. 89-96.
- KAJIWARA Y. et KROUSE H.R. (1971). — Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide system. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **8**, pp. 1397-1408.
- KEEVIL N.B. (1962). — Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures. *J. Amer. Chem. Soc.*, **64**, pp. 841-850.
- KELLER J. (1974). — Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. *Contr. Min. Petr.*, **46**, pp. 29-47.
- KESLER S.E., JONES L.M. et WALKER R.L. (1975). — Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas. *Econ. Geol.*, **70**, pp. 515-526.
- KESLER S.E., JONES L.M. et WALKER R.L. (1976). — Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas — a reply —, *Econ. Geol.*, **71**, pp. 679-681.
- KESLER S.E., LEWIS J.F., JONES L.M. et WALKER R.L. (1977). — Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. *Contr. Min. Petr.*, **65**, pp. 91-99.
- KESLER S.E., SUTTER J.F., ISSIGONIS M.J., JONES L.M. et WALKER R.L. (1977). — Evolution of porphyry copper mineralization in an oceanic island arc: Panama. *Econ. Geol.*, **72**, pp. 1142-1153.
- KESLER S.E., ISSIGONIS M.J., BROWNLOW A.H., DAMON P.E., MOORE W.J., NORTHCOTE K.E. et PRETO V.A. (1975). — Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems. *Econ. Geol.*, **70**, pp. 559-567.
- KIHIEN A.C. (1975). — Alteracion y su relacion con la mineralizacion en el porfido de cobre de Cerro Verde. *Bol. Soc. Geol. Peru*, **46**, pp. 103-126.
- KIHIEN A.C. (1979). — Géologie du porphyre cuprifère de Quellaveco (Pérou): étude pétrogénétique des altérations, minéralisations et des fluides associés dans le porphyre cuprifère de Quellaveco. Thèse Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Lorraine, 160 p.
- KILINC I.A. et BURNHAM C.W. (1972). — Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. *Econ. Geol.*, **67**, pp. 231-235.
- KISTLER R.W. et PETERMAN Z.E. (1978). — Reconstruction of crustal blocks of California on the basis of initial strontium isotopic compositions of mesozoic granitic rocks. *U.S.G.S. Prof. Pap.* 1071.
- KLERKX J., DEUTSCH S. et De PAEPE P. (1974). — Rubidium, strontium content and strontium isotopic composition of strongly alkalic basaltic rocks from the Cape Verde Islands. *Contr. Min. Petr.*, **45**, pp. 107-118.
- KLERKX J., DEUTSCH S., PICHLER J. et ZEIL W. (1977). — Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. *J. Volc. Geoth. Res.*, **2**, pp. 49-71.
- KNOX G.J. (1974). — The structure and emplacement of the Rio Fortaleza centred acid complex, Ancash, Peru. *II. Geol. Soc. Lond.*, **130**, pp. 295-308.
- KUNO H. (1959). — Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding area. *Bull. Volcanol.*, **20**, pp. 37-76.
- KUNO H. (1960). — High-alumina basalt. *J. Petrol.*, **1**, pp. 121-145.
- KUNO H. (1968). — Differentiation of basalt magma in "Basalts", vol. 2, H.H. Hess et A. Poldervaart ed., pp. 624-688, J. Wiley, New York.
- KUSAKABE M. et ROBINSON B.W. (1977). — Oxygen and sulfur isotope equilibria in the BaSO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O system from 110 to 350 °C and applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, pp. 1033-1040.
- LADD J.H. (1979). — Mesozoic overthrusting of Oceanic Crust in South Central British Columbia. Thèse M. Sc. inédite, Cornell University, 96 p.
- LAGACHE M. (1978). — Nouvelles expériences sur le système ternaire albite-orthose-anorthite en présence de chlorures sodi-potassiques dans le domaine de composition des péristérites. *C.R. Acad. Sc. Paris, sér. D.*, pp. 849-852.
- LAGACHE M. et SABATTIER G. (1973). — Distribution des éléments Na, K, Rb et Cs à l'état de traces entre feldspaths alcalins et solutions hydrothermales à 650 °C, 1 kbar: données expérimentales et interprétation thermodynamique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, pp. 2617-2640.
- LAGACHE M. et WEISBROD A. (1977). — The system: two alkali feldspars-KCl-NaCl-H<sub>2</sub>O at moderate to high temperatures and low pressures. *Contr. Min. Petr.*, **62**, pp. 77-101.
- LANCELOT J.R., BRIQUEU L., WESTPHAL B. et TATSU-MOTO M. (1978). — Sr and Pb isotopic data bearing on the origin of calc-alkaline lavas of Pliocene and Quaternary age from Peru and New Hebrides active margins. *U.S.G.S. open file report*, 78-101, pp. 240-241.
- LANDIS G.P. et RYE R.O. (1974). — Geologic, fluid inclusion and stable isotope studies of the Pasto Buena

- tungsten-base metal ore deposit, Northern Peru. *Econ. Geol.*, **69**, pp. 1025-1059.
- LANGE I.M. et CHENEY E.S. (1971). — Sulfure isotopic reconnaissance of Butte, Montana. *Econ. Geol.*, **66**, pp. 63-74.
- LANGERFELDT H. (1968). — Mapa geológico regional U.P. Cerro Verde. Minerio Peru (*inédite*).
- LA ROCHE H. de (1968). — Comportement géochimique différentiel de Na, K, Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci.*, **267**, Sér. D, pp. 39-42.
- LARSEN E.S. (1938). — Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. *J. Geol.*, **46**, pp. 505-520.
- LEAKE B.E. (1978). — Nomenclature of amphiboles. *Bull. Minéral.*, **101**, pp. 453-467.
- LE BEL L. (1976). — Note préliminaire sur la minéralogie des phases solides contenues dans les inclusions des phénocristaux de quartz du porphyre cuprifère de Cerro Verde-Santa Rosa, Pérou méridional. *Bull. Soc. vaud. Sci. Nat.*, **73**, pp. 201-208.
- LE BEL L. (1979). — Micas magmatiques et hydrothermaux dans l'environnement du porphyre cuprifère de Cerro Verde-Santa Rosa, Pérou. *Bull. Minéral.*, **102**, pp. 35-41.
- LE BEL L. (*en préparation*). — Caractéristiques minéralogiques et géochimiques des produits non sulfurés de l'altération hydrothermale hypogène à Cerro Verde-Santa Rosa, porphyre cuprifère du Sud péruvien.
- LE BEL L. (*en préparation*). — Minéralisation hypogène et fluides hydrothermaux à Cerro Verde-Santa Rosa, porphyre cuprifère du Sud péruvien : apports de l'étude des inclusions fluides et de la géochimie des isotopes stables.
- LE BEL L., BOSCH B. et MARCE A. (1977). — Premières données sur la géochimie isotopique du soufre de la minéralisation du porphyre cuprifère de Cerro Verde-Santa Rosa, Pérou méridional. Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du Service Géologique National, Supplément au Bulletin du B.R.G.M.
- LETOLLE R. (1971). — Simplification des techniques de préparation de CO<sub>2</sub> et SO<sub>2</sub> en vue de l'analyse isotopique du carbone organique et du soufre des sulfures. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **94**, pp. 449-450.
- LEWIS J.F. (1971). — Composition, origin, and differentiation of basalt magma in the Lesser Antilles. *GSA Mem.*, **130**, pp. 159-179.
- LINDGREN W. (1933). — Mineral deposits. Mc Graw Hill, N.Y.
- LOWDON J.A. (1963). — Age Determinations and Geological Studies. *Geol. Surv., Canada*, Paper 62-17, p. 19.
- LOWELL J.D. et GUILBERT J.M. (1970). — Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, **65**, pp. 373-408.
- LUCE F.D., TUTTLE C.L. et SKINNER B.J. (1977). — Studies of sulfosalts of copper : V. Phases and phase relations in the system Cu-Sb-As-S between 350° and 500 °C. *Econ. Geol.*, **72**, pp. 271-289.
- LUTH W.C. (1969). — The systems NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub> and KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub> to 20 kb and the relationship between H<sub>2</sub>O content, P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, and P<sub>total</sub> in granitic magmas. *Am. J. Sci.*, **267A**, pp. 325-341.
- LUTH W.C., JAHNS R.H. et TUTTLE O.F. (1964). — The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geoph. Res.*, **69**, pp. 759-773.
- LUTH W.C. et TUTTLE O.F. (1966). — The alkali feldspar solvus in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Amer. Mineral.*, **51**, 1359-1373.
- MAALOE S. et WYLLIE P.J. (1975). — Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. *Contr. Min. Petr.*, **52**, pp. 175-191.
- MCCARTHY T.S. et HASTY R.A. (1976). — Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, pp. 1351-1358.
- MACKENZIE D.E. et CHAPPELL B.W. (1972). — Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua, New Guinea. *Contr. Min. Petr.*, **35**, pp. 50-62.
- MCLEAN W.H. (1969). — Liquidus phase relation in the FeS-FeO-Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-SiO<sub>2</sub> system and their application to geology. *Econ. Geol.*, **64**, pp. 865-884.
- McMILLAN W.J. (1971). — Valley Copper. B.C. Ministry of Mines & Pet. Res., GEM, 1970, pp. 354-369.
- McMILLAN W.J. (1973). — J-A. B.C., Ministry of Mines & Pet. Res., GEM, 1972, pp. 171-179.
- McMILLAN W.J. (1975). — Stratigraphic Section from the Jurassic Ashcroft Formation and Triassic Nicola Group Contiguous to the Guichon Creek Batholith. B.C. Ministry of Mines & Pet. Res., Geological Fieldwork, 1974, pp. 27-34.
- McMILLAN W.J. (1976). — Geology and Genesis of the Highland Valley Ore Deposits and the Guichon Creek Batholith. *CIM*, Special vol. 15, pp. 85-104.
- McMILLAN W.J. (1978). — Nicola Project. B.C. Ministry of Mines & Pet. Res., Geological Fieldwork, 1978.
- McMILLAN W.J. (1978). — Geology of the Guichon Creek batholith. B.C. Ministry of Mines and Petrol. Res., Prelim. map 30.
- McMILLAN W.J. (1979). — Nicola Project. B.C. Ministry of Energy, Mines and Pet. Res., Geological Fieldwork, 1979, pp. 41-46.
- McNUTT R.J., CROCKET J.H., CLARK A.H., CAELLES J.C., FARRAR E., HAYNES S.J. et ZENTILLY M. (1975). — Initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios of plutonic and volcanic rocks of the central Andes between latitudes 26° and 29° south. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, pp. 305-313.
- MAGARITZ M., WHITFORD D.J. et JAMES D.E. (1978). — Oxygen isotopes and the origin of high <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr andesites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, pp. 220-230.
- MASON D.R. (1978). — Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua New Guinea. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 878-890.
- MASON D.R. et McDONALD J.A. (1978). — Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea — Solomon Islands region : a reconnaissance study. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 857-877.
- MEDARIS L.G. (1969). — Partitioning of Fe and Mg between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene. *Amer. J. Sci.*, **267**, pp. 945-968.
- MEGARD F. (1973). — Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. Thèse Doct. Université de Montpellier, 264 p.

- MERRILL R.B., ROBERTSON J.K. et WYLLIE P.J. (1970). — Melting reactions in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  to 20 kilobars compared with results for other feldspar-quartz- $\text{H}_2\text{O}$  and rock- $\text{H}_2\text{O}$  systems. *J. Geol.*, **78**, pp. 558-569.
- MERTZMAN S.A. (1977). — The petrology and geochemistry of the Medicine Lake volcano, California. *Contr. Min. Petr.*, **62**, pp. 221-247.
- METZER F.W., KELLY W.C., NESBITT B.E. et ESSENE E.J. (1977). — Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions. *Econ. Geol.*, **72**, pp. 141-152.
- MEYER C. et HEMLEY J.J. (1968). — Wall rock alteration. in "Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits". Ed. H.L. Barnes. Holt, Rinehart and Winston, Inc., N.Y. 670 p.
- MILLER C.F. (1978). — Monzonitic plutons, California, and a model for generation of alkali-rich, near silica-saturated magmas. *Contr. Min. Petr.*, **67**, pp. 349-355.
- Mineria (1977). — Cerro Verde, complejo minero metalurgico. *Mineria*, n° 140, Mayo-Junio 1977.
- MITCHELL N.A. et GARSON N.S. (1972). — Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zone. *IMM Trans. sect. B*, pp. 10-25.
- MONGER J.W.H. (1972). — Oceanic Rocks in the Canadian Cordillera. *Can. Earth Physics Branch Publication*, **42**, pp. 59-64.
- MONGER J.W.H. (1979). — The Migrating Continental Margin of Western Canada, Abstract, GAC, Cordilleran Section Symposium, Vancouver, Feb. 9 and 10, 1979, p. 20.
- MONGER J.W.H., SOUTHER J.G. et GABRIELSE H. (1972). — Evolution of the Canadian Cordillera — A Plate Tectonic Model. *Amer. Jour. Sci.*, **272**, pp. 577-602.
- MONTAYA J.W. et HEMLEY J.J. (1975). — Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica reactions. *Econ. Geol.*, **70**, pp. 577-594.
- MONTGOMERY J.H. (1967). — Petrology, structure and origin of the Copper Mountain intrusions near Princeton, British Columbia. Thèse PhD, inédite, Univ. of B.C.
- MOORBATH S., HURLEY P.M. et FAIRBAIRN H.W. (1967). Evidence for the origin and age of some mineralized Laramide intrusives in the southwestern United States from strontium isotope and rubidium-strontium measurements. *Econ. Geol.*, **68**, pp. 269-280.
- MOORE W.J.M. et CZAMANSKE G.K. (1973). — Compositions of biotites from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham Mining District, Utah. *Econ. Geol.*, **68**, pp. 269-280.
- MOORE W.J.M. et NASH T. (1974). — Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper ore body at Bingham, Utah. *Econ. Geol.*, **69**, pp. 631-645.
- MYERS J.S. (1975). — Cauldrons subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, pp. 1209-1220.
- MYSEN B. (1978). — The role of descending plates in the formation of andesitic melts beneath island arcs. *Carnegie Inst. Year Book*, **77**, pp. 797-801.
- NAGANO K., TAKENOUCI S., IMAI H. et SHOJI T. (1977). — Fluid inclusion study of the Mamut porphyry copper deposit, Sabah, Malaysia. *Mining Geology*, **27**, pp. 201-207.
- NALDRETT A.J. (1973). — Nickel sulfide deposits. Their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. *CIMM Trans.*, **76**, pp. 183-201.
- NALDRETT A.J., GOODWIN A.M., FISHER T.L. et RIDLER R.H. (1978). — The sulfur content of Archean volcanic rocks and a comparison with ocean floor basalts. *Can. J. Earth Sc.*, **15**, pp. 715-728.
- NASH J.T. (1976). — Fluid inclusion petrology — Data from porphyry copper deposits and applications to exploration. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 907-D.
- NASH J.T. et CUNNINGHAM G.C. (1974). — Fluid-inclusion studies of the porphyry copper deposit at Bagdad, Arizona. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, **2**, pp. 31-34.
- NASH W.P. (1976). — Fluorine, chlorine, and OH-bearing minerals in the Skaergaard intrusion. *Amer. J. Sci.*, **276**, pp. 546-557.
- NESBITT B.E. et KELLY W.C. (1977). — Magmatic and hydrothermal inclusions in carbonatite of the Magnet Cove Complex, Arkansas. *Contr. Min. Petr.*, **63**, pp. 271-294.
- NESTERENKO G.V., LAKTIONOVA N.V. et MEDVEDEVA L.S. (1974). — On the significance of the form of Cu, Ni and Co in the basaltic andesites of Chile. *Geochim. Int.*, **11**, pp. 71-75.
- NEUMANN E.R. (1974). — The distribution of  $\text{Mn}^{2+}$  and  $\text{Fe}^{2+}$  between ilmenites and magnetites in igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, **274**, pp. 1074-1088.
- NIELSEN R.L. (1968). — Hypogene texture and mineral zoning in a copper-bearing granodiorite porphyry stock, Santa Rita, New Mexico. *Econ. Geol.*, **63**, pp. 37-50.
- NIELSEN R.L. (1978). — Recent developments in the study of porphyry copper geology. A review. *CIM Spec.*, n° 15, pp. 487-500.
- NISBET E.G. et PEARCE J.A. (1977). — Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contr. Min. Petr.*, **63**, pp. 149-160.
- NOCKOLDS S.R. (1954). — Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **65**, pp. 1007-1032.
- NOCKOLDS S.R. et ALLEN R. (1953). — The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**, pp. 105-142.
- NORRIS G. et MACKENZIE W.S. (1976). — Na-K ion exchange between feldspar and vapour. Progress in experimental petrology. 3rd Progress Report, *N.E.R.C. Publ.*, Ser. D, n° 6, p. 78.
- NORTHCOTE K.E. (1969). — Geology and Geochronology of the Guichon Creek Batholith. *B.C. Ministry of Mines & Ret. Res. Bull.* 56.
- NORTHROP D.A. et CLAYTON R.N. (1966). — Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite. *Jour. Geol.*, **74**, pp. 174-196.
- NORTON D.L. (1969). — A hydrothermal convection system related to porphyry copper formation. *Geol. Soc. Amer. Rocky Mt. Section* (abstract).
- NORTON D. (1972). — Concepts relating anhydrite deposition to solution flow in hydrothermal system. 24th I.G.C., section 10, pp. 237-244.
- NORTON D. (1978). — Source lines, source regions and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons. *Econ. Geol.* **73**, pp. 21-28.

- OHMOTO H. (1972). — Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, **67**, pp. 551-578.
- OLADE M.A.D. (1974). — Bedrock geochemistry of porphyry copper deposits, Highland Valley, British Columbia, Canada. Thèse PhD, Univ. Columbia, 495 p.
- OLADE M.A.D. (1976). — Geochemical evolution of copper-bearing granitic rocks of Guichon Creek batholith, British Columbia, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, **13**, pp. 199-209.
- OLADE M.A.D. (1977). — Nature of volatile element anomalies at porphyry copper deposits, Highland Valley, B.C., Canada. *Chem. Geol.*, **20**, pp. 235-252.
- OLADE M.A.D. (1978). — Ore Forming Processes in Highland Valley Porphyry Copper Deposits, B.C., (*in press*).
- OLADE M.A.D. et FLETCHER W.K. (1974). — Potassium chlorate-hydrochloric acid: a sulphide selective leach for bedrock geochemistry. *J. Geochem. Explor.*, **3**, pp. 337-344.
- OLADE M.A.D. et FLETCHER W.K. (1975). — Primary Dispersion of Rubidium and Strontium around Porphyry Copper Deposits, Highland Valley, B.C., *Econ. Geol.*, **70**, pp. 15-21.
- OLADE M.A.D. et FLETCHER W.K. (1976). — Trace element geochemistry of the Highland Valley and Guichon Creek batholith in relation to porphyry copper mineralization. *Econ. Geol.*, **71**, pp. 733-748.
- O'NEIL J.R., CLAYTON R.N. et MAYEDA T.K. (1969). — Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Jour. Chem. Phys.*, **51**, pp. 5547-5558.
- ORVILLE P.M. (1962). — Alkali metasomatism and feldspars. *Norsk Geol. Tidsskr.*, **42**, 2 Halvbind (Feldspar vol.), pp. 283-316.
- ORVILLE P.M. (1963). — Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Amer. J. Sci.*, **261**, pp. 201-237.
- ORVILLE P.M. (1972). — Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: results at 700 °C and 2000 bars in the presence of quartz. *Amer. J. Sci.*, **272**, pp. 234-272.
- OSATENKO M.J. et JONES M.B. (1976). — Valley Copper. *CIM*, Special Vol. 15, pp. 130-143.
- OSBORN E.F. (1959). — Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am. J. Sci.*, **257**, pp. 609-647.
- OSWALD H.R. et FEITKNECHT W. (1961). — Ueber die Hydroxidchloride  $Me(OH)Cl$ . *Helv. Chim. Acta*, **44**, pp. 847-858.
- PARRY W.T. (1972). — Chlorine in biotite from Basin and Range plutons. *Econ. Geol.*, **67**, pp. 972-975.
- PARRY W.T. et JACOBS D.C. (1975). — Fluorine and chlorine in biotite from Basin and Range plutons. *Econ. Geol.*, **70**, pp. 554-558.
- PEACOCK M.A. (1931). — Classification of igneous rocks. *J. Geol.*, **39**, pp. 54-67.
- PELISSONIER H. (1973). — La position géotectonique des porphyres cuprifères. In: Coll. Sci. Int. E. Raguin, Paris, 1971, Masson ed., pp. 315-323.
- PERTHUISOT V., GUILHAUMOU N. et TOURAY J.C. (1978). — Les inclusions fluides hypersalines et gazeuses des quartz et dolomites du Trias évaporitique Nord-tunisien. Essai d'interprétation géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, **20**, pp. 145-155.
- PETERSEN U. (1972). — Nuevas investigaciones de yacimientos peruanos. *Bol. Soc. Geol. Peru*, **42**, pp. 37-52.
- PHILPOTTS J.A. et SCHNETZLER C.C. (1970). — Phenocrystmatrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, pp. 307-322.
- PICHAVANT M. (1979). — Etude expérimentale à haute température et 1 kbar du rôle du bore dans quelques systèmes silicatés. Intérêt pétrologique et métallogénique. Thèse de spécialité, Institut national Polytechnique de Lorraine, 153 p.
- PINEAU F., JAVOY M. et ALLEGRE C.J. (1973). — Etude systématique des isotopes de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, pp. 2363-2377.
- PITCHER W.S. (1975). — On the rate of emplacement of batholiths. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, **131**, pp. 587-591.
- PITCHER W.S. (1978). — The anatomy of a batholith. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, **135**, pp. 157-182.
- PITCHER W.S. (1979). — The nature of granite magma and its intrusion into the crust. In: "Origin of granite batholiths: geochemical evidence", M.P. Atherton, Editor — Shiva, Orpington, England.
- PITCHER W.S. et BUSSEL M.A. (1977). — Structural control of batholith emplacement in Peru; a review. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, **133**, pp. 149-256.
- PIWINSKII A.J. (1968). — Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada batholith, California. *J. Geol.*, **76**, pp. 548-570.
- PIWINSKII A.J. et WYLLIE P.J. (1968). — Experimental studies of igneous rocks series; a zoned pluton in the Willowa batholith, Oregon. *J. Geol.*, **76**, pp. 205-235.
- PLAFKER G., HUDSON T., BRUNS T. et RUBIN M. (1978). — Late Quaternary Offsets Along the Fairweather Fault and Crustal Plate Interactions in Southern Alaska. *Can. Jour. Earth Sciences*, **15**, pp. 805-816.
- POTTER R.W. II et BROWN D.L. (1977). — The volumetric properties of aqueous sodium chloride solution from 0 to 500 °C at pressure up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. *Geol. Surv. Bull.*, 1421-C.
- POTTER R.W. II, CLYNNE M.A. et BROWN D.L. (1978). — Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 284-285.
- POTY B. et WEISBROD A. (1976). — Les inclusions fluides comme guide pour la prospection des gîtes métallifères. *Ann. Mines*, Février 1976, pp. 1-6.
- POTY B., LEROY J. et JACHIMOWICZ L. (1976). — Un nouvel appareil pour la mesure sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **99**, pp. 181-186.
- POWELL M. et POWELL R. (1977). — Plagioclase-alkali-feldspar geothermometer revisited. *Min. Mag.*, **41**, pp. 253-256.
- PRESNALL D.C. et BATEMAN P.C. (1973). — Fusion relations in the system  $NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$  and generation of granitic magma in the Sierra Nevada Batholith. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, pp. 3181-3202.
- PRETO V.A. (1967). — Geology of Eastern Part of Iron Mask Batholith. Minister of Mines, B.C., Ann. Rept., 1967, pp. 137-147.
- PRETO V.A. (1977). — The Nicola Group: Mesozoic Volcanism Related to Rifting in Southern British

- Columbia, *Geol. Assoc. Canada*, Special Paper 16, pp. 39-57.
- PRETO V.A., OSATENKO M.J., McMILLAN W.J. et ARMSTRONG R.L. (1979). — Recent Isotopic Dates and Strontium Isotopic Ratios for Plutonic and Volcanic Rocks in South-Central British Columbia (*in press*).
- PRICE R.A. et DOUGLAS R.J.W. (1972). — Variations in Tectonic Styles in Canada. *Geol. Assoc. Canada*, Special Paper 11.
- PRICE R.C. et SINTON J.M. (1978). — Geochemical variations in a suite of granitoids and gabbros from Southland, New Zealand. *Contr. Min. Petr.*, **67**, pp. 267-278.
- PRINGLE G.J., TREMBATH L.T. et PAJARI G.E. Jr (1974). — Crystallization history of a zoned plagioclase. *Min. Mag.*, **39**, pp. 867-877.
- RAJAMANI V. et NALDRETT A.J. (1978). — Partitioning of Fe, Co, Ni and Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition of Ni-Cu sulfide deposits. *Econ. Geol.*, **73**, pp. 82-93.
- RAMBOZ C. et DENIS M. (1978). — Etude des phases fluides associées aux minéralisations de cuivre de la région de South West Tintic, (Utah). Résumé Colloque Minéraux et Minerais, Nancy, 26-28 sept. 78, p. 57.
- RAPELA C.W. et SHAW D.M. (1979). — Trace and major element models of granitoid genesis in the Pampean Ranges, Argentina. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, pp. 1117-1129.
- RAYMAHASHAY B.C. et HOLLAND H.D. (1968). — Composition of aqueous solutions in equilibrium with sulfides and oxides of iron at 350 °C. *Science*, **162**, pp. 895-896.
- REED A.J. et JAMBOR J.L. (1976). — Highmont: Linearly Zoned Copper-Molybdenum Porphyry Deposits and their Significance in the Genesis of the Highland Valley Ores. *CIM, Special*, vol. 15, pp. 163-181.
- REYF F.G. et BAZHEYEV U.D. (1977). — Magmatogenic chloride solutions and tungsten mineralization. *Geochem. Int.*, **14**, pp. 45-51.
- RICHEP P. (1977). — Calcul des fractionnements isotopiques des carbonates métalliques. (non publié).
- RINGWOOD A.E. (1974). — The petrological evolution of Island arc systems. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, **130**, pp. 183-204.
- RITCHEV J.L. et EGGLER D.H. (1978). — Amphibole stability in a differentiated calc-alkaline magma chamber: an experimental investigation. *Carnegie Inst. Year Book*, **77**, pp. 790-793.
- ROBERT J.L. (1976). — Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solution. *Chem. Geol.*, **17**, pp. 213-227.
- ROBINSON B.W. (1973). — Sulphur isotope equilibrium during sulphur hydrolysis at high temperatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18**, pp. 443-450.
- ROBINSON B.W. (1974). — The origin of the mineralization at the Tui mine, Te Aroa, New Zealand, in the light of stable isotope studies. *Econ. Geol.*, **69**, pp. 910-925.
- ROEDDER E. (1962). — Studies of fluid inclusions. I: Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Econ. Geol.*, **57**, pp. 1045-1061.
- ROEDDER E. (1963). — Studies of fluid inclusions. II: Freezing data and their interpretation. *Econ. Geol.*, **58**, pp. 167-211.
- ROEDDER E. (1971). — Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham (Utah), Butte (Montana) and Climax (Colorado). *Econ. Geol.*, **66**, pp. 98-120.
- RODDICK J.C., FARRAR E. et PROCYSHYN E.L. (1972). — Potassium argon ages of igneous rocks from the area near Hedlye, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sciences*, **9**, pp. 1632-1639.
- RYABCHIKOV I.D. (1975). — Thermodynamics of the fluid phase in Granitoid magmas. *Nauk. Moscou*, 230 p.
- RYABCHIKOV I.D. et HAMILTON D.L. (1971). — Possible separation of concentrated chloride solutions during crystallization of felsic magmas. *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, **197**, pp. 219-220.
- RYE R.O. (1966). — The carbon, hydrogen, and oxygen isotope composition of hydrothermal fluids responsible for the lead-zinc deposits at Providencia, Zacatecas, Mexico. *Econ. Geol.*, **61**, pp. 1399-1427.
- RYE R.O. et OHMOTO H. (1974). — Sulphur and carbon isotopes and ore genesis: a review. *Econ. Geol.*, **69**, pp. 826-842.
- RYE R.O. et SAWKINS F.J. (1974). — Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casalpalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, central Andes, Peru. *Econ. Geol.*, **69**, pp. 181-203.
- SAITO K., BASU A.R. et ALEXANDER E.C. Jr. (1978). — Planetary-type rare gases in an upper mantle-derived amphibole. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, pp. 274-280.
- SAKAI H. (1968). — Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochem. J.*, **2**, pp. 29-49.
- SAKAI H. et DICKSON F.W. (1978). — Experimental determination of the rate and equilibrium fractionation factors of sulfur isotope exchange between sulfate and sulfide in slightly acid solutions at 300 °C and 1 000 bars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, pp. 151-161.
- SALOT P. (1978). — Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Doc., Université Paris-Sud, 183 p.
- SASAKI A. (1969). — Sulphur isotope study of the Muskox intrusion, district of Mackenzie. *Pap. Geol. Surv. Canada*, 68-46, 41 p.
- SASAKI A. et ISHIHARA S. (1979). — Sulfur isotopic composition of the Magnetite-series and Ilmenite-series granitoids in Japan. *Contr. Min. Petr.*, **68**, pp. 107-115.
- SAWKINS F.J. (1972). — Sulfide ore deposition in relation to plate tectonics. *J. Geol.*, **83**, pp. 377-397.
- SCHULIEN S. (1975). — Determination of the equilibrium constant and the enthalpy of reaction for the  $Mg^{2+} - Fe^{2+}$  exchange between biotite and a salt solution. *Fortschr. Mineral.*, **52**, Spec. Issue IMA, pp. 133-139.
- SCHWARCZ H.P. (1973). — Sulfur isotope analyses of some Sudbury, Ontario, ores. *Can. J. Earth Sci.*, **10**, pp. 1444-1459.
- SCOTT S.D. (1973). — Experimental calibration of the sphalerite geobarometer. *Econ. Geol.*, **68**, pp. 466-474.
- SCOTT S.D. et BARNES H.L. (1971). — Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Econ. Geol.*, **66**, pp. 653-669.
- SCOTT S.D. et KISSIN S.A. (1973). — Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300 °C. *Econ. Geol.*, **68**, pp. 475-479.
- SEKINE T., KATSURA T. et ARAMAKI S. (1979). — Water saturated phase relations of some andesites with application to the estimation of the initial tempera-

- ture and water pressure at the time of eruption. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, pp. 1367-1376.
- SHACKLETON R.M., RIES A.C., COWARD M.P. et COBOLD P.R. (1979). — Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa massif of Coastal Peru. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, **136**, pp. 195-214.
- SHAW D.M. (1970). — Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, pp. 237-243.
- SHEPPARD S.M.F. et GUSTAFSON L.B. (1976). — Oxygen and hydrogen isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, **71**, pp. 1549-1559.
- SHEPPARD S.M.F., NIEKSEN R.L. et TAYLOR H.P., Jr. (1971). — Hydrogen, and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **66**, pp. 515-542.
- SILLITOE R.H. (1972). — A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **67**, pp. 184-197.
- SILLITOE R.H. et SAWKINS F.J. (1971). — Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile. *Econ. Geol.*, **66**, pp. 1028-1041.
- SKINNER B.J. (1960). — Assemblage enargite-famatinite, a possible geologic thermometer (abstr.). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **71**, 1975.
- SMITH P. et PARSONS I. (1974). — The alkali feldspar solvus at 1 kilobar water-vapour pressure. *Mineral. Mag.*, **39**, pp. 747-767.
- SOURIRAJAN S. et KENNEDY G.C. (1962). — The system  $H_2O-NaCl$  at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, **260**, pp. 115-141.
- STACEY R.A. (1973). — Gravity Anomalies, Crustal Structure and Plate Tectonics in the Canadian Cordillera. *Can. Jour. Earth Sciences*, **10**, pp. 615-628.
- STEIGER R.H. et JAGER E. (1977). — Subcommission on Geochronology : Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmogeochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, pp. 359-362.
- STEINMANN G. (1929). — Geologie von Peru. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 448 p.
- STERN C.R., WUU-LIANG HUANG et WYLLIE P.J. (1975). — Basalt-andesite-rhyolite- $H_2O$  : crystallization intervals with excess  $H_2O$  and  $H_2O$ -undersaturated liquid surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, pp. 189-196.
- STEWART J.W., EVERNDEN J.F. et SNELLING N.J. (1974). — Age determinations from Andean Peru : a reconnaissance survey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, pp. 1107-1116.
- STOLLERY G., BORCSIK M. et HOLLAND H.D. (1971). — Chlorine in intrusives : a possible prospecting tool. *Econ. Geol.*, **66**, pp. 361-367.
- STORMER J.C., Jr (1975). — A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Miner.*, **60**, pp. 667-674.
- STRECKEISEN A. (1976). — To each plutonic rock its proper name. *Earth Sc. Reviews*, **12**, pp. 1-33.
- SUBBARAO K.U. (1972). — The strontium isotopic composition of basalts from the East Pacific and Chile Rises and abyssal hills in the eastern Pacific ocean. *Contr. Min. Petr.*, **37**, pp. 111-120.
- SUGAKI A., SHIMA H., KITAKAZE A. et HARADA H. (1975). — Isothermal phase relations in the system Cu-Fe-S under hydrothermal conditions at 350°C and 300°C. *Econ. Geol.*, **70**, pp. 806-823.
- SUTULOV A. (1974). — Copper porphyries. The University of Utah Printing Services, S.L.C., Utah, 200 p.
- SUVOROVA V.A. (1974). — Temperature dependence of the distribution coefficient of sulfur isotopes between equilibrium sulfides. National symposium on stable isotope geochemistry, 5<sup>th</sup>, Moscow, program - Pt. 1, p. 128.
- SUWA K., OSAKI S., OANO S., SHIIDA I. et MIYAKAWA K. (1969). — Isotope geochemistry and petrology of the Mbeya carbonatite, south-western Tanzania, East Africa. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **17**, pp. 125-168.
- SWANSON S.E. (1979). — The effect of  $CO_2$  on phase equilibria and crystal growth in the system  $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-H_2O-CO_2$  to 8000 bars. *Amer. J. Sci.*, **279**, pp. 703-720.
- TAYLOR S.R. (1969). — Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Bull. Oregon Dept. Geol. Min. Industr.*, **65**, pp. 43-63.
- TAYLOR S.R. et WHITE A.J.R. (1966). — Trace element abundances in andesites. *Bull. Volcan.*, **29**, pp. 177-194.
- TAYLOR S.R., CAPP A.C., GRAHAM A.L. et BLAKE D.H. (1969). — Trace element abundances in andesites. II. Saipan, Bougainville and Fiji. *Contr. Min. Petr.*, **23**, pp. 1-26.
- TAYLOR W.P. (1976). — Intrusion and differentiation of granitic magma at a high level in the crust : the Puscao pluton, Lima Province, Peru. *J. Petrol.*, **17**, pp. 194-218.
- TEGYEY-DUMAIT M. (1974). — Essai d'informatique pétrographique : constitution d'un fichier et application à l'étude des roches volcaniques des zones orogéniques. Thèse, Université d'Orléans, 146 p.
- TEMPELMAN-KLUIT D. (1979). — Evolution of the North American Margin in Pelly Mountains, Yukon, Abstr., GAC, Cordilleran Section Symposium, Vancouver, Feb. 9 and 10, 1979, p. 30.
- THEODORE T.G. et BLAKE D.W. (1975). — Geology and Geochemistry of the Copper canyon porphyry copper deposit and surrounding area, Lander County, Nevada. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 798-B.
- THODE H.G., KLEEREKIPER H. et McELCHERAN D. (1951). — Isotope fractionation in the bacterial reduction of sulphate. *Research*, **4**, p. 581.
- THODE H.G., MONSTER J. et DUNFORD H.B. (1961). — Sulphur isotope geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **25**, pp. 159-174.
- THOMPSON T.B. (1968). — Hydrothermal alteration and mineralization of the Rialto stock, Lincoln County, New Mexico. *Econ. Geol.*, **63**, pp. 943-949.
- TIFFIN D.L., CAMERON B.E.B. et MURRAY J.W. (1972). — Tectonics and Depositional History of the Continental Margin of Vancouver Island, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sciences*, **9**, pp. 280-296.
- TITLEY S.R. (1975). — Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the Southwestern Pacific. *Econ. Geol.*, **70**, pp. 499-514.
- TRAVERS W.B. (1978). — Overturned Nicola and Ashcroft Strata and their Relation to the Cache Creek group, Southwestern Intermontane Belt, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sciences*, **15**, pp. 99-116.
- TSUSUE A. (1973). — The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula, Japon. *Contr. Min. Petr.*, **40**, pp. 305-314.

- TUTTLE O.F. et BOWEN N.L. (1958). — Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . G.S.A., *Memoir*, 74, 145 p.
- URABE T. (1974). — Mineralogical aspect of the Kuroko deposits in Japan and their implications. *Mineral. Deposita*, 9, pp. 309-324.
- VANCE J.A. (1965). — Zoning on igneous plagioclase: patchy zoning. *J. Geol.*, 73, pp. 636-651.
- VARGAS V. (1970). — Geología del cuadrangulo de Arequipa. *Servicio de Geología y Minería, Bol.* 24.
- VEJNAR Z. (1974). — Trace elements in rocks of the Central Bohemian Pluton. *Vestn. Ustr. Ust. Geol.*, 49, pp. 159-165.
- VELDE B. (1967). — Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrences. *Amer. J. Sci.*, 263, pp. 886-913.
- VELDE B. (1967). —  $\text{Si}^{4+}$  content of natural phengites. *Contr. Min. Petr.*, 14, pp. 250-258.
- VIDALE R. (1975). — Equilibria in the system plagioclase-muscovite-phlogopite-sanidine-quartz-aqueous chloride solution. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 74, pp. 428-432.
- VITRAC-MICHARD A. et ALLÈGRE C.J. (1975). — A study of the formation and history of a continental crust by  $^{87}\text{Rb}\text{-}^{87}\text{Sr}$  method: the case of the french Oriental Pyrénées. *Contr. Min. Petr.*, 50, pp. 257-285.
- VOLFINGER M. (1974). — Effet de la composition des micas trioctaédriques sur les distributions de Rb et Cs à l'état de traces. *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, pp. 299-304.
- VOLFINGER M. (1975). — Effet de la composition des micas dioctaédriques sur les distributions des éléments alcalins en traces. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, 98, pp. 49-52.
- VOLFINGER M. (1976). — Effet de la température sur les distributions de Na, Rb et Cs entre la sanidine, la muscovite, la phlogopite et une solution hydrothermale sous pression de 1 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, pp. 167-182.
- WAGER L.R. et DEER W.A. (1939). — Geological investigations in East Greenland: pt.II. the petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuag, East Greenland. *Medd. Grönland*, 105, p. 4.
- WAGER L.R., BROWN G.M. et WADSWORTH W.J. (1960). — Types of igneous cumulates. *J. Petrol.*, 1, 73-85.
- WALDBAUM D.R. et THOMPSON J.B. Jr. (1969). — Mixing properties of sanidine crystalline solutions: IV. Phase diagrams from equations of state. *Am. Miner.*, 54, pp. 1274-1298.
- WALDNER M.W., SMITH G.D. et WILLIS R.O. (1976). — Lornex. *CIM, Special vol.* 15, pp. 120-129.
- WATMUFF G. (1978). — Geology and alteration-mineralization zoning in the central portion of the Yandera porphyry copper prospect, Papua, New Guinea. *Econ. Geol.*, 73, pp. 829-856.
- WEISBROD A. et POTY B. (1975). — Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres Pegmatite, South Eastern Massif Central (France). *Petrologie*, 1, pp. 1-16 and 89-102.
- WEISBROD A., POTY B. et TOURET J. (1976). — Les inclusions fluides en pétrologie-géochimie; tendances actuelles. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, 99, pp. 140-152.
- WELLS P.R.A. (1977). — Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Min. Petr.*, 62, pp. 129-139.
- WENGERT P.R. et BAYARD M. (1971). — Analysis of crystals in bubbles in glass. *Amer. Ceramic Soc. Bull.*, 50, pp. 976-981.
- WESTERMAN C.J. (1970). — A petrogenetic Study of the Guichon Creek Batholith, British Columbia. Thèse M. Sc. inédite, University of B.C.
- WHEELER J.O., AITKEN J.D., BERRY M.J., GABRIELSE H., HUTCHINSON W.W., JACOBY W.R., MONGER J.W.H., NIBLETT E.R., NORRIS D.K., PRICE R.A. et STACEY R.A. (1972). — Cordilleran Structural Province. *GAC, Special Paper* 11, pp. 1-82.
- WHITE D.E. (1968). — Environment of generation of some base metal deposits. *Econ. Geol.*, 63, pp. 301-335.
- WHITE W.H. (1959). — Cordilleran Tectonism in British Columbia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 43, pp. 60-100.
- WHITE W.H., THOMPSON R.M. et McTAGGART K.C. (1957). — The geology and Mineral Deposits of Highland Valley, B.C. *C.I.M. Trans.*, 60, pp. 273-289.
- WILKINSON J.F.G. (1957). — The clinopyroxenes of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales. *Geol. Mag.*, 94, p. 123.
- WILSON J.C. (1975). — Ore-magma relation in a late-stage dike. Guide book to the Bingham Min. Distr. E. Bray J.C. & J.C. Wilson Eds, pp. 99-103.
- WILSON J.C. (1978). — Ore fluid-magma relationship in a vesicular quartz-lattice porphyry dike at Bingham, Utah. *Econ. Geol.*, 73, 1287-1307.
- WILSON P.A. (1975). — K-Ar age studies in Peru with special reference to the emplacement of the Coastal Batholith. Thèse Ph. D., inédite, University of Liverpool.
- WINKLER H.G.F. et GHOSE N.C. (1973). — Further data on the eutectics in the system Qz-Or-An-H<sub>2</sub>O. *N. Jb. Miner. Monatsh.*, pp. 481-484.
- WINKLER H.G.F. et LINDEMANN W. (1972). — The system Qz-Or-An-H<sub>2</sub>O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H<sub>2</sub>O. Application to granitic magma formation. *N. Jb. Miner. Monatsh.*, pp. 49-61.
- WONES D.R. (1972). — Stability of biotite: a reply. *Amer. Miner.*, 57, pp. 316-317.
- WONES D.R. et EUGSTER H.P. (1965). — Stability of biotite: experiment, theory and application. *Amer. Miner.*, 50, pp. 1228-1272.
- WOOD A.D. (1968). — Geologic and Mineralogic Study of the Bethlehem Copper Property at Highland Valley, British Columbia. Thèse M. Sc. inédite, Oregon State University, Corvallis, Oregon.
- WOOD B.J. et BANNO S. (1973). — Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. *Contr. Min. Petr.*, 42, pp. 9-24.
- WOOD D.A., TARNEY J., VARET J., SAUNDERS A.D., BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M. et CANN J.R. (1979). — Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOD leg 49: implications for mantle heterogeneity.
- WYART J. et SABATIER G. (1956a). — Mobilité des ions alcalins et alcalino-terreux dans les feldspaths. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, 79, pp. 444-448.
- WYART J. et SABATIER G. (1956b). — Transformations mutuelles des feldspaths alcalins; reproduction du

- microcline et de l'albite. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, **79**, pp. 574-581.
- WYART J. et SABATIER G. (1962). — L'équilibre des feldspaths et des feldspathoïdes en présence de solutions sodi-potassiques. *Norsk. Geol. Tidss.*, **42**, pp. 317-329 (Feldspar vol.).
- WYLLIE P.J., HUANG W.L., STERN C.R. et MAALOE S. (1976). — Granitic magmas : possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences *Can. J. Earth Sci.*, **13**, pp. 1007-1019.
- YODER H.S. (1968). — Albite-anorthite-quartz-water at Kb. *Carnegie Inst. Year Book*, **67**, pp. 477-478.
- YODER H.S. (1969). — Calc-alkalic andesites : experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. *Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull.*, **65**, pp. 77-89.
- YODER H.S. et EUGSTER H.D. (1955). — Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **8**, pp. 225-280.
- YODER H.S., STEWART D.B. et SMITH J.R. (1957). — Feldspars. *Carnegie Inst. Year Book*, **56**, pp. 206-214.
- ZYRIANOV V.N. et PERCHUK L.L. (1975). — Etude expérimentale sur les équilibres entre néphélines et feldspaths alcalins (en russe). *Proceedings of the Institute of Experimental Mineralogy, Academie Nauk, SSSR*, **5**, pp. 51-77.
- ZYRIANOV V.N., PERCHUK L.L. et PODLESSKII K.K. (1978). — Nepheline-Alkali Feldspar Equilibria : I. Experimental Data and Thermodynamic Calculations. *Jour. Petr.*, **19**, pp. 1-44.