

Les gisements d'émeraude du Brésil : genèse et typologie

Gaston GIULIANI (1,2)

Alain CHEILLETZ (3,2)

Jean-Louis ZIMMERMANN (2)

Ana Maria RIBEIRO-ALTHOFF (2)

Christian FRANCE-LANORD (2)

Gilbert FERAUD (4)

Genesis and typology of the Brazilian emerald deposits

Chron. rech. min., n°526, 1997, pp. 17-61, 25 fig., 3 tabl., 5 pl. photo.

Mots-clés : Monographie de gisements, Typologie, Gîtes mésothermaux, Émeraude, Phlogopite, Pegmatite, Zone de cisaillement, Séries volcano-sédimentaires, Métasomatose alcaline, Fluides, Isotopes stables et radiogéniques, Hypothèses génétiques, Archéen, Protérozoïque, Brésil.

Key words: Ore deposits monograph, Typology, Mesothermal deposits, Emerald, Phlogopite, Pegmatite, Shear zone, Volcano-sedimentary sequences, Alkaline metasomatism, Fluids, Stable and radiogenic isotopes, Genetic models, Archean, Proterozoic, Brazil.

Résumé

Les émeraudes brésiliennes représentent un type original de minéralisation précambrienne. Les principaux gisements sont Carnaíba et Socotó (Bahia), Mina Belmont et Capoeirana (Minas Gerais) et Santa Terezinha (Goiás). Ils se situent exclusivement dans des séries volcano-sédimentaires du Protérozoïque inférieur qui contiennent des horizons de roches mafiques et ultramafiques (RM-UM).

Deux types de minéralisations sont mis en évidence :

1) celui associé à des pegmatites recoupant des RM-UM (Socotó, Carnaíba, Mina Belmont et Capoeirana) ;

2) celui lié au fonctionnement de zones de cisaillement ductiles-fragiles et développé dans des RM-UM (Santa Terezinha).

Les gisements de type 1 résultent de la percolation de fluides hydrothermaux qui ont formé des zones d'altération métasomatique autour de veines de pegmatites encaissées dans des RM-UM. Les pegmatites sont transformées en plagioclases

et le remplacement des minéraux primaires des RM-UM (serpentine, talcschiste) a conduit à la formation de schistes à biotite appelés phlogopitites qui contiennent l'émeraude. Les datations K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des phlogopitites donnent un âge transamazonien à 2.0 Ga, pour la formation des gisements d'émeraude de Carnaíba et Socotó, et des âges brasiliens, compris entre 760 et 510 Ma, pour les autres gisements et indices. Le gisement de type 2, d'âge Brasilien (522 ± 1 Ma), est stratiforme et l'émeraude est contenue dans des phlogopitites et des talcschistes phlogopitisés. La percolation hydrothermale a été contrôlée par la foliation et la linéation associées à la zone de cisaillement.

Les bilans chimiques de la métasomatose des RM-UM montrent généralement un apport par le fluide d'alcalins et d'éléments hygromagnaphiles comme Al, Si, K, Rb, Be, Nb, Cs, F, P, S et un lessivage de Mg, Ca, Cr, V, Th, TR. Les fluides associés aux gisements de type 1 appartiennent au système $\text{H}_2\text{O}-(\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Cl}_2 \pm \text{KCl}) - (\pm \text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4)$. Leur salinité est de 12 à 37 % poids équivalent NaCl et les températures minimales de piégeage s'étalent entre 235 et 560°C. Les compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène des

phlogopitites indiquent une origine soit magmatique, soit métamorphique pour les fluides. Cependant, l'origine magmatique du soufre des sulfures associés à l'émeraude ainsi que l'enrichissement en éléments hygromagnaphiles des métasomatites suggèrent une origine magmatique pour le fluide minéralisateur et le béryllium. Les fluides des gisements de type 2 appartiennent au système $\text{CO}_2-\text{N}_2 \pm \text{CH}_4-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Leur salinité est de 1 à 22 % poids équivalent NaCl et les températures minimales de piégeage sont comprises entre 300 et 500°C. Les compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène des phlogopitites et des émeraudes indiquent l'origine métamorphique du fluide. Une origine crustale du béryllium est donc probable.

Extended abstract

Brazilian emeralds represent an original style of Precambrian mineralization. The main deposits are located in the States of Bahia (Carnaíba and Socotó), Minas Gerais (Mina Belmont and Capoeirana) and Goiás (Santa Terezinha) and are invariably located in Lower Proterozoic volcano-sedimentary sequences with intercalations of mafic to ultramafic rocks (M-UMR). Two types of mineralization are defined; those associated with pegmatites intruding M-UMR

(1) ORSTOM, TOA, UR 13.

(2) CRPG-CNRS, BP 20, 54520 Vandoeuvre cedex, France.

(3) ENSG-INPL, BP 452, 54001 Nancy cedex, France.

(4) Institut de Géodynamique-CNRS, Université de Nice, 06034 Nice cedex, France.

Correspondance à adresser à G. Giuliani, BP 20, 54520 Vandoeuvre cedex, France. E-mail : giuliani@crpg.cnrs-nancy.fr

formations (Socotó, Carnaíba, Belmont and Capoeirana) with emerald grades between 12 and 165 g/t, and those linked to ductile shear zones affecting M-UMR formations (Santa Terezinha) with grades between 50 and 800 g/t.

The type 1 deposits resulted from the circulation of hydrothermal fluids that developed an infiltrational metasomatism in the M-UMR around pegmatite veins that had been desilicified and altered to plagioclase. The fluids were channelled by the pegmatites and the metasomatic substitution of the primary paragenesis of the chromite-bearing M-UMR induced the formation of the biotite schists (phlogopitites) which host the emerald mineralization. The metasomatic rocks display several zones distributed symmetrically around the plagioclase and forming a metasomatic column. Passing from the inner to outer zones, the phlogopite composition shows a decrease in Al and Fe and an increase in Si and Mg contents. Talc-actinolite-tremolite mixtures, spinel, and serpentine-dolomite are encountered in the zones that are emerald-free. The hydrothermal alterations correspond to an alkaline (K, Na) metasomatism, with no significant variations in volume, resulting from the fluid-phase removal of chemical elements from both the pegmatite and the M-UMR. A chemical mass balance on the metasomatized M-UMR indicates a supply of alkalis and hygromagmaphile elements such as Al, Si, K, Rb, Be, Nb, Cs, F, P, S from the fluid, with a leaching of Mg, Ca, Cr, V, Th, TR from the host rocks.

The type 2 deposit (Santa Terezinha) is stratiform with the emeralds being located in phlogopitites and phlogopitized carbonate-talc schists. The talc schists provided sites for thrusting that gave rise to the formation of sheath folds. Emerald-rich zones are commonly found in the cores of the sheath folds and along the foliation; control by the regional stretching lineation is obvious.

Two types of ore are distinguished:

1) a carbonate-rich ore, composed of dolomite, talc, phlogopite, quartz, chlorite, tremolite, spinel, pyrite and emerald, for which the chemical mass balance shows an increase of Be, Cr, Ni and F;

2) a phlogopite-rich ore, composed of phlogopite, quartz, carbonates, chlorite, albite, talc, pyrite and emerald, for which the chemical mass balance on the metasomatized talc schist indicates a supply of Na, K, S, V and F from the fluid.

K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the phlogopitites indicate a Transamazonian age of around 2.0 Ga for the Carnaíba and Socotó deposits, and Brazilian ages from 760 to 510 Ma. for the other deposits and occurrences. The Santa Terezinha mineralization also has a Brazilian age ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating at 522 ± 1 Ma).

Hydrothermal fluids associated with the type 1 deposits belong to the H_2O - $(\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Cl}_2 \pm \text{KCl}) - (\pm \text{CO}_2 \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4)$ system; global salinity varies between 12 and 37 wt% eq. NaCl and minimal trapping temperatures are scattered between 235 and 560°C. Fluids related to the type 2 deposit belong to the $\text{CO}_2\text{-N}_2 \pm \text{CH}_4\text{-H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ system; salinity varies between 1 and 22 wt% eq. NaCl and minimal trapping temperatures vary from 300 to 500°C. Fluids in the emeralds have a similar global composition, with H_2O comprising more than 90% of the total fluid in the mineral, regardless of its age of formation and tectonic setting. Nevertheless, fluids in the Santa Terezinha emeralds have high CO_2 contents of up to 13 wt% of the whole fluid phase. The total H_2O content of the channel water in some Brazilian emeralds, especially those related to the shear-zone type ($2.99 < \text{H}_2\text{O} < 3.16$ wt%) and the pegmatite type of Pombos, Pela Ema and Pirenópolis ($2.78 < \text{H}_2\text{O} < 3.01$ wt%), is higher than the range defined for beryl in the literature (up to 2.69 wt%).

Brazilian emeralds related to the pegmatite type have a systematic $\delta^{18}\text{O}$ interdeposit variability ($+6.3 < \delta^{18}\text{O} < +12.1\text{‰}$) indicating that the $\delta^{18}\text{O}$ for the fluids were buffered by the hosting ultramafic rocks during the fluid-rock metasomatic interaction. The δD composition of channel water in the emeralds and the water ^{18}O of the phlogopite are compatible with both magmatic and metamorphic origins. Nevertheless, sulphur isotopic compositions obtained from molybdenite in the emerald-bearing phlogopitites (Carnaíba: $\delta^{34}\text{S} = +3.2 \pm 0.2\text{‰}$; Socotó: $\delta^{34}\text{S} = +3.2 \pm 0.1\text{‰}$) and quartz veins

(Carnaíba: $\delta^{34}\text{S} = +2.9 \pm 0.1\text{‰}$) indicate a magmatic origin for the sulphur.

In contrast, in the Santa Terezinha deposit, the $\delta^{18}\text{O}$ of the emeralds ($+12.0 < \delta^{18}\text{O} < +12.4\text{‰}$) and coeval phlogopite ($+9.5 < \delta^{18}\text{O} < +10.2\text{‰}$) has a restricted range; the water $\delta^{18}\text{O}$ of the phlogopite and that of the emerald are indistinguishable ($+12.0 < \delta^{18}\text{O} \text{H}_2\text{O} < +13.6\text{‰}$) and are considered to mirror the original inflowing fluid composition. The water δD of the phlogopite (average = $-36.5 \pm 7\text{‰}$) is almost the same as the channel-water δD in the coeval emerald (average = $-33.0 \pm 3\text{‰}$). These isotopic data are consistent with both magmatic (evolved crustal granites) and metamorphic fluids. Nevertheless, in the absence of granites and related pegmatites in the underground workings, a metamorphic origin is proposed for the Santa Terezinha parental fluids.

Beryllium in the type 1 emerald deposits has a magmatic origin. With the type 2 deposit, however, the absence of pegmatite and the low Be concentration in the Santa Terezinha volcano-sedimentary sequence (Be < 2 ppm) exclude any magmatic or proximal origin for Be. The remaining hypothesis involves some input discharge of Be-bearing metamorphic fluids released at the greenschist-amphibolite transition ($T = 400\text{-}500^\circ\text{C}$), or fluids generated at higher grades of metamorphism and channelled along transcrustal structures at the brittle-ductile transition.

Le béryl et l'émeraude

Le béryllium, découvert par Vauquelin en 1798, est un élément léger dont les propriétés physico-chimiques sont voisines de celles du magnésium et de l'aluminium. Il s'agit d'un métal stratégique qui, sous la forme d'oxyde, de sel et en alliage, est utilisé dans l'aéronautique pour ses propriétés mécaniques et dans l'industrie nucléaire comme modérateur de neutrons. Dans la nature, il entre dans la structure des silicates, aluminates, phosphates et oxydes. Le seul minéral industriel est le béryl, de formule structurale $\text{Al}_2\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$ qui cristallise dans le système hexagonal suivant P6/mmc. Le béryl est un minéral dont l'importance économique est croissante, comme minéral de béryllium, mais aussi pour ses variétés gemmes (émeraude,

aigue-marine, héliodore, morganite, goshenite) qui correspondent à différentes substitutions cristalochimiques (Webster, 1983 ; Aurisicchio *et al.*, 1988). Le béryl est rare car la concentration du béryllium (Be^{2+}) dans les roches crustales est faible (< 5 ppm, Wedepohl, 1978). L'émeraude, variété chromifère de béryl dont le nom dérive du terme grec smaragdos (pierre verte brillante), provient de la substitution partielle de l'aluminium (Al^{3+} , rayon ionique 0.62 Å) par le chrome (Cr^{3+} , rayon ionique 0.54 Å). Cependant, le vanadium (V^{3+}) peut aussi être à l'origine de cette couleur verte. Ainsi, la présence de chrome dans un béryl a été choisie par la Confédération Internationale de la Bijouterie, Joaillerie et Orfèvrerie (CIBJO) comme critère de définition de l'émeraude (décret du 29 novembre 1968). L'émeraude est un minéral rare car le chrome et le béryllium sont deux éléments géochimiquement incompatibles. Le chrome (moyenne de 50 ppm dans la croûte terrestre ; Wedepohl, *op. cit.*) se concentre dans les roches mafiques et ultramafiques (RM-UM) notamment celles qui contiennent des spinelles (> 1 %) et dans les schistes noirs (100 à 1000 ppm ; Vine et Tourtelot, 1970). Le béryllium se concentre classiquement dans des roches magmatiques acides (granites, pegmatites, rhyolites) qui sont très pauvres en chrome. Il faut des circonstances exceptionnelles pour que ces éléments se rassemblent dans un même site de circulation de fluides pour permettre la cristallisation d'une émeraude.

Typologie des gisements d'émeraude

Le béryl, minéral accessoire des roches granitiques, cristallise fréquemment dans les pegmatites à éléments rares (Li, Nb, Ta, Be, Sn) d'intérêt économique (Hutchinson, 1955). Ces pegmatites ont fait l'objet de plusieurs classifications (Beus, 1966 ; Smirnov, 1977 ; Nicolini, 1990). L'émeraude qui est aussi généralement associée à des pegmatites, n'a fait jusqu'à présent l'objet que d'études gemmologiques, et les gisements, que de descriptions géologiques (Mumme, 1982 ; Webster, 1983 ; Van Landingham, 1984 ; Sinkankas et Read, 1986). Deux classifications des gisements d'émeraude ont été proposées :

Schwarz (1986) propose une classification basée sur les roches sources du béryllium et du chrome, sur la nature pétrographique de la roche encaissante et sur les caractéristiques chimiques et la nature des inclusions solides primaires des émeraudes.

Cinq types sont distingués :

- *type I*, "type Monts Oural" associant des pegmatites et des ophiolites ; l'émeraude se trouve généralement dans des schistes à biotite résultant de la métasomatose alcaline des ophiolites ;

- *type II* où le chrome est lié à des RM-UM mais où le béryllium a une source non pegmatitique. Il regroupe les gisements d'Habachtal (Autriche), Swat (Pakistan) et Santa Terezinha de Goiás (Brésil) ;

- *type III*, le gisement d'Emmaville (Australie), où les pegmatites sont présentes mais où le chrome est probablement extrait de roches métasédimentaires ;

- *type IV*, les gisements de Colombie, où le chrome provient de schistes noirs et où le béryllium est transporté par des solutions hydrothermales de basse température ;

- *type V*, le gisement d'Hiddenite (Etats-Unis) où la minéralisation est associée à des fentes alpines.

Kazmi et Snee (1989) basent leur classification sur les "zones" source du chrome (zones de sutures intercontinentales, environnement granitique, ceintures de roches vertes et faciès sédimentaires de type schiste noir) et du béryllium (pegmatite, fluides hydrothermaux ou météoriques, fluides métamorphiques). D'après les descriptions de Kazmi et Snee, le gisement d'Hiddenite est en réalité associé à des pegmatites intrusives dans des RM-UM précambriennes. Ainsi, le type V de Schwarz, basé sur les observations de Sinkankas (1976) est discutable. Ces deux classifications typologiques sont pénalisées par l'absence quasi systématique de données structurales et de données géochimiques sur les phases fluides associées à l'émeraude et à sa paragenèse, ainsi que sur l'origine et la signature isotopique des fluides. En effet, il paraît difficile, pour les gisements où les veines de pegmatites

sont absentes, de proposer un type génétique précis. D'autre part, les auteurs ne mentionnent pas dans leur classification que, pour le gisement "classique" (où se rencontrent les pegmatites ; type I de Schwarz, 1986), l'émeraude est le produit final d'une interaction fluide-roche où pegmatite et roche ultramafique sont percolées simultanément et métasomatées (Phillips et Hess, 1936 ; Korzhinskii, 1970) par un fluide dont l'origine est inconnue. Ainsi, en l'absence de données isotopiques, l'utilisation pour une classification génétique des termes "fluides météoriques ou métamorphiques" n'est pas justifiée.

Il apparaît pour l'instant plus judicieux de proposer une typologie, basée exclusivement sur les associations pétrologiques et les environnements géologiques. Dans le tableau 1, la classification que nous proposons est basée d'une part sur la présence (type 1) ou l'absence (type 2) de pegmatites, d'autre part, sur la nature de la roche encaissante, (a : roche (méta) mafique et/ou ultramafique ou ophiolitique, b : roche (méta) sédimentaire). Dans les types 1a et 2a, nous distinguons les gisements associés à des ceintures de roches vertes (a1, exemple de l'Afrique du Sud) de ceux contenus dans des séries volcano-sédimentaires (a2, exemple du Brésil) et enfin des zones de sutures océaniques (a3, exemple du Pakistan).

Pour le type 1, nous distinguerons :

- *sous-type 1.1*, où une métasomatose alcaline affecte les roches encaissantes et les pegmatites (cas le plus fréquent) ;

- *sous-type 1.2*, où l'hydrothermalisme n'est pas décrit (pegmatites s.s., exemples de certains gisements d'Afghanistan, Norvège, Nigeria et Emmaville en Australie) ;

- *sous-type 1.3*, où les pegmatites seules sont affectées par un hydrothermalisme (cas particulier du gisement d'Hiddenite).

Pour le type 2, nous distinguerons :

- *sous-type 2.1*, où se développe une métasomatose hydrothermale alcaline dans l'encaissant (exemples de l'Égypte, Habachtal en Autriche, Santa Terezinha au Brésil et les gisements de Colombie) ;

		TYPE 1 : GISEMENTS ASSOCIÉS AUX PEGMATITES			TYPE 2 : GISEMENTS SANS PEGMATITES (Zones de cisaillement)		
		1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	
		Métasomatose alcaline	Pegmatite (s.s.) sans métasomatose	Hydrothermalisme	Métasomatose alcaline	Dissémination, brèches et veines de quartz	
AGE DES SÉRIES ENCAISSANTES		Métasomatose K (Schiste à biotite) Métasomatose Na (plagioclase)		Dissolution de la pegmatite Remplissage de cavités	Métasomatose K (± veines de quartz)	Métasomatose Na-Ca (veines de carbonates)	
3	ROCHE BASIQUE OU ULTRABASIQUE OU OPHIOLITE	Créacé à Tertiaire	Pakistan (Khattaro, district de Gilgit)			Pakistan (Bajaur, Swat Mohmand, Indus Kohistan) Afghanistan (Panisher)	
		Paléozoïque	Espagne (Franqueira) Russie (Monts Oural)				
2	ROCHE BASIQUE OU ULTRABASIQUE OU OPHIOLITE	Protérozoïque (?)			Egypte (Djebel Sikait et Zabara)		
		Inconnu	Bulgarie (Rila) Ukraine	Nigéria			
		Paléozoïque				Autriche (Habachtal)	
1	ROCHE BASIQUE OU ULTRABASIQUE OU OPHIOLITE	Protérozoïque indifférencié	Inde (Ajmer, U daipur) Mozambique (Morua) Madagascar (Ankadiliana)	Afghanistan (Badel)	Etats-Unis (Hiddenite)		
		Protérozoïque moyen à inférieur	Zambie (Miku) Tanzanie (Manyara) Brésil (Salininha, Socoto, Carnaiba, Anagé, Brumado, Santana do Ferros, Belmont-Capoeirana, Porangatu, Mara Rosa, Peta Ema, Pirenopolis Coqui, Taua)				Brésil (Santa Terezinha, Itaberai)
Schistes noirs	ROCHE SEDIMENTAIRE (unfita-)	Archéen	Zimbabwe (Sandawana, Filabusi) Afrique du Sud (Gravelotte) Australie (Wodgina, Poona, Menzies, Warda Wara)				
		Paléozoïque	Norvège (Eidswoll) Australie (Emmaville Torrington)			Colombie (Muzo, Coscuez, Yacopi, Penas) (districts de Chivor, Gachala, Macanal)	

Tabl. 1. - Classification typologique des gisements d'émeraude dans le monde.

Type 1 : Mumme (1982), Sliwa et Nguluwe (1984), Robb et Robb (1986), Rudowski (1989), Martin-Izard *et al.* (1995), Laurs *et al.* (1996), Schwarz *et al.* (1996). Type 2 : type 2.1a : Morteani et Grundmann (1977), Grundmann et Morteani (1982, 1989), D'El Rey Silva et Giuliani (1988), Giuliani *et al.* (1990), Biondi (1990), Grundmann et Morteani (1993) ; type 2.1b : Branquet *et al.* (1996), Cheilletz et Giuliani (1996), Laumonier *et al.* (1996) ; type 2.2a : Kazmi et Snee (1989), Arif *et al.* (1996).

Table 1. - Typological classification of the world's emerald deposits.

- sous-type 2.2, où la métasomatose n'est pas décrite (exemples du Pakistan et de l'Afghanistan).

Pour les types 2.1a, 2.1b et 2.2a, des travaux récents (tabl. 1) montrent l'étroite corrélation entre des structures de type cisaillement et chevauchement (à différentes échelles), et la circulation de fluides responsables du dépôt de l'émeraude. Ainsi, ces gisements peuvent être regroupés dans une rubrique "associés à zone de cisaillement", équivalent moins générique et plus approprié que "associés à une zone de suture" utilisé par Kazmi et Snee (1989). Les différents gisements et indices en activité ou anciennement exploités dans le monde sont reportés dans la figure 1, selon la classification proposée.

Les gisements d'émeraude du Brésil

Contexte lithologique et tectonique

Les principales ressources minières du Brésil (bauxite, fer, niobium, étain, titane, manganèse, kaolin, asbeste, or) sont localisées dans plusieurs cratons et ceintures mobiles précambriennes (Kashida *et al.*, 1990 ; Marini et Queiroz, 1991), en particulier le craton de São Francisco et le craton amazonien. Les gemmes tiennent une place importante par leur diversité (émeraude, diamant, béryl, aigue-marine, chrysobéryl, topaze, améthyste, tourmaline et agate) et leur valeur marchande (Franco, 1981). L'agate, l'améthyste, l'aigue-marine et la topaze assurent la majeure partie de la production. L'émeraude, qui présente la plus forte valeur commerciale, constitue la

principale exportation de gemmes brutes et taillées mais une grande partie de la production n'est pas contrôlée et est exportée de façon clandestine ; la perte est estimée à deux milliards de dollars par an (Afinal, 1985 ; Isto É, 1987). Les statistiques officielles ne représentent que 5 à 20 % de la production réelle d'émeraude.

Dès le XVI^e siècle, les *Bandeirantes* Portugais ont recherché l'émeraude au Brésil mais le premier gisement ne fut découvert qu'en 1912, à Brumado, dans l'Etat de Bahia (Just, 1926) et il ne suscita aucun intérêt. Par contre, la découverte en 1961 de l'indice de Salininha, dans l'Etat de Bahia, stimula la prospection. Après 1963, d'autres gisements furent découverts (fig. 2). Aujourd'hui, cinq gisements importants sont exploités comme *garimpos* (réserves nationales exploitées suivant des méthodes artisanales et bénéficiant d'un code minier particulier) ou de façon

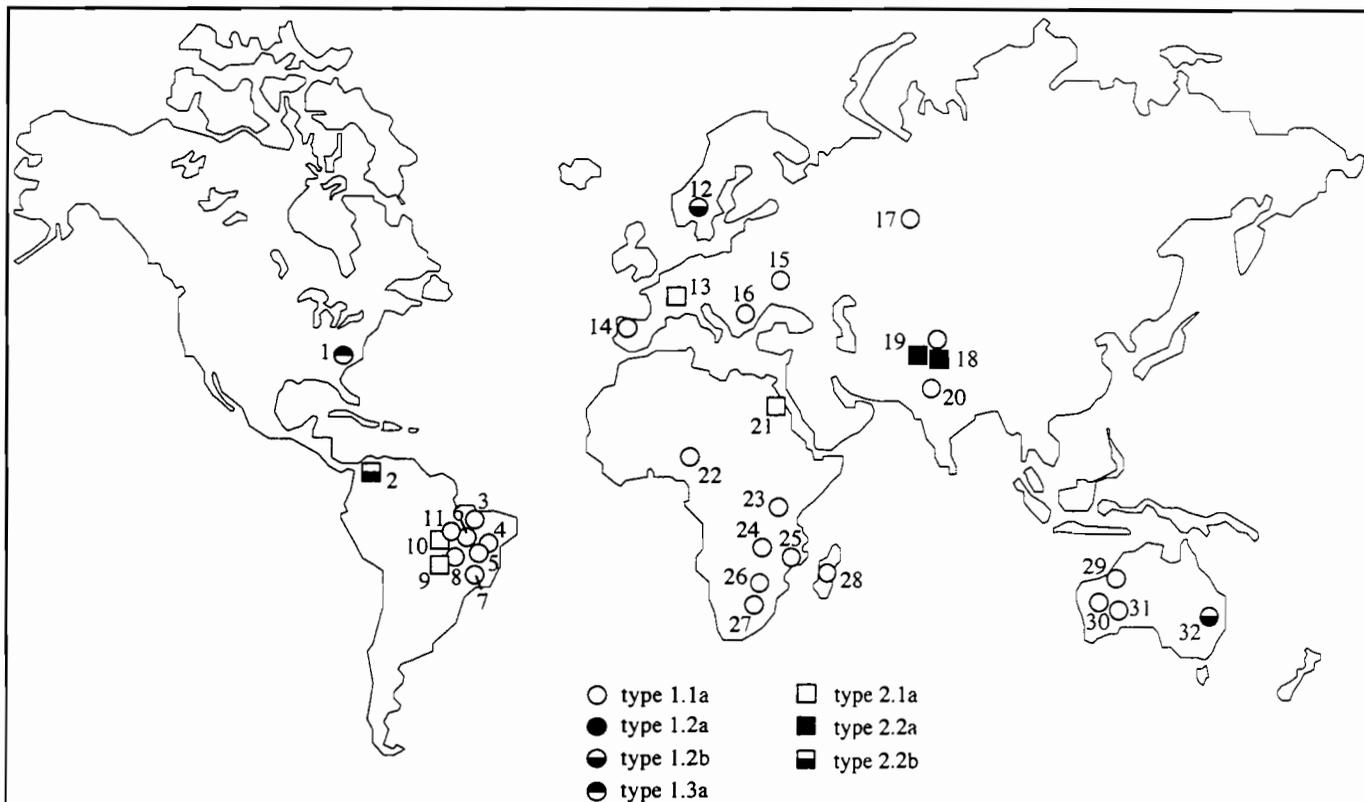


Fig. 1. - Localisation des différents types de gisements d'émeraude dans le monde (suivant la nouvelle classification typologique).

Fig. 1. - Location of the world's emerald deposits (according to the new classification type).

United-States 1: Spruce Pine, Shelby, Hiddenite; Colombia 2: Muzo, Coscuez, Yacopi, Peñas Blancas, Chivor, Buenavista, Toro, Cruces, Diamante, Vega; Brazil 3: Taubá, Coqui; 4: Carnaíba, Socotó; 5: Anagé, Brumado; 6: Salininha; 7: Mina Belmont, Capoeirana; 8: Pirenópolis; 9: Itaberá; 10: Santa Terezinha; 11: Porangatu, Mara Rosa; Norway 12: Eidsvoll; Austria 13: Habachtal; Spain 14: Franqueira; Ukrain 15: Bulgaria 16: Rila; Russia 17: Bolshoi, Mts Oural; Pakistan 18: Bajaur, Swat Mohmand, Indus Kohistan, Khaltaro, Gilgit, Afghanistan 19: Panshir, Kapisa, Badel; India 20: Ajmer, Udaipur; Egypt 21: Djebels Sikait, Zabara; Nigeria 22: Jos; Tanzania 23: Maryara; Zambia 24: Miku, Kafubu; Mozambique 25: Morrua; Zimbabwe 26: Fort Victoria, Sandawana, Filabusi; South Africa 27: Gravelotte, Germania Hill; Madagascar 28: Ankadilalana; Australia 29: Wodgina; 30: Warda Wara, Melville, Poona; 31 Menzies; 32: Emmaville, Torrington.

industrielle (tabl. 2) : garimpos de Carnaíba et Socotó (Bahia), de Santa Terezinha (Goiás), Capoeirana et mine de Mina Belmont (Minas Gerais).

Les différents gisements et indices se localisent dans le craton de São Francisco et dans les provinces tectoniques du Tocantins et de Borborema qui forment les bordures ouest et nord-est du craton (fig. 2) :

• **Le craton de São Francisco**

Il comporte trois ensembles lithostratigraphiques (Almeida *et al.*, 1981 ; Mascarenhas *et al.*, 1984 ; Teixeira et Figueiredo, 1991 ; Ledru et Bouchot, 1993 ; Sabaté, 1995) :

- un premier, formé d'unités archéennes (blocs gneissiques et migmatitiques de Jequié et Gavião, 3,2 à 2,7 Ga) ;

- un deuxième, formé d'unités supracrustales archéennes (ceintures de roches vertes de Rio das Velhas, Pium, Fortaleza das Minas, Dianópolis) et de formations détritiques ;

- des unités supracrustales du Protérozoïque inférieur, composées de la ceinture

de roches vertes du Rio Itapicuru et du complexe de la Côte Atlantique ainsi que des formations volcano-sédimentaires à forte composante déritique de Minas, Jacobina, Colomi-Salgueiro et Contendas-Mirante. Lors de l'orogénèse transamazonienne (2,2 à 1,8 Ga ; Brito Neves et Cordani, 1991), les blocs de Jequié et Gavião furent fortement remobilisés et les séries supracrustales archéennes et du Protérozoïque inférieur affectées par une tectonique en chevauchements et cisaillements. Cette orogénèse fut accompagnée dans la partie orientale du craton par la mise en place de granitoïdes (Sabaté *et al.*, 1990), plus particulièrement le long du contact entre les blocs tectoniques de Jequié et de Gavião. La partie occidentale du craton (Quadrilatère Ferrifère), a été soumise également à d'intenses déformations tangentielles au cours de la phase transamazonienne (Machado *et al.*, 1989 ; Marshak et Alkmin, 1989 ; Romano *et al.*, 1991) mais également au cours de la phase Brasiliano (0,9 à 0,4 Ga ; Brito Neves et Cordani, 1991). La distinction entre les deux phases tectoniques est généralement difficile à établir dans le Quadrilatère Ferrifère (Bertrand et Jardim de Sá, 1990).

Les gisements d'émeraude se situent uniquement dans les unités supracrustales du Protérozoïque inférieur de Jacobina (Carnaíba, Socotó), Colomi-Salgueiro (Salininha), Contendas-Mirante (Anagé, Bumado) et Minas (Santana dos Ferros, Mina Belmont-Capoeirana). Ils sont associés à la mise en place de granites et/ou de pegmatites dont l'âge n'est pas toujours connu.

• **La Province tectonique du Tocantins** (Almeida *et al.*, 1977)

Elle est formée par trois ensembles (du nord-ouest au sud-est, fig. 3) :

- un socle archéen granito-gneissique (Complexe Goiano, 2,9 à 2,5 Ga), comparable au bloc de Gavião, et de ceintures de roches vertes (du sud au nord : ceintures de Goiás Velho, Crixás, Pilar de Goiás, Guarinos, Hidrolina, Almas Dianópolis ; Danni, 1988) ;

- des complexes gabbro-anorthosiques et des séries volcano-sédimentaires du Protérozoïque inférieur (Mara Rosa, Santa Terezinha) ;



Fig. 2. - Le Précambrien dans le continent sud-américain (localisation des différents indices et mines d'émeraude, modifié d'après Brito Neves et Cordani, 1991).

1 : Aires cratoniques archéennes ; 2 : Ceintures mobiles protérozoïques ; 3 : Couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur ; 4 : Bassins sédimentaires post-protérozoïques ; 5 : Chaîne andine ; 6 : Linéament Trans-Brasiliano (LTB) ; 7 : Zones de collision ; 8 : Indices d'émeraude (1 : Coqui, 2 : Tauá, 3 : Salininha, 6 : Anagé, 7 : Brumado, 8 : Santana dos Ferros, 10 : Itaberai, 11 : Pirenópolis, 13 : Mara Rosa, 14 : Porangatu, 15 : Pela Ema) ; 9 : Gisements d'émeraude (4 : Socotó, 5 : Carnaíba, 9 : Mina Belmont et Capoeirana, 12 : Santa Terezinha).

Fig. 2. - The Precambrian in South America showing the location of the different emerald occurrences and deposits (modified after Brito Neves et Cordani, 1991).

1: Archean cratonic areas; 2: Interior fold belts; 3: Upper Proterozoic foreland cover; 4: Post-Proterozoic sedimentary basins; 5: Andean belt; 6: Trans-Brasiliano Lineament (TBL); 7: Traces of collisional sutures; 8: Emerald occurrences; 9: Emerald deposits.

- deux ceintures plissées du Protérozoïque moyen et supérieur :

a) la ceinture Uruaçu en zone interne (1,3-1,0 Ga), composée de métasédiments (faciès amphibolites et schistes verts des groupes Araxá, Arai, Serra da Mesa) ; Marini *et al.*, 1984). Des datations U-Pb sur zircon (Pimentel *et al.*, 1991) des granites stannifères qui recoupent les groupes Arai (1774 Ma) et Serra da Mesa (1574 Ma) définissent pour les dépôts sédimentaires des âges minimum plus anciens ;

b) la ceinture Brasília, en zone externe, et en bordure du craton de São Francisco, (0,9-0,5 Ga), peu métamorphisée et formée de quartzites et de calcaires (groupes Paranoá et Bambuí ; formations Canastra et Vazante).

La Province a été affectée par deux épisodes tectono-métamorphiques reliés aux orogénèses Transamazonienne et Brasiliano (Brito Neves et Cordani, 1991). La ceinture mobile d'âge Brasiliano (fig. 2) montre une polarité tectonique marquée par des vergences structurales orientées vers le sud-est et une

diminution du degré métamorphique du nord-ouest vers le sud-est en se dirigeant vers l'aire cratonique stable du São Francisco (Marini *et al.*, 1984). La zone interne de la ceinture mobile est formée par une mosaïque de blocs tectoniques d'âges différents, découpés par des structures en chevauchement et en cisaillement. Cet assemblage est relié à la mégasuture Transbrasiliano (linéament LTB), d'orientation NE-SW, qui recoupe l'ensemble des terrains du nord-est du Brésil (Brito Neves et Cordani, 1991 ; fig. 2). La zone externe de la ceinture mobile est stable, peu déformée et marquée par des dépôts sédimentaires (groupe Bambuí notamment).

Les gisements d'or de Goiás (fig. 3) se localisent dans les ceintures de roches vertes de la zone interne. Ils sont contrôlés par des accidents cisailants en domaine de transition ductiles à cassants (Kashida *et al.*, 1990 ; Leonardos et Oliveira, 1991). Les gisements d'émeraude se situent également dans la zone interne. Deux types de minéralisations sont encaissées dans des séries volcano-sédimentaires d'âges Archéen (?) ou Protérozoïque inférieur :

- un premier, marqué par l'absence de pegmatites (cas de Santa Terezinha de Goiás et Itaberai) ; les gisements sont associés à des cisaillements comparables à ceux décrits dans le gisement d'or de Crixás (Fortes et Hardy, 1996) ;

- un second, relié à des granites et des pegmatites dont les âges de mise en place sont inconnus (cas de Pirenópolis, Porangatu, Minaçu, Mara Rosa).

• La Province tectonique de Borborema

Elle comprend deux grands ensembles (Santos et Brito Neves, 1984) :

- un premier, constitué d'unités archéennes, composées de nombreux blocs tectoniques (gneiss, migmatites et granitoïdes datés entre 3,1 et 2,6 Ga ; Cals *et al.*, 1983) ;

- un second, formé d'unités supracrustales du Protérozoïque inférieur qui comprend des séries volcano-sédimentaires (Complexes d'Independência, Cachoeirinha, Casa Nova, Groupe Ceará, Seridó-Salgueiro, Unité Cariré-Sobral).

Ces deux ensembles sont recoupés par de nombreux linéaments d'âge Brasiliano (Senador Pompeu, Oros, Patos, Pernambuco) dont le plus important est celui de Sobral-Pedro II. Ce linéament correspond à la prolongation orientale de la mégasuture Transbrasiliano (LTB) qui recoupe la Province tectonique du Tocantins (fig. 2). Ces divers linéaments sont accompagnés d'un plutonisme calco-alkalin, syn à tardicinématique auquel est associée l'injection d'essaims de pegmatites à éléments rares (Nb-Ta, Li, Be) et à gemme (aigue-marine).

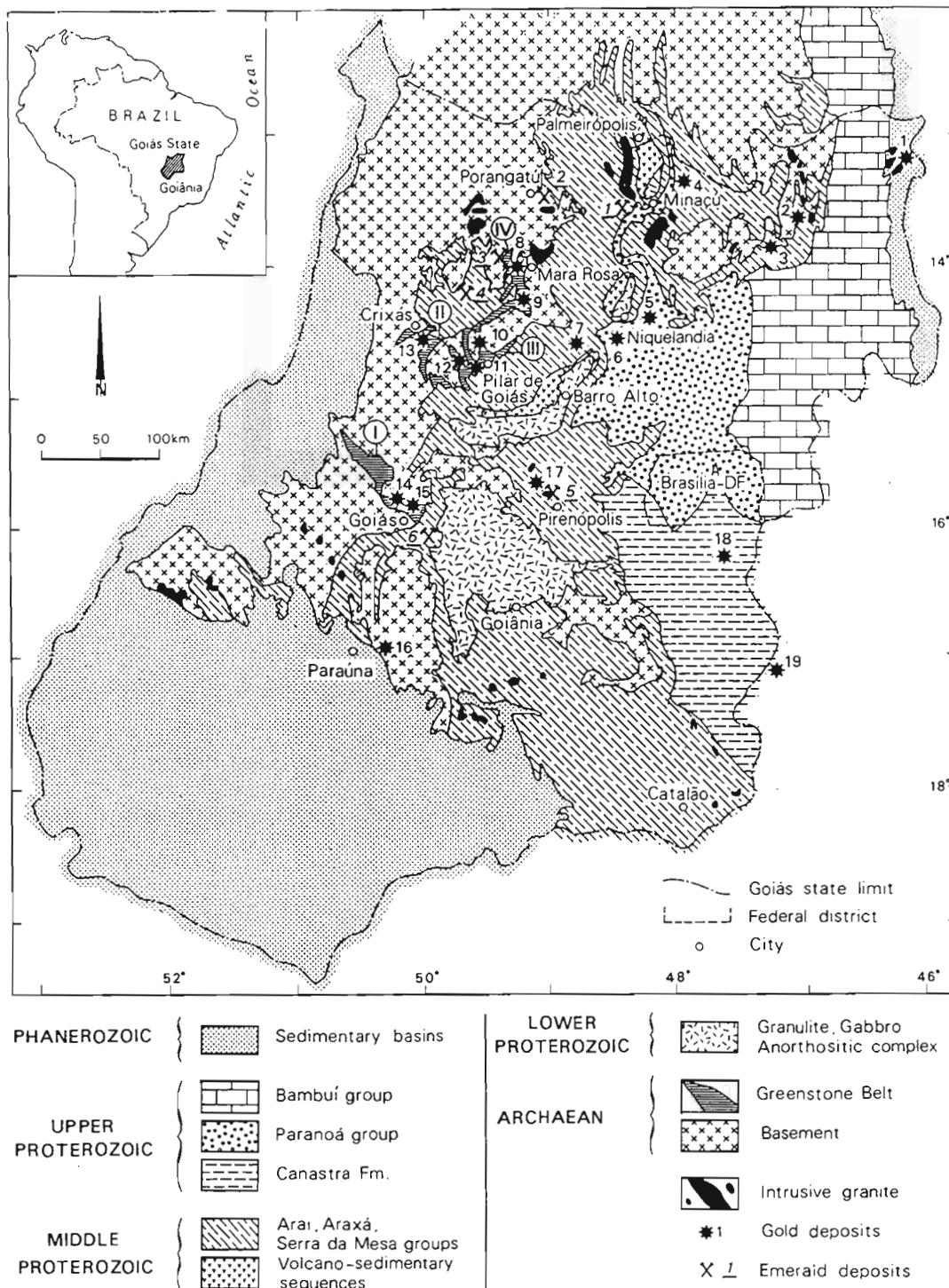


Fig. 3. - Carte géologique de l'Etat du Goiás avec localisation des différentes ceintures de roches vertes, des séries volcano-sédimentaires et les principaux gisements d'or et d'émeraude.

Ceintures de roches vertes : I Goiás ; II Crixás ; III Pilar de Goiás/Hidrolina et IV Mara Rosa.

Indices et gisements d'émeraude : 1 : Pela Ema ; 2 : Porangatu ; 3 : Mara Rosa ; 4 : Santa Terezinha ; 5 : Pirenópolis ; 6 : Itaberaí.

Gisements d'or associés à des zones de cisaillement recoupant le socle archéen (2 : Auromina ; 16 : Aurilândia), des ceintures de roches vertes (8 : Mara Rosa ; 10 : Campinorte ; 11 : Pilar de Goiás ; 12 : Guarinos ; 13 : Crixás avec les mines de Meia Pataca, Mina III, Chapeu do Sol ; 14 : Goiás) et les formations du Protérozoïque moyen et supérieur (1 : São Domingos ; 3 : Cavalcante ; 17 : Jaraguá-Pirenópolis).

Gisements d'or associés à des structures tectoniques de type chevauchement dans le Protérozoïque moyen et supérieur (4 : Rio do Carmo ; 5 : Santa Rita ; 6 : Niquelândia ; 7 : Uruaçu ; 18 : Luziânia).

Autres types de gisements : porphyres cuprifères (9 : Chapada), gisement de type Witwatersrand (15 : Morro da Lavra) et disséminés (19 : Morro do Ouro, Minas Gerais).

Fig. 3. - Geological sketch map of Goiás State showing the location of the different greenstone belts, volcano-sedimentary sequences and main gold and emerald deposits.

Greenstone belts: I Goiás; II Crixás; III Pilar de Goiás/Hidrolina and IV Mara Rosa.

Emerald occurrences and deposits: 1: Pela Ema; 2: Porangatu; 3: Mara Rosa; 4: Santa Terezinha; 5: Pirenópolis; 6: Itaberaí.

Gold deposits related to shear zones affecting the Archean granite-gneissic basement (2: Auromina; 16: Aurilândia), greenstone belts (8: Mara Rosa; 10: Campinorte; 11: Pilar de Goiás; 12: Guarinos; 13: Crixás with the mines of Meia Pataca, Mina III, Chapeu do Sol; 14: Goiás) and Middle to Upper Proterozoic formations (1: São Domingos; 3: Cavalcante; 17: Jaraguá-Pirenópolis).

Gold deposits related to regional overthrust belt structures within the Middle to Upper Proterozoic (4: Rio do Carmo district; 5: Santa Rita; 6: Niquelândia district; 7: Uruaçu; 18: Luziânia).

Other types of gold deposit: porphyry Cu-Au type (9: Chapada), Witwatersrand gold type (15: Morro da Lavra) and disseminated (19: Morro do Ouro, Minas Gerais).

Les indices d'émeraude de Tauá et Coqui se localisent dans le Complexe Independencia du Protérozoïque inférieur et à proximité de mégalinéaments (faille de Sabonate-Inharé pour Tauá, Senador Pompeu pour Coqui). Ces deux indices sont associés à des corps de pegmatites exploités, à Tauá pour le béryl industriel et à Coqui pour l'aigue-marine et la colombo-tantalite.

Géologie des gisements

Gisements et indices de l'Etat de Bahia

Gisements de Carnaíba et Socotó

Les gisements de Carnaíba et Socotó se situent à 400 km au nord-ouest de Salvador de Bahia. Découvert en 1963, le gisement de Carnaíba constitue un type original car l'émeraude est étroitement associée à la molybdénite. Il a assuré la totalité de la production d'émeraude du Brésil jusqu'en 1978, année de la découverte du gisement de Mina Belmont (Etat du Minas Gerais). Durant la période 1970-1993, la production d'émeraude a été de 294 t et celle de molybdénite de 146 t (tabl. 2). La teneur moyenne en émeraude de ce gisement a été évaluée à 12 ppm en 1981 (Moreira et Santana, 1982). Le gisement de Socotó, découvert en 1983, avait produit 35 t d'émeraude en 1993 (données du Departamento Nacional da Produção Mineral de Bahia).

Ces deux gisements se situent dans la série volcano-sédimentaire Serra de Jacobina (Couto *et al.*, 1978 ; fig. 4) qui est formée de roches métasédimentaires (quartzite, métaconglomérat, métasiltite), de formations ferrifères et de roches ultramafiques (serpentinites) à niveaux de chromite, métamorphisées dans les faciès schistes verts à amphibolites. D'après Sena (1991), sa structure générale correspond à un demi-graben formé lors d'une distension ayant affecté les blocs archéens de Jequié et de Gavião. La Serra de Jacobina possède une structuration en écaillés à vergence ouest ; à l'ouest, elle chevauche le socle de Gavião, formé de gneiss et de migmatites ; à l'est, elle est chevauchée par les séries gneissiques du bloc de Jequié. Cette tectonique d'écaillage est responsable de la répétition des niveaux de quartzites et de l'imbrication des serpentinites (fig. 5a). Selon Mascarenhas et Silva (1994), ces niveaux de serpentinites, qui sont limités par des accidents chevauchants,

appartiendraient à la ceinture de roches vertes archéennes de Mundo Novo qui affleure à l'est de la Serra de Jacobina.

La série volcano-sédimentaire est recoupée par une suite de granitoïdes peralumineux à signature crustale (Rudowski et Fontelles, 1988 ; Rudowski, 1989 ; Cuney *et al.*, 1990) et d'âge Transamazonien, soit environ 2000 Ma (Sabaté *et al.*, 1990 ; Giuliani *et al.*, 1994a). Les gisements d'émeraude de Carnaíba et de Socotó sont associés à deux de ces granitoïdes, respectivement le stock granitique de Carnaíba et le pluton composite de Campo Formoso (fig. 6) et à leurs cortèges de pegmatites associées.

Dans ces deux gisements, l'émeraude est liée à un premier stade de minéralisation (stade 1) résultant de la percolation de fluides hydrothermaux le long de plans de fractures, de joints et de filons de pegmatite. Cette phase hydrothermale est marquée par le développement d'une métasomatose alcaline aux dépens des serpentinites

chromifères et des pegmatites, qui provoque respectivement la formation de schistes à phlogopite (phlogopitites) et de plagioclases.

Les mines à Carnaiba (Santana, 1981 ; Couto et Almeida, 1982 ; Rudowski *et al.*, 1987 ; Giuliani et Couto, 1988 ; Giuliani *et al.*, 1990 ; Couto *et al.*, 1991 ; Santana *et al.*, 1995) se localisent dans différentes structures :

1) soit dans la zone d'endo-contact du granite, dans des "roof-pendants" (mines de Bode, Lagarto et Gavião). A Bode, la phlogopite souligne le contact "roof-pendant"-granite ; dans ce cas, les fluides ont circulé le long du contact et le granite a subi une forte albitisation (Rudowski, 1989) ;

2) soit dans la zone d'exo-contact, dans des écaillés de serpentinites coincées dans le socle (fig. 5c), situées à plusieurs centaines de mètres du contact granite-encaissant (mines de Braúlia et Maróta), ou imbriquées dans les

ANNEE	CARNAIBA		SOCOTO	SANTA TEREZINHA	MINA BELMONT	CAPOEIRANA
	Em	Mo	Em			
1963	D					
1970	10270					
1971	9520	1600				
1972	15138	3700				
1973	69120	1400				
1974	14711	?				
1975	35558	10200				
1976	45578	4900				
1977	18652	5400				
1978	8652	6400			D	
1979	15302	41400			↑	
1980	14503	29500			GARIMPO	
1981	8842	12500		D 35	↓	
1982	7467	3200		826	↑	
1983	8989	8200	D 4481	2638		
1984	3459	1186	2181	49453		
1985	1432	1190	2697	15449	COMPAGNIE MINIERE	
1986	1018	4330	2688	14199		
1987	1160	10106	8762	20852		
1988	1816	858	8058	52036		D
1991	1310		1730			
1992	1250		1800			
1993	1500		2800		Production inconnue	Production inconnue
Teneur	12g/t		?	50 à 800 g/t	165 g/t	?

Tabl. 2. - Production d'émeraude (Em) et de molybdénite (Mo) dans les gisements du Brésil (en kg). D'après C.P.R.M. Bahia et D.N.P.M. Goiás. D : année de la découverte des gisements.

Table 2. - Emerald (Em) and molybdenite (Mo) production from the Brazilian deposits (from C.P.R.M. Bahia and D.N.P.M. Goiás). D: year of discovery of the deposits.

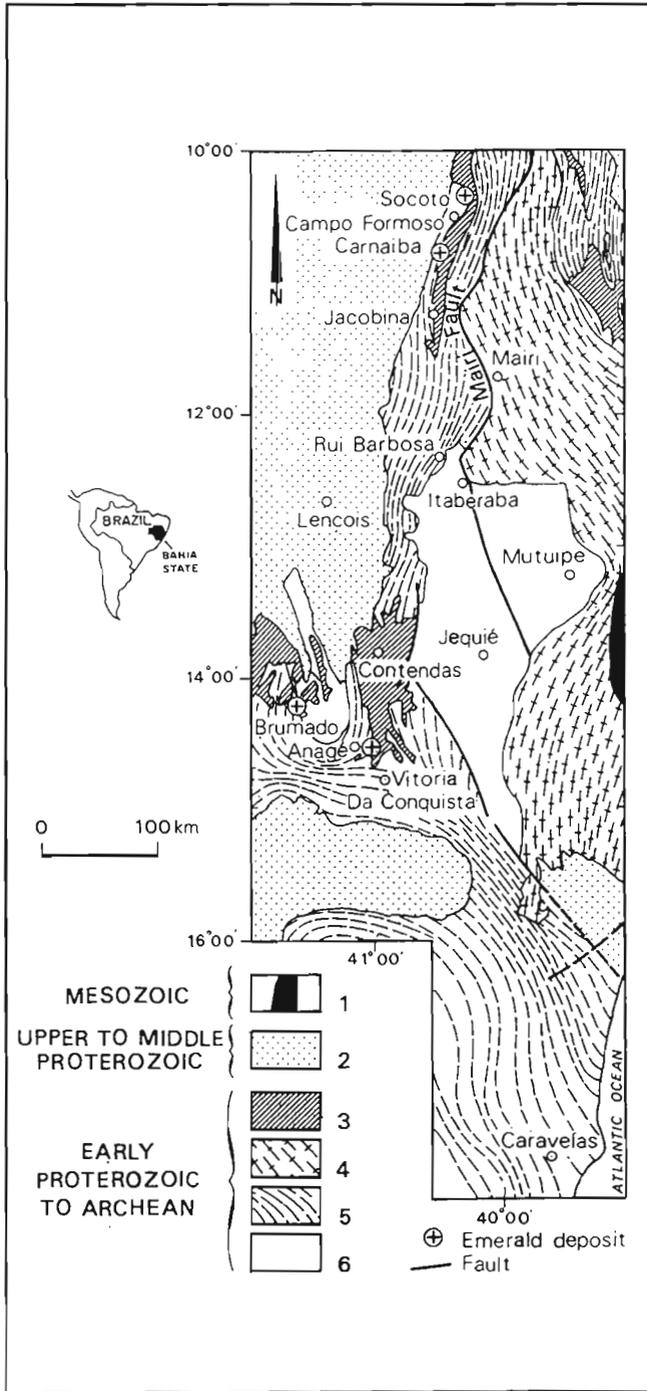


Fig. 4. - Carte représentant la répartition des terrains archéens et protérozoïques de Bahia (modifié, d'après Mascarenhas, 1979) avec la localisation des gisements d'émeraude.

1 : Sédiments mésozoïques ; 2 : Sédiments du Protérozoïque supérieur ; 3 : Séries volcano-sédimentaires du Protérozoïque inférieur (incluant la ceinture de roches vertes du Rio Itapicuru) ; 4 : Ceinture mobile Salvador-Juazeiro de l'Archéen-Protérozoïque inférieur (faciès amphibolite à granulite) ; 5 : Terrains migmatitiques archéens ; 6 : Aires cratoniques archéennes (granulites).

Fig. 4. - Geological map of the Archean and Proterozoic terranes of Bahia (Mascarenhas, 1979, modified) with location of the emerald deposits.

1: Mesozoic sedimentary cover; 2: Platform sediments (mainly carbonates) of the Brazilian cycle; 3: Lower Proterozoic volcano-sedimentary series (including Rio Itapicuru greenstone belt); 4: Archean-Early Proterozoic-Salvador-Juazeiro Mobile Belt (amphibolite to granulite facies); 5: Archean granitic-gneissic-migmatitic terranes; 6: Archean cratonic nuclei (mainly granulitic).

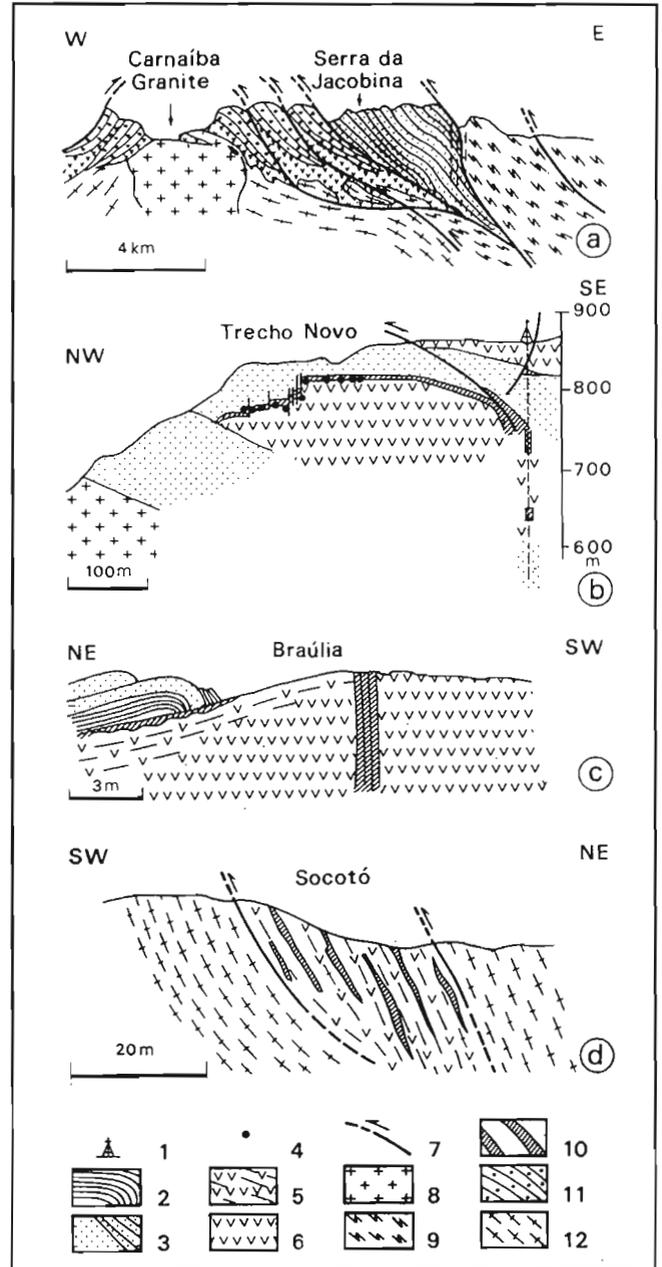


Fig. 5. - Coupes géologiques schématiques des gisements d'émeraude de Carnaíba et Socotó, Bahia.

a : Région de la Serra de Jacobina et du granite de Carnaíba (d'après Mascarenhas *et al.*, 1992) ; b : Mine de Trecho Novo (district de Carnaíba ; d'après Moreira et Santana, 1982) ; c : Mine de Braúlia (d'après Rudowski, 1989) ; d : Mine de Socotó (d'après Rudowski, 1989).

1 : Sondage ; 2 : Micaschiste ; 3 : Groupe Serra de Jacobina ; 4 : Travers banc minier ; 5 : Serpentinite foliée ; 6 : Serpentinite ; 7 : Plans de chevauchement, faille ; 8 : Granite de Carnaíba ; 9 : Ceinture de roches vertes de Mundo Novo ; 10 : Phlogopitite à émeraude ; 11 : Formation Rio do Ouro (quartzite) ; 12 : Socle archéen.

Fig. 5 - Schematic geological sections of the emerald deposits of Carnaíba and Socotó, Bahia.

a: Serra de Jacobina and Carnaíba granite region (after Mascarenhas *et al.*, 1992); b: Trecho Novo mine (Carnaíba district; after Moreira and Santana, 1982); c: Braúlia mine (after Rudowski, 1989); d: Socotó mine (after Rudowski, 1989).

1: Borehole; 2: Mica schist; 3: Serra de Jacobina group; 4: Gangway; 5: Foliated serpentinite; 6: Serpentinite; 7: Thrust, fault planes; 8: Carnaíba granite; 9: Mundo Novo greenstone belt; 10: Emerald-bearing phlogopitite; 11: Rio do Ouro formation (quartzite); 12: Archean basement.

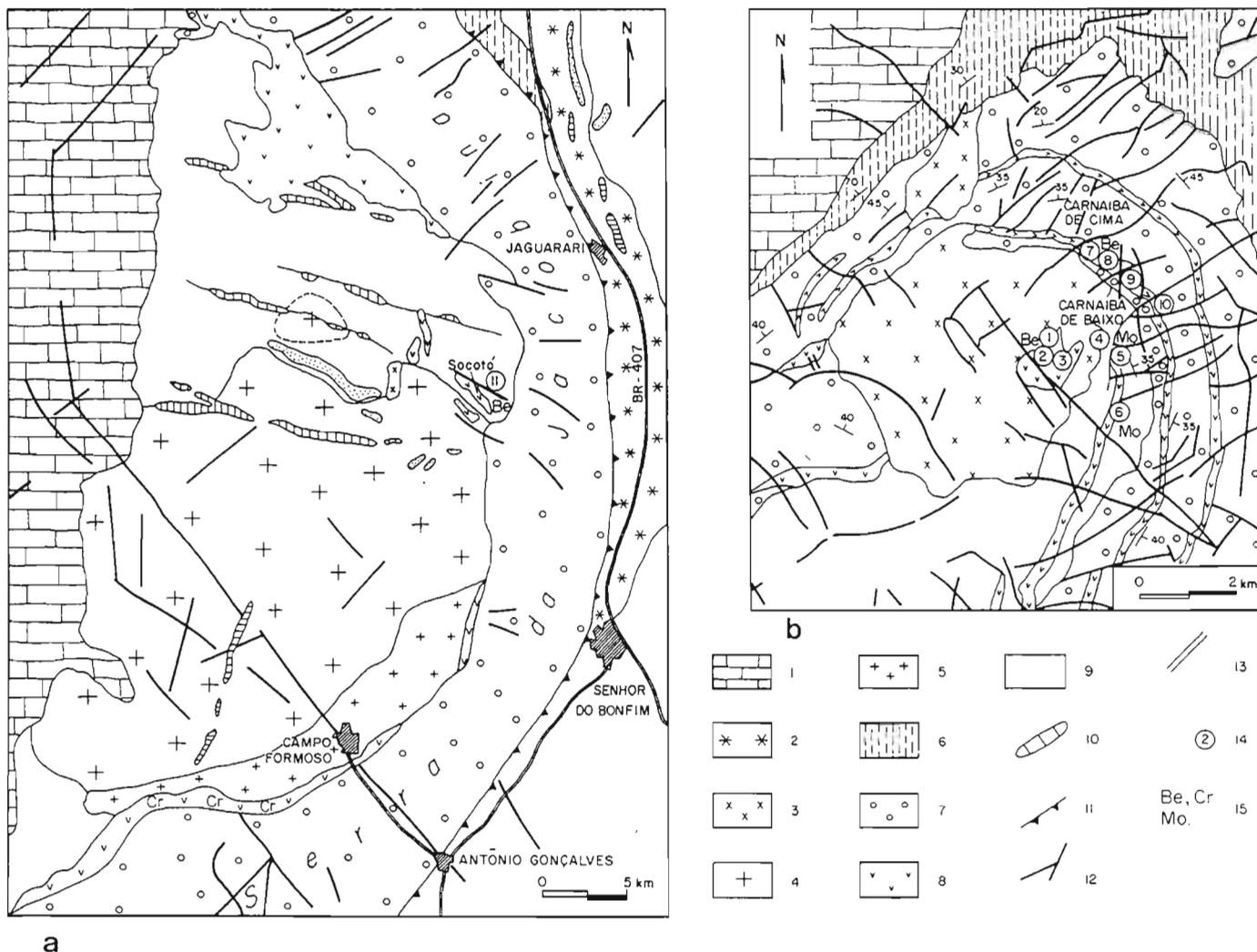


Fig. 6. - Cartes géologiques des districts à émeraude de Carnaíba (a) et Campo Formoso (b), Bahia (d'après Giuliani *et al.*, 1990).
 1 : Carbonates du Protérozoïque supérieur ; 2 : Granite de Jaguarari ; 3 : Leucogranite de Carnaíba ; 4 : Leucogranite à deux micas (porphyroïde ou à grain fin) de Campo Formoso ; 5 : Leucogranite à deux micas à gros grain de Campo Formoso ; 6 : Schiste à chlorite ; 7 : Groupe Serra de Jacobina ; 8 : Serpentinite ; 9 : Gneiss archéen ; 10 : Zone silicifiée ; 11 : Chevauchement ; 12 : Faille ; 13 : Route ; 14 : Mines (1 : Bode, 2 : Lagarta, 3 : Gavião, 4 : Formiga, 5 : Braúlia, 6 : Marota, 7 : Trecho Velho, 8 : Trecho Novo, 9 : Bica, 10 : Cabra, 11 : Socotó) ; 15 : Be, Béryl vert émeraude, Cr, Chromite, Mo, Molybdénite.

Fig. 6. - Geological maps of the Carnaíba (a) and Campo Formoso (b) emerald mining districts, Bahia (after Giuliani *et al.*, 1990).
 1: Carbonated Proterozoic cover; 2: Jaguarari granitoid; 3: Carnaíba leucogranite; 4: Campo Formoso porphyritic to fine-grained two-mica leucogranite; 5: Campo Formoso coarse-grained two-mica leucogranite; 6: Chlorite schist; 7: Serra de Jacobina group; 8: Serpentinite; 9: Archean gneiss; 10: Silicified zone; 11: Thrust; 12: Fault; 13: Road; 14: Prospecting pits; 15: Be: Green beryl-emerald, Cr: Chromite, Mo: Molybdenite.

quartzites (fig. 5b ; mines de Trecho Novo, Trecho Velho, Bica et Cabra). Dans les mines de Trecho Velho, Trecho Novo et Cabra (fig. 5b), les phlogopitites soulignent le contact entre les serpentinites et les quartzites. Dans la mine de Trecho Novo, les phlogopitites se sont développées suivant un réseau de fractures identique à celui affectant les quartzites (Moreira et Santana, 1982).

Les phlogopitites peuvent avoir une extension de 200 à 300 m et ont une épaisseur qui n'excède pas quelques mètres. Leur géométrie est contrôlée par les structures qui ont guidé la percolation des fluides. Ce sont notamment des veines d'aplopegmatites qui recoupent les granites et les serpentinites. Dans les granites, les pegmatites peuvent contenir

du grenat, de l'apatite et du béryl. Dans les serpentinites, les pegmatites sont feldspathisées et transformées en plagioclasite (feldspath An_{1-45}) ; cette dernière, est parfois recoupée par des veinules à phlogopite.

Dans les deux districts miniers, l'émeraude cristallise soit en association avec le plagioclase dans la plagioclasite (pl. 2, photo 1), soit plus communément dans la phlogopite (pl. 2, photo 3) ; parfois, elle précipite dans des veines à tourmaline et plagioclase (pl. 2, photo 2) ou dans les quartzites (pl. 2, photo 4). L'alexandrite ($BeAl_2O_4$) en mâcle en roue aplatie est exploitée à Carnaíba (mine de Bode) et la phénacite (Be_2SiO_4 "émeraude blanche") à Socotó.

A Carnaíba, mis à part l'émeraude, la scheelite a été exploitée dans les mines de Marota et Braúlia (fig. 6). Elle se rencontre dans des niveaux de roches mafiques (métagabbros à hornblende et plagioclase) métasomatisés en schistes à phlogopite-trémolite. La molybdénite est associée à l'émeraude dans la phlogopite (pl. 2, photo 5) et dans la plagioclasite. La mine de Marota a assuré, jusqu'en 1987, la majeure partie de la production de molybdénite du Brésil. Ce minéral est dispersé dans des filons massifs de plagioclasite pouvant atteindre 50 cm d'épaisseur (Giuliani et Fernandés, 1988). Le plagioclase (albite) s'observe sous la forme de petits cristaux (< 1 mm) et en plumes de cleavelandite pouvant atteindre 5 cm de long.

Le gisement de Socotó se situe dans une écaïlle de serpentinites (direction N150-180°E, pendage 50-80°W), prise dans le socle granito-gneissique (pl. 1, photo 1). Les phlogopitites s'observent soit suivant des fractures parallèles à la foliation des serpentinites (fig. 5d), soit suivant des veines de pegmatite. Dans les deux gisements, les phlogopitites sont microplissotées et les plagioclases sont boudinées.

Un deuxième stade de minéralisation (stade 2) se superpose au premier. Il se caractérise par le développement d'un système de veines et de filons de quartz à muscovite ou de muscovitites, qui altèrent partiellement les structures minéralisées du premier stade (muscovitisation et chloritisation des phlogopitites, séricitisation de la plagioclase). Ces filons contiennent parfois molybdénite (mines de Trecho Velho, Marota, Braúlia, Socotó), scheelite (Braúlia), tourmaline (mines de Bode, Socotó) et béryl jaune.

Indices de la région d'Anagé

Les garimpos d'émeraude se situent à 400 km au sud du gisement de Carnaíba (fig. 4). Ils se localisent à l'est de la ville d'Anagé. Les indices exploités sporadiquement depuis 1970 sont dispersés dans la région de la Serra dos Pombos (Cassedanne *et al.*, 1976). D'est en ouest, on trouve les garimpos suivants (fig. 7) : Sossego, Fazenda Pombos (ou Pombos) découvert en 1950, Piabanha, Fazenda Lagoinha, Fazenda Açude, Juca et Lagoa Funda. Fazenda Pombos a été la seule mine souterraine exploitée, elle employait 22 mineurs en 1971 (Almeida Barbosa, 1973). La réserve géologique a été estimée à 70 000 m³ avec une teneur de 1,5 g/m³ (Santos et Souza, 1985).

La minéralisation est associée à des metabasites et des méta-ultrabasites (amphibolites et talcschistes) de la séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante, attribuée au Protérozoïque inférieur (Sabaté *et al.*, 1990). Selon Mascarenhas (1979), cette séquence a été affectée par trois phases de déformation auxquelles est associée la mise en place de dômes granitiques. L'ensemble repose sur un socle archéen granito-gneissique à biotite et hornblende (âge Rb/Sr : 3145 Ma, Santos et Souza, 1985) qui a subi deux remobilisations

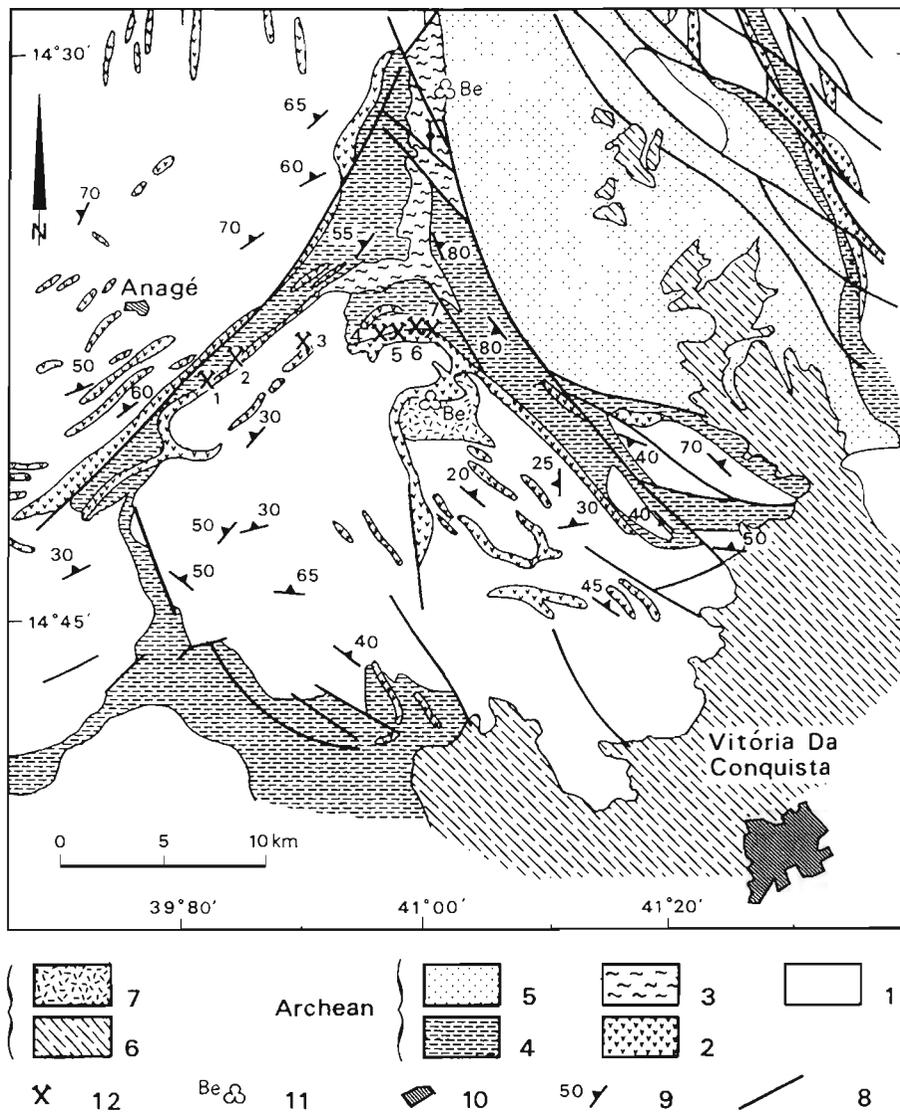


Fig. 7. - Carte géologique du district minier à émeraude d'Anagé, Bahia (d'après Santos et Souza, 1985). 1 : Socle granito-gneissique ; 2 : Métabasite et ultrabasite ; 3 : Phyllite ; 4 : Micaschiste ; 5 : Quartzite ; 6 : Couverture cénozoïque ; 7 : Cornéenne ; 8 : Faille ; 9 : Foliation ; 10 : Ville ; 11 : Indice de béryl ; 12 : Mines d'émeraude (1 : Sossego, 2 : Fazenda Pombos, 3 : Piabanha, 4 : Fazenda Lagoinha, 5 : Fazenda Açude, 7 : Juca, 8 : Lagoa Funda).

Fig. 7. - Geological map of the Anagé emerald-mining district, Bahia (after Santos and Souza, 1985). 1: Granito-gneissic basement; 2: Metabasite and ultrabasite; 3: Phyllite; 4: Mica schist; 5: Quartzite; 6: Cenozoic; 7: Tactite; 8: Fault; 9: Foliation; 10: City; 11: Beryl occurrence; 12: Emerald mines.

tectono-métamorphiques à 1900 et 650-500 Ma. Le socle et les unités de RM-UM sont recoupés par des pegmatites à feldspath potassique, quartz, muscovite, grenat, tourmaline et parfois béryl. A Fazenda Lagoa do Morro, à 2 km au sud de l'indice de Lagoa Funda, ces pegmatites, exploitées pour leur béryl industriel, sont associées à une zone de métamorphisme thermique soulignée par des cornéennes.

La minéralisation à émeraude est contenue dans des phlogopitites à tourmaline, de direction N20-50°E, parallèles à la foliation régionale des talc-

schistes. Celles-ci résultent de la métasomatose des talcschistes. La percolation hydrothermale s'est développée à partir de plans de fractures, et des bordures de filons de pegmatite. Les transformations métasomatiques suivant les plans de fractures conduisent à la formation de phlogopitites (pl. 1, photo 3) et parfois à des zones métasomatiques composites. Du centre vers la périphérie de la fracture, il apparaît alors une phlogopitite, puis une trémolite à phlogopite et enfin le talcschiste. Les pegmatites sont transformées en plagioclases (feldspath

An₁₆₋₃₇ ; pl. 3, photo 3). Les zones adjacentes au filon de pegmatite sont formées par une zone de phlogopite grossière (cristaux de 1 mm à 2 cm) suivie d'une zone de phlogopite fine (cristaux < 1 mm). Généralement, ces deux zones sont séparées par un front métasomatique bien net.

Des filonnets de quartz, de direction N50°E à fort pendage vers l'ouest, recourent l'ensemble granito-gneissique et les phlogopites, et provoquent une muscovitisation et chloritisation des phlogopites. A Juca, ces filonnets sont accompagnés d'une tourmalinisation. L'émeraude est alors fracturée et cimentée par du quartz. La molybdénite devient un minéral accessoire caractéristique de cet épisode hydrothermal siliceux.

Indice de la région de Brumado

L'indice de Bom Jesus dos Meiras fut découvert en 1912 et décrit pour la première fois par Just (1926). Il a fourni très peu de gemmes ; actuellement il est recouvert par les déblais de l'exploitation de magnésite de Brumado. La minéralisation est contenue dans une séquence de roches supracrustales, formée de dolomies et de quartzites, reposant sur un socle archéen granito-gneissique avec des alternances de talcschistes et d'amphibolites. Cet ensemble est recoupé par des intrusions granitiques. L'émeraude a cristallisé dans des cavités géodiques contenues dans le marbre. Elle est associée au quartz, calcite, dolomite, tourmaline et topaze. L'auteur ne décrit pas de pegmatites.

Indice de Salinha

Découvert en 1963, il est connu aussi sous le nom de Fazenda São Thiago ou Pilão Arcado. Il se situe dans le nord de Bahia et il est actuellement noyé par les eaux du barrage de Sobradinho. La seule description géologique de cet indice est fournie par Cassedanne *et al.* (1979). Le socle est composé de gneiss et de migmatites du Protérozoïque inférieur. Des roches supracrustales (marbre, quartzite), des formations ferrières ainsi que des roches mafiques (amphibolite) et ultramafiques (talcschiste) reposent sur le socle. Des filons de pegmatites recourent les talcschistes et la métasomatose de ces deux types de roches a conduit à la formation de biotites et de pegmatites

feldspathisées, fortement affectées par l'altération météorique. L'émeraude se concentre dans la zone du schiste à biotite. Les cristaux sont peu colorés et dépourvus de chrome ; la coloration est due au vanadium (Cassedanne *et al.*, 1979 ; Schwarz, 1987), ce qui a incité Webster (1983) à qualifier ces "émeraudes" de béryls verts.

Indices de l'Etat du Ceará

Indice de Tauá

Cet indice découvert en 1954 est connu aussi sous le nom de Fazenda Boa Esperança (Cassedanne *et al.*, 1979 ; Castelo Branco *et al.*, 1984 ; Schwarz, 1987). Il se situe à 42 km au nord-est de Tauá. Ce garimpo a laissé place, en 1960, à l'installation de la compagnie minière Mineração São Pedro. La société a exploité onze filons de pegmatite sur 225 hectares et récupéré 500 kg de béryl industriel et quelques émeraudes. L'absence de réserves a mis fin à cette exploitation (Almeida Barbosa, 1973). En 1983, l'entreprise Mineração Brasileira réalisa une étude géologique détaillée de la zone. Cependant, la faible quantité et la mauvaise qualité des émeraudes a provoqué l'abandon définitif de cet indice.

La minéralisation est contenue dans les formations du complexe Independência, d'âge Protérozoïque inférieur. Il s'agit de formations volcano-sédimentaires, comprenant des intercalations de métasédiments (grauwacke, arkose et calcaire), de roches mafiques (amphibolite) et ultramafiques (talcschiste, schiste à talc-trémolite et trémolite) qui reposent sur un socle gneissique. Des pegmatites qui se présentent sous forme de filons parallèles à la schistosité (direction N160°E, pendage 25-45°NE) et sous forme de corps irréguliers et de boudins discordants, recourent les différentes formations. Les niveaux quartzeux des pegmatites contiennent du béryl, de la colombo-tantalite, de la tourmaline et de l'apatite. La minéralisation à émeraude se développe au contact des pegmatites et des roches ultramafiques. La séquence volcano-sédimentaire, les pegmatites ainsi que la minéralisation sont plissées et fracturées. Le filon de pegmatite principal a une extension de 60 m. Il se présente sous la forme de boudins de 5 m de long et d'environ 1,5 m d'épaisseur. La métasomatose alcaline a provoqué la phlogopitisation des talcschistes sur une

épaisseur de 10 à 30 cm en bordure des filons et une feldspathisation (feldspath An₁₅₋₁₉) partielle des pegmatites (pl. 1, photo 2). La molybdénite, l'apatite, la bismuthinite et le bismuth natif (Cassedanne *et al.*, 1979 ; Giuliani *et al.*, 1990) sont les minéraux qui accompagnent l'émeraude.

Indice de Coqui

L'indice de Coqui est situé à 30 km au sud-est de la ville de Quixeramobim (fig. 8). Découvert en 1983, il était exploité en 1987 de façon artisanale et sporadique (Castelo Branco *et al.*, 1988). Il se localise dans le bloc archéen Banambuiú, composé d'un socle granito-gneissique et de roches supracrustales avec des intercalations de RM-UM (talcschiste, trémolite). Ce bloc est bordé par deux mégalinéaments post-collision d'âge Brasiliano (Brito Neves et Cordani, 1991) à l'ouest, Senador Pompeu et à l'est, Oros. Cette réactivation tectono-métamorphique est confirmée par les différents âges obtenus pour les gneiss : 3140 Ma (Kawashita, 1974) et une gamme d'âges entre 650 et 500 Ma (Cals *et al.*, 1983). D'autre part, les granito-gneiss de la région de Coqui sont recoupés par de petits massifs granitiques et granodioritiques à hornblende et biotite, reliés à la phase magmatique Ubajara, datée à 650 + 50 Ma (Cals *et al.*, *op. cit.*). De nombreux filons de pegmatites recourent les différentes formations, y compris les granitoïdes. Ils sont concordants par rapport à la foliation régionale, NE-SW, et peuvent atteindre une extension de 3 km. Ils sont minéralisés en béryl, colombo-tantalite, cassitérite et aigue-marine (fig. 8). La présence de cette gemme fait de la région de Quixeramobim-Solonópole un des producteurs d'aigue-marine du Brésil.

Trois indices de phlogopites à émeraude, développés au contact de pegmatites, sont connus :

- dans le premier, la pegmatite, qui présente une épaisseur comprise entre 2 et 3 m, montre seulement un léger enrichissement en plagioclase ; la phlogopite possède une zone interne de 10 cm d'épaisseur à phlogopite grossière (micas de 2 cm) suivie d'une zone externe plus épaisse (50 cm à 80 cm) de phlogopite fine (micas < 1 mm) ;

- dans le deuxième, une pegmatite de 10 cm d'épaisseur a subi une intense métasomatose qui a abouti à la formation d'une plagioclase (plagioclase An₂₀₋₃₃).

La zone de phlogopitite se développe aux bordures du filon de plagioclase et elle contient de l'émeraude et de l'apatite ;

- dans le troisième, les phlogopitites sont associées à un ensemble de veines de pegmatites d'épaisseur inférieure à 5 cm. Dans ces trois indices, les pegmatites sont boudinées et les phlogopitites micro-plissées.

Gisements et indices de l'Etat du Minas Gerais

Indice de Santana dos Ferros

Cet indice, appelé aussi Fazenda Bom Sossego, se situe à 160 km au nord-est de Belo-Horizonte (fig. 9). Il a été découvert en 1920 et est aujourd'hui abandonné. L'émeraude a été exploitée dans les éluvions et alluvions du rio Ribeirão das esmeraldas. Cunha (1961) donne une brève description du cadre géologique de l'indice. Il signale la présence d'un socle gneissique cataclaté et recoupé par des veines de pegmatites exploitées pour l'aigue-marine. L'émeraude est reliée à des filons de pegmatites ; elle se localise dans des biotitites (de direction N75-90°E, pendage nord). Cunha (*op. cit.*) ne signale pas de roches mafiques dans le socle. Le filon principal possède une épaisseur de 3,5 m et les feldspaths sont fortement kaolinisés. La métasomatose a provoqué une légère feldspathisation de la pegmatite. L'émeraude est associée au quartz et à la biotite.

Les gisements de Mina Belmont et de Capoeirana

Ces deux gisements se situent à 15 km à l'est d'Itabira (fig. 9). Le gisement de Mina Belmont, aussi connu sous le nom de mine d'Itabira, a été découvert en 1978. Après trois années d'exploitation artisanale, la mine a été reprise par la société minière Belmont Gemas Ltda qui exploite un minerai d'une teneur de 165 g/t (Schwarz, 1987). Découvert en 1988, le gisement de Capoeirana est situé à 5 km à l'est de Mina Belmont.

Ces gisements se situent dans deux zones de chevauchement à vergence ouest, qui mettent en contact une série volcano-sédimentaire et un granite appelé Borrachudos (Schorscher et Guimarães, 1976 ; Souza *et al.*, 1989 ; Souza, 1990 ;

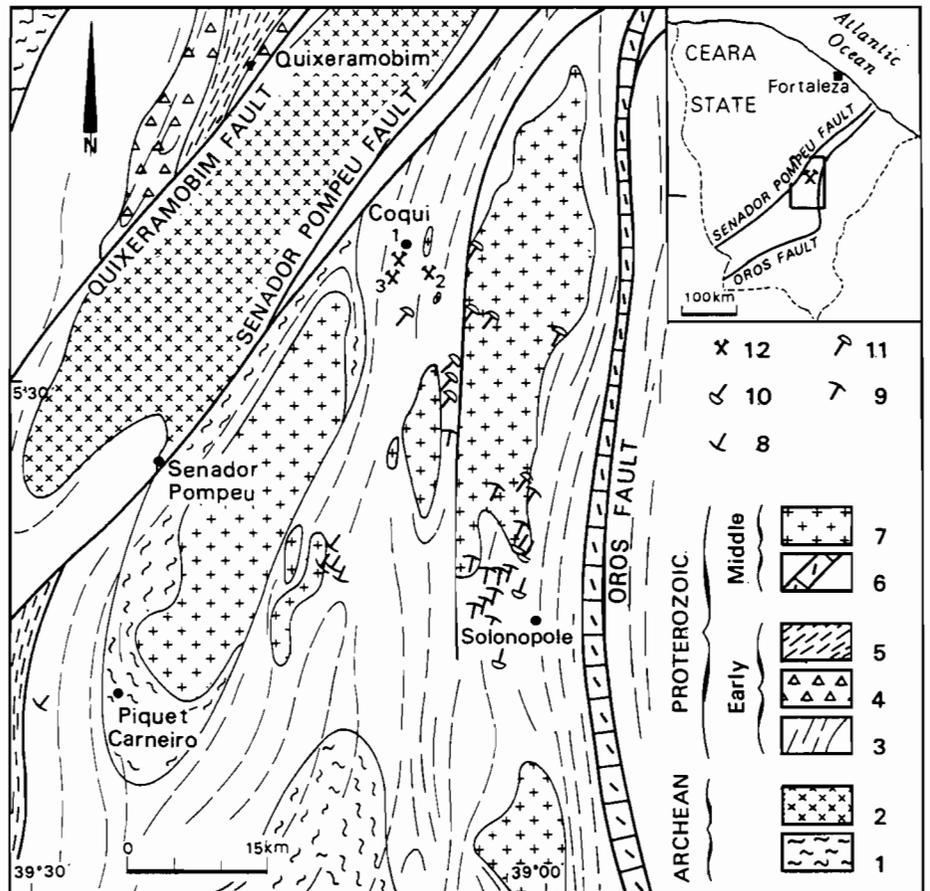


Fig. 8. - Carte géologique du district minier de Solonópole-Quixeramobim, Ceará. Localisation des indices à émeraude de Coqui (modifié, d'après Cals *et al.*, 1983).

1 : Gneiss et migmatite ; 2 : Granitoïdes de Quixeramobim ; 3 : Migmatite ; 4 : Complexe Independência ; 5 : Micaschiste à grenat (groupe Ceará) ; 6 : Complexes Novo Oriente, Lavras da Mangabeira et Aracoraba ; 7 : Granites intrusifs ; 8 : Garimpo de scheelite ; 9 : Garimpo de lithium ; 10 : Garimpo d'aigue-marine ; 11 : Garimpo de tourmaline ; 12 : Garimpo d'émeraude.

Fig. 8. - Geological map of the Solonópole-Quixeramobim mining district, Ceará. Location of the Coqui emerald occurrences (after Cals *et al.*, 1983, modified).

1: Gneiss and migmatite; 2: Quixeramobim granitoids; 3: Migmatite; 4: Independência complex; 5: Garnet-mica schist (Ceará group); 6: Novo Oriente, Lavras da Mangabeira and Aracoraba complexes; 7: Intrusive granites; 8: Scheelite prospecting pit; 9: Lithium prospecting pit; 10: Aquamarine prospecting pit; 11: Tourmaline prospecting pit; 12: Emerald prospecting pit.

Souza *et al.*, 1992). Les formations supracrustales appartiennent à la séquence du Supergroupe Minas définie par Schorscher et Guimarães (*op. cit.*), et datée par la méthode U/Pb à 2125 Ma (Machado *et al.*, 1989). Dans la région d'Itabira, la série volcano-sédimentaire se caractérise par une intercalation de métapélites (schistes à biotite-muscovite parfois grenat et staurotite), de roches ultramafiques (schistes à talc-chorite-trémolite), de quartzites et de tufs. Le granite Borrachudos correspond à une partie du socle archéen (gneiss et migmatites du bloc de Gavião), qui a subi une intense mylonitisation et une métasomatose potassique au Protérozoïque (Schorscher *et al.*, 1982). Ce granite contient des porphyroblastes

de microcline et montre une foliation soulignée par la biotite et l'amphibole.

Sur la bordure de la zone de chevauchement orientale (mine de Capoeirana), le granite est dépourvu de porphyroblastes et il est mylonitisé. Des filons de pegmatites à béryl (\pm aigue-marine) et de pegmatites feldspathisées ("pegmatoides" décrits par Souza *et al.*, *op. cit.*) se concentrent dans la zone de contact entre les gneiss et les formations supracrustales. L'ensemble est recoupé par des filons et filonnets de quartz. Les circulations fluides responsables de la formation de l'émeraude ont été guidées par les structures chevauchantes à vergence ouest, qui marquent le contact entre les deux unités géologiques principales.

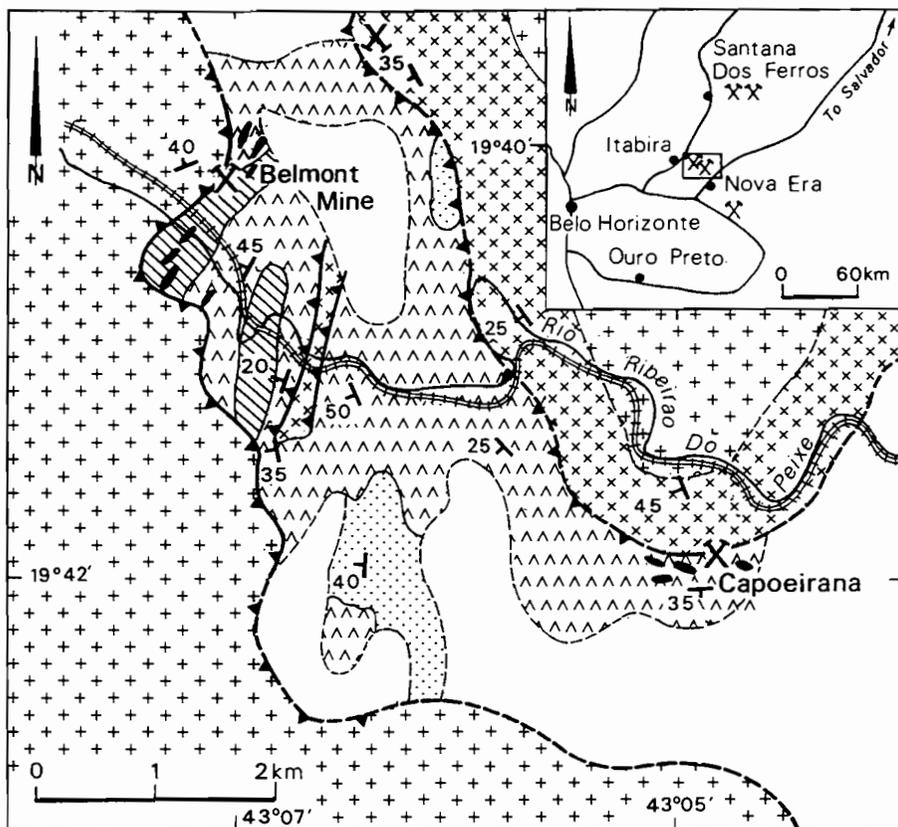


Fig. 9. - Carte géologique du district à émeraude de Mina Belmont-Capoeirana, Minas Gerais, (d'après Souza, 1990).

1 : Granite Borrachudo (faciès lenticulaire) ; 2 : Granite Borrachudo (faciès mylonitique) ; 3 : Série volcano-sédimentaire non différenciée ; 4 : Quartzite ; 5 : Formations mafiques et ultramafiques ; 6 : Métapélite ; 7 : Phlogopite à émeraude ; 8 : Chevauchement ; 9 : Foliation ; 10 : Mine d'émeraude ; 11 : Chemin de fer ; 12 : Indice d'aigue-marine.

Fig. 9 - Geological map of the Mina Belmont-Capoeirana emerald mining district, Minas Gerais (after Souza, 1990).

1: Borrachudo granite (lenticular facies); 2: Borrachudo granite (mylonitic facies); 3: Undifferentiated volcano-sedimentary sequence; 4: Quartzite; 5: Mafic and ultramafic formations; 6: Metapelite; 7: Emerald-bearing phlogopite; 8: Thrust; 9: Foliation; 10: Emerald mine; 11: Railway; 12: Aquamarine occurrence.

A Mina Belmont, les schistes à talc-chlorite-chromite, de direction N-NE, ont une largeur de 750 à 1200 m. Ils sont recoupés par de nombreux filons de pegmatite. Le filon principal a une épaisseur de 10 m. Il est partiellement feldspathisé et l'émeraude se concentre dans les phlogopites adjacentes (Schwarz, 1987).

A Capoeirana, les veines de pegmatites sont moins épaisses (1 dm) et sont totalement feldspathisées (feldspath An_{15-28}). Les filonnets de quartz sont prédominants et ils recoupent les gneiss et les formations supracrustales. Ils sont liés à un épisode de cisaillement qui a guidé l'infiltration hydrothermale. La métasomatose fissurale a provoqué la

biotitisation en masse (cristaux > 1 cm) des roches encaissantes. Les talcschistes sont transformés en phlogopites où se concentre l'émeraude. Dans les deux gisements, les métasomatites sont fortement microplissées et les plagioclases boudinées.

Gisements et indices de l'Etat de Goiás

L'indice d'Itaberai

Situé à 34 km au sud-est de Goiás Velho (fig. 3), cet indice connu aussi sous le nom de Fazenda das Lajes, a été découvert en 1920 (Leinz et Leonardos, 1936). Il s'agit d'une concentration éluvionnaire qui s'étend sur trois à quatre

kilomètres, formée d'argiles latéritiques tertiaires, de débris de talcschistes et de limonites. En 1951, une réserve de 63 kg était définie et en 1972, la zone avait produit 92 kg d'émeraudes (Limá Junior *et al.*, 1984). Leinz et Leonardos (*op. cit.*) trouvèrent dans leur fond de batée, des émeraudes, de 2 mm à 2 cm de long, avec talc, rutile, hématite, oxydes de fer, tourmaline, actinote, quartz et microcline. La concentration primaire qui est contenue dans des biotites développées à partir des talcschistes est décrite par Almeida et Sá (1983).

L'indice se situe dans la série volcano-sédimentaire d'Anicuns-Itaberai (Barbosa, 1987) qui repose par un système d'écaillage, à vergence ouest, sur la série volcano-sédimentaire du Groupe Araxá (âge 1800 Ma). L'âge de la série d'Anicuns-Itaberai n'est pas connu. Cependant, Barbosa (*op. cit.*), qui la considère comme l'extension sud de la ceinture de roches vertes de Goiás Velho, lui attribue un âge archéen (≥ 2600 Ma). Elle est formée par une unité pélitique et tufacée et par une unité de cherts à intercalations de komatiite. L'ensemble est recoupé par des granites syn à post-tectoniques rattachés à l'orogénèse Brasilianno (550 ± 50 Ma ; carte géologique du Goiás, 1987). L'indice d'émeraude se situe sur la bordure ouest de l'un de ces granites intrusifs, le granite Lajes, dont le contact avec la série supracrustale est généralement masqué par des latérites tertiaires. Il s'agit d'un granite alcalin à biotite, plagioclase et microcline qui a développé un métamorphisme de contact dans l'encaissant (Barbosa, *op. cit.*). L'émeraude est associée à des phlogopites riches en pyrite développées à partir de schistes à talc-trémolite distants du granite. La percolation du fluide hydrothermal a été guidée par des fractures liées à des cisaillements. Ces fractures, orientées N80-90°E, sont soulignées par des filons ou des poches à remplissage de phlogopite. Elles sont associées à des plis isoclinaux et la percolation hydrothermale est synchronique. Aucun filon de pegmatite n'a été observé et l'association quartz-microcline, trouvée dans les fonds de batée par Leinz et Leonardos (*op. cit.*), provenait probablement de l'érosion du granite Lajes.

L'indice de Pela Ema-Minaçu

Cet indice, découvert en 1974, a été décrit par Lima Junior *et al.* (1984) et

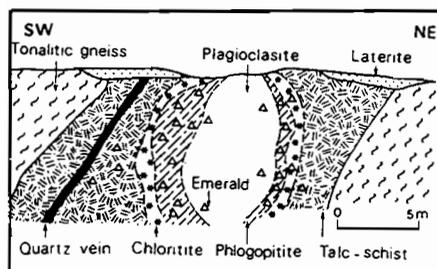


Fig. 10. - Coupe géologique schématique de l'indice à émeraude de Porangatu, Goiás (d'après Cassedanne et Barros, 1986).

Fig. 10. - Schematic geological section of the Porangatu emerald occurrence, Goiás (after Cassedanne and Barros, 1986).

Cassedanne et Barros (1986). Il se situe à 260 km au nord-nord-ouest de Brasília, à la périphérie sud du granite Serra Dourada (fig. 3). Ce granite fait partie de la série d'intrusions alcalines stannifères qui forment la province métallogénique à étain du Goiás. Les âges U/Pb obtenus sur les zircons de certains de ces granites anorogéniques sont compris entre 1600 et 1800 Ma (Pimentel *et al.*, 1991 ; Rossi *et al.*, 1992). Toutefois, le granite Serra Dourada n'a pas encore été daté. Il recoupe la série volcano-sédimentaire du groupe Serra da Mesa du Protérozoïque moyen, formée de quartzites et de mica-schistes avec des intercalations de schistes graphiteux, de calcschistes et de marbres. Le garimpo principal de Mica Verde est formé par une série de veines de pegmatite, de 20 cm d'épaisseur en moyenne, et de veinules de quartz qui recoupent le mica-schiste. L'émeraude est associée à des biotites développées aux épontes des veines de pegmatites.

L'indice de Mara Rosa

Il a été découvert en 1982, près de la Fazenda Bom Jesus, distante de 23 km de Mara Rosa (fig. 3) mais il a été abandonné et nivelé en 1985 à cause de la mauvaise qualité de ses émeraudes. Il s'agissait d'une zone de 300 m d'extension, formée par un réseau de veines de quartz laiteux de 20 cm d'épaisseur et de veinules à calcite et ankérite qui recoupaient des orthogneiss à amphibole et biotite (Cassedanne et Barros, 1986). Ces orthogneiss, datés par U/Pb à 856 ± 7 Ma (Pimentel *et al.*, 1993), appartiennent à la série volcano-sédimentaire de Mara Rosa. Cassedanne et Barros (*op. cit.*) ne décrivent ni pegmatites, ni RM-UM intercalées dans les orthogneiss.

L'indice de Porangatu

Découvert en 1970 à proximité de la ville de Porangatu, cet indice qui couvrait une superficie de 0,5 km², a été rapidement abandonné (Cassedanne et Barros, 1986). Il s'agit de veines de pegmatite recoupant la série volcano-sédimentaire du groupe Serra da Mesa laquelle repose sur un complexe granito-gneissique d'âge archéen (> 2600 Ma). La coupe schématique de la figure 10 montre bien l'importance de la métasomatose alcaline sur deux roches de composition différente : pegmatite transformée en plagioclase, talcschiste partiellement ou totalement biotitisé (phlogopite) au contact de la pegmatite. L'émeraude cristallise dans les différentes zones métasomatiques.

L'indice de Pirenópolis

Situé à 18 km au nord-ouest de Pirenópolis (fig. 3), il a été découvert en 1977 par des géologues de l'Université de Brasília (Araújo Filho et Leonardos, 1986). Ce garimpo est exploité de façon sporadique mais la petite taille des cristaux d'émeraude limite son développement. La minéralisation est associée à des plagioclases et des phlogopites situées sur la bordure sud-est du granite à deux micas de Fazenda Raizama. La métasomatose alcaline affecte des veines de pegmatite qui recoupent des serpentinites de la série volcano-sédimentaire du groupe Araxá. La pegmatite principale (N110°E, pendage 45°N), mesure 1,5 m d'épaisseur et recoupe des talcschistes à chromite de direction N80°E et à pendage 40°N (pl. 1, photo 4). Elle est transformée en plagioclase très fine (feldspath An₁₋₁₀, cristaux < 0,5 mm). La phlogopite, d'une puissance de 20 cm, est parallèle à la veine de plagioclase ; elle est formée d'une zone de phlogopite grossière à émeraude suivie d'une zone de phlogopite fine. Le talcschiste périphérique est phlogopitisé. L'émeraude forme de très petits cristaux (0,1 à 0,5 cm de diamètre) fortement colorés et parfois associés à de la tourmaline noire.

Des greisens fissuraux à muscovite verte, \pm quartz et \pm cassitérite affectent la bordure est du granite (endo-greisen) et les formations supracrustales sur les bordures nord et sud (exo-greisen). Les exo-greisens sont recoupés par les pegmatites à émeraude.

L'ensemble série volcano-sédimentaire - granite - minéralisations a été

repris par une tectonique compressive régionale (Araújo Filho et Leonardos, *op. cit.*). Cette tectonique, attribuée à l'orogénèse Brasiliano provoque l'écaillage des formations supracrustales en contact avec le socle granito-gneissique archéen et la formation de duplex. Le granite est incurvé suivant un axe N160°E. Une foliation pénétrative affecte l'ensemble des roches et les zones voisines des chevauchements présentent une intense mylonitisation. Les greisens et les phlogopites sont microplissés et les pegmatites boudinées.

Le gisement de Santa Terezinha de Goiás

Découvert en 1981, ce gisement a produit entre 1981 et 1988, 155 t de béryl vert et d'émeraude (tabl. 2). La teneur des zones minéralisées est comprise entre 50 et 800 g/m³ (Biondi, 1990). Situé à 230 km au nord-ouest de Brasília (fig. 3), ce gisement est le plus important du Brésil et probablement du monde, si l'on considère la quantité d'émeraude extraite. Depuis 1984, le garimpo de Campos Verdes est une réserve "garimpeira" de 2932 hectares qui maintient en activité 10 000 mineurs (Isto É, 1987). Elle est découpée en parcelles de 70 x 30 m sur lesquelles sont centrées des puits verticaux qui permettent d'atteindre les zones minéralisées. Ces puits peuvent atteindre 230 m de profondeur dans la partie nord du gisement.

Ce gisement a fait l'objet de nombreuses études de gemmologie et de géologie. En 1981, l'émeraude a été exploitée dans des dépôts éluviaux situés dans la couverture latéritique (chantiers de Trecho Velho et Trecho Novo) et, par la suite, dans des carrières et des puits. Bien que Cassedanne et Sauër (1982 ; 1984) aient signalé la présence de pegmatites à béryl bleu dans les parties superficielles de Trecho Novo, ce gisement constitue un type de minéralisation original et unique au Brésil. En effet, la minéralisation est liée à un épisode tectonique compressif qui a généré des chevauchements, des plis en fourreau et des cisaillements. Ces structures ont guidé la circulation des fluides hydrothermaux. Les différents forages et travaux miniers n'ont pas recoupé de veines de pegmatites ou d'intrusions granitiques.

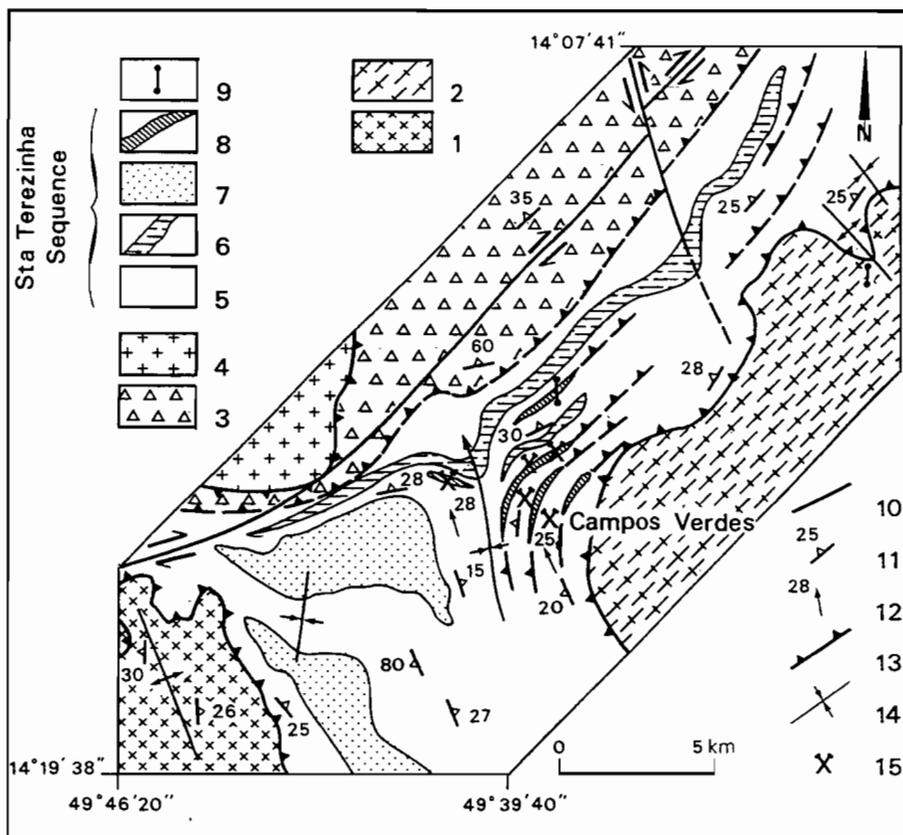


Fig. 11. - Carte géologique du district à émeraude de Santa Terezinha, Goiás (d'après Gusmão Costa, 1986 et Biondi, 1990).

1 : Gneiss à biotite archéen ; 2 : Gneiss à amphibole et amphibolite archéens ; 3 : Gneiss mylonitique ; 4 : Granite de São José do Alegre ; 5 : Schiste à chlorite-muscovite ; 6 : Schiste à muscovite-magnétite ; 7 : Quartzite ; 8 : Schiste à talc-chlorite ; 9 : Filon de microgranite ; 10 : Faille ; 11 : Foliation ; 12 : Linéation ; 13 : Chevauchement ; 14 : Axe de plissement ; 15 : mines d'émeraude.

Fig. 11. - Geological map of the Santa Terezinha emerald mining district, Goiás (after Gusmão Costa, 1986, and Biondi, 1990).

1: Archean biotite gneiss; 2: Archean amphibole gneiss and amphibolite; 3: Mylonitic gneiss; 4: São José do Alegre granite; 5: Chlorite-muscovite schist; 6: Muscovite-magnetite schist; 7: Quartzite; 8: Talc-chlorite schist; 9: Microgranite dyke; 10: Fault; 11: Foliation; 12: Lineation; 13: Thrust; 14: Axial fold trace; 15: Emerald mines.

Le projet d'étude des garimpos du Goiás a permis au DNPM (Departamento Nacional da Produção Mineral) d'apporter une contribution notable à la connaissance géologique de ce gisement (Campos *et al.*, 1983 ; Ribeiro et Sá, 1983 ; Souza et Leão Neto, 1983 ; Gusmão Costa, 1986). La minéralisation est encaissée dans la séquence volcano-sédimentaire Santa Terezinha (fig. 11), métamorphisée dans le faciès schistes verts (komatiites, tufs acides, cherts, formations ferrières, sédiments carbonatés et graphiteux). Cette séquence correspond à la partie supérieure de la ceinture de roches vertes aurifères de Crixás (formation Ribeirão das Antas ; Gusmão Costa, *op. cit.*) qui appartient au Groupe Pilar de Goiás. Elle serait soit archéenne (> 2600 Ma), par analogie avec l'âge à 2800 Ma obtenu sur les komatiites de Crixás (Arndt *et al.*, 1989), soit protérozoïque inférieure (entre 1800 et 2000 Ma).

La séquence Santa Terezinha est bordée, dans sa partie nord, par des gneiss mylonitiques et est recoupée par le granite à biotite (± muscovite) de São José do Alegre. Cet ensemble, considéré par Biondi (1990) comme allochtone, chevauche le socle archéen autochtone du dôme de Santa Cruz qui est formé à l'ouest par des gneiss à biotite et au sud-est par des amphibolites. Ces chevauchements, de direction générale N50°E et à faible inclinaison, provoquent une série d'écaillages dans la séquence volcano-sédimentaire et le développement de plis en fourreau dans les formations les plus plastiques (D'El Rey Silva et Giuliani, 1988 ; Biondi, 1990 ; Giuliani *et al.*, 1990). Cette succession de plis en fourreau (pl. 3, photo 2), depuis l'échelle métrique jusqu'à l'échelle hectométrique, explique la succession d'antiformes et de synformes dans la zone de la mine et l'existence de la structure synclinale do Rio do Peixe (fig. 11).

D'El Rey Silva et Giuliani (*op. cit.*) ont mis en évidence dans la mine les caractéristiques suivantes :

1) les chevauchements à vergence ouest sont accompagnés d'une foliation de cisaillement pénétrative, à caractère régional, et d'une linéation marquée par des stries de glissement orientées N 345° /15°-18° (fig. 12) ;

2) la minéralisation est stratoïde et contenue dans des niveaux de talcschistes carbonatisés qui ont subi une métasomatose potassique du type phlogopitisation (pl. 1, photos 5, 6) ;

3) la circulation des fluides hydrothermaux a été guidée par la foliation régionale et par des cisaillements (injection lit par lit ; pl. 3, photo 1) ; l'émeraude se trouve soit dans les zones de phlogopitite (d'épaisseur maximale de 20 cm), soit dans le talcschiste phlogopitisé (pl. 2, photo 6). La minéralisation peut-être aussi sécante sur la foliation, elle est alors contenue dans des veines de phlogopitites ou de quartz-carbonates.

Biondi (1990) divise la tectonique compressive en trois stades : le stade 1 correspond à la formation des chevauchements et des plis en fourreau ; le stade 2 correspond au fonctionnement de la zone en cisaillement simple avec le plissement des structures du stade 1 (plis isoclinaux) ; le stade 3 est marqué par la réactivation des stades 1 et 2 avec développement de fractures en tension et de Riedel qui guident la circulation fluide et le dépôt de la minéralisation.

La minéralisation est généralement stratoïde et contemporaine de l'épisode compressif (fig. 13). Elle est contenue dans les phlogopitites et les talcschistes carbonatisés qui constituent le minerai principal du garimpo.

Age des gisements

L'absence de potassium et les excès d'argon dans les canaux des cristaux rendent impossible la datation de l'émeraude par les méthodes K-Ar et ⁴⁰Ar/³⁹Ar. L'âge de dépôt de ce minéral peut-être obtenu de façon indirecte par l'analyse soit des inclusions solides primaires (micas) piégées par le cristal, soit par l'analyse des phlogopites de la gangue (Giuliani *et al.*, 1995). Les datations K-

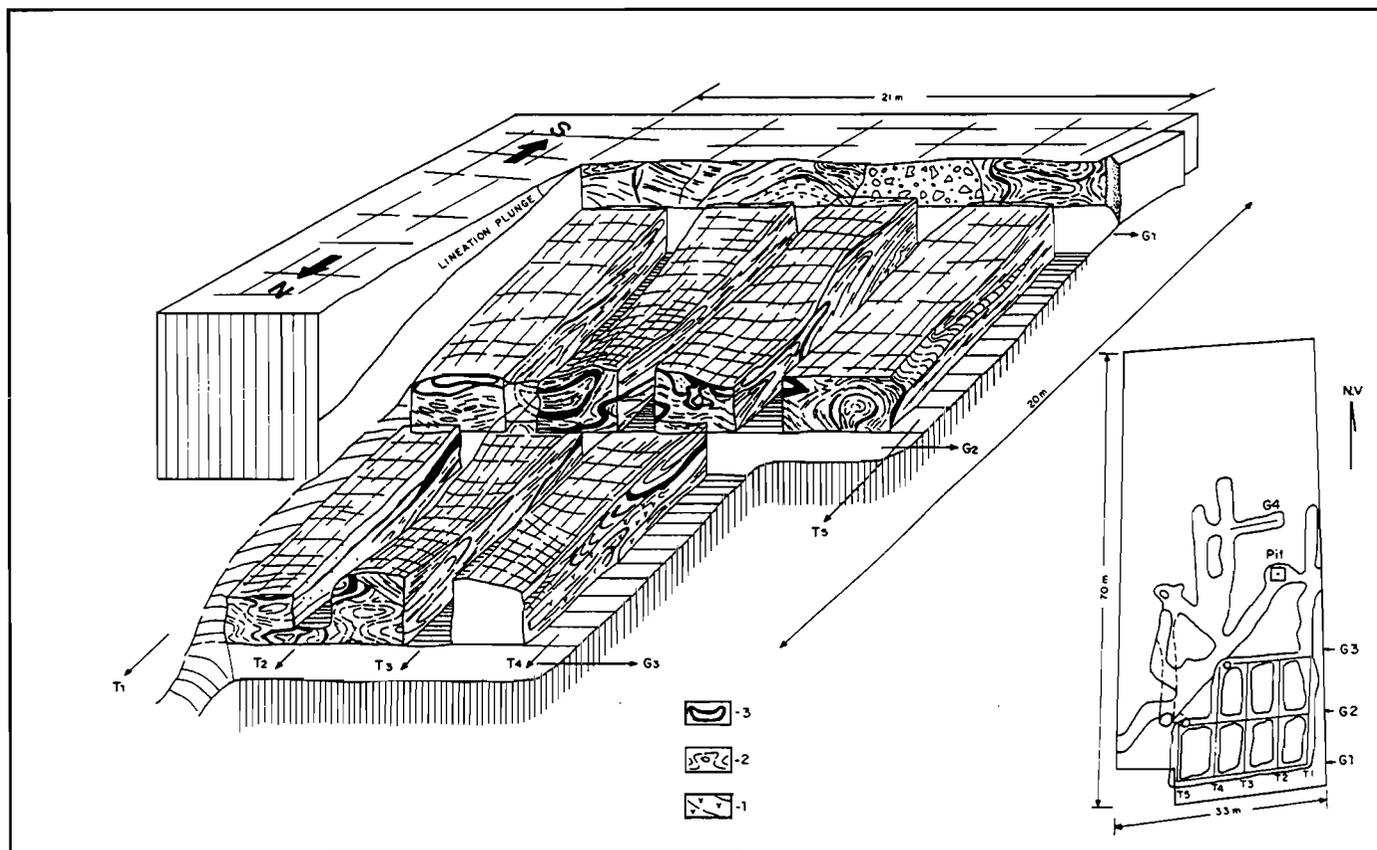


Fig. 12. - Bloc diagramme de la mine souterraine Trecho Novo 167 (propriété de la compagnie EMSA). Plan de la mine (niveau 86). Les galeries G1 à G4 sont horizontales et les travers bancs T1 à T5 ont un axe orienté N350°/15° (d'après D'El-Rey Silva et Giuliani, 1988).
1 : Talcschiste ; 2 : Talcschiste carbonatisé ; 3 : Phlogopitite.

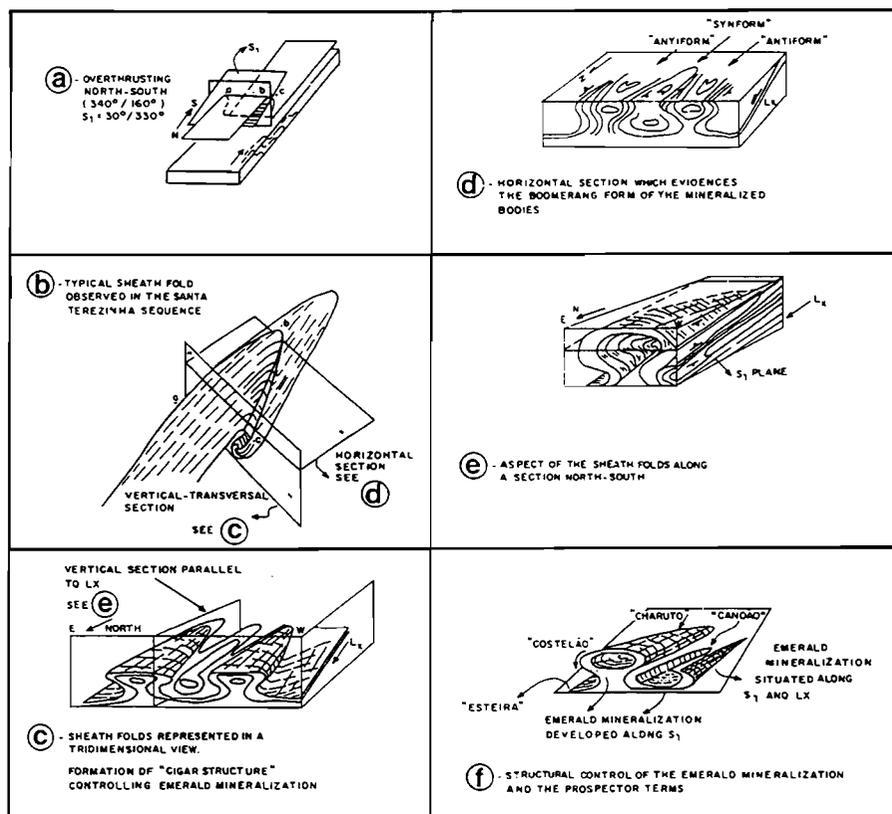
Fig. 12. - Block diagram of the Trecho Novo 167 underground mine (EMSA company property). Layout of the mine (level 86). The G1 to G4 galleries are horizontal and the T1 to T5 crosscuts have axes striking 350°/15° (after D'El-Rey Silva and Giuliani, 1988).
1: Talc schist; 2: Carbonatized talc schist; 3: Phlogopitite.

Ar et ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur les phlogopitites de quatre gisements et six indices ont permis d'obtenir deux gammes d'âges (fig. 14 ; Ribeiro-Althoff *et al.*, (1996) : (a) Transamazonien à 2,0 Ga et (b) Brésiliano (650 à 410 Ma).

a) les âges transamazoniens se rapportent aux gisements de Socotó (1978 ± 4 Ma) et Carnaíba (1994 ± 2 Ma). La datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar par chauffage laser de grains de phlogopites de Carnaíba piégés sur les zones de croissance de l'émeraude a permis d'obtenir des âges plateau à 1960 ± 16 Ma, identiques à ceux de la phlogopite de la gangue (Cheilletz *et al.*, 1993). Par ailleurs, les âges K-Ar obtenus sur les muscovites deutériques du granite à deux micas de Carnaíba (1979 ± 28 Ma)

Fig. 13. - Evolution structurale de la série volcano-sédimentaire Santa Terezinha et contrôle de la minéralisation à émeraude (d'après Giuliani *et al.*, 1990).

Fig. 13. - Structural evolution of the Santa Terezinha volcano-sedimentary sequence and the controls of the emerald mineralization (after Giuliani *et al.*, 1990).



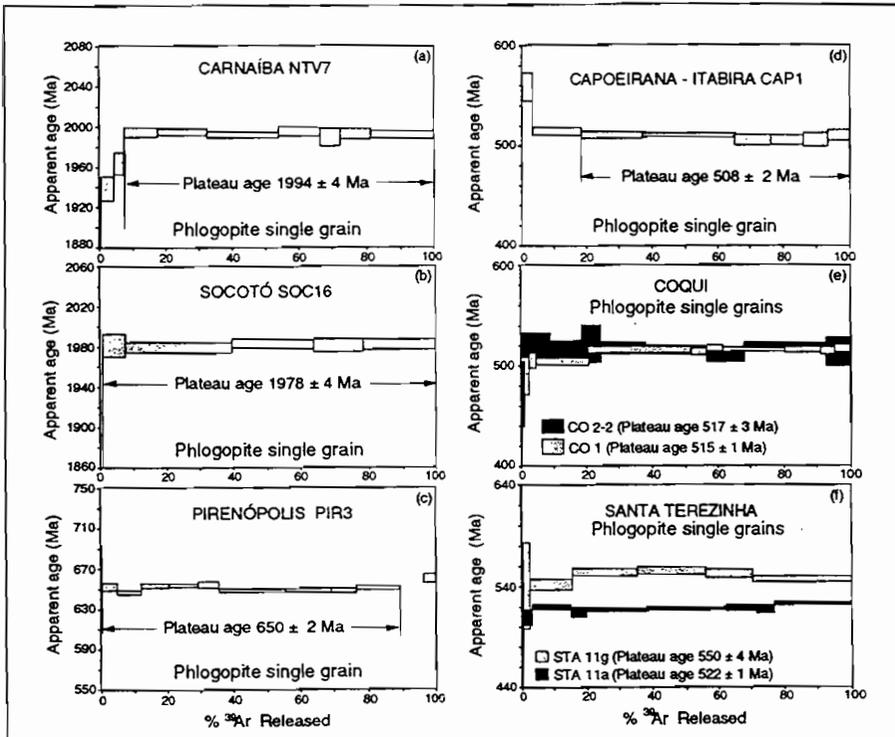


Fig. 14. - Ages $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des gisements d'émeraude de Carnaíba et Socotó (Bahia), Pirenópolis et Santa Terezinha (Goiás), Coqui (Ceará) et Capoeirana (Minas Gerais), d'après Ribeiro-Althoff *et al.* (1996).

Fig. 14. - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the emerald deposits at Carnaíba and Socotó (Bahia), Pirenópolis and Santa Terezinha (Goiás), Coqui (Ceará) and Capoeirana (Minas Gerais), after Ribeiro-Althoff *et al.* (1996)

sont comparables à ceux obtenus sur les phlogopites (1973 ± 20 Ma). Ces résultats suggèrent que la formation des phlogopites est contemporaine du refroidissement du granite (Giuliani *et al.*, 1994a). Les fluides deutériques responsables de la muscovitisation de la coupole granitique de Carnaíba pourraient être ceux qui ont métasomatisé les serpentinites et les pegmatites dans la zone d'exocontact du granite.

b) des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Brasiliano ont été obtenus pour l'indice de Coqui (516 ± 2 Ma), les gisements de Santa Terezinha (522 ± 1 Ma) et de Capoeirana (508 ± 2 Ma). Les âges K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont identiques pour l'indice de Pirenópolis (650 ± 2 Ma). Les indices d'Anagé ont fourni un âge K-Ar de 502 ± 7 Ma pour la mine de Pombos et de 490 ± 8 Ma pour celle de Juca. Les indices de Tauá et d'Itaberaí ont donné, respectivement, des âges K-Ar à 764 ± 10 Ma et 946 ± 12 Ma. Cependant, la présence systématique de chlorite dans la phlogopite de Tauá et de talc dans celle d'Itaberaí ne permet pas de considérer ces âges comme significatifs. L'âge plateau défini à 522 ± 1 Ma pour le gisement de Santa Terezinha indique que la zone de chevauchement à laquelle est associée la minéralisation a fonctionné

durant le Brasiliano. Ce résultat confirme les âges Brasiliano attribués par Brito Neves et Cordani (1991) aux grands linéaments qui recoupent la province structurale du Tocantins.

Typologie des gisements

Suivant la classification typologique proposée (tabl. 1), les gisements d'émeraude du Brésil appartiennent au type 1.1a₂ (gisements associés aux pegmatites et encaissés dans des séries volcano-sédimentaires) et 2.1a₂ (gisements associés à des zones de cisaillement affectant des séries volcano-sédimentaires). Pour ces deux types (tabl. 3), les roches encaissantes sont affectées par une métasomatose alcaline (potassification des roches mafiques). Les gisements représentatifs du type 1.1a₂ sont ceux de Carnaíba et de Mina Belmont-Capoeirana. A Carnaíba, les relations intrusion granitique - pegmatites et altérations métasomatiques sont bien définies dans le temps et l'espace. Leur mise en place et la circulation des fluides hydrothermaux sont contemporaines. A Capoeirana, le granite et les pegmatites sont proximaux mais leurs relations avec la minéralisation sont mal définies ; d'autre part, les gisements sont affectés par une tectonique compressive

génératrice de chevauchements où se situe la minéralisation. L'âge Brasiliano, déterminé pour la formation de la phlogopite à émeraude, peut correspondre à l'âge de la mise en place du granite et de son système pegmatitique-hydrothermal (comme à Carnaíba), ou à la circulation de fluides reliés à la phase compressive, déconnectée de la mise en place du système granite-pegmatite.

Le gisement représentatif du type 2.1a₂ est celui de Santa Terezinha de Goiás. Il est relié à la formation de chevauchements et d'accidents cisailants. Ce gisement, particulier au Brésil, se rapproche, de part ses structures tectoniques, l'aspect de sa minéralisation (stratoïde et disséminée) et de ses altérations potassiques et son âge (522 ± 1 Ma), des gisements d'or associés aux zones de cisaillement dans les ceintures de roches vertes de Goiás.

Géochimie des gisements

La signature géochimique des grani-toïdes associés à la minéralisation ainsi que les aspects géochimiques des interactions fluides-roches responsables de la métasomatose alcaline seront étudiés en comparant les données obtenues sur les gisements de types 1.1a₂ (type Carnaíba) et 2.1a₂ (type Santa Terezinha).

Les grani-toïdes

Dans l'ensemble des contextes géologiques décrits, les encaissants volcano-sédimentaires des gisements sont systématiquement recoupés par des grani-toïdes. Ceux-ci sont soit étroitement associés aux gisements (proximal ou sommet de coupoles ; cas de Carnaíba ou Pirenópolis), soit périphériques et déconnectés des gisements (cas de Santa Terezinha - granite São José do Alegre, Itaberaí - granite Lajes). Ces grani-toïdes sont des granites cafémiques à biotite appartenant soit à des lignées alcalines (G1 : granite Lajes) où les faciès les plus évolués sont des granites à deux micas (Pirenópolis, São José do Alegre), soit à des lignées peralumineuses (granite à deux micas ou muscovite et grenat, G2 : granites de Carnaíba et de Campo Formoso) où l'évolution des différents faciès décrit l'arc aluminopotassique des séries granitiques (fig. 15). Ces granites ne présentent aucun enrichissement particulier en éléments hygromagmaphiles (G1 : gamme de variation en ppm : Nb

1-13, Rb 153-211, Be 0,6-3,4, Sn 0,2-4, F 140-1500 ; G2 : Nb 25-42, Rb 170-398, Be 5-7,5, Li 78-224, Sn 1,5-4,5, W 0,4-1,2, Mo 0,1-0,3, F 450-1300), mis à part un enrichissement en béryllium (Be 11-369) et lithium (Li 151-885) pour les pegmatites de Carnaíba et de Campo Formoso. Le granite Borrachudos, associé aux gisements de Capoeirana et de Mina Belmont, est un granite particulier qui résulte de la cataclase et de la métasomatose potassique d'un gneiss archéen. La composition modale de ce granite alcalin est la suivante (Schorsch et al., 1982) : perthites (55 %), quartz (38 %), biotite (5 %), fluorine (2 %) et amphibole (< 1 %). Les feldspaths sont riches en inclusions fluides (10 à 20 % du volume total du cristal et de type H₂O-CO₂) ; les conditions de la métasomatose ont été estimées à P = 1,5-2,5 kb et T = 350-450°C. Le granite est enrichi en SiO₂ (75-82 %), K₂O (5-7 %), F (0,3-0,8 %) et en Zr, Y, Rb, La et Ce (Schorsch et Letierrier, 1980).

La métasomatose alcaline

Dans les deux types de gisements, les métasomatites à émeraude résultent de la percolation de fluides hydrothermaux canalisés par des plans d'anisotropie dans les encaissants mafiques (plans de fractures, de cisaillements, de joints et de veines de pegmatites).

Gisements associés à des pegmatites (type 1.1a₂)

Les circulations fluides ont développé sur les bordures des pegmatites des zones métasomatiques, de puissance variable, qui forment une colonne métasomatique. Les interactions fluide-roche ont conduit à la formation d'une paragenèse magnésienne où prédomine la phlogopite (schistes à phlogopite ou phlogopites). La pegmatite est "déquartzifiée" et transformée en plagioclasite (pl. 3, photo 4). L'association phlogopite-plagioclasite est le résultat de réactions métasomatiques entre deux roches de composition chimique très contrastée (Korzhinskii, 1947 ; Francis, 1955 ; Beus, 1966). Ces colonnes résultent d'échanges chimiques entre la roche et un fluide extérieur en déséquilibre : la phase fluide est le vecteur des échanges et le système est considéré "ouvert". Le moteur des transferts d'éléments chimiques est la pénétration du fluide qui s'infiltré sous un gradient de pression. Les zonations métaso-

	GISEMENTS ASSOCIÉS AUX PEGMATITES		GISEMENTS ASSOCIÉS A DES ZONES DE CISAILLEMENT
	Type 1.1a ₂	ITABIRA CAPOEIRANA	Type 2.1a ₂ SANTA TEREZINHA
Localité	CARNAIBA	ITABIRA CAPOEIRANA	SANTA TEREZINHA
type			
Nature de l'encaissant	Serpentinites	Schistes à talc-chlorite-trémolite	Schistes à talc-carbonates Schistes à chlorite Schistes à quartz-séricite
Métamorphisme	Schistes verts à amphibolite	Schistes verts à amphibolite	Schistes verts
Age	Protérozoïque Inférieur	Protérozoïque Inférieur	Protérozoïque inférieur (Archéen ?)
Nom	Serra da Jacobina	Supergroupe Minas	Santa Terezinha
Nature	Veines de pegmatite Béryl	Veines de pegmatite Béryl	
Paragenèse typique	(molybdénite)	Algue-marine	
Pluton associé	Stock de Carnaíba	Granite Borrachudos (?) Brasillano (?) Transamazonien (?)	
Age (Ma)	1980 ± 28		
Nature de l'encaissant	Phlogopitite	Phlogopitite	Phlogopitite Schistes ± talc ± phlogopite ± Carbonate Carbonates magnésiens Pyrite Chromite (Mg, Al) Carbonate (Mg)
Paragenèse typique	Molybdénite Alexandrite Scheelite Apatite Tourmaline	Alexandrite Chrysobéryl	
Age (Ma)	1995 ± 2	508 ± 1.7	522 ± 1
Orogenèse	Transamazonienne	Brasillano	Brasillano

Tabl. 3. - Tableau résumant les caractéristiques géologiques, minéralogiques et géochronologiques des deux principaux types de gisements d'émeraude du Brésil.

Table 3. - Geological, mineralogical and radiometric features of the two main types of Brazilian emerald deposit.

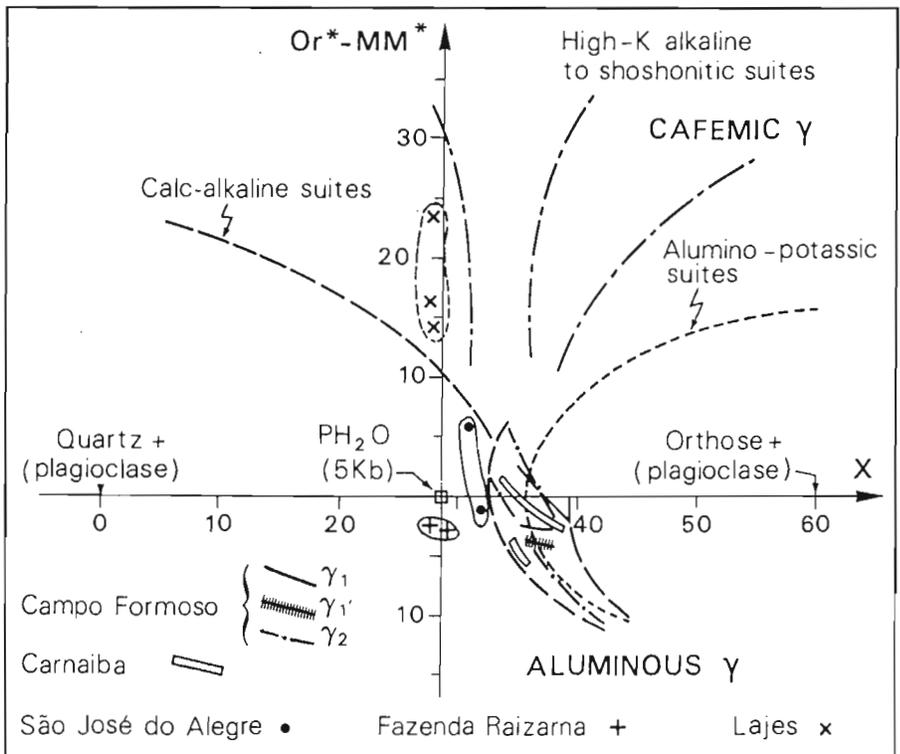


Fig. 15. - Classification géochimique des granitoides associés aux gisements d'émeraude de Carnaíba, Socotó, Itaberáí, Pirenópolis et Santa Terezinha, dans le diagramme x, Or* - MM* (La Roche de et al., 1980). Echantillonnage G. Giuliani.

Fig. 15. - Geochemical classification of the granitoids associated with the emerald deposits at Carnaíba, Socotó, Itaberáí, Pirenópolis and Santa Terezinha, represented in the x versus Or* - MM* diagram (La Roche et al., 1980). Sampling G. Giuliani.

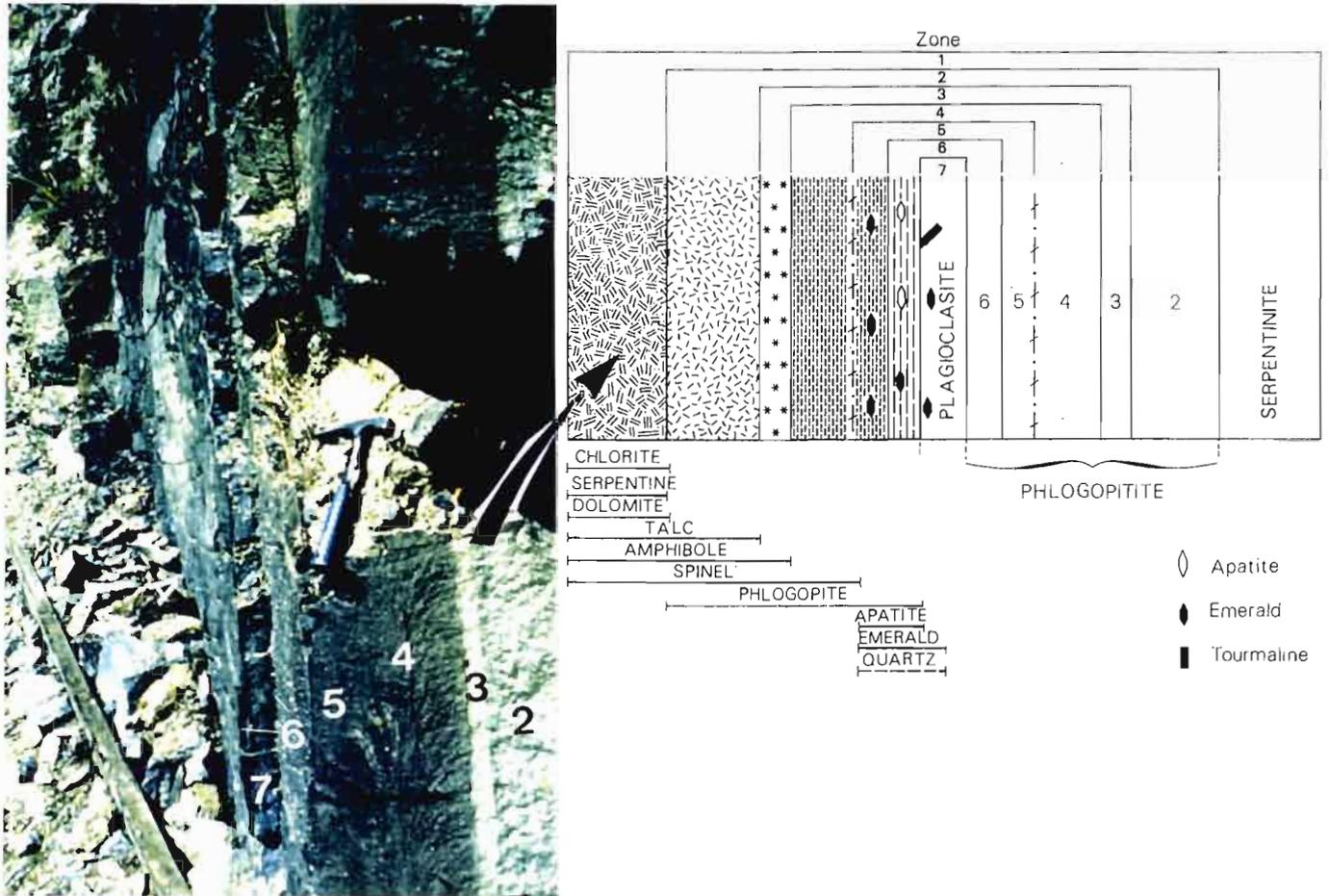


Fig. 16. - Colonne métasomatique développée à partir d'une veine de pegmatite, Garimpo de Braúlia, Carnaíba, Bahia (modifié, d'après Rudowski *et al.*, 1987). Les zones numérotées de 2 à 7 sur la photo correspondent aux différentes zones métasomatiques représentées sur le schéma.

Fig. 16. - Metasomatic column developed around a central pegmatite vein, Braúlia prospecting pit, Carnaíba, Bahia (after Rudowski *et al.*, 1987, modified). The zones represented on the photo (zones 2 to 7) correspond to the different metasomatic zones drawn on the diagram.

matiques se développent lorsque les vitesses des réactions chimiques sont très supérieures à la vitesse du fluide. A l'échelle locale, l'équilibre chimique est réalisé et chaque front métasomatique est la marque du passage des constituants indépendants de la roche, d'un état mobile en amont du système, à un état inerte en aval. A l'avant de chaque front, apparaît une nouvelle phase minérale. Le contrôle de l'ensemble des constituants indépendants de la roche est dicté par la règle des phases qui explique parfaitement la formation de zones monominérales (notamment de plagioclases) dans les systèmes métasomatiques. Le nombre de phases diminuent de l'amont vers l'aval du système ainsi que le nombre des conditions imposées de l'extérieur du système ; en amont, la réduction du nombre de phases est maximale (fig. 16).

Des colonnes métasomatiques types ont été étudiées en détail dans les mines de Braúlia, Bode (district de Carnaíba) et Socotó (Rudowski *et al.*, 1987 ; Rudowski, 1989 ; Rudowski *et al.*, 1990).

- Les colonnes métasomatiques (Carnaíba et Socotó). La plagioclase est systématiquement bordée par une bande symétrique de phlogopite qui peut atteindre 2 m d'épaisseur. La phlogopite présente une zonation minérale soulignée par des fronts métasomatiques qui correspondent à l'apparition d'une nouvelle phase minérale à l'aval de la colonne (fig. 16).

Dans la mine de Braúlia, on distingue de la zone interne (amont) vers la zone externe (aval), (Rudowski, 1989 modifié) :

- zone 7, à plagioclase composée d'albite à andésine et phlogopite, tourmaline noire et émeraude (pl. 2, photo 1) ; elle est parfois recoupée par des veinules de phlogopite, amphibole magnésienne, tourmaline noire, épidote et chromite ;

- zone 6, à phlogopite grossière de faible épaisseur (1 à 2 cm), cristaux millimétriques à centimétriques avec apatite très abondante et émeraude ;

- zone 5, à phlogopite fine (10 cm d'épaisseur), cristaux < 1 mm avec apatite et parfois émeraude ;

- zone 4, à phlogopite très fine (15 cm d'épaisseur), cristaux < 0,5 mm et spinelle (chromite). Le passage de la zone 5 à la zone 4 est marqué par un front métasomatique rectiligne qui correspond à la disparition de la chromite ;

- zone 3, à phlogopite fine (5 cm d'épaisseur) avec chromite et amphibole (actinolite, trémolite) ;

- zone 2, à phlogopite fine (40 cm d'épaisseur) où apparaît le talc et la magnétite chromifère ;

- zone 1, serpentine à chlorite avec serpentine, dolomite, talc, amphibole et magnétite chromifère.

L'émeraude peut cristalliser dans les zones où la chromite a été dissoute par les fluides hydrothermaux mais elle se rencontre dans la zone 6. D'autres minéraux accessoires se rencontrent dans

les phlogopitites : l'alexandrite (BeAl_2O_4), la phénacite (Be_2SiO_4), la molybdénite, la scheelite et la tourmaline (pl. 2, photo 2).

Dans les autres gisements brésiliens, on retrouve toujours les zones 7 à 5 caractérisées par la succession plagioclase, phlogopite grossière puis fine à très fine. Les zones 4 à 1 varient d'un gisement à l'autre suivant le type d'encaissant métasomaté (talcschistes, serpentinites), la composition minéralogique initiale et la nature du spinelle chromifère. L'épaisseur des zones est variable et dépend de l'épaisseur de la pegmatite, de la réactivité de la roche mafique et de la quantité de fluides impliquée. Généralement, la zone 6 possède une puissance maximale de 5 cm, la zone 5 est 4 à 5 fois plus épaisse et la zone 4, 3 à 10 fois plus large que la zone 6. Le front de disparition du spinelle souligne la limite externe de la zone de précipitation de l'émeraude.

- *Les plagioclases.* Ces roches de couleur blanche sont appelées au Brésil "pegmatoides" (pl. 1, photo 4). Elles résultent de la métasomatose d'aplates, de pegmatites ou d'aplopegmatites. Lorsque les veines sont épaisses (> 1 m), la métasomatose alcaline peut être partielle et la partie centrale du filon possède toujours du quartz et du feldspath potassique (mines de Bode, Lagarto et Gavião à Carnaíba ; à Tauá et Coqui ; Anagé ; pl. 3, photo 4). En général, les veines sont totalement transformées en un assemblage feldspathique qui possède une texture à gros grains ou à grains très fins (texture engrainée). Ces roches sont enrichies par rapport aux granites et aux pegmatites associés, en Be (Be 5-375 ppm) et en Sr (Sr 18-3896 ppm) ; elles sont par contre appauvries en Rb, hormis les plagioclases de Carnaíba. La composition des plagioclases se situe sur la droite albite-anorthite (fig. 17) et la composition du plagioclase peut varier à l'intérieur d'une même veine (albite seule ou comprise entre An_{20} et An_{45}). Le Ca est lessivé des RM-UM et reconcentré dans les zones 2 et 3 dans l'amphibole, dans la zone 6 dans l'apatite et dans la zone 7 dans le plagioclase (fig. 16). L'augmentation en Ca du plagioclase peut ainsi s'effectuer grâce à l'augmentation relative du potentiel chimique de ce constituant au front phlogopite-plagioclase.

- *Les phlogopites.* A Carnaíba et Socotó, la composition modale de la

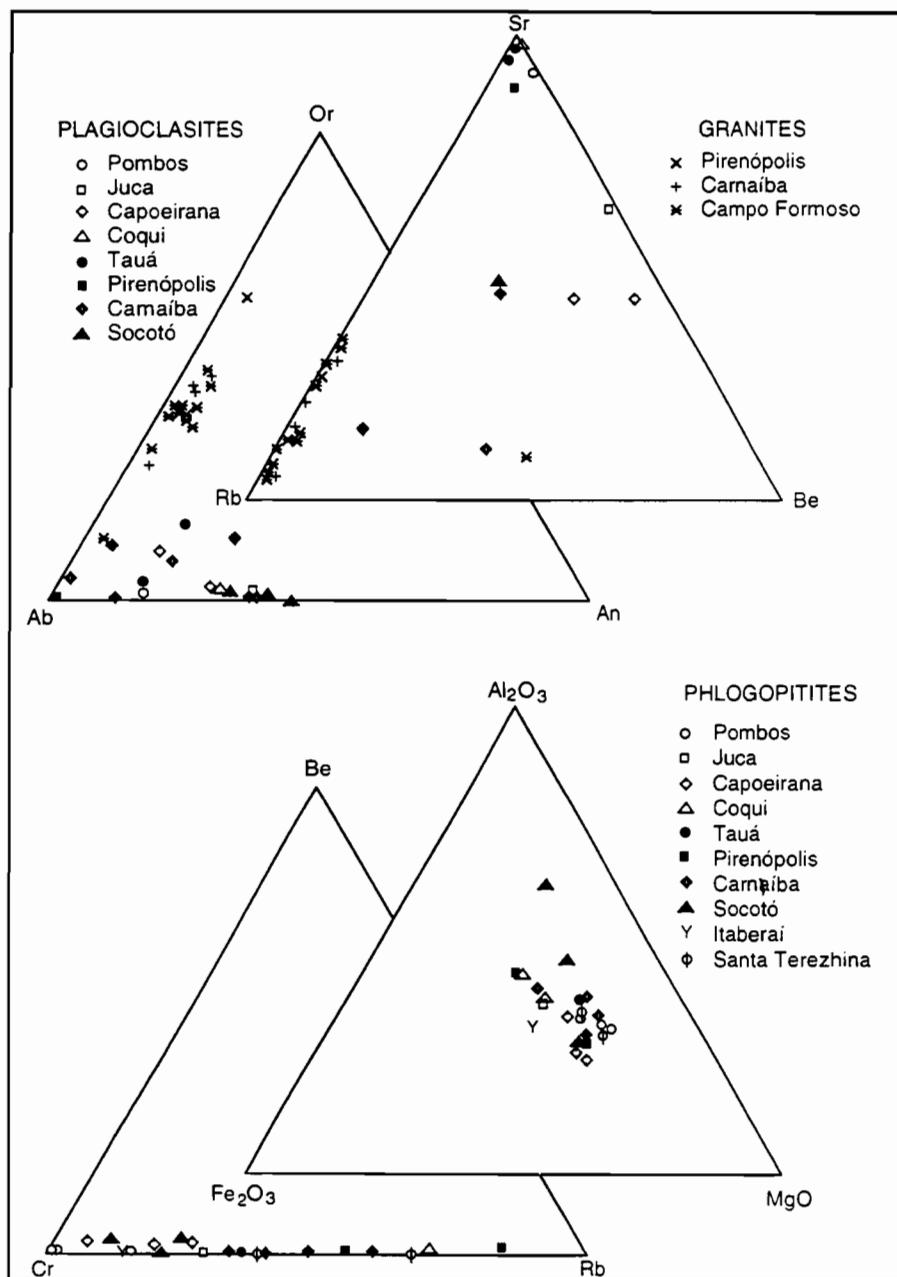


Fig. 17. - Composition chimique des granites, plagioclases et phlogopites associées aux gisements d'émeraude du Brésil. Echantillonnage G. Giuliani.

Fig. 17. - Chemical composition of the granites, plagioclases and phlogopites related to the emerald deposits of Brazil. Sampling G. Giuliani.

roche dans les zones 6, 5 et 4 est la suivante : phlogopite (85 à 99 %), apatite (1 à 15 %), quartz et émeraude ou spinelle (< 1 %). Les teneurs en magnésium sont comprises entre 13,7 et 25,1 % et elles varient suivant la zone métasomatique considérée. Dans les autres gisements, la composition des phlogopites des zones métasomatiques 6 et 5 est analogue (voir fig. 17). Elles sont notamment enrichies en Cr, Rb et F ($0,26 < F < 4,24$ %). Les teneurs en Be sont très variables (Be 1-77 ppm), généralement supérieures aux valeurs

moyennes obtenues sur les granites (Be 0,6-7,5 ppm).

Rudowski (1989) a mis en évidence sur la colonne métasomatique de Bode une évolution de la composition de la phlogopite depuis les zones internes (zone 6) vers les zones externes (zone 2) marquée par une diminution de Al et Fe et une augmentation de Si et Mg (fig. 18). L'évolution est discontinue et s'effectue en trois paliers séparés par des sauts de composition. La teneur en K est constante dans les zones 6, 5 et 4 puis décroît dans les zones 3 et 2. Les teneurs en

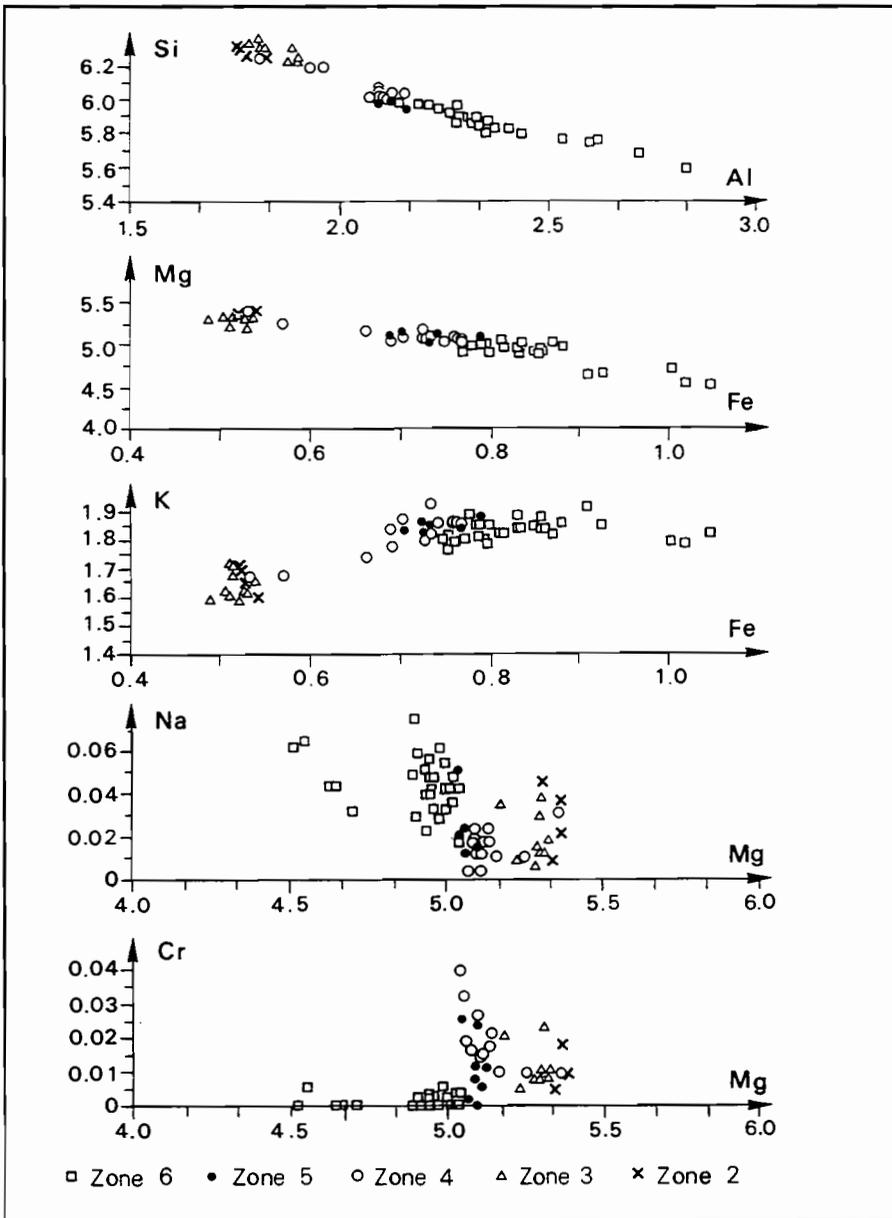


Fig. 18. - Composition chimique de la phlogopite dans les différentes zones de la colonne métasomatique de Braúlia, Carnaíba, Bahia (d'après Rudowski, 1989). Données reportées en nombre d'atomes.

Fig. 18. - Chemical composition of the phlogopite in the different zones constituting the metasomatic column at Braúlia, Carnaíba, Bahia (after Rudowski, 1989). Data reported in atoms.

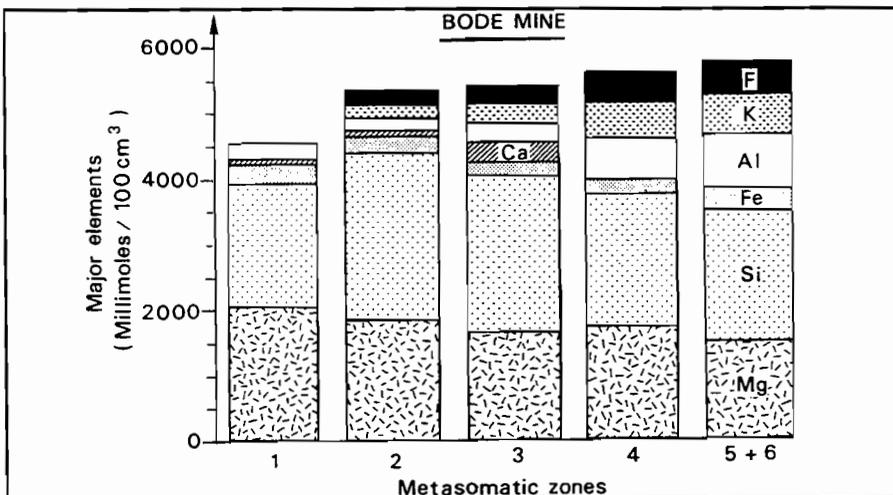
chrome sont quasiment nulles dans la zone 6, elles augmentent légèrement dans la zone 5 et nettement dans la zone 4, au front d'apparition de la chromite. La teneur en sodium chute fortement de la zone 6 aux zones externes. Les teneurs en F et Mg augmentent depuis la zone 6 (1,5 %) jusqu'à la zone 2 (3 à 4 %) ; cette corrélation signifie un partage plus important du F pour le pôle phlogopite. La tendance géochimique observée est celle de la substitution Al-Tschermak Mg^{VI} , $Si^{IV} = Al^{VI}$, Al^{IV} pour les phlogopites, notamment celles des zones 6, 5 et 4 où des compositions proches du pôle théorique phlogopite sont obtenues (dans la zone 4). En vertu de l'équilibre local, il est prévisible que les phlogopites des zones 2 et 3 associées à talc-trémolite-actinote soient moins alumineuses que celles des zones 4, 5 et 6, proches de la zone d'infiltration et probablement proches de l'équilibre avec les feldspaths. Dans les zones 2 et 3, la composition de la phlogopite évolue vers le pôle théorique du mica magnésien tétrasilicique par la substitution $2Al^{IV}$, $Mg^{VI} = 2Si^{IV}$, \square^{VI} . Cette évolution de la composition des phlogopites est identique pour les colonnes métasomatiques de Braúlia et Socotó (Rudowski, *op. cit.*). La composition des autres phases silicatées (trémolite et talc) évolue de la même façon (diminution de Fe et Al et augmentation de Si et Mg).

La variation de la composition chimique des micas des colonnes d'altération est marquée par des paliers au niveau des fronts métasomatiques séparant chaque zone (fig. 18). Ce comportement est caractéristique de la métasomatose de percolation (Korzhinskii, 1965 ; Fonteilles, 1978). En effet, les gradients des potentiels chimiques ne sont pas continus entre les différentes zones et un équilibre chimique local est réalisé dans chaque zone.

- Bilan de masse et transferts d'éléments. Les bilans de masse effectués

Fig. 19. - Bilan géochimique sur les éléments majeurs des différentes zones de la colonne métasomatique de Bode, Carnaíba, Bahia (en moles, calculé à volume constant, d'après Rudowski *et al.*, 1990). La composition minéralogique de la colonne métasomatique est identique à celle de la figure 16.

Fig. 19. - Major-element molar composition of the different metasomatic zones of the metasomatic column at Bode, Carnaíba, Bahia (calculated considering a constant volume, after Rudowski *et al.*, 1990). For the mineral composition of the different zones, see Fig. 16.



sur les colonnes métasomatiques des zones 6 à 1 de Carnaíba (Rudowski, 1989) ont mis en évidence d'importants transferts d'éléments chimiques, Al, K, Si, F, Mg, Ca et H₂O notamment (fig. 19, 20). Les éléments lessivés des serpentinites sont Mg, Ca, Co, V, Cr, Th, Eu et Yb ; les éléments inertes sont principalement Fe, Ti, Zr et Sc. Les éléments extérieurs au système sont Al, K, Si, F, Rb, Li, Cs, Nb, Sr, La, Ga et Be. Une partie provient du lessivage de l'aplopegmatite notamment pour K, Si, Rb, Be et Li. Cependant les forts enrichissements en Rb (150 ppm), Be (100 ppm), Na (albite), Mo (molybdénite) des plagioclases, et en Rb, Li, Cs, Be et F (jusqu'à 3 %) des

phlogopites, signifient que la majeure partie de ces éléments a été apportée par le fluide hydrothermal.

Dans tous les gisements, les terres rares (TR) sont mobiles au cours de l'altération métasomatique. Le fluide hydrothermal lessive et redistribue l'ensemble des TR de la roche mafique et de la pegmatite. L'étude de la colonne métasomatique de Pirenópolis est, à ce titre, significative (fig. 21). Les spectres de TR des serpentinites ($\Sigma TR : 15 \text{ ppm}$, $La/Yb : 4$) sont distincts du spectre de la pegmatite ($\Sigma TR : 7,3 \text{ ppm}$, $La/Yb : 5,4$). La plagioclase est appauvrie en TR ($\Sigma TR : 4,1 \text{ ppm}$, $La/Yb : 4,4$) mais elle conserve un spectre voisin de celui de la pegmatite. La zone 6 est appauvrie en TR ($\Sigma TR : 12 \text{ ppm}$) par rapport à la serpentinite mais le spectre est plus fractionné ($La/Yb : 21$), voisin des greisens ($31 < La/Yb < 41$). La zone 5 concentre la majorité des terres rares ($\Sigma TR : 52 \text{ ppm}$, $La/Yb : 4,9$) avec un spectre similaire à celui de la serpentinite. La zone 4 ($\Sigma TR : 37 \text{ ppm}$, $La/Yb : 4,4$) présente les caractéristiques de TR de la roche initiale. Les TR se reconcentrent préférentiellement dans la zone 5 de la phlogopite fine avant le front d'apparition du spinelle chromifère. Le fluide a redistribué les TR dans chaque zone sans modifier l'allure générale des spectres de la serpentinite et de la pegmatite. Ce fluide était nécessairement pauvre en TR. D'autre part, les différentes zones de cette colonne métasomatique présentent un très net enrichissement en Be (plagioclase, 9 ppm ; zone 6, 42 ppm ; zone 5, 6 ppm) par rapport à la pegmatite (1,5 ppm) et la serpentinite (1 ppm). Sn et Li s'enrichissent dans les zones 6 (Sn, 115 ppm ; Li, 500 ppm) et 5 (Sn, 18 ppm ; Li, 120 ppm) ; la plagioclase présente les mêmes teneurs que la pegmatite (Sn : 0,5 ppm ; Li : 6 ppm). L'augmentation des teneurs en Be, Li et Sn dans les phlogopites est la preuve que ces trois métaux ont été transportés par le fluide hydrothermal. Bien que les observations de terrain montrent que les exo-greisens sont recoupés par les pegmatites, l'hypothèse de la circulation d'un fluide métasomatique enrichi en éléments hygromagmaphiles (Sn, Li, Be, F), altérant simultanément la pegmatite et la serpentinite, semble confirmée.

Gisements dissociés des pegmatites (type 2.1a₂) : le cas de Santa Terezinha de Goiás

La minéralisation est contenue exclusivement dans des schistes à talc et chlorite (STC) intercalés dans une épaisse série de schistes à chlorite-muscovite et quartz (SCM).

Deux types d'altérations hydrothermales sont observés :

1) la carbonatation, qui affecte les STC et les SCM ; les carbonates (dolomite, calcite et ankérite) sont soit intimement associés au quartz, à la muscovite et au talc, soit ils forment des lentilles (dolomite, ankérite) parallèles à la foliation (pl. 1, photo 5) ;

2) la phlogopitisation (PHL), est postérieure à la carbonatation, développée suivant un système de cisaillements qui ont servi de drains aux circulations fluides.

D'autre part, Biondi (1990) décrit un faciès particulier formé de porphyroblastes d'albite (> 40 %) et de biotite (≤ 20 %), appelé "albitite à matrice de biotite". Ce faciès, rencontré en sondage, est aussi développé dans une zone de cisaillement qui affecte les STC. L'albite remplit des sphérules ovales (mm, épigénie d'une texture primaire de type pods ?) noyées dans une matrice de biotite.

Deux types de minéralisations sont exploités :

a) le minerai carbonaté ou minerai riche. Il est composé de dolomite (5 à 80 %), talc (5 à 85 %), phlogopite (20 %), quartz (10 %), chlorite, trémolite, magnétite, chromite, pyrite et émeraude. Les teneurs en émeraude peuvent atteindre 800 g/m³ mais la qualité est très variable. L'émeraude cristallise en prismes courts (1 mm à 3 cm), de diamètre variant du millimètre au centimètre, disséminés (pl. 2, photo 5). Elle se concentre à la bordure de lentilles dolomitiques (LD), ou à l'intérieur suivant des microfractures, ou encore dans des veinules à quartz-carbonates ou à carbonates. Les bilans de masse effectués à volume constant sur ces talcschistes hydrothermalisés (fig. 22 ; Biondi, 1990), montrent un gain généralisé en éléments majeurs et en traces. La roche hydrothermalisée est enrichie, notamment en Be (36 à 1260 ppm), Cr

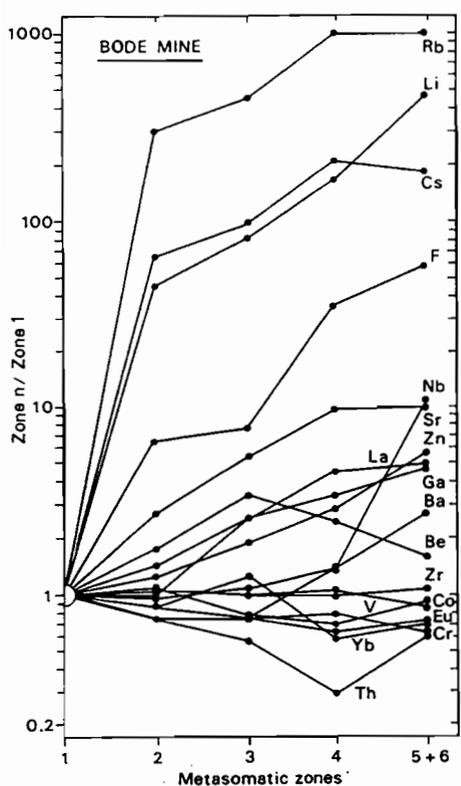


Fig. 20. - Evolution des éléments traces pour la colonne métasomatique de Bode, Carnaíba, Bahia (modifié d'après Rudowski *et al.*, 1990). La concentration (C) de chaque élément (e) dans les différentes zones (n: 6 à 2) est normalisée par rapport à sa concentration dans la zone 1 (serpentinite), en considérant les densités (d) de chaque zone. Les rapports $d_n C_e^n / d_1 C_1^1$ sont reportés dans le diagramme.

Fig. 20. - Evolution of the trace-element contents in the metasomatic column at Bode, Carnaíba, Bahia (after Rudowski *et al.*, 1990, modified). The concentration of every element (e) in the different zones (n: 6 to 2) is normalized to the content of this element in zone 1 (initial serpentinite), considering the densities (d) of every zone. The ratios $d_n C_e^n / d_1 C_1^1$ for each zones are plotted.

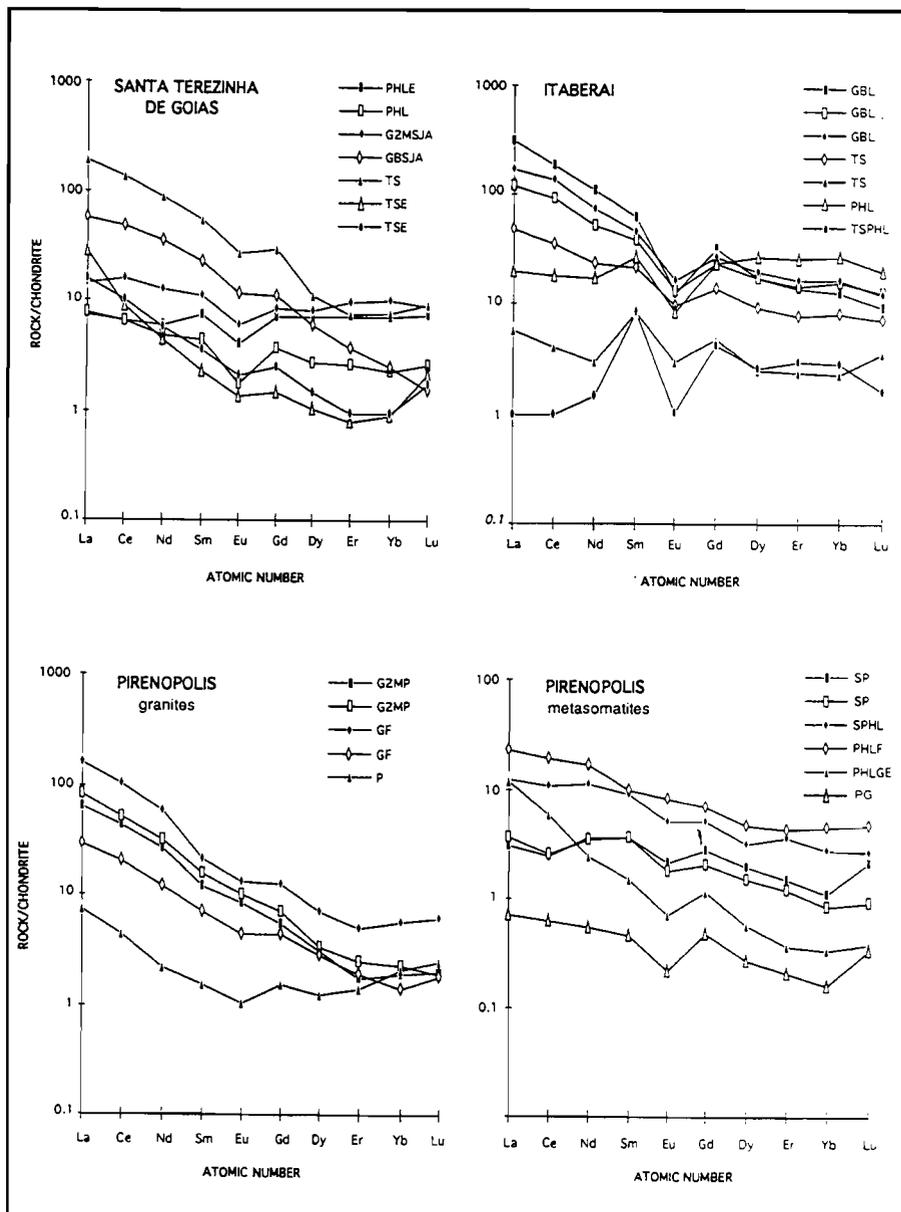


Fig. 21. - Teneurs normalisées des terres rares dans les granites, pegmatites, roches ultramafiques et phlogopitites associés aux gisements d'émeraude de Santa Terezinha, Itaberaí et Pirenópolis (Goiás). Echantillonnage G. Giuliani.

Santa Terezinha : TSE Talc-schiste à émeraude ; TS Talc-schiste ; GBSJA Granite à biotite de São José do Alegre ; G2MSJA Granite à deux micas de São José do Alegre ; PHL Phlogopitite ; PHLE Phlogopitite à émeraude. Itaberaí : TSPHL Talc-schiste phlogopitisé ; GBL Granite à biotite de Lajes. Pirenópolis : P Pegmatite ; GF Greisen fissural ; G2MP Granite à deux micas de Fazenda Raizama ; PG Plagioclase ; PHLGE Phlogopitite grossière à émeraude (zone métasomatique n° 6) ; PHLF Phlogopitite fine (zone métasomatique n° 5) ; SPHL Serpentinite phlogopitisée ; SP Serpentinite.

Fig. 21. - Normalized REE in the granites, pegmatites, ultramafic rocks and phlogopitites related to the emerald deposits of Santa Terezinha, Itaberaí and Pirenópolis (Goiás). Sampling G. Giuliani.

Santa Terezinha : TSE Emerald-bearing talc schist; TS Talc schist; GBSJA São José do Alegre biotite granite; G2MSJA São José do Alegre two-mica granite; PHL Phlogopitite; PHLE Emerald-bearing phlogopitite. Itaberaí: TSPHL Phlogopitized talc schist; GBL Lajes biotite granite. Pirenópolis: P Pegmatite; GF Greisen; G2MP Fazenda Raizama two-mica granite; PG Plagioclase; PHLGE Coarse-grained emerald-bearing phlogopitite (metasomatic zone n° 6); PHLF Fine-grained phlogopitite (metasomatic zone n° 5); SPHL Phlogopitized serpentinite; SP Serpentinite.

(920 à 2000 ppm), Ni (1220 à 1580 ppm) et F (3100 à 5500 ppm) ;

b) le minéral à phlogopite ou minéral pauvre. La phlogopitisation s'est développée selon la foliation des talcschistes et les plans des cisaillements

(pl. 1, photo 5). Il en résulte une roche de composition très variable à phlogopite (50 à 95 %), quartz (50 %), carbonates, chlorite, albite, émeraude, talc et pyrite. Les teneurs en émeraude sont plus basses. Les cristaux sont petits (4-5 mm de diamètre) mais de très bonne qualité. Les

phlogopitites présentent les teneurs suivantes : MgO 22-23 %, F 1.35-3.35 %, Rb 700-1080 ppm, Be 0,5-4,8 ppm, Cr 350-1630 ppm et Ni 180-470 ppm. Les bilans de masse sur les talcschistes phlogopitisés (Biondi, 1990) mettent en évidence un gain en Na, K, S et V et une perte en Fe, Mg, Si, F, Ni et Cr (fig. 22). Il apparaît que le fluide hydrothermal était pauvre en F, ce qui est en contradiction avec nos analyses de composition chimique des phlogopites des phlogopitites, des STC phlogopitisés et des LD (F 2-5,5 %). Cette différence majeure avec les travaux de Biondi (1990) montre qu'il est difficile de réaliser un bilan de transferts d'éléments à volume constant, en système hydrothermal "ouvert", pour un type de roches où se superposent deux types d'altérations hydrothermales (carbonatation et phlogopitisation).

Les données TR apportent les résultats suivants (fig. 21) : - ΣTR diminue dans les STC minéralisés mais les spectres sont identiques à ceux des STC non hydrothermalisés (La/Yb ≈ 40) ; - les phlogopitites à émeraude présentent des spectres plats (La/Yb ≈ 3) en forme d'"ailes de mouettes", marqués par une anomalie négative en Eu. Ces spectres sont très différents de ceux des STC mais sont comparables à ceux du granite à deux micas et à grenat du granite São José do Alegre. L'étude de l'indice d'Itaberaí (gisement du même type) montre, en outre, que lors de la phlogopitisation, les TR légères des talcschistes sont préférentiellement mobilisées (fig. 21). Les spectres sont marqués par une forte anomalie négative en Eu. Les phlogopitites à émeraude ont un spectre peu fractionné (1,8 < La/Yb < 4,4) et une anomalie négative en Eu ; ces spectres sont identiques à ceux observés pour les phlogopitites de Santa Terezinha. Les spectres du granite Lajes sont fractionnés (11,6 < La/Yb < 37) et présentent aussi une anomalie négative en Eu.

En conclusion, les spectres de TR des phlogopitites de Santa Terezinha et d'Itaberaí sont identiques, et voisins de ceux des granites qui recoupent les séries volcano-sédimentaires associées. Les fluides hydrothermaux étaient probablement pauvres en TR. Par contre, ils possèdent une signature géochimique proche de celle des granites riches en éléments hygromagmaphiles (Le Bel *et al.*, 1984).

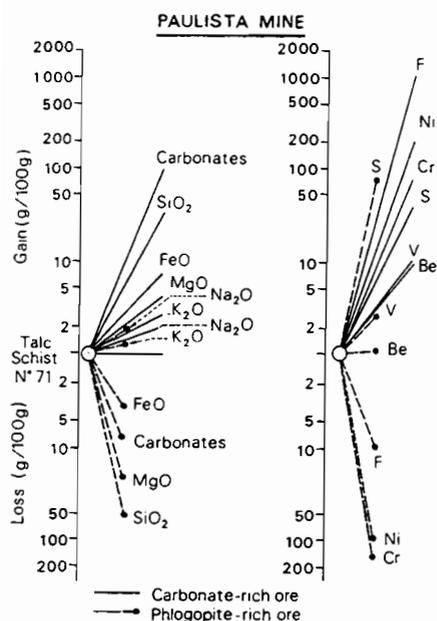


Fig. 22. - Bilan géochimique de l'altération hydrothermale développée sur les talcschistes à chlorite et carbonates du gisement d'émeraude de Santa Terezinha, Goiás. Exemple des minerais carbonatés et à phlogopite de la mine Paulista (d'après Biondi, 1990).

Fig. 22. - Gain and loss of chemical elements of the carbonate-chlorite-talc schists during the hydrothermal events developed within the Santa Terezinha de Goiás emerald deposit. Example of the carbonated and phlogopite-rich ores of Paulista Mine (after Biondi, 1990).

Nature des fluides minéralisateurs

Les gisements associés aux pegmatites

Les études publiées sur les inclusions fluides (IF) primaires piégées par les émeraudes permettent de caractériser ces fluides hydrothermaux (Barros et Kinnaird, 1985 ; Schwarz et Mendes, 1985 ; Cassedanne et Barros, 1986 ; Schwarz, 1987 ; Souza et Svisero, 1987 ; Giuliani et Weisbrod, 1988 ; Cheilletz *et al.*, 1991 ; Souza *et al.*, 1992 ; Giuliani *et al.*, 1996). Les IF primaires sont biphasées ou triphasées à température ambiante et elles possèdent des compositions de fluides aquo-carboniques ou aqueux. Elles s'homogénéisent en phase liquide ou vapeur et présentent des températures d'homogénéisation (TH) totale dans la gamme 235-560°C. Les salinités sont élevées et comprises entre 11,5 et 37 % poids équivalent NaCl (% pds éq. NaCl). En effet, les IF hyper-salines à dépôts de NaCl ou NaCl et KCl et autres saumures complexes sont fréquentes. Les gaz occlus dans les IF ou dans les canaux sont principalement CO₂, CH₄ et N₂.

Pour ces gisements, les fluides appartiennent au système H₂O - (NaCl ± CaCl₂ ± MgCl₂ ± KCl ± SO₄²⁻) - CO₂ ± CH₄ ± N₂. Les inclusions solides (IS), piégées par les émeraudes des différents gisements du Brésil, ont été répertoriées par microscopie optique (Schwarz, 1987) et MEB (Miyata *et al.*, 1987 ; Giuliani et Weisbrod, 1988). Les inclusions syngénétiques de phlogopite et d'amphiboles magnésiennes sont typiques de ces gisements. On trouve également quartz, tourmaline, albite, talc, chlorite et molybdénite.

Gisement de Capoeirana

L'émeraude a piégé des IF primaires qui, à température ambiante, sont triphasées ou multiphasées (Souza *et al.*, 1992). Ce sont des inclusions appartenant au système H₂O-CO₂-NaCl avec des rapports volume CO₂ / volume total inclusion de 0,7. Les températures de fusion de la glace carbonique (-56,7 < T < -57,3°C) indiquent la présence d'autres volatils dans la phase gazeuse ; ceux-ci n'ont pas été identifiés. La densité du CO₂ est de 0,61 g/cm³. Les TH sont comprises entre 320 et 520°C mais le mode d'homogénéisation n'est pas précisé. La salinité du fluide, déterminé à partir de la fusion du clathrate, est comprise entre 11,5 et 19 % pds éq. NaCl. Les conditions de piégeage du fluide sont estimées à P : 2-2,75 kbar et T : 450-650°C. Les données préliminaires obtenues sur les IF piégées par les perthites du granite Borrachudos (Schorsch *et al.*, 1982) e.g. fluides à H₂O-CO₂, P : 1,5-2,5 kbar et T : 350-450°C, ne s'inscrivent pas dans le domaine défini par les fluides piégés par les émeraudes.

Indice de Coqui

Les études microthermométriques, Raman et MEB des IF primaires (pl. 4, photo 7), ont mis en évidence un fluide salé de composition chimique inhabituelle (Cheilletz *et al.*, 1991). Les températures des eutectiques des IF biphasées ou multiphasées sont comprises entre -36 et -45°C et les températures de fusion de la glace entre -2,7 et -3,7°C. Le clathrate fond entre -4,2 et +3°C et l'étude Raman a montré la présence de CO₂ et de N₂ (0,4 < CO₂/N₂ < 2,3) dans la phase volatile. La phase liquide est constituée de sulfates avec une concentration comprise entre 0,01-0,1 moles SO₄²⁻. Les TH en phase liquide sont comprises entre 235 et 300°C. Les IS piégées dans les IF sont quartz, sidérite,

calcite, muscovite et albite. Les minéraux de saturation sont des chlorures (Fe, Ca, Mg, K). La présence de sulfates et de CO₂ en l'absence de CH₄ et de H₂S, démontre le caractère oxydant du fluide minéralisateur. Les conditions P-T de piégeage des IF n'ont pu être déterminées en raison de la complexité du fluide.

Indice de Porangatu

La circulation de trois types de fluides contemporains mise en évidence mais leur mécanisme de piégeage est inexpliqué (Barros et Kinnaird, 1985 ; Cassedanne et Barros, 1986) :

1) un fluide aquo-carbonique appartenant au système H₂O-CO₂-CH₄-NaCl avec 70 % d'IF triphasées, dCO₂ : 0,21 g/cm³ et une salinité comprise entre 5 et 26 % pds éq. NaCl. Les TH en phase liquide ou vapeur sont comprises entre 300 et 560°C ;

2) un fluide salé à halite et sylvite (5 % des IF), appartenant au système H₂O-NaCl-KCl. Les salinités varient entre 26 et 37 % pds éq. NaCl et les TH sont comprises entre 350 et 440°C en phase liquide ;

3) un fluide aqueux du type H₂O-NaCl, de salinité entre 5 et 26 % pds éq. NaCl et avec des TH comprises entre 270 et 400°C. Les conditions de piégeage de l'émeraude sont établies à P : 0,4-0,7 kbar et T : 350-630°C.

Gisements de Carnaíba et Socotó

Les études pétrographiques des émeraudes (Giuliani et Weisbrod, 1988) indiquent deux types d'IF :

- un type, à morphologie tubulaire (taille supérieure à 200 µm), disposé suivant l'axe C du cristal ; les IF sont soit biphasées soit multiphasées (inclusions solides, y compris sels) ;

- un type, à morphologie indentée (taille entre 5 et 30 µm), multiphasées et dispersées dans le cristal (pl. 4, photo 8).

Les minéraux de saturation (minéraux fils) des deux types d'IF correspondent à des chlorures complexes de composition Na, K, Fe, Mn, Ca, Mg (pl. 4, photos 1 à 4). Les inclusions solides syngénétiques de phlogopite (pl. 4, photo 5), amphibole, molybdénite et émeraude sont fréquentes dans les émeraudes (pl. 4, photo 6).

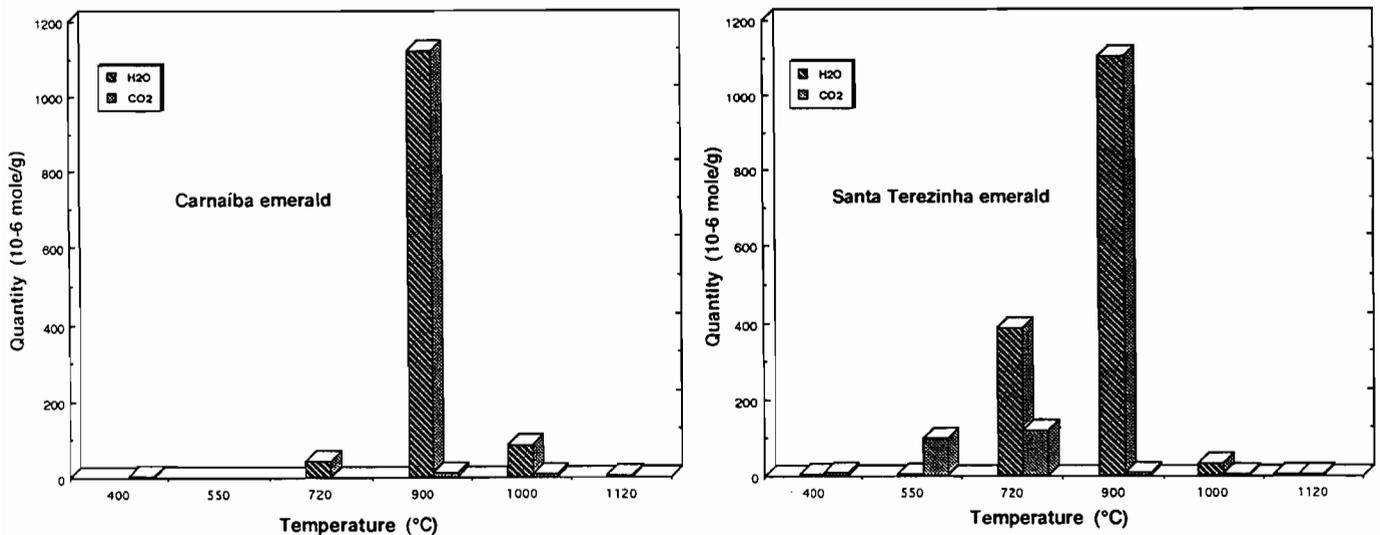


Fig. 23. - Histogrammes de dégazage des fluides occlus (H₂O et CO₂) dans les cavités d'inclusions fluides et des canaux des émeraudes de Carnaiba (Bahia) et Santa Terezinha (Goiás). Composition calculée à partir de l'étude des gaz permanents par spectrométrie de masse quadripolaire (spectromètre Balzers QMG 420).

Fig. 23. - Degassing histograms of the fluids (H₂O and CO₂) contained in the fluid inclusion cavities and channels of emeralds from Carnaiba (Bahia) and Santa Terezinha (Goiás). Composition calculated by quadrupolar mass spectrometry (Balzers QMG 420 spectrometer).

Les mesures microthermométriques préliminaires donnent des TH en phase liquide voisines de 300°C. L'étude des gaz permanents par spectrométrie de masse quadripolaire a permis de déterminer la composition des fluides associés aux émeraudes de Carnaiba : H₂O 95 mol. % ; CO₂ 3,6 % ; N₂ 1,3 % ; CH₄ 0,1 %. L'histogramme de la figure 23 montre que la quasi-totalité des gaz est contenue dans les canaux de la structure de l'émeraude. La quantité de gaz libérée (aux paliers 400 et 550°C) par les IF est très faible. La quantité de CO₂ contenue dans les IF est de 5,66.10⁻⁶ mole/g alors que celle contenue dans les canaux est de 46,95.10⁻⁶ mole/g ; le rapport CO₂IF/CO₂ total est de 0,11. Les teneurs en H₂O et CO₂ contenues dans les canaux sont respectivement de 2,37 et 0,23 gramme %. Les fluides piégés par les émeraudes de Carnaiba appartiennent par conséquent au système H₂O-(NaCl-CaCl₂-(Fe,Mg)Cl₂ ± KCl) - (± CO₂ ± N₂ ± CH₄). Ce sont des fluides aquo-carboniques avec des rapports H₂O/CO₂ ≈ 26.

Les gisements des zones de cisaillement

Les études des inclusions solides des émeraudes du gisement de Santa Terezinha (Schwarz et Mendes, 1985 ; Miyata *et al.*, 1987 ; Schwarz, 1987 ; Giuliani et Weisbrod, 1988 ; Mendes et Svisero, 1988) ont mis en évidence chromite, picotite, magnésiochromite, phlogopite, dolomite, ferropargasite,

épidote, actinote, pyrite, dumortière, talc et pentlandite (pl. 5, photos 1 à 6).

L'étude des IF primaires a été réalisée par microthermométrie, spectrométrie Raman et spectrométrie de masse quadripolaire sur les émeraudes de quatre faciès distincts : les talcschistes phlogopitisés (STC), les phlogopitites (PHL), les lentilles de dolomite (LD) et les filonnets à quartz ± dolomite (FQD) qui recourent les trois autres faciès (Giuliani *et al.*, en préparation).

L'étude des gaz permanents par spectrométrie de masse quadripolaire a permis de quantifier la composition globale des fluides associés aux émeraudes des LD : H₂O 84,3 mol. % ; CO₂ 14,3 % ; N₂ 1,3 % ; CH₄ 0,1 %. La quantité de CO₂ libérée par les IF entre 400 et 550°C est importante (CO₂IF/CO₂total ≈ 0,4, soit 40 % de la totalité du CO₂ total libéré ; fig. 23) avec des rapports CO₂/H₂O ≈ 1,3. L'eau est un composant majeur des gaz piégés dans les canaux (H₂O : 2,36 g %, CO₂ : 0,21 g %, soit un rapport CO₂/H₂O ≈ 0,036), gaz qui sont libérés au palier de 720°C. La spectroscopie Raman sur les IF des quatre types d'émeraude a confirmé ces résultats : CO₂ et N₂ sont les constituants majeurs de la phase volatile (61 <CO₂< 96 mol. % ; 4 <N₂< 39 mol. %), CH₄ restant un constituant très mineur.

Trois types d'IF appartenant au système H₂O-CO₂-N₂±CH₄-NaCl sont observés dans les quatre faciès :

- **type 1**, inclusions monophasées du type CO₂-N₂±CH₄ (60 % des IF) qui possèdent de fortes densités (dCO₂=0,74 à 0,91 g/cm³). Ce type d'IF se rencontre dans les quatre faciès avec des densités comparables (pl. 5, photo 8) ;

- **type 2**, inclusions aqueuses du type H₂O-NaCl (20 % des IF) dans les émeraudes des PHL, LD et FQD (pl. 5, photo 7). Les salinités sont comprises entre 1 et 17 % pds éq. NaCl pour les PHL et FQD, et entre 2,2 et 11,7 % pour les LD. Les TH (en phase liquide, parfois en phase vapeur pour les PHL) sont entre 330 et 368°C pour les LD, 300 et 450°C pour les PHL, et 300 et 336°C pour les FQD ;

- **type 3**, inclusions aquo-carboniques (20 % des IF), rarement triphasées à température ambiante, du type H₂O-CO₂-N₂±CH₄-NaCl. Elles se rencontrent uniquement dans les LD et les FQD. Les degrés de remplissage (phase gazeuse /phase liquide), les THCO₂ et les rapports CO₂-N₂ de la phase gazeuse sont très variables. Les salinités sont entre 1 et 22 % pds éq. NaCl pour les LD et 1 à 17 % pour les FQD. Les TH sont entre 330 et 490°C (en phases L ou V) pour les LD, et entre 272 et 342°C (en phase L) pour les FQD ; les TH des LD sont comparables aux TH des fluides aqueux des PHL.

Les fluides piégés dans les quatre types d'émeraude sont identiques. Les PHL ont piégé simultanément des fluides de types 1 et 2 immiscibles dans les mêmes zones de croissance du cristal

(pl. 5, photo 7). Les émeraudes des STC ont piégé uniquement des fluides de type 1 lesquels sont de même densité que ceux piégés par les PHL. Les fluides de type 3 rencontrés dans les LD résultent du mélange partiel (mécanique) des fluides de types 1 et 2. Ce piégeage hétérogène se caractérise par une variation importante mais continue des rapports CO₂/N₂, pour des valeurs de TH identiques à celles du type 2 des PHL, et des salinités qui sont soit identiques soit supérieures à celles du type 2.

Origine des fluides minéralisateurs

Les isotopes du soufre

L'étude des isotopes du soufre a été réalisée sur les molybdénites du gisement de Carnaíba (Giuliani *et al.*, 1994b). La molybdénite précipite au cours du premier stade de minéralisation où elle se concentre dans les plagioclases, les phlogopites (pl. 2, photos 3 et 5) et les pegmatites en cours de feldspathisation. Elle se rencontre également dans les filons de quartz du deuxième stade minéralisateur. Les valeurs des δ³⁴S des molybdénites associées aux deux stades sont identiques et comprises entre +2,9 et +3,5 ‰ (fig. 24). L'homogénéité des compositions isotopiques indique une source homogène et des conditions de dépôt continues. Ces valeurs s'intègrent parfaitement dans les intervalles définis par Ohmoto et Rye (1979) pour les magmas granitiques non contaminés (-3 < δ³⁴S < +3 ‰) et les fluides en équilibre avec ces magmas (-3 < δ³⁴S < +7 ‰). Le soufre, qui peut provenir soit d'une remobilisation par le fluide hydrothermal de sulfures des pegmatites (notamment de molybdénite), soit du fluide hydrothermal lui-même, a une signature magmatique. Un bilan chimique approximatif des teneurs en soufre et en molybdène des pegmatites et des colonnes métasomatiques, suggère que ces éléments ont été transportés par le fluide hydrothermal. D'autre part, la similitude des δ³⁴S des molybdénites montre que le degré d'oxydation des solutions hydrothermales est resté constant durant les deux stades de minéralisation.

Les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène

Les compositions isotopiques ont été obtenues sur les émeraudes de huit gisements du type pegmatite et deux du

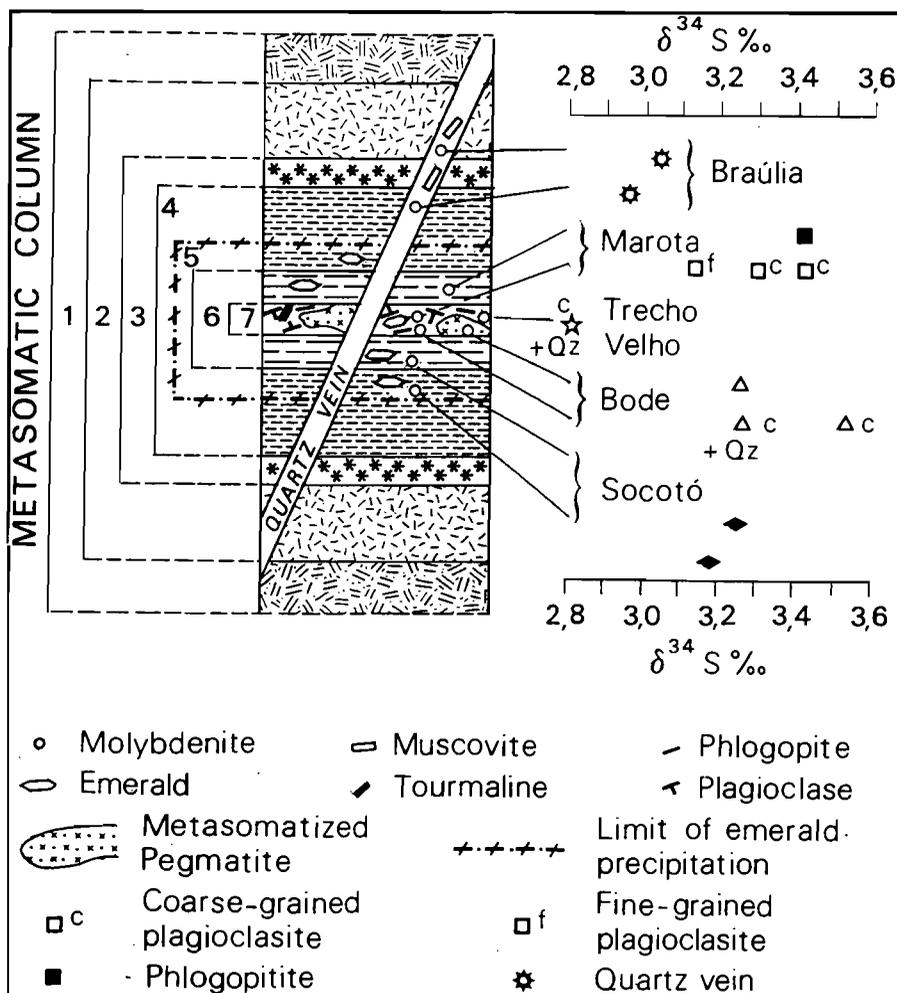


Fig. 24. - Valeurs des δ³⁴S ‰ des molybdénites, des phlogopites à émeraude et molybdénite (colonne métasomatique du stade 1 de la minéralisation) et des veines de quartz à molybdénite (stade 2). Gisements de Carnaíba (mines de Bode, Trecho Velho, Marota, Braúlia) et Socotó, Bahia (d'après Giuliani *et al.*, 1994b).

Fig. 24. - The δ³⁴S values (‰) of molybdenites, emerald-molybdenite-bearing phlogopites (metasomatic column of the first stage of mineralization) and molybdenite-bearing quartz veins (second stage of mineralization), Carnaíba (Bode, Trecho Velho, Marota and Braúlia mines) and Socotó emerald deposits, Bahia (after Giuliani *et al.*, 1994b).

type zone de cisaillement (Giuliani *et al.*, 1996a). La signature isotopique de l'eau structurale dans les canaux de ces dix émeraudes indique, pour les deux types de gisement, une contribution d'eaux d'origine magmatique ou métamorphique (pegmatite : -53 < δD < -28 ‰, cisaillement : -36,1 < δD < -30,0 ‰). Cependant, la teneur en eau structurale des émeraudes est différente (pegmatite 1,23 < H₂O < 3,01 % ; cisaillement, 2,90 < H₂O < 3,16 %) ainsi que les teneurs en CO₂ (CO₂ IF_{Santa Terezinha} / CO₂ IF_{Carnaíba} ≈ 19 et CO₂ canaux_{Santa Terezinha} / CO₂ canaux_{Carnaíba} ≈ 3,5). Les δ¹⁸O des émeraudes sont compris entre +6,3 et +12,1 ‰ pour le type pegmatite et +12,0 et +12,4 ‰ pour le type cisaillement. Les données publiées par Fallick et Barros (1987) sur les émeraudes de Porangatu (δD : -39 ‰ et δ¹⁸O : +11 ‰) sont en accord avec celles

présentées ici pour les gisements de type pegmatite.

Les valeurs de δD obtenues ne permettent pas de trancher entre une source magmatique et métamorphique pour le fluide originel. Cependant, l'étude de la roche "mère" de l'émeraude (la phlogopite) permet de répondre à cette question. Les phlogopites de Carnaíba et de Socotó (+6,9 < δ¹⁸O < +7,2 ‰ ; -77,9 < δD < -65 ‰) se distinguent nettement de celles des phlogopites de Santa Terezinha (+9,5 < δ¹⁸O < +10,2 ‰ ; -70,9 < δD < -53,7 ‰). Les compositions isotopiques des fluides en équilibre avec les phlogopites de Carnaíba (-51,8 < δD < -37 ‰) et Socotó (-58,6 < δD < -49,9 ‰) se situent dans la zone de superposition des domaines magmatique et métamorphique (fig. 25). Le fluide métaso-

matique peut avoir une composante magmatique, hypothèse renforcée par les données obtenues sur les isotopes du soufre des molybdénites. A titre de comparaison, la seule donnée publiée par Fallick et Barros (1987) sur une phlogopite à émeraude de Porangatu ($\delta^{18}\text{O}$: +8,3 ‰ et δD : -92 ‰), indique que l'eau est d'origine magmatique.

Les fluides en équilibre avec les phlogopites des phlogopitites et des talcschistes phlogopitisés de Santa Terezinha (δD : $-36,5 \pm 7$ ‰) sont identiques. Ils se situent dans le domaine des fluides métamorphiques (fig. 25). Cependant, le domaine défini pour les eaux magmatiques ($+5,5 < \delta^{18}\text{O} < +10$ ‰ ; Sheppard, 1984) varie en fonction du magmatisme associé. En effet, les eaux en équilibre avec les granites peralumineux de type S possèdent des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ plus élevées que celles définies classiquement pour le domaine magmatique (exemple du magmatisme de Cornouailles et hercynien en général ; Sheppard, 1977). Ainsi, la possibilité d'une contribution d'eaux magmatiques pour les minéralisations de Santa Terezinha doit être considérée en prenant en compte à la fois les données géologiques et géochimiques. Ce gisement atypique au Brésil est marqué par l'absence de pegmatites. Le granite à biotite (\pm muscovite) de Saõ José do Alegre, qui recoupe la série volcano-sédimentaire de Santa Terezinha, est un granite à tendance alcaline ; il possède des spectres de TR semblables à ceux des granites évolués et enrichis en éléments hygromagmaphiles. Cependant, ce granite n'appartient pas à une série peralumineuse (comme les granites de Carnaíba et Campo Formoso, fig. 15), et il n'est probablement pas enrichi en ^{18}O . En conséquence, les données isotopiques obtenues sur les phlogopitites privilégient une origine métamorphique des fluides minéralisateurs. En outre, les fluides hydrothermaux associés à l'émeraude ont été piégés à haute température (TH= 300-500°C) et ils possèdent les caractéristiques de fluides métamorphiques (fluides carboniques, aquo-carboniques et aqueux, densité élevée de la phase carbonique, salinités très variables). Cette conclusion soulève pour ce type de gisement, la question de l'origine du béryllium.

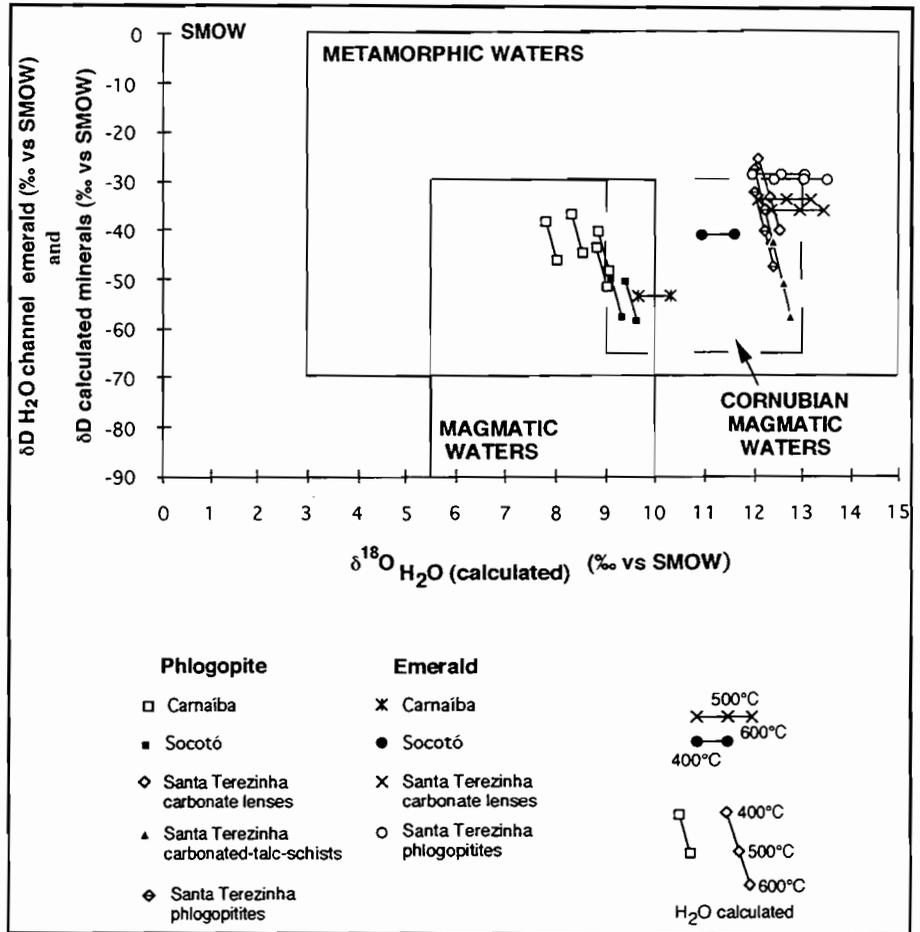


Fig. 25. - Diagramme $\delta\text{D H}_2\text{O}$ - $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ SMOW des phlogopites des phlogopitites à émeraude des gisements de Carnaíba, Socotó et Santa Terezinha (d'après Giuliani *et al.*, 1996a). Les valeurs de $\delta\text{D H}_2\text{O}$ et $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ (‰) en équilibre avec les phlogopites sont calculées respectivement à 400, 500 et 600°C. Les $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ des émeraudes ont été calculés en utilisant l'équation de fractionnement béryl-eau proposé par Arif *et al.* (1996) ; les valeurs de δD correspondent à la composition isotopique de l'eau des canaux.

Fig. 25. - $\delta\text{D H}_2\text{O}$ versus $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ SMOW diagram for the emerald-bearing phlogopitites of the Carnaíba, Socotó and Santa Terezinha deposits (after Giuliani *et al.*, 1996a). The $\delta\text{D H}_2\text{O}$ and $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ data (‰) in equilibrium with phlogopite are calculated at 400, 500 and 600°C, respectively. The $\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ of emeralds have been calculated using the fractionation equation beryl-water proposed by Arif *et al.* (1996); the δD values correspond to the channel water isotopic composition.

Discussion et conclusions

Source du béryllium des émeraudes brésiliennes

La nature des fluides minéralisateurs associés aux gisements de type pegmatite et de type cisaillement est contrastée :

- fluides à dominante aqueuse et salée pour le type pegmatite 1.1a₂, comparables à ceux décrits pour les filons de quartz, greisens et skarns associés aux coupoles granitiques (Kwak, 1987) ;

- fluides à dominante carbonique pour le type cisaillement 2.1a₂, comparables à ceux rencontrés dans les gisements mésothermaux aurifères (Robert *et al.*, 1990).

Dans les deux types de gisements, les fluides ont transporté K, Al, Si, F, Rb, S et Be et, pour le type 1.1a₂, Li, Sn, Cs, Ga, La, Nb et P selon les cas. Cette association d'éléments hygromagmaphiles est comparable à celle rencontrée dans les granites évolués et les minéralisations associées de type départ acide à Sn-W, Be, Nb-Ta, Li (Scherba, 1970).

Pour le type 1.1a₂, les données fournies par les isotopes stables sur les phlogopitites ne nous permettent pas de discriminer entre une origine magmatique ou métamorphique des fluides. Cependant, les données isotopiques obtenues sur les molybdénites de Carnaíba et Socoto indiquent une origine magmatique pour le soufre. D'autre part, le fort

enrichissement en éléments hygro-magmaphiles des métasomatites est un argument en faveur d'une origine magmatique pour le fluide minéralisateur et les éléments chimiques transportés. Le béryllium, tout comme le molybdène, est probablement d'origine magmatique. Cependant, comme l'a souligné Rudowski (1989), pour les gisements de Carnaíba et Socotó, les granites ne présentent aucune spécialisation en Be et Mo. Dès lors, la question de l'origine de ces deux métaux dans les métasomatites reste posée. Dans la zone d'endo-contact du granite de Carnaíba, les pegmatites sont associées au granite affleurant mais elles ont uniquement joué un rôle de drain pour la circulation des fluides minéralisateurs. Ces derniers doivent être probablement reliés à des granites intrusifs cachés.

Pour le type 2.1a₂, les données isotopiques, confrontées aux données géologiques et géochimiques, semblent indiquer une origine métamorphique pour le fluide en équilibre avec la minéralisation. A Santa Terezinha, le phénomène minéralisateur est en liaison étroite avec l'épisode compressif qui affecte la série volcano-sédimentaire durant le Brasiliano. La déformation ductile-fragile, synchrone de la minéralisation, est fortement assistée par les fluides. L'étude de inclusions fluides piégées par l'émeraude lors de son dépôt synkinématique au sein des phlogopites, des talcschistes et des lentilles de dolomite, montre l'existence d'une circulation contemporaine d'un fluide aqueux (H₂O-NaCl) et d'un fluide carbonique (CO₂-N₂ ± CH₄), identiques à ceux piégés par l'émeraude des filons de quartz-carbonates recoupant les structures primaires. Ainsi, les épisodes minéralisateurs apparaissent monophasés et les fluides ont probablement percolé toute la série volcanique affectée par des cisaillements. Les bréchifications hydrauliques sont absentes et les pressions fluides sont restées inférieures à la pression lithostatique, pour des températures minimales de piégeage comprises entre 300 et 500°C. Ces températures indiquent que les fluides ont été piégés dans le domaine de transition des faciès métamorphiques schistes verts - amphibolites, à un niveau structural correspondant à la transition fragile-ductile, soit sous une colonne de roches de l'ordre de 8 à 15 km.

Plusieurs sources du béryllium peuvent être envisagées : *sources proximale, magmatique ou crustale profonde*.

1) *Source proximale* (préconcentrations à béryllium). Schwarz (1986) a évoqué la remobilisation du béryllium des métavolcanites acides et intermédiaires, intercalées dans la série volcano-sédimentaire Santa Terezinha. Les données géochimiques sur ces roches, qui ne montrent pas d'enrichissement en béryllium (Be < 2 ppm ; ce travail ; Biondi, 1990), s'opposent à l'hypothèse d'une source proximale de cet élément. D'autre part, aucun paléo-placer à béryl n'a été jusqu'à présent décrit dans les séries volcano-sédimentaires de la province du Tocantins.

2) *Source magmatique* (Gusmão Costa, 1986 ; D'El-Rey Silva et Giuliani, 1988 ; Biondi, 1990 ; Giuliani *et al.*, 1990). L'enrichissement en éléments lithophiles (Be, F et K) des roches minéralisées a suggéré une source magmatique pour le béryllium. En effet, il n'y a pas de préconcentration en béryllium dans les encaissements, et cet élément se concentre généralement dans les phases silicatées résiduelles des magmas acides. De même, les spectres de TR des phlogopites se rapprochent de ceux des granites silico-alkalins évolués. Cependant, le granite São José do Alegre, qui représente l'unique granite superficiel associé à la série volcano-sédimentaire Santa Terezinha, ne présente aucun enrichissement en Be (Be 2,5-5,4 ppm) et en F (F 0,054-0,077 %). Ce granite est donc probablement sans relation avec l'épisode minéralisateur. En l'absence de magmatisme directement associé à la minéralisation, et en tenant compte des signatures isotopiques des eaux en équilibre avec les phlogopites, l'existence d'une source magmatique reste très hypothétique.

3) *Source crustale profonde*. Cette hypothèse s'appuie sur divers arguments :

- le gisement est contrôlé par des accidents cisailants formés en domaine ductile-fragile, d'âge Brasiliano ; ils constituent des structures tectoniques d'ordre secondaire probablement reliées à des accidents crustaux profonds. En effet, le gisement se situe en bordure de la zone linéamentaire transbrasiliano

(linéament LTB ; fig. 2) qui recoupe l'ensemble de la province tectonique du Tocantins ;

- la minéralisation et les altérations hydrothermales ont été assistées par un flux de fluides qui a circulé le long de ces structures profondes ;

- la nature et la composition isotopique des fluides piégés par l'émeraude et en équilibre avec la phlogopite sont compatibles avec une origine métamorphique. Cette hypothèse fait intervenir des fluides d'origine crustale plus ou moins profonde. Deux modèles peuvent alors être proposés :

1) circulation et décharge de fluides métamorphiques à la transition entre le faciès amphibolite et le faciès schistes verts avec volatilisation du CO₂ et libération du Be de roches métamorphiques préenrichies (gneiss plagioclasiques, schistes à muscovite ; Grundmann, 1980 ; Grundmann et Morteani, 1989),

2) fluides émanant ou traversant la croûte inférieure en voie de granulitisation, marqués par un enrichissement en CO₂, en éléments volatils (F, Cl) et lithophiles (K, Rb, Cs, ... et Be). Cette hypothèse fait appel à une source profonde par l'anatexie partielle avec expulsion de fluides enrichis en éléments légers migrant dans les zones mésothermales et linéaments (Collerson et Fryer, 1978). Les minéralisations à Be dans le faciès granulite sont rares mais elles ont été décrites dans des pegmatites charnockitiques en Australie (Roever *et al.*, 1976), Antarctique (Grew, 1981) et au Sri Lanka (Rupasinghe et Dissanayake, 1985). Le béryllium se concentre dans la surinamite, la taaféite, la saphirine (silicates de Mg-Al contenant 0,5 à 1 % poids de Be) et le chrysobéryl. Grew (*op. cit.*) a démontré que la pression partielle de H₂O et de F dans les fluides résiduels des plutons charnockitiques, à des températures de 800 à 900°C et des pressions de 7-8 kbar, était suffisante pour transporter le Be. Ces travaux montrent que l'hypothèse envisagée est plausible. De plus, elle ne nécessite pas de sources anormales en Be. Quelques ppb de Be mis en solution et expulsés lors de la granulitisation seraient suffisantes pour expliquer la minéralisation en béryl chromifère de Santa Terezinha.

L'émeraude et le cycle géochimique du béryllium

Les gisements de type 1.1a présentent systématiquement des plagioclases ou des pegmatites en voie de feldspathisation et des schistes à biotite magnésienne (Grange, 1929 ; Anderson, 1978 ; Correia Neves, 1978 ; Mumme, 1982 ; Sliwa et Nguluwe, 1984 ; Robb et Robb, 1986 ; Martin-Izard *et al.*, 1995 ; Laurs *et al.*, 1996). L'association pegmatite feldspathisée-schiste à phlogopite s'observe systématiquement dans les zones de circulation hydrothermale, le long du contact entre une RM-UM et une pegmatite ou un filon granitique (Phillips et Hess, 1936 ; Korzhinskii, 1944 ; 1947 ; Smimov, 1977). Beus (1966) a qualifié ces pegmatites feldspathisées de "granitic pegmatites of the crossing line" (pegmatites situées dans la zone d'exocontact du granite, encaissées dans des RM-UM et fortement transformées par le métamorphisme régional"). Korzhinskii (1970) les a appelées "desilicated pegmatites". Dans tous les cas, l'émeraude précipite préférentiellement dans les zones de phlogopites adjacentes à la plagioclase. L'origine des fluides hydrothermaux responsables de la métasomatose n'est pas connue. Les seules données isotopiques publiées se limitent aux gisements brésiliens (Fallick et Barros, 1987 ; Giuliani *et al.*, 1996a ; ce travail) où il apparaît que les fluides minéralisateurs sont soit magmatiques, soit métamorphiques. Dans la plupart des gisements, la source du Be est attribuée soit à la remobilisation de phases minérales à Be (Grundmann et Morteani, 1989), soit à un apport en cet élément par le fluide.

Les gisements de type 2.1a ont été décrits au Brésil, en Autriche et en Egypte (tabl. 1). Les gisements égyptiens ont fait seulement l'objet d'études gemmologiques (Grubessi *et al.*, 1990) et de descriptions géologiques sommaires (Hassan et El-Shatoury, 1976 ; Grundmann et Morteani, 1993). Par contre, le gisement d'Habachtal, situé dans les Alpes autrichiennes, a été étudié en détail par Grundmann et Morteani (1982, 1989), Grundmann (1980) et Nwe et Grundmann (1990). Certains des métalotectes définis pour ce gisement se rapprochent de ceux établis pour Santa Terezinha. Ce gisement alpin est situé dans une zone de contact qui fait chevaucher la formation volcano-sédimentaire d'Habachtal (fenêtre tectonique de Tauern) sur les gneiss centraux (orthogneiss à biotite et

plagioclase). La formation paléozoïque d'Habachtal, constituée par une séquence de métapélites, de métavolcanites avec des intercalations de serpentinites, a subi deux phases de métamorphisme : au stade pré-alpin ($P < 3$ kbar, $T < 450^\circ\text{C}$) et au stade alpin ($P : 4.1-6$ kbar et $T : 500-550^\circ\text{C}$). La zone minéralisée, appelée "black-wall zone", correspond à une zone tectonique d'environ 100 m de large où se trouve un niveau de serpentinite intercalé entre les orthogneiss et des amphibolites. La minéralisation est contenue dans des schistes à biotite magnésienne, chlorite et talc-actinolite qui résultent d'une métasomatose entre les serpentinites et un niveau de schistes à muscovite et grenat qui marque le contact avec les amphibolites (Grundmann et Morteani, 1989). Ces schistes à muscovite et grenat sont enrichis en Be (moyenne de 36 ppm) et constitueraient la source nécessaire à la formation de l'émeraude (origine proximale). L'émeraude est syn- à post-tectonique, disséminée et concentrée préférentiellement dans la zone de schistes à biotite. Une minéralisation à molybdénite et scheelite se concentre également dans des veines de quartz encaissées dans les orthogneiss mylonitisés au contact des serpentinites.

Les fluides se rapprochent de ceux piégés par les émeraudes de Santa Terezinha (à $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ et $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl} \pm \text{CO}_2$) avec une salinité comprise entre 3 et 10 % pds eq. NaCl). Ils résultent du mélange de deux fluides de compositions contrastées (aqueux et carbonique) et la fluctuation de la composition est attribuée aux phénomènes d'hydratation contemporains du métamorphisme alpin (Nwe et Grundmann, 1990).

La minéralisation d'Habachtal se rattache au type des gisements associés à des zones de cisaillement en environnement volcano-sédimentaire. Elle constituerait le seul exemple où l'origine du Be est reliée à la remobilisation d'une pré-concentration locale. Les fluides possèdent des caractères métamorphiques qui ont permis le développement de réactions métasomatiques et la redistribution des différents éléments chimiques (notamment Cr et Be), contenus dans deux roches de composition très différente. Le gisement de Santa Terezinha possède certaines similarités (zone de cisaillement, métasomatose potassique, nature des fluides). Les fluides d'origine métamorphique auraient dans ce cas probablement

véhiculé le Be à partir d'une source crustale éloignée de la zone de dépôt.

Dans les gisements de type 2, l'absence de granite pose le problème de l'origine des fluides et du Be. L'idée d'associer concentration en Be et fluide magmatique reste séduisante. Cependant, l'acquisition de données isotopiques (C, O, H, gaz rares) sur ces gisements est nécessaire pour proposer un modèle génétique. A titre d'exemple, les études géochimiques et isotopiques réalisées sur les gisements d'émeraude de Colombie ont montré que le Be est extrait des schistes noirs qui encaissent la minéralisation (Giuliani *et al.*, 1993 ; Cheilletz *et al.*, 1994) et que l'eau, en équilibre avec la minéralisation et sa gangue carbonatée, possédait une signature d'eau de bassin (Giuliani *et al.*, 1992 ; Ottaway *et al.*, 1994 ; Banks *et al.*, 1995 ; Giuliani *et al.*, 1996b). Ce modèle géochimique original, renouvelant profondément les idées et les modèles émis sur ces gisements depuis des décennies (Forero, 1987), montre que les associations génétiques classiques doivent être utilisées avec précaution.

De même, les récents travaux de Arif *et al.* (1996) sur les gisements de Swat (Pakistan, type 2.2a₃), mettent en évidence la participation d'eaux magmatiques (magma de type S) dans un environnement où les granites et les pegmatites font défaut. L'émeraude est associée à des plans de cisaillement et des stockwerks à quartz-tourmaline-fuschite qui recourent des schistes à talc-dolomite-chlorite et des lentilles de dolomite. Les données isotopiques sur l'émeraude, le quartz, la tourmaline et la fuschite, montrent la participation d'eaux magmatiques, alors que les lentilles de dolomies minéralisées possèdent une signature isotopique d'eaux métamorphiques. Au vu de ces résultats, il apparaît que les fluides associés aux émeraudes des zones de cisaillement peuvent avoir des origines très diverses et que le Be peut avoir, suivant les cas, une origine sédimentaire, métamorphique ou magmatique.

Les gisements d'émeraude du Brésil : nouvelles perspectives

Les gisements et indices d'émeraude du Brésil se localisent dans des séries volcano-sédimentaires du Protérozoïque inférieur. Pour l'instant, aucune découverte n'a été signalée dans les ceintures de roches vertes archéennes.

Les séquences métamorphiques où s'associent des RM-UM, porteuses de minéralisations, sont décrites dans de nombreux états brésiliens (Kashida *et al.*, 1990 ; Marini et Queiroz, 1991). Elles assurent la majeure partie de la production du pays en Au, Mn, Cr, Ni et magnésite. Chaque année, on découvre de nouvelles séquences volcano-sédimentaires minéralisées qui augmentent le potentiel minéral du pays. La région amazonienne est particulièrement prometteuse. Le Brésil est devenu le premier producteur mondial d'émeraude et de béryl vert. Cependant, si l'on considère la surface occupée par les séries volcano-sédimentaires et le nombre de granites intrusifs associés, la proportion de gisements connus reste faible (donc le potentiel important). Cette déficience s'explique par des raisons économiques, car contrairement à tous les autres métaux et au diamant, la valeur commerciale des gemmes n'est pas contrôlée par un marché de quotation internationale. Cette analyse économique peut se compléter par une analyse sociale. L'exploration et l'exploitation des gemmes sont en effet réservées exclusivement aux garimpeiros qui représentent une population émigrante d'approximativement 300 000 personnes. Tous les gisements à émeraude du Brésil sont le fruit de découvertes fortuites et aucune campagne de prospection géochimique ou géophysique n'a été développée jusqu'à présent, pour ce minéral qui rapporte pourtant d'importantes devises au pays. Le potentiel en émeraude du Brésil est sous-exploité mais ce choix économique permet de maintenir en activité une fraction importante de la population.

D'autre part, les gisements sont mal développés. Dans le gisement de Carnaíba par exemple, exploité intensément depuis 1963, d'autres minéralisations économiques ont été découvertes seulement en 1987. Le potentiel de ce district minier est loin d'être épuisé et des zones potentielles existent toujours, notamment sur les bordures nord et sud du stock granitique de Carnaíba. La région du Goiás central possède également un potentiel

économique très intéressant (Barros et Rao, 1993), car les gisements de type zones de cisaillement ont des teneurs en émeraude très élevées (teneur moyenne : 500 g/m³), avec environ 10 % de la production gemme. Le gisement de Santa Terezinha, associé à une zone de cisaillement d'âge Brasileiro, n'est probablement pas un type unique. Il indique que toutes les zones de cisaillement Brasileiro qui recoupent le nord de la province du Tocantins (région comprise entre les 12 et 16° Sud et les 47 et 51° Ouest de Goiás) sont des réserves potentielles à émeraude. Cette région comporte aussi d'importants gisements d'or comme ceux de Crixás (âge Brasileiro ; Fortes et Hardy, 1996), Guarinos, ou Mara Rosa. Les prospections géologiques, géochimiques et géophysiques systématiques, pour la recherche de concentrations aurifères pourraient être étendues en parallèle à la prospection de l'émeraude. Nous avons vu en effet, que le gisement de Santa Terezinha se rapprochait, par certains de ces métallotectes, des gisements mésothermaux aurifères. L'étude géochimique des sédiments actifs et des sols, à l'aplomb ou à la périphérie des gisements d'émeraude, devrait se marquer par des halos fluorés et potassiques ainsi que par des anomalies en Cr et V. A titre d'exemple, l'intégration de données géophysiques (spectrométrie gamma), photosatellites et géochimiques sur la zone de Santa Terezinha (aire de la figure 11), a permis à Tapia-Calle (1995) de mettre en évidence de fortes anomalies en Cr et V sur la zone minéralisée de Campos verdes, ainsi que des anomalies en potassium distribuées sur des zones de failles et centrées sur le granite São José do Alegre. L'extension de ce type d'étude à l'ensemble des séries volcano-sédimentaires de Goiás devrait permettre de découvrir d'autres indices. La probabilité de trouver d'autres gisements similaires à celui de Santa Terezinha de Goiás est réelle. Il faudra, au préalable, identifier à différentes échelles les zones de cisaillement de premier ordre et de second ordre rattachées aux grands linéaments transbrasiliano qui recoupent

les provinces tectoniques du Tocantins et de Barborema, et déterminer les zones où ces structures recoupent des formations mafiques et ultramafiques.

Remerciements

Nos remerciements s'adressent à toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de ce travail. G. Giuliani tient à remercier tout particulièrement l'ORSTOM, Département TOA, qui lui a permis, par deux affectations de longue durée au Brésil (1986 à 1991), d'aborder sur le terrain l'étude de ces gisements. Ce thème de recherche original a pu être développé grâce à l'efficacité de la coopération scientifique menée sur le terrain avec les partenaires brésiliens. Nous tenons à remercier les Institutions brésiliennes et françaises suivantes : D.N.P.M. (Gusmão Costa, Luciano, Marcelo, O.J. Marini, A.S. Santos Filho), C.P.R.M. (P. Couto, E.A. Da Silva), SME (J.F. Mascarenhas, G.A. Silva Leahy), CEMINAS (M.W. Montenegro), METAGO (M.M. Santos, P. Barbosa, L.F. Magalhães), EletroMetal (P. Tadeu), EMSA (A. Crosara, O. Generoso), ORSTOM (P. Sabaté, P. Soler) ; les Universitaires : G.F. Andrade, J.O.F. Araujo, J.C. Barros, A. Baskhara Rao, R.M.G. Castelo Branco, M.A. Dardenne, L.J. D'El Rey Silva, R.A. Fuck, H. Jost, O.H. Leonardos, J.R.F. Torquato ; les géologues : F. Assi, P.Z. Castro, W.D. El Khoury, L. Rudowski ; tous les propriétaires de mines et tous les garimpeiros (notamment J.P. Campos de Campo Formoso), qui nous ont permis de descendre dans leur puits de mine. Nous tenons aussi à remercier le C.R.P.G.-C.N.R.S. (P. Coget, B. Jacquier, P. Robert, F. Lhote), l'Université de Nancy I (à la mémoire de J.M. Claude, A. Kholer) et le CREGU (M.C. Boiron, J. Dubessy) pour l'obtention de certaines données analytiques. B. Moine, T. Augé, J.P. Cassedanne et J.C. Michel sont vivement remerciés pour leurs corrections critiques et constructives. Les dessins ont été réalisés en partie par E. Neiva et Y. Lestreit. Cette étude a été financée sur crédits ORSTOM et ECOTECH-PIRSEM. Contributions CRPG n° 1215 et IGCP 342.

Références

- Afinal (1985) - O reino do contrabando, *Rev. São Paulo*, 10-09-1985, 5-15.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. (1977) - Provincias estruturais brasileiras. In: VIII Simposio Geologia do Nordeste, Recife, Brasil, 8, 363-391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. (1981) - Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17, 1-29.

- Almeida V.J., Sá W.L. (1983) - Programa especial : esmeraldas em Goiás. Relatório preliminar, Etapa II, Goiânia, DNPM, 6º distrito, Inedito.
- Almeida Barbosa de J.E.C. (1973) - Perfil analítico da esmeralda. In: D.N.P.M., Rio de Janeiro, Boletim 12, 29 p.
- Anderson S.M. (1978) - Notes on the occurrence and mineralogy of emeralds in Rhodesia. *J. Gemm.*, 35, 3, 177-185.
- Araújo J.O., Leonardos O.H.Jr. (1986) - A esmeralda do município de Pirenópolis, Goiás : um exemplo de greisenização de talcoxistos. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Brasil, SBG (ed.), 4, 1835-1845.
- Arif M., Fallick A.E., Moon C.J. (1996) - The genesis of emeralds and their host rocks from Swat, northwestern Pakistan: a stable-isotope investigation. *Mineral. Deposita*, 31, 255-268.
- Arndt N.T., Teixeira N.A., White W.M. (1989) - Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil. *Contr. Mineral. Petrol.*, 101, 187-197.
- Aurisicchio C., Fioravanti G., Grubessi O., Zanazzi P.F. (1988) - Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. *Amer. Mineral.*, 73, 826-837.
- Banks D.A., Giuliani G., Yardley B.W.D., Cheillett A., Rueda F. (1995) - Chemistry and source of the high temperature brines in the Colombian emerald deposits. In: Third Biennial SGA Meeting, Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts, Pasava J., Kribek B., Zak K. (eds.), Praha, Balkema, Rotterdam, 557-560.
- Barbosa P.A.R. (1987) - Geologia e recursos minerais das seqüências supracrustais à leste de Mossâmedes, Goiás. Tese de Mestrado, nº41, Universidade de Brasília, 226 p.
- Barros J.G.C., Bhaskara Rao A. (1993) - Emerald deposits in Archaean greenstone belts, Goiás, Brazil: geological framework and exploration guidelines. In: Proceedings of the Eighth Quadriennial IAGOD Symposium, Ottawa, 1990, Canada, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart 1990, 719-725.
- Barros J.G.C., Kinnaird J.A. (1985) - Fluid inclusion studies of emeralds and green beryls from the Porangatu deposit, Goiás state, Brazil. In: 8th ECROFI Symposium, Göttingen, abstracts, 2 p.
- Bertrand J.M., Jardim de Sá E.F. (1990) - Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts? *Can. J. Earth Sci.*, 27, 1382-1393.
- Beus A.A. (1966) - Geochemistry of beryllium. W.H. Freeman (ed.), 401 p.
- Biondi J.C. (1990) - Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha (GO). *Rev. Bras. Geoci.*, 20, 7-24.
- Branquet Y., Laumonier B., Lopès B., Cheillett A., Giuliani G., Rueda F. (1996) - Evidences of compressive structures in the Muzo and Coscuez emerald deposits, Eastern Cordillera of Colombia. In: Third ISAG Symposium, St Malo, France, Extended Abstracts, 675-678.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G. (1991) - Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40.
- Cals C., Carvalho Y.B., Godoy A.C., Sousa J.F., Castro M., Chagas V.S., Holanda A.A., Andrezza M.D., Salmito V., Gusmão G.A. (1983) - Mapa geológico do Estado do Ceará, 1:500.000. In: Ministério das Minas e Energia, 1 folha.
- Campos E.C., Nogueira L.V., Oliveira R.A de (1983) - Projeto estudo dos garimpos brasileiros-Goiás. Relatório interno, Goiânia, DNPM, 6º Distrito, Inedito.
- Carte géologique de l'Etat de Goiás (1987) - Escala 1:1.000.000. In: Republica Federativa do Brasil, 2 folhas.
- Cassedanne J.P., Barros J.C. (1986) - Quelques gites d'émeraude de Goiás. *Rev. Gemmol., AFG*, 88, 9-12.
- Cassedanne J.P., Cassedanne J.O., Mello Z.F. (1976) - A ocorrência de esmeralda de Açude Sossego (Município de Anagé - Bahia). *Min. Metal.*, 40, 36-42.
- Cassedanne J.P., Cassedanne J.O., Mello Z.F. (1979) - As esmeraldas de Tauá e Pilão Arcado. *Min. Metal.*, 410, 50-58.
- Cassedanne J.P., Sauër D.A. (1982) - Les émeraudes de Santa Terezinha (Goiás). *Rev. Gemmol., AFG*, 71, 4-8.
- Cassedanne J.P., Sauër D.A. (1984) - The Santa Terezinha de Goiás emerald deposit. *Gems and Gem.*, 20, 4-13.
- Castelo Branco R.M.G., Giuliani G., Cheillett A., Clementelle L. (1988) - Os berilos verdes da região de Coqui, Município de Quixeramobim : novas ocorrências de esmeraldas no estado do Ceará. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG (ed.), 1, 383-397.
- Castelo Branco R.M.G., Schwarz D., Svisero D.P., Mendes J.C. (1984) - Dados mineralógicos da esmeralda da Fazenda Boa Esperança, Município de Tauá - Ceará. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, SBG (ed.), 4986-4994.
- Cheillett A., Castelo Branco R.M., Giuliani G., Dubessy J. (1991) - Sulfate-bearing fluids in emeralds from the Coqui occurrence, Ceará state, NE Brazil. *Plinius*, 5, 42-43.
- Cheillett A., Féraud G., Giuliani G., Rodriguez C.T. (1994) - Time-pressure-temperature formation of Colombian emerald: an ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser-probe and fluid inclusion-microthermometry contribution. *Econ. Geol.*, 89, 361-380.
- Cheillett A., Féraud G., Giuliani G., Ruffet G. (1993) - Emerald dating through ⁴⁰Ar/³⁹Ar step-heating and laser spot analysis of syngenetic phlogopite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 473-485.
- Cheillett A., Giuliani G. (1996) - The genesis of Colombian emeralds: a restatement. *Mineral. Deposita*, 31, 359-364.
- Collerson K.D., Fryer B.J. (1978) - The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67, 151-167.
- Correia Neves J.M. (1978) - Estudo de ocorrências de esmeralda na província da Zambésia, Moçambique. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SBG (ed.), 3, 1141-1155.
- Couto P.A., Almeida J.T. (1982) - Geologia e mineralizações na área do garimpo de Carnaíba (Bahia). In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Bahia, SBG (ed.), 3, 850-861.
- Couto P.A., Sampaio A.R., Gil C.A.A., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Fernandes Filho J.F., Guimarães J.T., Melo R.C. (1978) - Projeto Serra da Jacobina : geologia e prospecção geoquímica. Relatório Final, Convênio DNPM/CPRM, Salvador, Inedito.

- Couto P.A., Silva E.A., da Lima R. (1991) - Garimpos de esmeraldas de Carnaíba e Socotó, Bahia. In: Principais depósitos minerais do Brasil : gemas e rochas ornamentais. Schobbenhaus C., Queiroz E.T., Coelho C.E. (eds.), Brasília, DNPM, 4, 259-269.
- Cuney M., Sabaté P., Vidal P., Marinho M.M., Conceição H. (1990) - The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina - Contendas Mirante Belt (Bahia, Brazil): major and trace-element geochemistry and metallogenic potential. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **44**, 123-141.
- Cunha O.L. (1961) - Esmeralda da Fazenda do Sossego, Santana dos Ferros, Minas Gerais, Brasil. *Gemologia*, Ano VII, 9-14.
- D'El Rey Silva L.J., Giuliani G. (1988) - Controle estrutural da jazida de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás : implicações na gênese, tectônica regional e no planejamento da lavra. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG (ed.), 1, 413-427.
- Danni J.C.M. (1988) - Os greenstone belts da Província Tocantins no estado de Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geoci.*, **18**, 381-390.
- Fallick A.E., Barros J.G. (1987) - A stable-isotope investigation into the origin of beryl and emerald from the Porangatu deposits, Goiás state, Brazil. *Chem. Geol.*, **66**, 293-300.
- Fontilles M. (1978) - Les mécanismes de la métasomatose. *Bull. Mineral.*, **101**, 166-194.
- Forero H.O. (1987) - Esmeraldas. In: Recursos Minerales de Colombia. *Pub. Geol. Esp. Ingeominas*, Bogotá, 1, 567-605.
- Fortes P.T.F.O., Hardy H. (1996) - Metallogeny of Mina Ill, Mina Nova and Mina Inglesa gold deposits, Crixás greenstone belt, Central Brazil. In: Archaean terranes of the South America platform Symposium, SBG (ed.), Brasília, Extended Abstracts, 18-19.
- Francis G.H. (1955) - Zoned hydrothermal bodies in the serpentinite mass of Glen Urquhart (Inverness-shire). *Geol. Mag.*, **42**, 6, 37-47.
- Franco R.R. (1981) - Brazilian gemstones. *Earth Sci. Rev.*, **17**, 207-219.
- Giuliani G., Cheilletz A., Féraud G., Zimmermann J.L., Carillo V., Rueda F., Baker J., Montigny R. (1994b) - Age and sulfur isotope signatures of brazilian and colombian emeralds. In: 7º Congreso geológico chileno, Concepcion, Extended Abstracts, (II), 1491-1495.
- Giuliani G., Cheilletz A., France-Lanord C., Rueda F. (1996b) - Rôle de la matière organique dans la formation des gisements d'émeraude de Colombie. In: 16e RST, Orléans, Résumés, p. 124.
- Giuliani G., Cheilletz A., Sheppard S.M.F., Arboleda C. (1993) - Geochemistry and origin of the emerald deposits of Colombia. In: 2nd Biennial SGA International Meeting, Granada, Spain, Fenoll Hach-Ali, Torres-Ruiz J., Gervilla F., (eds.), Proceedings, 105-108.
- Giuliani G., Cheilletz A., Vidal P. (1995) - La datation isotopique des gemmes. *Analysis Mag.*, **23**, 34-37.
- Giuliani G., Couto P.A. (1988) - O metassomatismo de infiltração e sua importância nos depósitos de esmeralda do Brasil. In: VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, Brasil, SBG (ed.), 1, 459-475.
- Giuliani G., D'El-Rey Silva L.J., Couto P.A. (1990) - Origin of emerald deposits of Brazil. *Mineral. Deposita*, **25**, 57-64.
- Giuliani G., Fernandés P.C.A. (1988) - The Archean and Proterozoic molybdenum mineralizations of the Bahia state, Brazil: metallogenic implications. In: VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, Pará (Brasil), SBG (ed.), 1, 230-242.
- Giuliani G., Sheppard S.M.F., Cheilletz A., Rodriguez C.T. (1992) - Contribution de l'étude des phases fluides et de la géochimie isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ à la genèse des gisements d'émeraude de la Cordillère orientale de Colombie. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **314**, (2), 269-274.
- Giuliani G., Weisbrod A. (1988) - Scanning electron microscopy (SEM) and its applications: determination of solid and daughter minerals in fluid inclusions for some brasilian emerald deposits. In: VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, Brasil, SBG (ed.), 1, 445-458.
- Giuliani G., Zimmermann J.L., France-Lanord C., Cheilletz A., Rueda F. (1996a) - Contribution de la géochimie isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H et de l'étude des gaz permanents à la caractérisation des sources des gisements d'émeraude du Brésil et de Colombie. In: 16e RST, Orléans, Résumés, p. 154.
- Giuliani G., Zimmermann J.L., Montigny R. (1994a) - K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a Transamazonian age (2030-1970 Ma) for the granites and emerald-bearing K-metasomatites from Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil). *J. S. Amer. Earth Sci.*, **7**, 149-165.
- Grange J.M. (1929) - The Barbara beryls: a study of an occurrence of emeralds in the North-Eastern Transvaal with some observations on metallogenic zoning in the Murchinson Range. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, **32**, 1-25.
- Grew E.S. (1981) - Surinamite, taaffeite, and beryllian sapphirine from pegmatites in granulite-facies rocks of Casey Bay, Enderby Land, Antarctica. *Amer. Mineral.*, **66**, 1022-1033.
- Grubessi O., Aurisicchio C., Castiglioni A. (1990) - The Pharaohs' forgotten emerald mines. *J. Gemm.*, **22**, 164-177.
- Grundmann G. (1980) - Polymetamorphose und Abschätzung der Bildungsbedingungen der smaragd-führenden gesteinsserien der leckbachscharte, Habachtal, Österreich. *Fortschr. Mineralogie*, **58**, 39-41.
- Grundmann G., Morteani G. (1982) - Die geologie des smaragd-vorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). *Archiv. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst.*, Wien, 2, 71-107.
- Grundmann G., Morteani G. (1989) - Emerald mineralization during regional metamorphism: the Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) deposits. *Econ. Geol.*, **84**, 1835-1849.
- Grundmann G., Morteani G. (1993) - "Smaragdminen der Cleopatra": Zabara, Sikait und Umm Kabo in Ägypten. *Lapis*, 7-8, 27-39.
- Gusmão Costa S.A. de (1986) - Correlação da seqüência encaixante das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás com os terrenos do tipo greenstone belt de Crixás e tipologia dos depósitos. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, SBG (ed.), 2, 597-614.
- Hassan M.A., El-Shatoury H.M. (1976) - Beryl occurrences in Egypt. *Mining Geol.*, **26**, 253-262.
- Hutchinson R.W. (1955) - Regional zonation of pegmatites near Roos Lake, District of Mackenzie, Northwest Territories. *Geol. Surv. Can. Bull.*, **34**, 50 p.
- Isto É. (1987) - Caça as esmeraldas. *Rev. São Paulo*, Brasil, 21-10-1987, 22-28.
- Just E. (1926) - Emeralds at Bom Jesus dos Meiras, Bahia. *Econ. Geol.*, **21**, 808-810.

- Kashida A., Lobato L., Lindenmeyer Z., Fyfe W.S. (1990) - Introduction: Brazil, the sleeping resource giant. *Econ. Geol.*, **85**, 899-903.
- Kawashita K. (1974) - The behaviour of solid mass spectrometer and ages of some rocks from the state of Ceará, Brazil. CP-GEO/USP, unpublished, 7 p.
- Kazmi A.H., Snee L.W. (1989) - Emeralds of Pakistan: geology, gemology and genesis. Kazmi A.H., Snee L.W. (eds.), Van Nostrand Reinhold publishers, 269 p.
- Korzhinskii D.S. (1944) - Les lois des associations minérales dans les roches de l'Archéen de Sibérie. *Trudy Inst. Geol. Nauk, S.S.S.R.*, BRGM, Trad. M. Szyszman, n°4726, 184 p.
- Korzhinskii D.S. (1947) - Gisements bimétasomatiques de phlogopite et lazurite de l'Archéen de la région du lac Baïkal. *Trudy Inst. Geol. Nauk, S.S.S.R.*, BRGM, Trad. M. Sagatzky, n°4923, 279 p.
- Korzhinskii D.S. (1965) - The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation. *Amer. J. Sci.*, **263**, 193-205.
- Korzhinskii D.S. (1970) - Theory of metasomatic zoning. Clarendon Press, Oxford. 162 p.
- Kwak T.A.P. (1987) - W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids. Developments in Economic Geology, Elsevier Science Publishers B.V., **24**, 451 p.
- La Roche de H., Stussi J.M., Chauris L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. terre*, **24**, 5-121.
- Laumonier B., Branquet Y., Lopès B., Cheilletz A., Giuliani G., Rueda F. (1996) - Mise en évidence d'une tectonique compressive Eocène-Oligocène dans l'Ouest de la Cordillère orientale de Colombie, d'après la structure en duplex des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **323**, (2), 705-712.
- Laurs B.M., Dilles J.H., Snee L.W. (1996) - Emerald mineralization and metasomatism of amphibolite, Khaltaro granitic pegmatite hydrothermal vein system, Haramosh mountains, northern Pakistan. *Can. Mineral.*, **34**, pp. 1253-1286.
- Le Bel L., Li Y.D., Sheng J.F. (1984) - Granitic evolution of the Xihuashan-Dangping (Jiangxi, China) tungsten-bearing system. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **33**, 149-167.
- Ledru P., Bouchot V. (1993) - Revue des minéralisations aurifères du craton précambrien de São Francisco (Brésil) et discussion sur leurs contrôles structuraux. *Chron. rech. min.*, **511**, 5-20.
- Leinz V., Leonardos O.H. (1936) - Notas sobre as esmeraldas da Fazenda das Lages, Itaberaí, Goiás. *Min. Metal.*, **1**, 147-151.
- Leonardos O.H.Jr., Oliveira C.G. (1991) - Gold deposits and shear zone relationships in the Precambrian of Brazil. In: Brazil Gold'91, Ladeira E.A. (ed.), Belo-Horizonte, Brazil, Balkema, Rotterdam, 167-169.
- Lima Junior E.A., Deus W.T., Priori R.S. (1984) - Gemas no estado de Goiás : ocorrências e estudos gemológicos. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, SBG (ed.), 5027-5039.
- Machado N., Noce C.M., Belo de Oliveira O.A., Ladeira E.A. (1989) - Evolução geológica do Quadrilátero no Arqueano e Proterozóico inferior com base em geocronologia U-Pb. In: Anais do V Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Brasília, SBG/MG, **10**, 1-5.
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M. (1984) - Província Tocantins (Setores Central e Sudeste). In: O Pré-Cambriano do Brasil, Almeida F.F.M., Hasui Y. (eds.), Edgard Blücher, São Paulo, 205-264.
- Marini O.J., Queiroz E.T. (1991) - Main geologic-metallogenetic environments and mineral exploration in Brazil. *Ciência e cultura*, **43**, 153-161.
- Marshak F., Alkmin F.F. (1989) - Proterozoic contraction/extension of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**, 555-571.
- Martin-Izard A., Paniagua A., Moreiras D. (1995) - Metasomatism at a granitic pegmatite-dunite contact in Galicia: the Franqueira occurrence of chrysoberyl (alexandrite), emerald, and phenakite. *Can. Mineral.*, **33**, 775-792.
- Mascarenhas J.F. (1979) - Evolução geotectônica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. In: Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia, Textos basicos, Inda H.A.V., Barbosa J.F. (eds.), S.M.E. Salvador, Brasil, **2**, 55-165.
- Mascarenhas J.F., Conceição Filho V.M., Griffon J.C. (1992) - Contribuição à geologia do Grupo Jacobina, região Jacobina/Pindobaçu. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SBG (ed.), **2**, 141-142.
- Mascarenhas J.F., Pedreira A.J., Misi A., Motta A.C., Sá J.H.S. (1984) - Província São Francisco. In: Almeida F.F.M., Hasui Y., O Pré-Cambriano do Brasil, Blücher E. (ed.), São Paulo, 46-122.
- Mascarenhas J.F., Silva E.F.A. da (1994) - Greenstone belt de Mundo Novo : caracterização e implicações metalogeneticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco, Salvador, CBPM, Série Arquivos Abertos, **5**, 20 p.
- Mendes J.C., Svisero D.P. (1988) - As inclusões cristalinas e fluidas da esmeralda de Santa Terezinha de Goiás e seu significado geológico. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG (ed.), **1**, 384-402.
- Miyata T., Hosaka M., Chikayama A. (1987) - On the inclusions in emeralds from Santa Terezinha de Goiás, Brazil. *J. Gemm.*, **20**, 377-379.
- Moreira M.D., Santana A.J. de (1982) - O garimpo de Carnaíba - geologia e perspectivas. In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Bahia, SBG (ed.), **3**, 862-874.
- Morteani G., Grundmann G. (1977) - The emerald porphyroblasts in the penninic rocks of the central Tauern Window. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, **11**, 509-516.
- Mumme I.A. (1982) - The emerald. Mumme Publications, 135 p.
- Nicolini P. (1990) - Géologie et exploration minière. Tec. et Doc. Lavoisier, 589 p.
- Nwe Y.Y., Grundmann G. (1990) - Evolution of metamorphic fluids in shear zones: the record from the emeralds of Habachtal, Tauern window, Austria. *Lithos*, **25**, 281-304.
- Ohmoto H., Rye R.O. (1979) - Isotopes of sulfur and carbon. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Barnes H.L., (ed.) Wiley New-York, 509-567.
- Ottaway T.L., Wicks F.J., Bryndzia L.T., Kyser T.K., Spooner E.T.C. (1994) - Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposit in Colombia. *Nature*, **369**, 552-554.

- Phillips A.H., Hess H.H. (1936) - Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous rocks. *Amer. Mineral.*, **21**, 333-362.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Machado N., Fuck R.F., Ribeiro R.R., Viana M.G. (1993) - Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás : implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no centro-oeste. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília, Brasil, SBG (ed.), Resumos, 255-256.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. (1991) - U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**, 321-335.
- Ribeiro A.C., Sá W.L. (1983) - Garimpos de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás. In: Garimpos do Brasil, Schmalz W.H., Guimarães G., (eds.), Brasília, DNPM/DFPM, **5**, 269-283.
- Ribeiro-Althoff A.M., Cheilletz A., Giuliani G., Féraud G., Zimmermann J.L., Barbosa-Camacho G., Robert P. (1996) - Ages K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des gisements d'émeraude du Brésil. In: 16e RST, Orléans, Résumés, p. 68.
- Robb J.J., Robb V.M. (1986) - Archaean pegmatite deposits in the North-Eastern Transvaal. *Mineral. Deposits Southern Africa*, 437-449.
- Robert F., Sheahan P.A., Green S.B. (1990) - Greenstone gold and crustal evolution. Nuna Conference volume, Robert F., Sheahan P.A., Green S.B. (eds.), Proceedings, 252 p.
- Roever de E.W.F., Kieft C., Murray E., Klein E., Drucker W.H. (1976) - Surinamite, a new Mg-Al silicate from the Bakhuis Mountains, Western Surinam. I. Description, occurrence, and conditions of formation. *Amer. Mineral.*, **61**, 193-197.
- Romano A.W., Bertrand J.M., Michard A., Zimmermann J.L. (1991) - Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénèse transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du "Quadrilatère ferrifère" (Minas Gerais, Brésil). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **313**, (2), 1195-1200.
- Rossi P., Andrade G.F., Cocherie A. (1992) - The 1.58 Ga A-Type granite of Serra da Mesa (GO): an example of "NYF" fertile granite pegmatite. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, SBG (ed.), Resumos Expandidos, 389-390.
- Rudowski L. (1989) - Pétrologie et géochimie des granites transamazoniens de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil) et des phlogopitites à émeraude associées. Thèse Doctorat, Université Paris VI, 291 p.
- Rudowski L., Fontelles M. (1988) - Existence de deux séries évolutives distinctes dans les granites peralumineux de Campo Formoso, et leur relations avec le granite de Carnaíba et les minéralisations à émeraude (Serra da Jacobina, Bahia, Brésil). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **307**, (2), 8, 935-940.
- Rudowski L., Giuliani G., Sabaté P. (1987) - Les phlogopitites à émeraude au voisinage des granites de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil) : un exemple de minéralisation protérozoïque à Be, Wo et W dans les ultrabasiques métasomatées. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **304**, (II), 1129-1134.
- Rudowski L., Soler P., Fontelles M., Giuliani G. (1990) - The emerald deposits of Carnaíba and Socotó (Serra de Jacobina, Bahia, Brazil). Unpublished paper.
- Rupasinghe M.S., Dissanayake C.B. (1985) - Charnockites and the genesis of gem minerals. *Chem. Geol.*, **53**, 1-16.
- Sabaté P. (1995) - Estrutura e tectónica do embasamento arqueano e proterozoico inferior do craton São Francisco. In: Barbosa J.S.F., Domingues J.M.L. (eds.), Mapa geológico da Bahia a escala 1/1.000.000, Texto explicativo, Cap. X, 136-157.
- Sabaté P., Marinho M.M., Vidal Ph., Caen-Vachette M. (1990) - The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. *Chem. Geol.*, **83**, 325-338.
- Santana A.J. (1981) - Projeto Carnaíba (1ª e 2ª etapas), Volume 1 (textos e mapas). Convênio SME / CBPM, Salvador, Brasil, Inedito.
- Santana A.J., Moreira M.D., Couto P.A. (1995) - Esmeralda de Carnaíba e Socotó, Bahia : geologia e potencialidade econômica. Série Arquivos Abertos, CBPM, N° 9, 26 p.
- Santos E.J., Brito Neves B.B. (1984) - Província Borborema. In: O Pré-Cambriano do Brasil, Almeida F.F.M., Hasui Y. (eds), Edgard Blücher, São Paulo, 123-186.
- Santos R.A., Souza I.D. (1985) - Vitória da Conquista, Folha SD.24-Y-A. Região Nordeste. In: Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Escala 1:250.000, Texto e mapas, Brasília, 15 p.
- Scherba G.N. (1970) - Greisens. *Int. Geol. Rev.*, **12**, 2, 114-150 et 3, 239-255.
- Schorscher H.D., Guimarães P.F. (1976) - Estratigrafia e tectônica do Supergrupo Minas e geologia do distrito ferrífero de Itabira. In: XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, SBG (ed.), Roteiro das Excursões, 75-86.
- Schorscher H.D., Leterrier J. (1980) - Metasomatic formation of granitic rocks: petrology and chemistry. In: 26th Intern. Geol. Congr., Paris, Abstracts, 1, p. 87.
- Schorscher H.D., Santana F.C., Polonia J.C., Moreira J.M.P. (1982) - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais state: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic Rocks. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic geologic evolution and metallogenesis, Salvador, Bahia, Brazil, Excursions Annexes, 43 p.
- Schwarz D. (1986) - Classificação genética das ocorrências de esmeralda. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, SBG (ed.), **4**, 1854-1862.
- Schwarz D (1987) - Esmeraldas - Inclusões em gemas. Imprensa Universitária UFOP, Ouro Preto, 450 p.
- Schwarz D., Kanis J., Kinnaird J. (1996) - Emerald and green from Central Nigeria. *J. Gemm.*, **25**, 117-141.
- Schwarz D., Mendes J.C. (1985) - Estudo comparativo das inclusões nas esmeraldas de Itabira e Santa Terezinha. In: Anais 3º Simpósio Geologia Minas Gerais, Brasil, 154-164.
- Sena F.O. (1991) - Gold mineralization of northeastern Bahia, Fazenda Brasileiro, Fazenda Maria Preta and Jacobina gold mines. Brazil Gold'91 field trip guide book, 55 p.
- Sheppard S.M.F. (1977) - The Cornubian batholith, SW England: D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of kaolinite and other alteration minerals. *J. Geol. Soc. London*, **133**, 573-591.
- Sheppard S.M.F. (1984) - Stable isotope studies of formation waters and associated Pb-Zn hydrothermal ore deposits. In: Thermal phenomena in sedimentary basins, Durand D., Technip (ed.), Paris, 301-317.
- Sinkankas J. (1976) - Gemstones of North America. Van Nostrand Reinhold publishers, New-York, 2 vol., 494 p.

- Sinkankas J., Read P. (1986) - Beryl. Butterworths Gem Books, 225 p.
- Sliwa A.S., Nguluwe C.A. (1984) - Geological setting of Zambian emerald deposits. *Precambrian Research*, 25, 213-228.
- Smirnov V.L. (1977) - Ore deposits of the U.S.S.R., Deposits of beryllium. Pitman publications, England, 3, 320-371.
- Souza de J.L. (1990) - Mineralogia e geologia da esmeralda da jazida de Itabira, Minas Gerais. *Rev. Escola Minas*, 43, 31-50.
- Souza de J.L., Mendes J.C., da Silveira Bello R.M., Svisero D.P., Valarelli J.V. (1992) - Petrographic and microthermometrical studies of emeralds in the "Garimpo" of Capoeirana, Nova Era, Minas Gerais State, Brazil. *Mineral. Deposita*, 27, 161-168.
- Souza de J.L., Mendes J.C., Garibaldi E., Svisero D.P. (1989) - Aspectos geológicos da área do garimpo de Capoeirana, Nova Era : uma nova ocorrência de esmeralda em Minas Gerais. In: 5º Simpósio de Geologia do Núcleo de Minas Gerais / 1º Simpósio do Núcleo de Brasília, Brasil, SBG (ed.), Resumos expandidos, 94-98.
- Souza de J.L., Svisero D.P. (1987) - Estudo óptico e roentgenográfico de inclusões de esmeraldas da jazida de Itabira, Minas Gerais. In: Anais 4º Simpósio Geologia Minas Gerais, Brasil, 329-342.
- Souza J.O., Leão Neto R. (1983) - Mapeamento geológico na area do garimpo de Santa Terezinha de Goiás. Relatório MME/DNPM/CPRM, Goiânia, Brasil, Inédito.
- Tapia-Calle C.H. (1995) - Processamento integrado de dados geofísicos e geoquímicos da região de Santa Terezinha de Goiás. Tese de mestrado, Universidade de Brasília, nº 103, 91 p.
- Teixera W., Figueiredo M.C.H. (1991) - An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, 53, 1-22.
- Van Landingham S.L. (1984) - Geology of world deposits. Van Nostrand Reinhold Publishers, New-York, 406 p.
- Vauquelin N.L. (1798) - Analyse de l'aigue-marine, ou béryl et découverte d'une terre nouvelle dans cette pierre. *Ann. Chimie*, 26, 155-170.
- Vine J.D., Tourtelot E.B. (1970) - Geochemistry of black-shales deposits. A summary report. *Econ. Geol.*, 65, 253-272.
- Webster R. (1983) - Gems: their sources, descriptions and identification. Butterworths, London, 1029 p.
- Wedepohl K.H. (1978) - Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, II-1, 4, 56 p.

Planche 1 / Plate 1

Photo 1. - Vue panoramique du garimpo à émeraude de Socotó en 1987 (Bahia). Le gisement est situé dans une écaïlle de serpentinite (sp) prise dans le socle archéen granito-gneissique (s). Au dernier plan, on distingue la série volcano-sédimentaire de la Serra de Jacobina (svs) qui chevauche le socle. Photo prise vers l'est.

Photo 1. - General view of the Socotó prospecting pit in 1987 (Bahia). The deposit is located in an imbricated structure composed of serpentinite (sp) within the Archean granito-gneissic basement (s). In the background one can distinguish the Serra de Jacobina volcano-sedimentary sequence (svs) thrust over the basement. View to the east.

Photo 2. - Phlogopite à émeraude de l'indice de Tauá (Ceará). Injection de filons de pegmatite (p) dans les talcschistes (ts). L'infiltration hydrothermale provoque la phlogopitisation (ph) du talcschiste.

Photo 2. - Emerald-bearing phlogopite from the Tauá occurrence (Ceará). Injection of pegmatite veins (p) within the talc schists (ts). The hydrothermal infiltration induces the phlogopitization (ph) of the talc schist.

Photo 3. - Formation de phlogopites (ph) suivant des plans de fractures qui affectent des talcschistes (mine de Pombos, Anagé, Bahia). En bordure de la zone de phlogopite, les talcschistes (ts) sont phlogopitisés (tsp).

Photo 3. - Formation of phlogopites (ph) along fracture planes which affect talc schists (Pombos mine, Anagé, Bahia). The talc schists (ts) are phlogopitized (tsp) at the edge of the phlogopite zone.

Photo 4. - Filon de plagioclase (pl) recoupant les serpentinites (sp) de l'indice à émeraude de Pirenópolis (Goiás). Une zone de phlogopite (ph) se développe au contact de la plagioclase.

Photo 4. - Plagioclase vein (pl) cutting serpentinites (sp) of the Pirenópolis emerald occurrence (Goiás). A phlogopite zone (ph) is formed along the contact with the plagioclase.

Photo 5. - Minerai carbonaté et à phlogopite du gisement d'émeraude de Santa Terezinha (Goiás). La phlogopitisation (ph) souligne la foliation des talcschistes carbonatisés (stc). Des lentilles de carbonates (ld) s'observent dans les talcschistes.

Photo 5. - Carbonated and phlogopite-rich ore of the Santa Terezinha emerald deposit (Goiás). The phlogopitization (ph) follows the foliation of the talc schists (stc). Carbonate lenses (ld) are observed within the talc schist.

Photo 6. - Détail de la photo 5 montrant l'injection "lit-par-lit" des fluides hydrothermaux selon les plans de foliation. La phlogopitisation affecte les talcschistes carbonatisés (stc) et les lentilles de carbonates (ld).

Photo 6. - Detail of photo 5 showing the "bed-by-bed" fluid injection along foliation planes. The phlogopitization affects the carbonated talc schists (stc) and the carbonate lenses (ld).

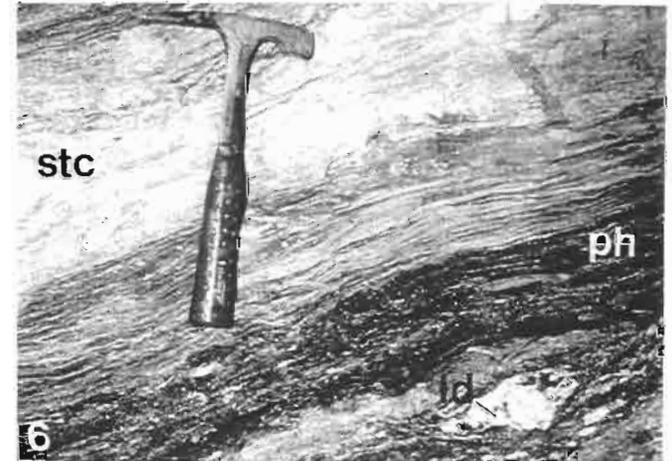
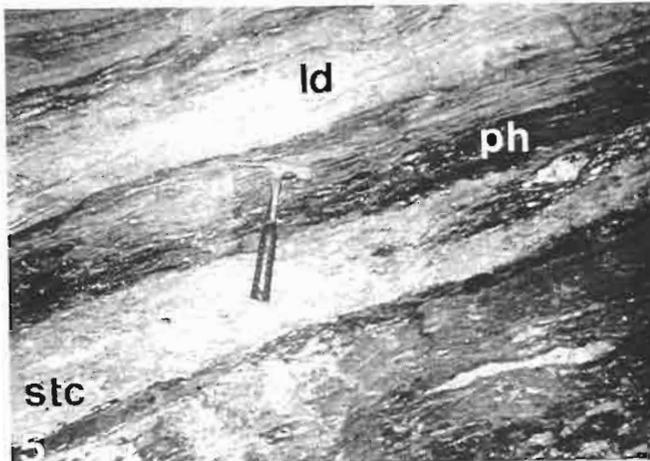
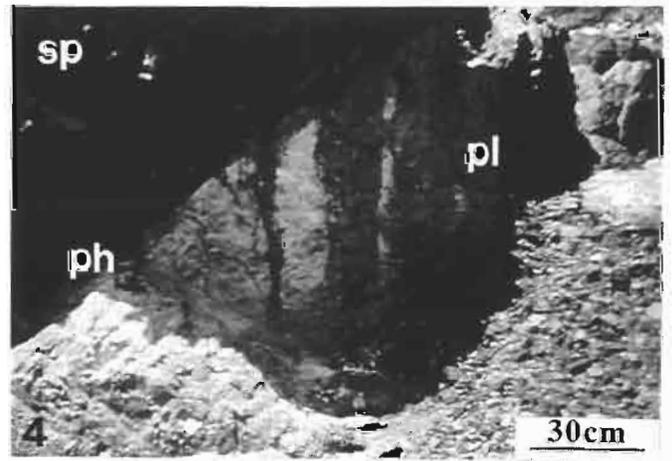
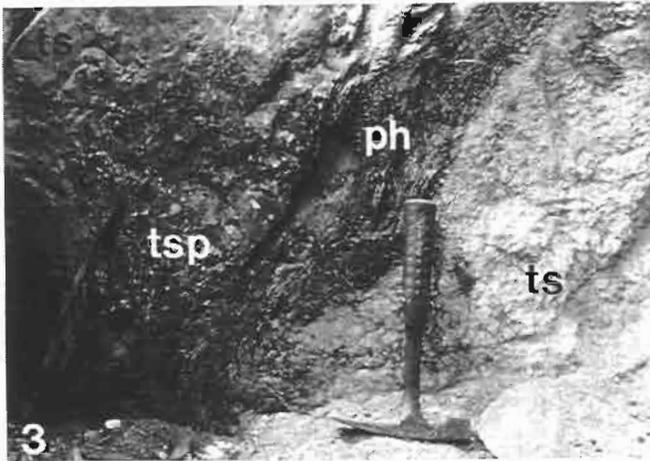


Planche 2 / Plate 2

Photo 1. - Veine de plagioclase (pl) à émeraude (e). Mine de Trecho Velho (Carnaíba, Bahia).

Photo 1. - Emerald (e) -bearing plagioclase vein (pl). Trecho Velho mine (Carnaíba, Bahia).

Photo 2. - Cristaux d'émeraude (e) dispersés dans une veine à tourmaline (t) et plagioclase. Mine de Socotó (Bahia).

Photo 2. - Dispersed emerald crystals (e) in a tourmaline (t) -plagioclase vein. Socotó mine (Bahia).

Photo 3. - Association minérale typique du district à émeraude de Carnaíba (Bahia). L'émeraude (e) est étroitement associée à la molybdénite (m) et l'apatite (a) dans une zone de phlogopite grossière (ph). Mine de Trecho Novo (Carnaíba, Bahia).

Photo 3. - Typical mineral association of the Carnaíba emerald mining district (Bahia). The emeralds (e) are closely associated with molybdenite (m) and apatite (a) in a coarse-grained phlogopite (ph). Trecho Novo mine (Carnaíba, Bahia)

Photo 4. - Cristal d'émeraude (e) contenu dans un quartzite (q). Mine de Bica (Carnaíba, Bahia).

Photo 4. - Emerald crystal (e) contained in a quartzite (q). Bica mine (Carnaíba, Bahia).

Photo 5. - Minerai à molybdénite de Carnaíba (Mine de Marota, Bahia). Les cristaux de molybdénite (m) sont contenus dans une gangue de phlogopite grossière (ph).

Photo 5. - Carnaíba molybdenite ore (Marota mine, Bahia). Molybdenite crystals (m) are contained in a coarse-grained phlogopite (ph).

Photo 6. - Minerai carbonaté à émeraude du gisement de Santa Terezinha (Goiás). La phlogopitisation (ph) affecte l'ensemble du talcschiste (ts) et l'émeraude (e) est disséminée dans la roche.

Photo 6. - Carbonated ore of Santa Terezinha emerald deposit (Goiás). The phlogopitization (ph) affects the whole of the talc schist (ts) and the emeralds (e) are disseminated in the rock.

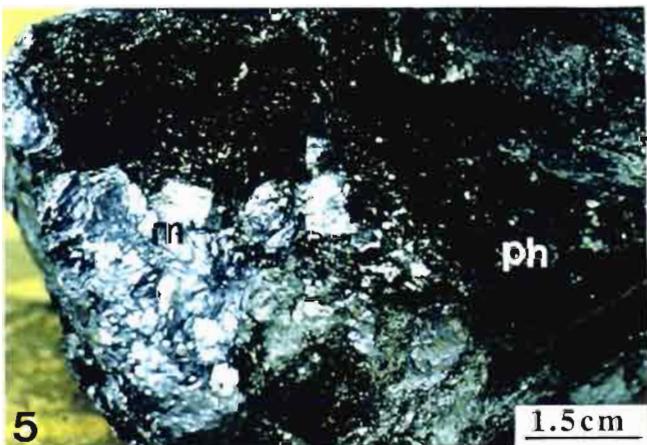
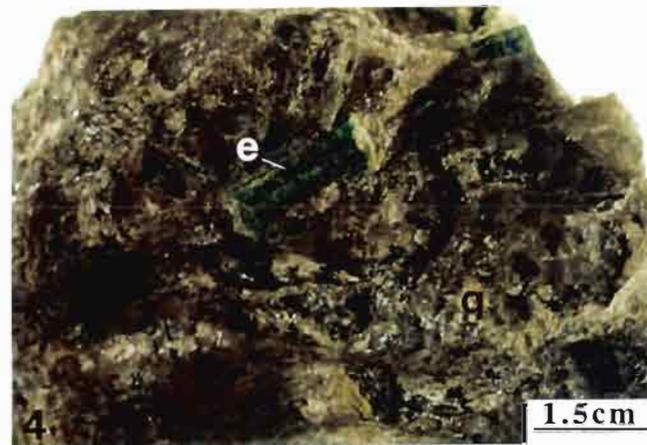
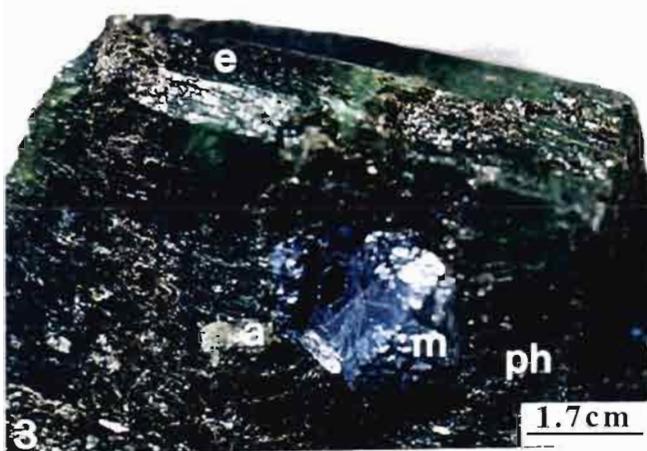
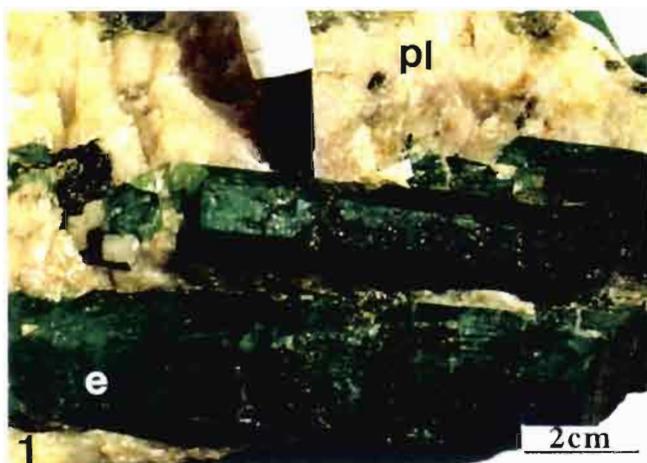


Planche 3 / Plate 3

Photo 1. - Phlogopitites (Ph) qui résultent de la circulation de fluides le long des plans de foliation et de contact entre les talcschistes carbonatisés (STC) et les lentilles de dolomite (LD). Une succession de petites zones infiltrées (ZI) correspondant à une injection et une circulation de fluides "lit-par-lit" peut-être observée. La phlogopitite (Ph) est riche en pyrite ; l'éméraude a précipité dans les LD et les STC. Garimpo de Trecho Novo (Puits 167). Gisement d'éméraude de Santa Terezinha (Goiás).

Photo 1. - Phlogopitites (Ph) that illustrate the circulation of fluids along the foliation planes and the lithologic contacts between the carbonatized talc schist (STC) and pockets of dolomite (LD). A succession of small infiltrated zones (ZI) corresponding to a "bed-by-bed" fluid injection and circulation can be observed. The main phlogopitite "layer" (Ph) is pyrite-rich; emeralds are well developed in the LD and STC. Trecho Novo prospecting pits (167 galleries). Santa Terezinha emerald deposit (Goiás).

Photo 2. - Pli en fourreau typique rencontré dans le district minier de Santa Terezinha (Goiás). Sondage du garimpo Trecho Damião.

Photo 2. - Typical sheath fold from the Santa Terezinha emerald mining district (Goiás). Drill hole of Trecho Damião prospecting pit.

Photo 3. - Veine de pegmatite à tourmaline (Pg) recoupant des orthogneiss (Gn). Les talcschistes qui sont totalement phlogopitisés (Bi) contiennent une lentille de plagioclase (Fd). Garimpo à émeraude de Fazenda Açude (district d'Anagé, Bahia).

Photo 3. - Tourmaline-bearing pegmatite (Pg) cutting an augen gneiss (Gn). The talc schists are entirely phlogopitised (Bi) and contain a lens of plagioclase (Fd). Fazenda Açude emerald prospecting pit (Anagé district, Bahia).

Photo 4. - Veine de pegmatite (Pg) en cours de feldspathisation. La phlogopitite (Ph) se développe sur l'éponte du filon qui a subi une albitisation (Ab) dans sa partie externe. La partie centrale de la veine contient toujours du quartz pegmatitique. Mine de Bode (district de Carnaíba, Bahia).

Photo 4. - Pegmatite vein (Pg) undergoing feldspathization. The phlogopitite (Ph) develops on the vein wall which shows albitization (Ab) of its outer part. The central part of the vein always contains pegmatitic quartz. Bode mine (Carnaíba district, Bahia).

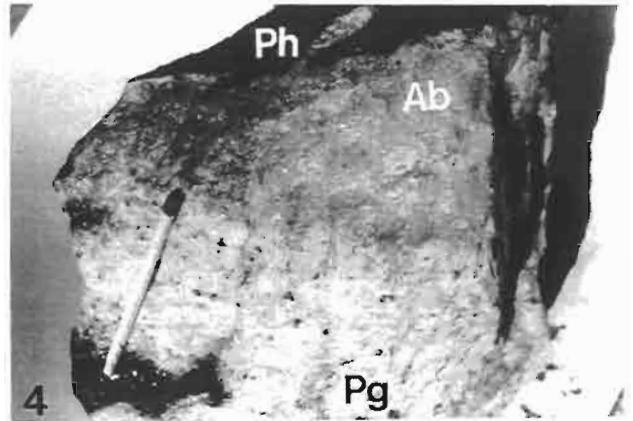
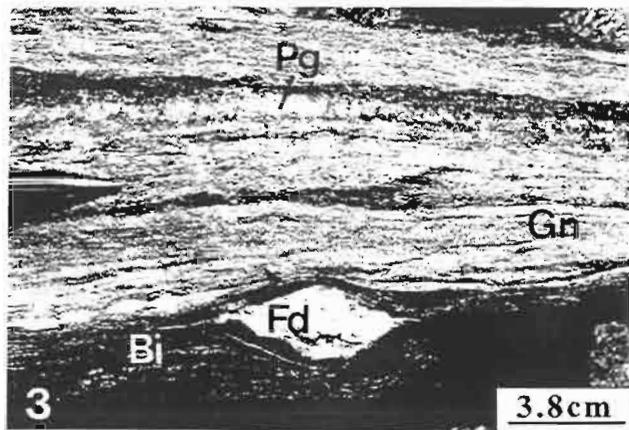
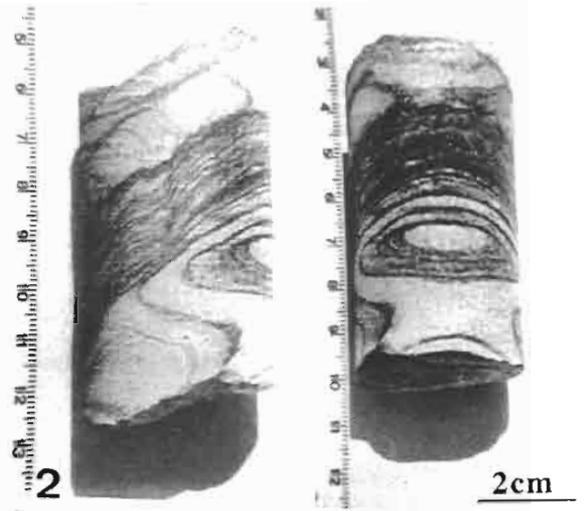
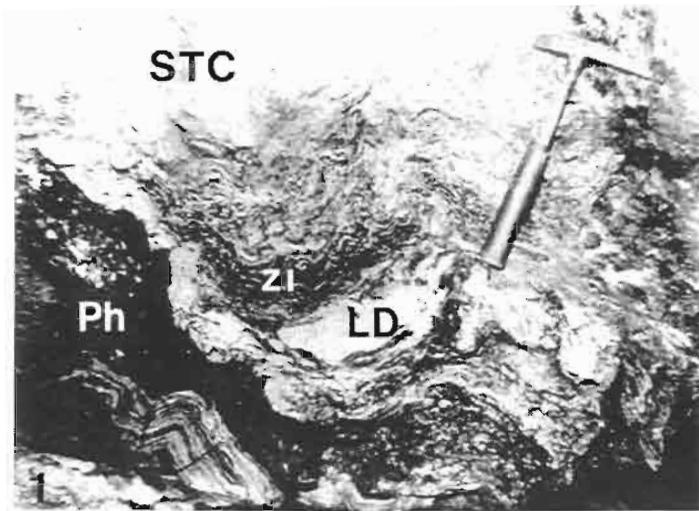


Planche 4 / Plate 4

Photo 1. - Cavité d'inclusion fluide contenant des précipitats de sels (S) de composition Cl (Ca, Fe, K). Émeraude de Socotó (Bahia). Photo réalisée au microscope électronique à balayage (MEB).

Photo 1. - Fluid inclusion cavity containing precipitates of salts (S) with a Cl (Ca, Fe, K) composition. Socotó emerald (Bahia). Photo taken under scanning electron microscope (SEM).

Photo 2. - Cavité d'inclusion fluide contenant des précipitats de sels (S) de composition Cl (Ca, Fe, Mn). Émeraude de Socotó (Bahia). Photo MEB.

Photo 2. - Fluid inclusion cavity containing precipitates of salts (S) with a Cl (Ca, Fe, Mn) composition. Socotó emerald (Bahia). SEM photo.

Photo 3. - Cavité d'inclusion fluide tubulaire contenant deux sels (S) de composition NaCl. Émeraude de Socotó (Bahia). Photo MEB.

Photo 3. - Tubular fluid inclusion cavity containing two salts (S) of NaCl composition. Socotó emerald (Bahia). SEM photo.

Photo 4. - Cristal de sylvite (KCl) contenu dans une cavité d'inclusion fluide. Spectre-X du Cl. Émeraude de Socotó (Bahia). Photo MEB.

Photo 4. - Sylvite crystal (KCl) contained within a fluid inclusion cavity. X-ray spectrum of Cl. Socotó emerald (Bahia). SEM photo.

Photo 5. - Cavité d'inclusion fluide tubulaire englobant des cristaux de phlogopite (Ph). Émeraude de Socotó (Bahia). Photo MEB.

Photo 5. - Tubular fluid inclusion cavity including phlogopite crystals (Ph). Socotó emerald (Bahia). SEM photo.

Photo 6. - Inclusion solide d'émeraude (E) qui a permis la formation d'une cavité d'inclusion fluide. Émeraude de Carnaíba (Bahia). Photo MEB.

Photo 6. - Emerald solid inclusion (E) which permitted the formation of a fluid inclusion cavity. Carnaíba emerald (Bahia). SEM photo.

Photo 7. - Inclusions fluides primaires piégées suivant l'axe-c du cristal d'émeraude. La phase liquide est composée de sulfate et d'H₂O, et la phase gazeuse de H₂O, CO₂ et N₂. Indice de Coqui (Ceará).

Photo 7. - Primary fluid inclusions trapped along the c-axis of a emerald crystal. The liquid phase is composed of sulfate and H₂O, and the vapor phase of H₂O, CO₂ and N₂. Coqui occurrence (Ceará).

Photo 8. - Inclusion fluide primaire piégée par une émeraude de Socotó (Bahia). Elle comprend une phase gazeuse, liquide et un solide (carbonate). Ces inclusions fluides d'aspect indenté, sont dispersées dans des zones riches en inclusions de phlogopite (ph).

Photo 8. - Primary fluid inclusion trapped by a Socotó emerald (Bahia). It contains a vapor phase, a liquid and a solid (carbonate). These fluid inclusions are widespread within zones enriched in phlogopite inclusions (ph).

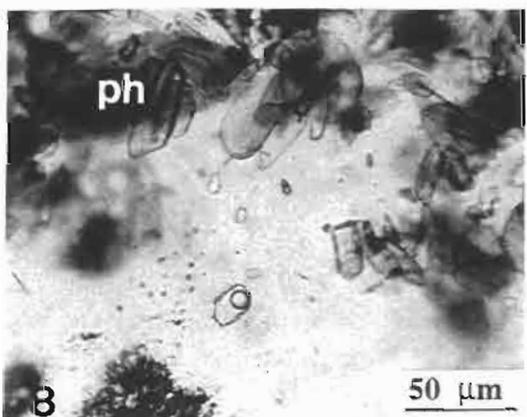
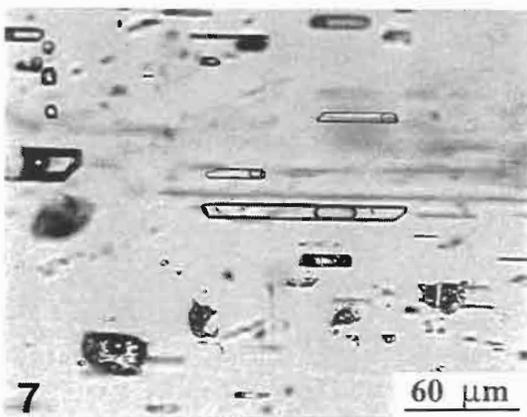
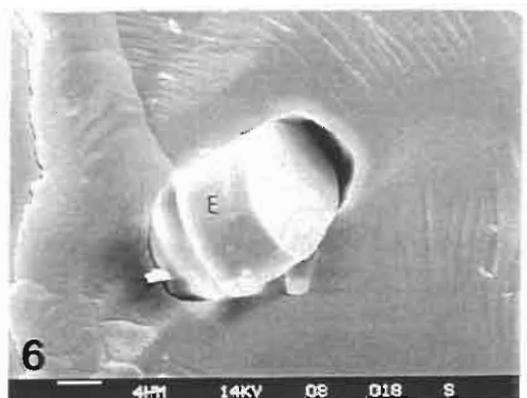
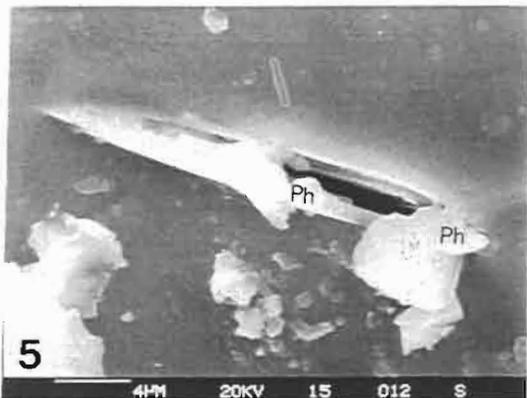
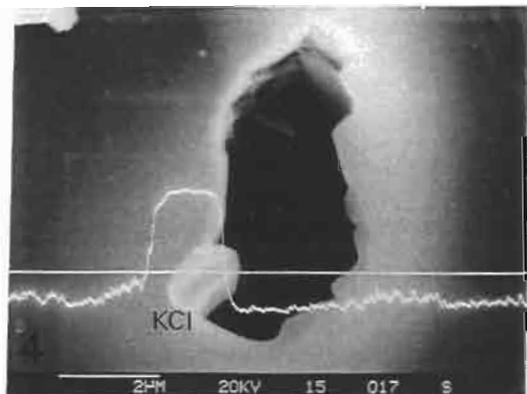
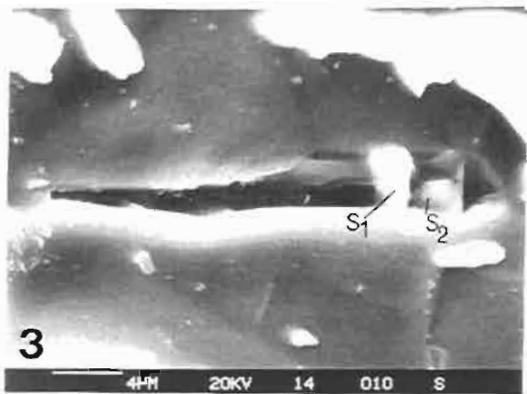
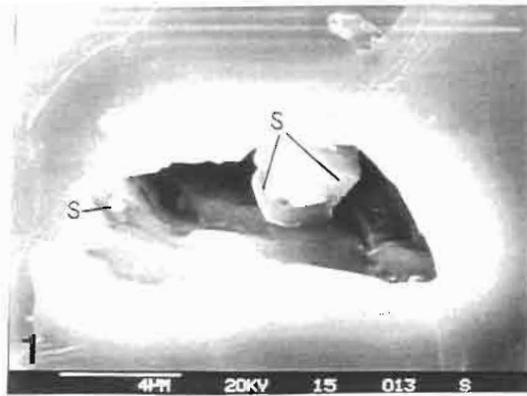


Planche 5 / Plate 5

Photo 1. - Inclusion solide de carbonate (Ca) de composition Ca (Mg, Fe) autour duquel s'est développée une cavité d'inclusion fluide. Émeraude de Santa Terezinha (Goiás). Photo MEB.

Photo 1. - Carbonate-solid inclusion (Ca, Mg, Fe composition) which permitted the formation of a fluid inclusion cavity. Santa Terezinha emerald (Goiás). SEM photo.

Photo 2. - Inclusions solides d'amphibole (Am) dans des cavités d'inclusions fluides. Émeraude de Santa Terezinha (Goiás). Photo MEB.

Photo 2. - Amphibole-solid inclusions (Am) within fluid inclusion cavities. Santa Terezinha emerald (Goiás). SEM photo.

Photo 3. - Cristaux de magnésio-chromite contemporains de la formation des cavités d'inclusions fluides. Émeraude de Santa Terezinha (Goiás). Photo MEB.

Photo 3. - Magnesio-chromite crystals coeval with the formation of fluid inclusion cavities. Santa Terezinha emerald (Goiás). SEM photo.

Photo 4. - Image X de répartition du chrome dans le champ de la photo 3.

Photo 4. - X-ray image of the chromium pattern in the field of photo 3.

Photo 5. - Cristaux de phlogopite (Ph) dans une cavité d'inclusion fluide. Émeraude de Santa Terezinha (Goiás). Photo MEB.

Photo 5. - Phlogopite crystals (Ph) within a fluid inclusion cavity. Santa Terezinha emerald (Goiás). SEM photo.

Photo 6. - Association de phlogopite (Ph) et de magnésio-chromite (MgCr) dans une cavité d'inclusion fluide. Émeraude de Santa Terezinha (Goiás). Photo MEB.

Photo 6. - Phlogopite (ph) and magnesio-chromite (MgCr) within a fluid inclusion cavity. Santa Terezinha emerald (Goiás). SEM photo.

Photo 7. - Inclusions fluides biphasées et aqueuses (aq) appartenant au système H₂O-NaCl et inclusions fluides monophasées et carboniques (c) appartenant au système CO₂-N₂ ± CH₄, piégées simultanément dans les zones de croissance d'une émeraude contenue dans des phlogopitites. Gisement de Santa Terezinha (Goiás).

Photo 7. - Biphased-aqueous fluid inclusions (aq) in the H₂O-NaCl system and monophased-carbonic fluid inclusions (c) in the CO₂-N₂ ± CH₄ system, trapped at the same time in the growth zones of an emerald-bearing phlogopitite. Santa Terezinha deposit (Goiás).

Photo 8. - Inclusions fluides primaires carboniques (système CO₂-N₂ ± CH₄) piégées dans une émeraude contenue dans des talcschistes. Gisement de Santa Terezinha (Goiás).

Photo 8. - Primary-carbonic fluid inclusions (CO₂-N₂ ± CH₄ system) trapped in an emerald contained within talc schists. Santa Terezinha deposit (Goiás).

