

|                     |   |
|---------------------|---|
| <b>Zeitschrift:</b> | Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =<br>Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie                                      |
| <b>Band:</b>        | 63 (1983)   |
| <b>Heft:</b>        | 2-3   |
| <b>Artikel:</b>     | Le gisement de pyrite-hématite de Valle Giove (Rio Marina, Ile d'Elbe, Italie) : (Contribution à la connaissance des gisements de Toscane -I), Partie 2 |
| <b>Autor:</b>       | Deschamps, Yves / Dagallier, Guy / Macaudière, Jean   |
| <b>DOI:</b>         | <a href="https://doi.org/10.5169/seals-48738">https://doi.org/10.5169/seals-48738</a>   |

#### Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

#### Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

#### Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 15.01.2026

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

## **Le gisement de pyrite-hématite de Valle Giove (Rio Marina, Ile d'Elbe, Italie) (Contribution à la connaissance des gisements de Toscane - I)\***

### **Partie 2\*\***

par *Yves Deschamps<sup>1,2</sup>, Guy Dagallier<sup>3</sup>, Jean Macaudière<sup>4</sup>,  
Christian Marignac<sup>3</sup>, Bernard Moine<sup>1,5</sup> et Francis Saupé<sup>6</sup>*

#### **C – Les minéralisations primaires de Valle Giove**

##### **I. Les particularités de la série locale support de la minéralisation**

La reconstitution de la série stratigraphique de la zone tectonique complexe de Valle Giove (Fig. 5) a impliqué l'utilisation simultanée de techniques pétrographiques, géochimiques et structurales. Elle montre que les minéralisations de ce gisement sont encaissées dans une série Verrucano très particulière, d'extension latérale réduite, beaucoup plus différenciée dans sa partie médiane que la série générale de l'Unité de Rio Marina (Fig. 2). Cette série sera décrite du bas vers le haut.

---

\* Cette publication résume le mémoire de thèse de Y. DESCHAMPS, réalisé dans le cadre du projet de l'A. T. P. «Formation et distribution des gisements», intitulé: «Géochimie du Verrucano supérieur et du Calcare cavernoso. Application à la province métallogénique toscane occidentale». (Contrat D 2842.)

\*\* Partie 1 voir Bull. Suisse Minéral. Pétrogr. 63, 149–165, 1983.

<sup>1</sup> Laboratoire de Pétrographie, Université Claude Bernard, 15-43, Boulevard du 11 Novembre, F-69621 Villeurbanne, France.

<sup>2</sup> Adresse actuelle: B. R. G. M., Tohamyam, Soudan.

<sup>3</sup> Laboratoire de Métallogénie, E. N. S. G., B. P. 952, F-54201 Nancy, France.

<sup>4</sup> Laboratoire de Pétrographie, E. N. S. G., B. P. 952, F-54201 Nancy, France.

<sup>5</sup> Adresse actuelle: Laboratoire de Minéralogie, 39 Allées Jules Guesde, F-31400 Toulouse, France.

<sup>6</sup> Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, C. N. R. S., B. P. 20, F-54501 Vandœuvre les Nancy Cedex (France). (Adresse pour les demandes de tirés à part.)

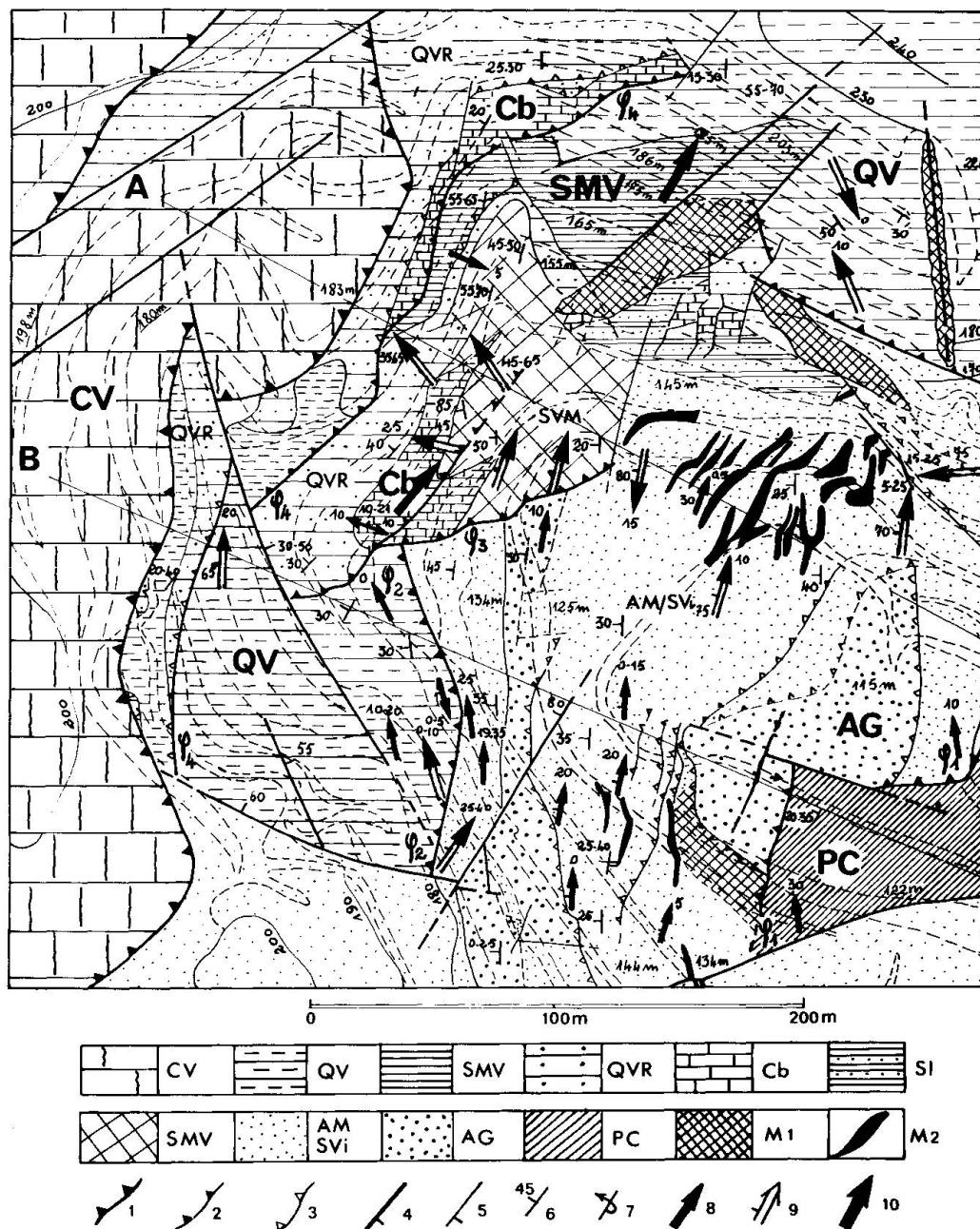


Fig. 5a

### I.I. ENSEMBLE ARÉNITIQUE

Les conglomérats polygéniques des *Anageniti grossolane* affleurent au cœur de grandes structures anticlinales et en grandes lentilles disloquées chevauchant les roches du Permocarbonifère (Fig. 5).

Ils passent vers le haut à un ensemble d'arénites phylliteuses à grain fin, schistosées, de microconglomérats et d'interlits schisteux violacés qui représentent les *Scisti violetti* et *Anageniti minute* avec une puissance réduite (50–60 m).

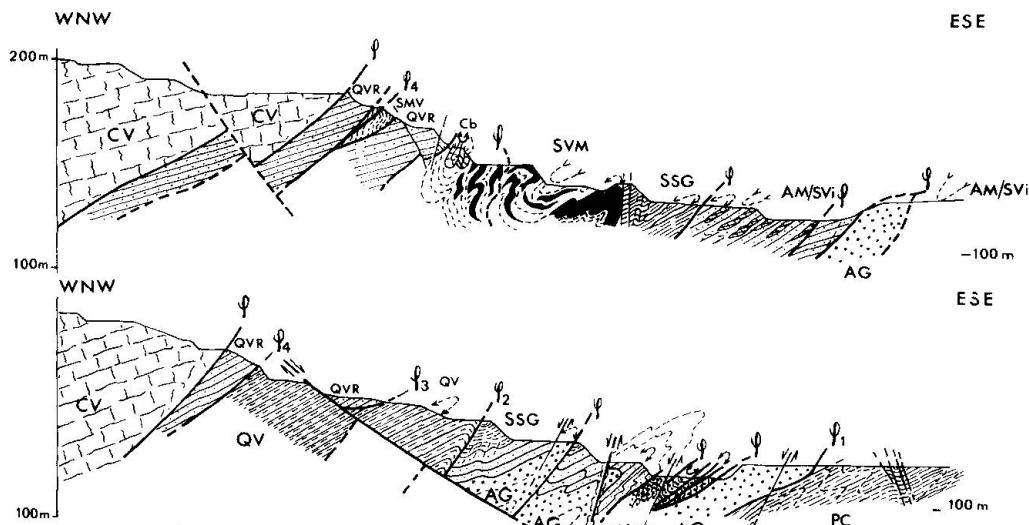


Fig. 5b

**Fig. 5** Carte (5a) et coupes (5b) géologiques simplifiées du gisement de Valle Giove.

**Formations:** CV = Calcare cavernoso; QV = Quartziti verdi; SMV = Schistes et marnes versicolores; QVR = Quartzites verts et rouges, arénites et lentilles carbonatées; Cb = Carbonates bréchoïdes; SI = Série litée; SVM\* = Schistes verts minéralisés; AM/SVi = Anageniti minute + Scisti violetti et Séries schisto gréseuse; AG = Anageniti grossolane; PC = Schistes de Rio Marina.

**Minerais de fer:** M1 = Amas et brèches à hématite dominante; M2 = Lentilles à adulaire-hématite.

**Structures:** 1 = Chevauchement du Calcare cavernoso; 2 = Chevauchements majeurs entre écailles; 3 = Chevauchements de second ordre; 4 = Failles normales principales; 5 = Failles normales secondaires; 6 = Schistosité  $S_2$ ; 7 = Flanc inverse de  $S_2$ ; 8 = Axe  $P_2$  et plongement du plan axial; 9 = Axe  $P_4$  et plongement du plan axial; 10 = Axe  $P_5$ .

\* non SMV comme porté par erreur dans la légende de la Fig. 5a.

**Fig. 5** Simplified geological map (5a) and sections (5b) of the Valle Giove Deposit.

**Formations:** CV = Calcare cavernoso; QV = Quartziti verdi; SMV = Variegated Schists and Marls; QVR = Green and Red Quartzites, sandstones and lenticular limestones; Cb = Brechoidal Carbonates; SI: Bedded Sequence; SVM\* = Green Mineralized Schists; AM/SVi = Anageniti minute + Scisti Violetti and schists/sandstones sequence; AG = Anageniti grossolane; PC = Rio Marina Schists.

**Iron Ores:** M1 = Bodies and breccias, mainly of haematite; M2 = Adularia-hematite lenses.

**Structures:** 1 = Calcare cavernoso overthrust; 2 = Major thrusts separating tectonic units; 3 = Second-order thrusts; 4 = Major normal faults; 5 = Second-order normal faults; 6 =  $S_2$  schistosity; 7 = Inversed limb of  $S_2$ ; 8 =  $P_2$  axis with dip of axial plane; 9 =  $P_4$  axis with dip of axial plane; 10 =  $P_5$  axis.

\* not SMV as erroneously in the legend of Fig. 5a.

Quelques faciès arénitiques particuliers, à biotite verte orientée, pyrite, feldspath potassique (adulaire néoformé), à caractères magnésiens et potassiques, existent déjà dans cette série (Tableau 1, Fig. 4a et 4b). Dans ce même ensemble s'intercalent de grosses *lentilles à hématite-adulaire*, de puissance métrique, concordantes avec leur encaissant. La coalescence de ces lentilles forme de puissantes masses minéralisées sur le versant Nord de la base du chantier (Fig. 5). L'origine de ces niveaux sera évoquée à propos du métamorphisme hydrothermal.

Un ensemble gréso-pélitique de schistes et silts quartzo-illitiques finement liés, d'une vingtaine de mètres de puissance («Série schistogréuseuse», Ssg: Fig. 2) fait suite vers le haut aux Anageniti minute et Scisti violetti typiques. Des faciès

riches en biotite verte dans ces niveaux annoncent la transition progressive aux termes suivants, porteurs des minéralisations stratiformes de Valle Giove.

## I.2. LES SCHISTES VERTS MINÉRALISÉS

(SVM: Fig. 2) constituent une formation très particulière, reconnue uniquement au cœur du gisement de Valle Giove (Fig. 5), où elle atteint une vingtaine de mètres de puissance. Cette formation représente sans doute le «niveau clé» pour la compréhension métallogénique du gisement. Les schistes verts minéralisés sont des roches sombres, verdâtres ou noirâtres, très phylliteuses. Un litage fin, parallèle au débit schisteux, est fréquemment souligné par de minces lits pyriteux. Des faciès plus massifs, à schistosité relativement fruste, et à cristaux de pyrite plus gros, forment la gangue d'amas métriques remobilisés, à écorce pyriteuse massive et hématite lamellaire centrale. L'origine de ces faciès sera évoquée ci-après. Des bancs d'arénites sombres, à grain fin ou parfois conglomératiques, alternent avec les faciès schisteux.

Vers le Nord-Est du gisement, une alternance de schistes verts ou violacés et de quartzites noirâtres ou rosés en bancs bien réglés («*Série litée*», Fig. 5a), encore riches en biotite verte, mais déjà beaucoup moins minéralisés, représente un équivalent latéral des Schistes Verts Minéralisés *s.s.*

Schistes et méta-arénites de la formation des Schistes Verts Minéralisés et de la Série litée se particulissent par l'abondance de biotite verte dont la composition a été précisée par des analyses à la microsonde (Tableau 2): il s'agit de biotites proches de la série annite-phlogopite, nettement magnésiennes ( $X_{Mg} = 0,57$  à  $0,70$ ). La formation de cette biotite verte marquant  $S_{0,1}$  et recristallisée dans  $S_2$  est clairement liée à l'épimétamorphisme alpin. On note aussi de petites quantités de chlorites orientées, à composition de brunsvigites (FOSTER, 1962) (Tableau 2). Le quartz et les micas blancs orientés existent aussi en quantités variables.

Dans les faciès les plus transformés au cours de l'hydrothermalisme, un important cortège de minéraux post-tectoniques, ni orientés ni déformés, se superpose aux associations nées du métamorphisme régional.

- De la *biotite verte recristallisée* forme de petits sphérolites dispersés dans l'adulaire néoformé; la composition de ces biotites reste très proche de la composition des biotites vertes primaires (Tableau 2).
- Des *chlorites sphérolitiques*, à composition de brunsvigites, légèrement plus magnésiennes que ferreuses ( $X_{Mg} = 0,5$  à  $0,6$ , Tableau 2), remplissent des amas ou des veinules sécantes.
- Des *épidotes prismatiques*, riches en fer ( $Ps_{30 \text{ à } 36}$ ), poussent dans les zones recristallisées.
- De l'*adulaire tardif*, très pur ( $Or_{94-97}$ ), en plages irrégulières et en veinules,

Tableau 2: Analyses à la microsonde électronique de quelques biotites vertes des schistes minéralisés de Valle Giove.  
 Table 2 Microprobe analyses of green biotites from the Green Mineralized Schists of Valle Giove.

|                                | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     |       |       |       |       |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                | a (2) | b (2) | c (1) | a (2) | b (2) | a (8) | b (2) | (3)   | (1)   | (1)   |
| SiO <sub>2</sub>               | 39.73 | 40.86 | 42.76 | 41.09 | 39.61 | 39.48 | 39.91 | 39.57 | 42.53 | 40.76 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.39 | 13.34 | 11.94 | 12.76 | 12.24 | 13.13 | 12.14 | 14.26 | 13.35 | 13.55 |
| FeO t                          | 17.04 | 13.04 | 12.94 | 13.93 | 13.76 | 17.44 | 17.74 | 16.93 | 14.42 | 15.08 |
| MnO                            | 0.20  | 0.15  | 0.28  | 0.14  | 0.18  | 0.20  | 0.12  | 0.09  | 0.15  | 0.31  |
| MgO                            | 14.63 | 17.91 | 18.13 | 17.48 | 16.60 | 13.88 | 14.47 | 14.50 | 16.54 | 16.52 |
| CaO                            | 0.00  | 0.07  | 0.00  | 0.05  | 0.05  | 0.03  | 0.02  | 0.05  | 0.04  | 0.02  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.01  | 0.06  | 0.07  | 0.03  | 0.00  | 0.03  | 0.04  | 0.00  | 0.00  | 0.05  |
| K <sub>2</sub> O               | 9.64  | 9.06  | 8.70  | 8.92  | 8.03  | 9.89  | 9.79  | 9.05  | 6.49  | 9.67  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.39  | 0.30  | 0.07  | 0.33  | 0.09  | 0.58  | 0.58  | 0.28  | 0.31  | 0.20  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.03  | 0.00  | 0.04  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.03  |
| Total                          | 96.03 | 94.79 | 94.90 | 94.74 | 90.54 | 94.70 | 94.80 | 94.73 | 95.82 | 96.20 |

Microsonde CAMEBAX - Université de Nancy I, tension de mesure 15 kV. Les nombres entre parenthèses indiquent le nombre d'analyses ponctuelles. Caractérisation des échantillons analysés : 1 (échantillon R828-a). Agrégats de biotite verte "ancienne" (a,b) et "recristallisée" (c) - 2 (échantillon R1011). Schistes verts à pyrite : biotite verte orientée (a), et en nuages de paillettes sur la périphérie de plages d'adulaire néoformées (b) - 3 (échantillon R950). Schiste vert, à lits gréseux, où la biotite orientée (a) se frange de microsphérolites (b) au contact de l'adulaire - 4 (échantillon R28). Schistes rubanés, avec lits "gréseux" à quartz-adulaire - "pustules" de biotite verte ± épidoite - 5 (échantillon R29). Schiste rubané avec lits "gréseux" à quartz - adulaire - biotite verte foliacée - épidoite - 6 (échantillon R873-b). Schiste à lits gréseux riches en épidoite ; sphérolites de biotite verte dans l'adulaire néoformé. Remarques : Si la teneur en Fe/Mg de ces biotites vertes varie d'un échantillon à l'autre, ou dans un même échantillon (1a et b), il n'apparaît pas en revanche de différences significatives de ce point de vue entre les biotites vertes "anciennes" ou "recristallisées" d'un même échantillon.

CAMEBAX Microprobe - Université de Nancy I, voltage : 15 kV. The numbers between parentheses indicate the number of measure points. Description of the analyzed samples : 1 (Sample R828a) Aggregate of green biotite : "primary" (a,b) and "recrystallized" (c). - 2 (Sample R1011) Green Mineralized Schist : oriented green biotite (a), and flakes surrounding neofomed adularia spots. - 3 (Sample R950) Green schist, with sandy layers, with oriented green biotite (a) fringed by microspherolites (b) along the contact with adularia. - 4 (Sample R28) Variegated schist, with "sandy" quartz adularia layers - "pimples" of green biotite and epidote. - 5 (Sample R29) Variegated schist with "sandy" quartz-adularia - foliated green biotite - epidote. - 6 (Sample R873b) Schist with "sandy", epidote-rich schist ; green biotite spherulites in neofomed adularia. N.B. The Fe/Mg ratio of these green biotites varies from sample to sample, even within the same sample (1a and b). However there is no significant difference of this ratio between "primary" and "recrystallized" green biotites of the same sample.

remplace les minéraux préexistants comme le quartz, les biotites vertes et les micas blancs. Quartz et micas blancs sont absents des faciès les plus transformés.

- De la *pyrite remobilisée* en gros cristaux, en amas massifs ou géodiques et en veinules sécantes.
- De l'*hématite lamellaire tardive*, en veinules et au cœur des amas remobilisés à pyrite.

Les Schistes Verts Minéralisés s'individualisent par des particularités géochimiques prononcées, notamment une richesse en Fe (minéraux et silicates), K et Mg inhabituelle. Les enrichissements en K et en (Mg + Fe) sont assez bien corrélés (Fig. 9). Le caractère magnésien accusé, principalement lié aux biotites vertes, ressort des analyses de roches brutes après soustraction du fer des minéraux. Les compositions actuelles des roches de cette série se situent approximativement sur une ligne muscovite-biotite (Fig. 9) et vont de termes riches en mica blanc (analyse R29, Tableau 1) jusqu'à des termes biotitiques, pratiquement purs (analyse R32, Tableau 1). On peut envisager à l'origine, pour une part, des sédiments riches en K et Mg, à chlorite - feldspath potassique ± illite et pyrite, transformés au cours de l'épimétamorphisme régional selon la réaction:



Comme on le verra plus loin, cette réaction n'explique cependant pas la formation des termes très biotitiques.

Les teneurs en éléments traces comme Ti, Cr, V, Ni, Zn et Cu, correspondent à celles de shales communs (Tableau 1); par contre, les teneurs élevées en Rb, dépassant 1000 ppm dans les roches très biotitiques, et en Ba, liées à l'adulaire tardif (environ 5000 ppm Ba dans l'adulaire pur), ne s'expliquent pas uniquement par la composition des sédiments initiaux envisagés. Le carbone organique est absent ( $C < 0,06\%$ ); de fortes teneurs en Li (37 à 715 ppm), conservées dans les biotites vertes (R32, Tableau 1), confirment l'hypothèse d'une sédimentation initiale riche en chlorite magnésienne (JAROUSSE, 1978). Les dosages du bore, élément marquant de la paléosalinité, restent peu exploitables en raison de la faible quantité d'illites à l'origine et probablement à cause de redistributions au cours du métamorphisme hydrothermal.

Les problèmes posés par l'origine de ces roches seront examinés en conclusion de cette section.

### I.3. ENSEMBLE CARBONATÉ ET QUARTZITI VERDI

Les Schistes Verts Minéralisés sont recouverts stratigraphiquement – en association spatiale étroite – par une lentille de carbonates dolomitiques («Série

*des Carbonates Bréchoïdes»), seconde particularité locale remarquable de la série Verrucano de Valle Giove (Cb: Fig. 2). La lentille carbonatée principale, qui atteint environ 15 m de puissance, affleure au cœur de la carrière, où elle forme la tête d'une structure anticlinale majeure de la phase D<sub>2</sub>. Une série tout à fait analogue constitue la semelle d'une autre écaille dans la partie haute de la carrière et chevauche localement les Quartziti verdi du haut de la série (Fig. 5). La série des carbonates bréchoïdes débute par une alternance de schistes et silts sombres peu carbonatés à quartz + mica blanc ± chlorite ± calcite et de lentilles carbonatées à quartz + mica blanc + calcite + chlorite Mg ± talc. S'y ajoutent des marnes litées et des calcschistes sombres dolomitiques (dolomite + talc + calcite ± chlorite).*

Dans la partie médiane de la série affleurent 3 à 4 m de carbonates dolomiques très purs, à débit noduleux caractéristique (Carbonates Bréchoïdes s.s.), emballés dans des lits chloriteux orientés (clinochlore). Le cœur des nodules, formé de dolomite pure largement recristallisée (Tableau 1), est enveloppé dans une écorce à talc + calcite, produits de la dédolomitisation des nodules par les solutions percolantes liées à l'hydrothermalisme tardif (cf. ci-après).

Quelques mètres de marnes verdâtres à quartz + mica blanc + chlorite + calcite et de schistes violacés à quartz + mica blanc + hématite pigmentaire, dans lesquels s'intercalent des lentilles de conglomérats calcitiques et talqueux couvrent l'ensemble.

La disparition latérale des roches de la série des carbonates bréchoïdes à partir du centre de la découverte est très rapide (Fig. 5a).

Les rapports atomiques Ca/Mg très proches de 1/1 (R119a, Tableau 1), la présence de dolomite résiduelle dans les faciès carbonatés les moins transformés, les faibles teneurs en Li dans les marnes (Tableau 1) permettent d'envisager à l'origine des sédiments dérivant d'un mélange quartz-illite/dolomite en proportions variables, depuis des termes quartzo-illitiques non carbonatés jusqu'à des dolomites très pures en milieu de série. La composition minéralogique actuelle des marnes peut s'interpréter par une réaction métamorphique du type (KULKE, 1977):



Des rapports B/Al élevés, probablement liés aux illites originelles, dénotent une sursalure nette du milieu de sédimentation.

Les sédiments porteurs des minéralisations stratiformes de Valle Giove sont donc étroitement surmontés par une sédimentation de milieu confiné, à tendance sursalée. Le caractère magnésien des carbonates s'accorde avec celui des Schistes Verts Minéralisés sous-jacents.

Un nouvel ensemble essentiellement quartzitique (quartzites brun-rouge à grain fin ou plus grossiers, très siliceux, et quartzites chloriteux verdâtres de la

«*Série des Quartzites Verts et Rouges*» (QVR: Fig. 2) recouvre la série des carbonates bréchoïdes. Dans cette série existent encore quelques lentilles carbonatées talqueuses, emballées dans des schistes et marnes bistres ou noires.

Le dernier terme local de la série particulière de Valle Giove est composé de faciès beaucoup plus phylliteux, la «*Série des Schistes et Marnes Versicolores*» (SMV: Fig. 2). Ces schistes et silts violacés, associés à des faciès carbonatés verdâtres à quartz + mica blanc + chlorite + calcite et à minces lits silteux calciques représentent d'anciens shales illitiques à fines intercalations dolomitiq-ues.

Les Schistes et Marnes Versicolores passent à leur tour, vers le haut, aux *Quartziti verdi* typiques (QV) en quelques mètres, par développement graduel des bancs quartzitiques.

Le dépôt des sédiments porteurs des minéralisations de Valle Giove est donc étroitement contrôlé par des conditions sédimentologiques particulières, caractéristiques d'un environnement local à tendances évaporitiques, alors que, dans le même temps, se poursuit une sédimentation détritique banale dans le reste de l'Unité de Rio Marina. La position stratigraphique des Schistes Verts Minéralisés peut être comparée à celle des Scisti verdi lagunaires des Monti Pisani (Carri- nien basal).

## ***II. Identification d'un stock de fer précoce dans le gisement de Valle Giove***

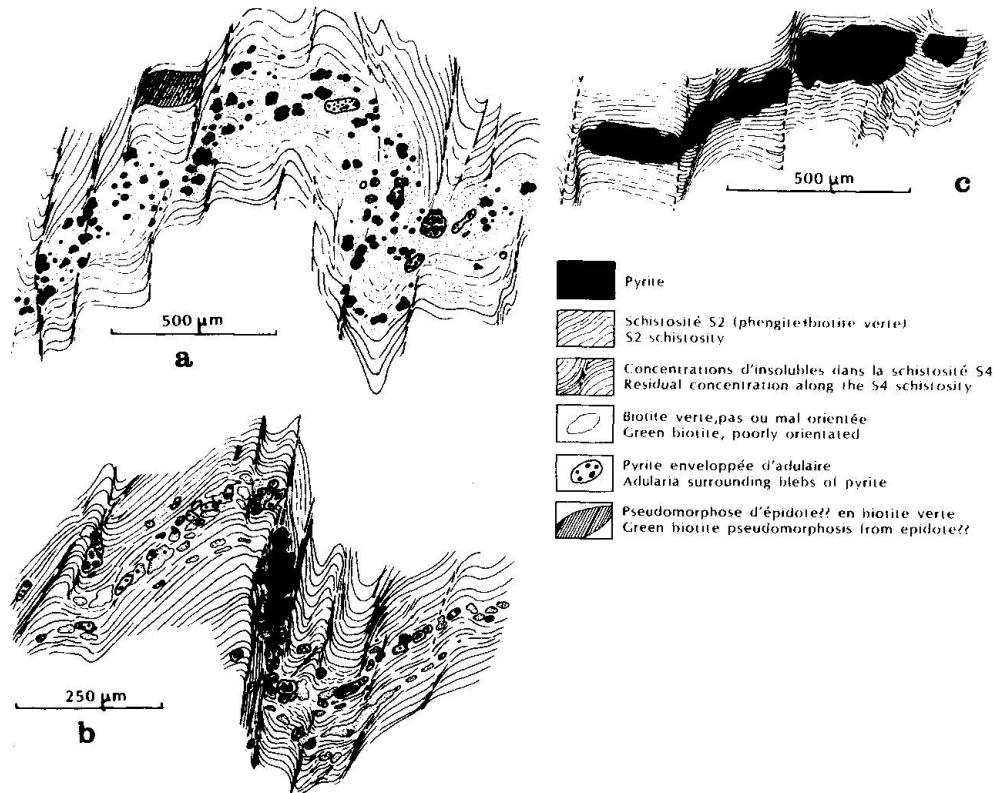
La minéralisation en pyrite/hématite du gisement de Valle Giove apparaît centrée sur un niveau stratigraphique particulier, les «Schistes Verts Minéralisés». Un faisceau d'arguments variés permet de considérer cette liaison comme primaire et d'assigner au stock métal présent dans le gisement une origine syn-génétique *s.l.*

### **II.1. ARGUMENTS LITHOSTRATIGRAPHIQUES**

La mise en évidence d'une liaison spatiale très stricte entre les minéralisations présumées primaires de Valle Giove et une sédimentation particulière d'extension limitée indique un contrôle étroit de ces minéralisations par un métallotecte sédimentaire (milieu bien localisé, à tendance évaporitique, au sein d'une grande série détritique).

### **II.2. ARGUMENTS STRUCTURAUX**

Les Schistes Verts Minéralisés contiennent constamment de fins lits pyri- teux. Observés au microscope, ces lits se présentent comme des chapelets de



*Fig. 6* Exemples de comportement de la pyrite disséminée dans les schistes, dans la déformation D<sub>4</sub>.

- a. Petit lit de biotite verte (avec un peu de mica blanc et de feldspath potassique) parallèle à S<sub>2</sub>, riche en pyrite, et affecté par un micropli P<sub>4</sub> (échantillon ELB-11).  
Noter la concentration résiduelle de pyrite dans S<sub>4</sub>, et les phénomènes de dissolution/remplacement par l'adulaire tardif.
- b. Lit à pyrite-biotite verte-adulaire dans un schiste à mica blanc, affecté par un micropli P<sub>4</sub> (échantillon ELB-1).  
Noter le comportement résiduel de la pyrite dans S<sub>4</sub>, et les phénomènes de dissolution/remplacement par l'adulaire tardif.
- c. Lit pyriteux dans une phyllade à phengite et biotite verte subordonnée (échantillon ELB-4).  
Noter que le lit a été affecté par P<sub>4</sub>, mais qu'une recristallisation tardive de la pyrite oblitère la structure.

*Fig. 6* Aspects of disseminated pyrite in relation with the deformation D<sub>4</sub>.

- a. P<sub>4</sub> microfold affecting a layer with pyrite - green biotite - adularia in a white mica schist (sample ELB-11).  
Notice the residual behavior of pyrite in the S<sub>4</sub> cleavage, and the replacement of pyrite by late adularia.
- b. Thin bed of green biotite (with minor white mica and K-feldspar) along S<sub>2</sub>, deformed by a P<sub>4</sub> microfold (sample ELB-1).  
Notice the residual behavior of pyrite in the S<sub>4</sub> cleavage, and the replacement of pyrite by late adularia.
- c. Pyrite layer in a phengite+green biotite phyllite (sample ELB-4).  
Notice the reformation of the layer by the cleavage S<sub>4</sub>, although recrystallization of pyrite is superimposed to the structures.  
Note that the layer is affected by the cleavage P<sub>4</sub>, although this structure is obliterated by the late crystallization of pyrite.

cristaux millimétriques automorphes, disposés strictement le long de S<sub>2</sub>, et liés de façon remarquable à des niveaux enrichis en biotite verte, voire des lits de biotitites. Ces niveaux sont affectés par la déformation D<sub>4</sub> dont ils épousent les moindres contorsions. Dans son état actuel, cette pyrite est de cristallisation tardive, obliterant S<sub>2</sub> et même S<sub>4</sub>. Il est cependant clair que son origine est plus

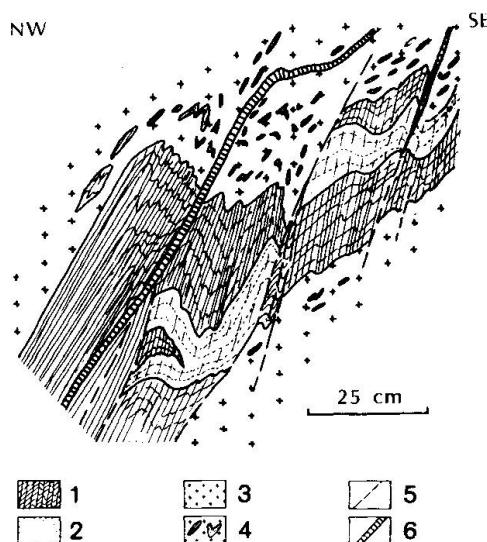


Fig. 7 Exemple des minerais pyriteux péné-concordants avec  $S_2$  par la phase  $D_4$  (Valle Giove, niveau 1). Dessin d'après photographie.

Les plis  $D_4$  sont ici vus en plan perpendiculairement à leur axe, vigoureusement redressé localement, en liaison avec un pli de la phase  $D_5$ .

1 = Schistes noirs (avec  $S_2$  et  $S_4$ ); 2 = Schistes verts pyriteux, avec fins rubans de pyrite soulignant  $S_2$ ; 3 = Minerai pyriteux massif (pyritite); 4 = Lentilles de schistes verts pyriteux soulignant les structures dans la pyritite; 5 = Cisaillements parallèles à  $S_4$ ; 6 = Veine à pyrite automorphe puis hématite.

Fig. 7 Example of  $D_4$  deformation of peneconcordant pyrite ore (Valle Giove, level 1). Redrawn from a photograph.

The  $D_4$  folds are seen in section, their axes being nearly verticalized in relation with a  $D_5$  folding event.

1 = Black schists (with  $S_2$  and  $S_4$ ); 2 = Green pyritous schists, with thin pyrite beds along  $S_2$ ; 3 = Massive pyrite ore (pyritite); 4 = Lenses of green pyritous schists following the structural pattern inside the pyritite; 5 = Shear zones along  $S_4$ ; 6 = Vein with idiomorphic pyrite and late hematite.

ancienne, puisque la pyrite se concentre dans la schistosité  $S_4$ , ce qui traduit un comportement résiduel dans les dissolutions qui accompagnent la schistogénèse (Fig. 6a, 6b); ou que les cristaux de pyrite, avant de recouper  $S_4$ , ont manifestement été affectés par le découpage en «microlithons» (Fig. 6c).

Les pyritites incluses dans les schistes verts montrent des relations analogues avec les schistosités; les phénomènes sont ici plus délicats à saisir, du fait de l'intensité des recristallisations hydrothermales d'âge tertiaire (cf. infra) et leurs manifestations ne se présentent plus qu'en reliques.

A l'échelle de l'affleurement, les pyritites sont stratiformes et sont affectées par la déformation  $D_4$  au même titre que les schistes verts qui en constituent l'encaissant. Au sein de ces pyritites, des lentilles de schistes verts assez particulières soulignent ces déformations (Fig. 7); elles contiennent des lits et agrégats de cristaux centimétriques de pyrite, dans une matrice de biotite verte à très fins cristaux, peu ou pas orientés, découpés par des couloirs de cisaillement schisteux à biotite verte/muscovite (Fig. 8a); cette disposition reflète vraisemblablement une différenciation lithologique initiale, et souligne que le matériau primaire dont sont issues les biotitites était compact et à grain extrêmement fin. Les pyrites sont ici encore plus ou moins blastiques localement sur  $S_2$ ; mais leurs relations avec la schistosité sont plus complexes, et montrent nettement que des «noyaux durs» occupaient précocement la position de la plupart des actuelles pyrites au sein de ces niveaux (Fig. 8a); la cristallisation antérieure à  $D_4$  de ces pyrites est par ailleurs certaine.

De l'ensemble de ces observations, on peut conclure que dans les Schistes Verts Minéralisés, la liaison fer-schistosité  $S_2$  est nettement antérieure aux déformations  $D_4$ ; la liaison stricte avec la lithologie initiale (biotitites vertes) rend

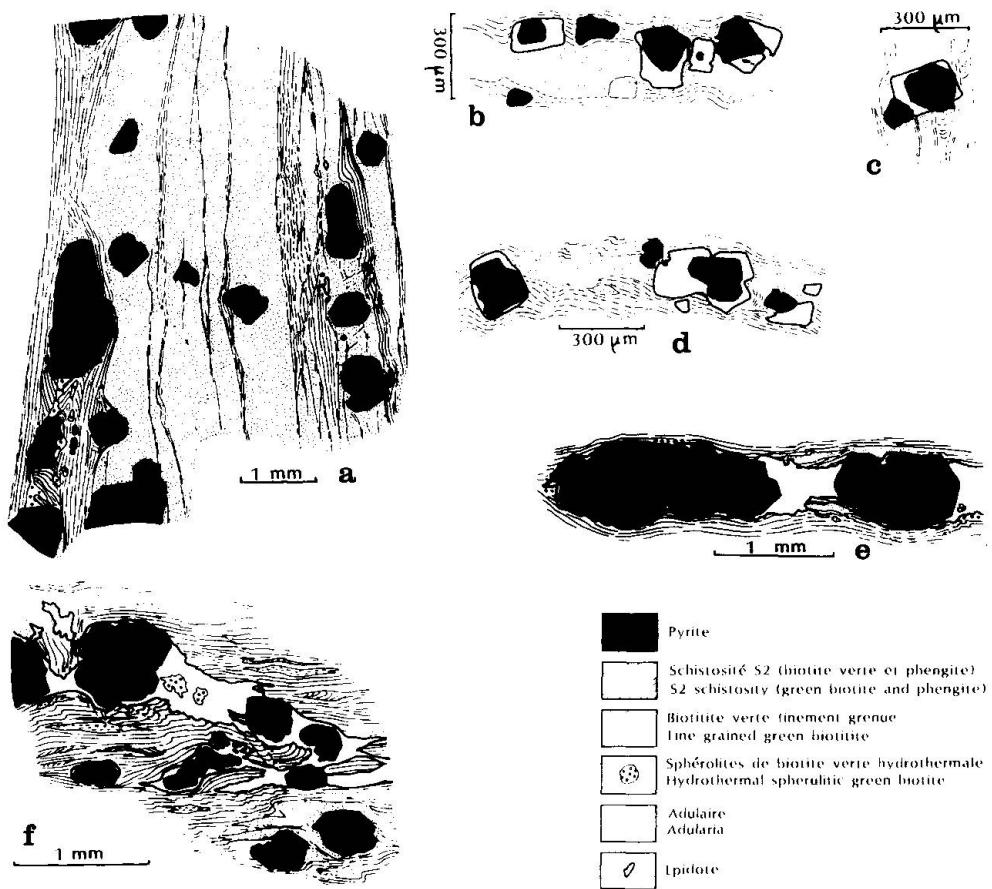


Fig. 8 Comportement de la pyrite dans les Schistes Verts Mineralisés.

- a. Relations de la pyrite avec  $S_2$  (échantillon ELB-14). Noter les lits de biotite verte, décalés par  $S_2$ .
- b,c,d. Pseudomorphoses de pyrite en adulaire (échantillon ELB-78).
- e,f. Développement de l'adulaire le long de  $S_2$  et de  $S_4$  (échantillon ELB-16).

Fig. 8 Behavior of the pyrite in the Green Mineralized Schists.

- a. Relation between pyrite crystals and  $S_2$  (sample ELB 14). Notice the green biotite layers, disrupted by  $S_2$ .
- b,c,d. Adularia pseudomorphosis of pyrite crystals (sample ELB 78).
- e,f. Hydrothermal replacement by adularia along the directions  $S_2$  and  $S_4$  (sample ELB 16).

par ailleurs très probable le caractère primaire de cette liaison, mais le stock de fer a vraisemblablement été remobilisé dans le «strain-slip»  $S_2$ . Le support initial de ce fer n'est pas connu: son expression démontrée sous forme de pyrite antérieurement aux déformations  $D_4$  permet cependant de supposer que ce minéral était le piège primaire du stock métal considéré, en plein accord avec les résultats de l'analyse isotopique.

### II.3. ARGUMENTS DE GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Sous réserve d'une correction des modifications de composition induites par l'épimétamorphisme alpin, et calculées théoriquement, ARNOLD (1976, 1981)

met en évidence l'identité de composition isotopique du soufre de ces pyrites avec celle d'un soufre qui serait issu par réduction bactérienne de sulfates marins d'âge triasique. Combinées avec l'observation au cœur de certaines de ces pyrites de rares reliques framboïdales (ARNOLD, 1976), ces données conduisent à l'hypothèse hautement vraisemblable d'une concentration syngénétique *s.l.* du fer et du soufre actuellement piégés dans les pyritites de Valle Giove.

### *III. Discussion de l'origine des Schistes Verts Minéralisés*

La détermination de l'origine des schistes verts minéralisés de Valle Giove soulève des problèmes difficiles, et à vrai dire, non pleinement résolus.

*Les développements précédents ont mis en évidence quelques contraintes aux-quelles doivent nécessairement satisfaire les modèles que l'on peut envisager pour la genèse de ces schistes:*

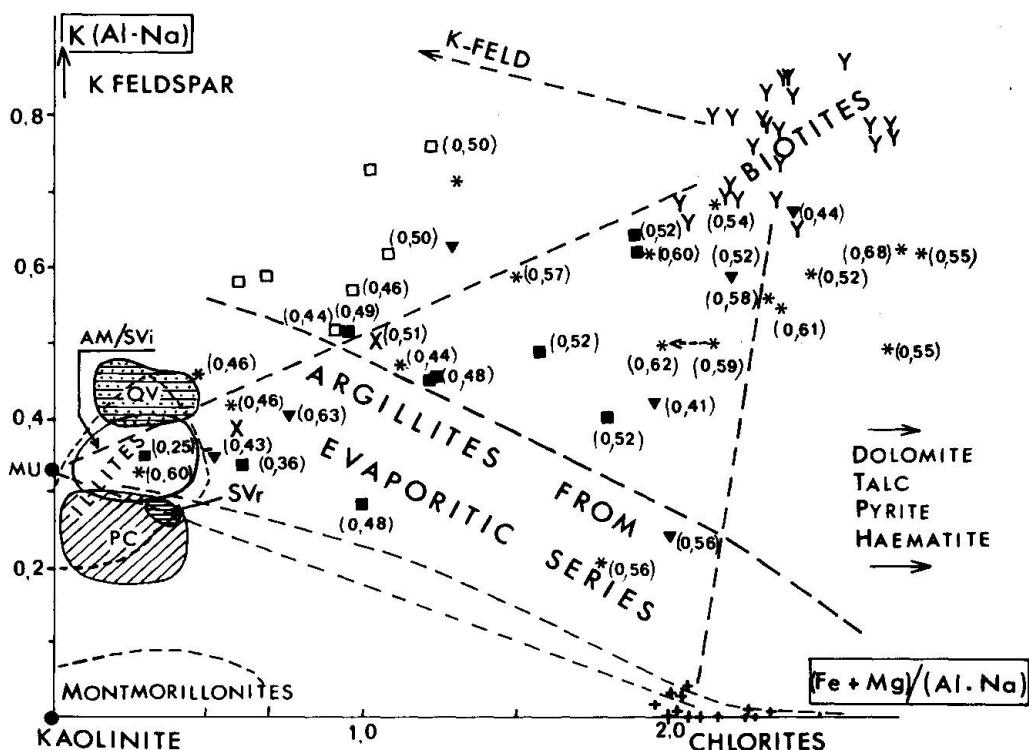
(i) Ils ne peuvent pas résulter du métamorphisme isochimique de sédiments, ou de mélanges sédimentaires, communs:

- ce n'étaient pas des «black shales», car ils semblent avoir été pauvres en matière organique (absence de graphite); ils ne montrent d'ailleurs aucune concentration spécifique en éléments comme V, Cr, Ni;

- la position de ces schistes, magnésiens, relativement pauvres en fer silicaté en regard des teneurs en Mg, et riches en K et Li, à la base d'une série dolomique, peut suggérer la comparaison avec les argiles magnésiennes des séries évaporitiques (JAROUSSE, 1978; MOINE et al., 1981). Cependant, la figure 9 montre que dans les argiles évaporitiques les variations chimiques suivent essentiellement une loi de mélange illite-chlorite, ce qui conduit à des variations en sens inverse de K et de (Mg + Fe), alors que les Schistes Verts Minéralisés se groupent près de la ligne muscovite-biotite, avec une corrélation positive entre K et Mg;

- de plus, un certain nombre de points représentatifs de ces schistes se situent, dans le diagramme de la figure 9, très près des biotites, nettement au-delà des compositions des mélanges chlorite-feldspath potassique, dans un domaine de composition chimique où aucun sédiment n'est observé, avec des compositions par ailleurs très éloignées de celles des roches volcaniques basiques. En fait, seuls des mélanges de feldspath potassique avec des silicates ou des carbonates purement ferro-magnésiens pourraient correspondre à de telles compositions; encore faudrait-il que ces mélanges soient en proportion compatible avec la composition de la biotite, puisqu'on n'observe aucun de ces minéraux dans les Schistes Verts Minéralisés (l'adulaire, rappelons-le, y étant d'expression hydrothermale tardive).

Le caractère dominant de ces Schistes Verts Minéralisés (leur forte tendance vers des compositions monominérales à biotite) ne peut donc guère être expli-



**Fig. 9 Diagramme K/(Al-Na) - (Fe+Mg)/(Al-Na).** Roches encadrant les minéralisations stratiformes de la série particulière de Valle Giove. Domaines QV, SVr, AM/SVi et PC: cf. légende fig. 4. Carrés vides: Anageniti minute (faciès à biotite verte - adulaire).  
 X: Série schistogréuse (faciès  $\pm$  biotitique).  
 \*: Schistes Verts Minéralisés s.s.  
 Triangles: Méta-arenites de la Série des Schistes verts minéralisés.  
 Carrés pleins: Série littée  
 Y: Analyses microsonde de biotites vertes.  
 +: Analyses microsonde de chlorites.  
 ( ):  $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_t)$  en milliatomes.  
 Le domaine des argillites de séries évaporitiques a été délimité (JAROUSSSE, 1978).

qué autrement que par des échanges entre des minéraux sédimentaires (ou leurs équivalents métamorphiques) et des solutions «hydrothermales».

(ii) Cependant, cette métasomatose n'affecte qu'un horizon particulier de la série stratigraphique, lié à un épisode de confinement; ce matériau était à grain fin, homogène et compact; cette transformation a eu lieu *au plus tard* lors du métamorphisme syntectonique alpin.

(iii) Enfin, l'horizon qui a subi la métasomatose était particularisé par une concentration précoce en fer, exprimé sous forme de minéraux spécifiques (très probablement comme pyrite).

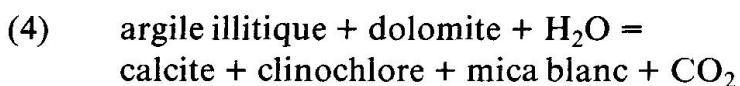
*On peut envisager sur ces bases deux catégories de modèles pour rendre compte de la genèse des Schistes Verts Minéralisés.*

**Fig. 9** Diagram  $[(K/Al-Na)]$  vs.  $[(Fe+Mg)/(Al-Na)]$ . Rocks surrounding the stratiform mineralizations of the local sequence of Valle Giove. Fields QV, SVr, AM/SVi and PC: see caption of fig. 4. Open squares = Anageniti minute (facies bearing green biotite and adularia). St. Andrews cross = Schists and sandstones sequence. Stars = Green Mineralized Schists s.s. Triangles = Meta-arenites from the Green Mineralized Schists sequence. Full squares = Bedded Sequence. Y: Microprobe analyses of green biotites. Crosses: Microprobe analyses of chlorites. The field of shales from evaporitic sequences is drawn according to JAROUSSÉ (1978).

(i) On peut supposer que la métasomatose affecte un horizon de chlorites à pyrite, les biotites se développant alors selon une réaction du type:



Une telle réaction peut avoir lieu au début du métamorphisme régional, les fluides présents à Valle Giove étant globalement en équilibre avec la muscovite. On notera cependant que si la transformation doit conduire à des biotites, et non pas à des muscovites, il est nécessaire de tamponner l'activité du magnésium en solution à des niveaux relativement élevés; la présence, à proximité, de niveaux confinés magnésiens ne semble pas suffisante pour remplir cette condition: on observe en effet, dans les marnes dolomitiques voisines, la réaction



ce qui paraît impliquer une activité en Mg trop faible dans les solutions.

L'origine des chlorites «primaires» pourrait, quant à elle, être recherchée dans deux directions:

- précipitation de chlorites magnésiennes, dans un milieu confiné relativement réducteur piégeant le fer d'origine continentale (fer latéritique remobilisé, par exemple, cf. J.J. GUILLOU, 1976);

- chlorites pyriteuses d'origine exhalative, ce qui suppose un magmatisme acide ou basique relativement important d'âge triasique; il n'en est pas connu dans la région, mais on remarquera: 1. que l'âge des manifestations ignimbriques abondamment remaniées dans le Verrucano est supposé permien sans qu'il y en ait de preuves particulières; 2. que des manifestations ignimbriques sont largement connues plus au Nord au cours du Trias inférieur et surtout moyen («Pietra Verde» et porphyres quartzifères du Livinallongo: CALLEGARI, 1965; LAGNY, 1974; SPADEA, 1970); 3. que des amphibolites sont connues dans le Verrucano de l'Unité de Massa (CARMIGNANI et al., 1978).

(ii) On peut également envisager la pollution d'un petit bassin confiné piégeant du fer par une accumulation tuffacée plus ou moins potassique: on sait d'ailleurs que la diagenèse des tufs acides en environnement confiné conduit souvent à des horizons ultra-potassiques: par exemple, les niveaux d'orthosites du Permien du bassin de Lodève (LE MERCIER et al., 1970). Le métamorphisme alpin conduirait alors normalement à la transformation de cet horizon potassique en biotites, sous l'influence de solutions relativement magnésiennes liées à l'environnement confiné local.

Des manifestations volcaniques d'affinités trachytiques ne sont pas non plus connues dans la région, mais elles ne sont pas inconcevables dans le contexte distensif qui est alors celui de la marge toscane. Il existe d'ailleurs des intrusions

syénitiques d'âge triasique dans la plaque apulienne (complexe de Predazzo - LEONARDI, 1967), et on peut ajouter que des manifestations trachytiques discrètes sont encore reconnues au cours du Jurassique dans cette même plaque (BERNOULLI et PETERS, 1970).

#### D - Devenir des minéralisations dans la tectonique post D<sub>2</sub> et le métamorphisme hydrothermal tardif

Postérieurement au métamorphisme régional s'effectuent en plusieurs temps des épisodes de rupture tangentielle, accompagnés de déformations souples polyphasées (D<sub>3</sub>; D<sub>4</sub>; D<sub>5</sub> - cf. ci-avant), qui aboutissent à une dilacération de l'Unité de Rio Marina en systèmes d'écailles localement complexes (Valle Giove). Dans le même temps, la mise en place du stock intrusif d'Elbe Orientale à faible profondeur (MARINELLI, 1959a), au Miocène supérieur, s'accompagne de phénomènes hydrothermaux dans cette unité. Relativement discrets dans les roches «communes» du Permocarbonifère et du Verrucano, ces phénomènes sont particulièrement intenses au niveau des minéralisations de Valle Giove et de leur encaissant immédiat. Les remobilisations *s.l.* des concentrations stratiformes conduisent à la formation de minéralisations sécantes (amas, filons) constituant l'essentiel des minéraux exploités. La pyrite est reconcentrée essentiellement sur place, une partie est exportée dans des fractures. Une oxydation d'une partie de la pyrite donne naissance à de l'hématite. Des transferts du stock métal primaire, liés à des remplacements, conduisent à la formation des puissantes masses concordantes à adulaire-hématite intercalées à la base de la série (Fig. 2). Des transformations profondes des roches encaissantes, traduites par l'expression de minéraux nouveaux, accompagnent les remobilisations des minéraux.

##### *I. Importance et calage chronologique des phénomènes hydrothermaux*

A la suite de l'épimétamorphisme régional et des déformations qui l'accompagnent, la pyrite primaire est essentiellement reconcentrée dans S<sub>2</sub>. Une autre reconcentration discrète de la pyrite est décelée au cours de la phase D<sub>4</sub>, dans les secteurs où S<sub>4</sub> est intensément marquée.

Les manifestations hydrothermales débutent avec la phase D<sub>4</sub>: des lits à adulaire-hématite, déformés par les plis P<sub>4</sub>, sont alimentés par des veinules sécantes sur S<sub>2</sub>; des veinules d'extension en extrados dans des lits gréseux déformés par les plis P<sub>4</sub> sont spécifiquement remplies par l'association adulaire-hématite (Fig. 10).

Les phénomènes hydrothermaux et les recristallisations associées se poursuivent lors des épisodes distensifs post D<sub>5</sub> à l'origine de différents systèmes de fractures de tension (cf. ci-après). Dans les fractures d'un même système (notamment celui d'orientation N 110–130 E) existent des associations successives montrant le jeu simultané entre fracturation et manifestations hydrothermales. L'importance et la diversité des remobilisations décroissent cependant en fonction du temps dans les différents systèmes de fractures successifs, les ultimes fractures n'étant pas ou très peu minéralisées.

## *II. Principaux aspects pétrographiques et minéralogiques du métamorphisme hydrothermal*

Les transformations les plus marquées à Valle Giove affectent dans leur masse les Schistes Verts Minéralisés et les roches de la série des Carbonates Bréchoïdes. Dans l'environnement plus lointain de la minéralisation, les phénomènes hydrothermaux se manifestent beaucoup plus discrètement, sous forme d'associations fissurales tardives.

### II.1. TRANSFORMATIONS HYDROTHERMALES DANS LES SCHISTES VERTS MINÉRALISÉS

Les minéralisations pyriteuses et leur encaissant biotite sont profondément affectés par les phénomènes hydrothermaux, qui se traduisent essentiellement par le développement d'adulaire aux dépens des phases potassiques antérieures. Il y a simultanément dissolution du quartz et pseudomorphose en adulaire des minces lits gréseux transposés dans S<sub>2</sub>.

La pyrite est également partiellement dissoute par les solutions responsables de l'adularisation. Le long des lits pyriteux des Schistes Verts, se rencontrent ainsi des plages de petits cristaux de pyrite englobés dans l'adulaire, qui représentent de toute évidence les résidus de la dissolution d'amas pyriteux préexistants (Fig. 6a, b); dans certains cas, la dissolution est plus importante, et va jusqu'à la pseudomorphose presque totale des cristaux de pyrite par l'adulaire (Fig. 8b, c, d). On remarque qu'au cours de ce processus la pyrite tend à rester automorphe et que, d'ailleurs, les cristaux épargnés par la dissolution témoignent d'un épisode de blastèse post S<sub>4</sub> vraisemblablement concomitant.

Les mêmes phénomènes se rencontrent dans les pyritites, mais avec une intensité plus grande. L'adulaire s'y développe selon un réseau plus ou moins anastomosé, conditionné par les surfaces S<sub>2</sub> et S<sub>4</sub>; il blinde presque systématiquement les pyrites, qui sont le plus souvent automorphes, mais présentent des signes non équivoques de dissolution/recristallisation (Fig. 8e, f). Quand les transformations sont poussées, les structures préexistantes sont oblitérées, et la

roche est une pyritite à adulaire, et biotite verte résiduelle. Le fer libéré par ces transformations se retrouve, au moins en partie, pratiquement sur place, soit encore associé au soufre, sous forme de veines et géodes à pyrite ( $\pm$  chlorite), soit oxydé, sous forme d'hématite lamellaire fissurale ou géodique, développée au cœur des géodes pyriteuses précédentes; il s'agit d'un épisode oxydant plus tardif, attesté par la transformation locale d'amas pyriteux à biotite verte en adularites à hématite. En fin d'évolution hydrothermale, des conditions réductrices se reconstituent, et se traduisent par une génération de pyrite tardive, quantitativement peu importante, mais minéralogiquement spectaculaire, qui pousse localement sur les extrémités libres des lames d'hématite.

Des transformations minérales accessoires accompagnent ces remobilisations. La biotite verte recristallise en sphérolites, noyés dans l'adulaire, dans les stades précoce de l'hydrothermalisme; mais les minéraux ferro-magnésiens les plus typiquement associés à l'adularisation restent des chlorites sphérolitiques fréquemment zonées (brunsvigites au sens de FOSTER, tableau 2). Les épidotes, présentes en petits amas sporadiques étirés dans  $S_2$ , recristallisent également en gerbes, associées à l'adulaire, avec un net enrichissement en fer ( $Ps_{30-35}$ ) qui témoigne de conditions plus oxydantes (LIOU, 1973; BIRD et HELGESON, 1981), avant de se résorber et d'être ennoyées par des chlorites.

*L'origine de l'adulaire* pose problème; on peut naturellement envisager une rétromorphose par inversion de la réaction (1), et la pseudomorphose en adulaire des microlits gréseux (à quartz + mica blanc) peut être invoquée à l'appui de cette hypothèse.

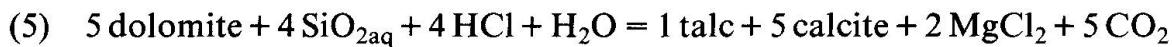
Cependant, d'une part il y a relativement peu de chlorite dans les schistes verts hydrothermalisés, et comme d'autre part il paraît difficile de rendre compte de l'abondance observée de l'adulaire, la réaction envisagée (1) ne peut pas à elle seule expliquer les transformations observées.

Il paraît donc nécessaire d'envisager un autre processus: par exemple, une dissolution incongruente de la biotite verte donnant du feldspath potassique, avec mise en solution du fer, du magnésium, d'une partie de la silice, et probablement d'un peu d'aluminium dans des conditions de plus en plus oxydantes.

## II.2. TRANSFORMATIONS HYDROTHERMALES DANS LES CARBONATES BRÉCHOÏDES

Les dolomites pures de la série des Carbonates Bréchoïdes subissent, au cours de l'hydrothermalisme, une dédolomitisation partielle, donnant naissance à un assemblage talc-calcite, formant l'écorce des nodules et le remplissage de quelques fentes de tension N 110-130 E recoupant les carbonates. La dolomite résiduelle subsiste en excès au cœur des nodules. On n'a jamais observé de quartz exprimé, ce qui implique une sous-saturation des solutions perco-

lantes. La dédolomitisation, avec naissance de l'assemblage talc + calcite, s'accompagne d'une augmentation des rapports atomiques Ca/Mg; en raisonnant à volume constant, on propose la réaction:



### II.3. AMAS CONCORDANTS À HÉMATITE/ADULAIRO

On a signalé précédemment l'existence, dans les «Anageniti minute» et «Scisti verdi», sous les Schistes Verts Minéralisés, de lentilles à hématite-adulaire, qui constituent une fraction importante des minéralisations de Valle Giove (cf. C.I.1.).

Ces lentilles sont concordantes avec les surfaces structurales d'anisotropie; à leur voisinage, s'observent de minces lits de même minéralogie, concordants avec  $S_{0-1}$  et épousant la forme des plis  $P_2$  et  $P_4$ .

Cependant, l'observation microscopique montre que les minéraux de ces lits et lentilles ne sont pas déformés, et un certain nombre de faits prouvent qu'il s'agit en réalité du remplacement sélectif de niveaux lithologiques particuliers lors de l'hydrothermalisme tardif. On connaît, notamment, des cas où des veinules sécantes alimentent les remplacements de certains lits gréseux, jusqu'à une certaine distance seulement; par ailleurs, dans les arénites micacées, autour des amas à hématite/adulaire, se développe une «auréole» d'imprégnation par l'adulaire, avec pseudomorphose des micas blancs et dissolution du quartz, très semblable à ce qui a été décrit pour les Schistes Verts Minéralisés.

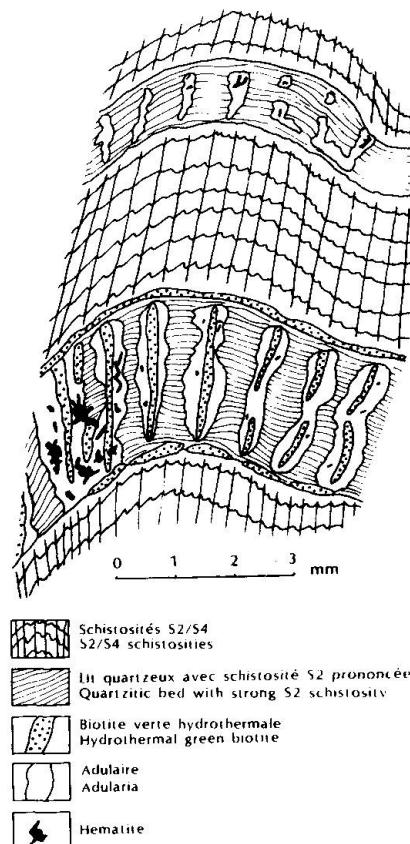
Ces transformations sont pour l'essentiel post- $D_4$ ; cependant, elles ont dû commencer dès la fin de cet épisode de déformation, comme le suggèrent l'aspect contourné de certaines veinules d'adulaire, ou encore la localisation de remplacements discrets de lits quartzeux par des associations à adulaire-hématite en liaison avec le clivage  $S_4$  dans ces niveaux (Fig. 10).

Les niveaux remplacés sont souvent des lits gréseux (quartzueux) intercalés entre des lits phylliteux, mais on connaît des cas où ce sont de petits niveaux à biotite verte + pyrite qui sont pseudomorphosés, avec des reliques d'association biotite verte/pyrite analogues à celles qui ont été décrites dans les Schistes Verts Minéralisés.

S'il semble donc acquis qu'une partie du fer exprimé sous forme d'hématite dans ces lits et amas concordants provienne d'une source extérieure (cf. infra), il reste possible que ces formations représentent partiellement la remobilisation plus ou moins sur place d'horizons à biotite verte et pyrite «précurseurs» du niveau des Schistes Verts Minéralisés dans la série stratigraphique (cf. C.I.1.).

*Fig. 10.* Développement métasomatique d'adulaire, de biotite verte et d'hématite, aux dépens d'anciens lits quartzzeux (échantillon ELB-217, schéma d'après lame mince).

La métasomatose est nettement conditionnée par les surfaces d'anisotropie et surtout par la surface  $S_4$ .



*Fig. 10* Metasomatic development of adularia, green biotite and hematite at the expense of former quartzic beds (sample ELB 217, schematic drawing from a thin section).

The metasomatic replacements are clearly controlled by schistosities, especially by  $S_4$ .

#### II.4. VEINES ET ASSOCIATIONS FISSURALES

A la mise en place définitive des écailles de Valle Giove succèdent des épisodes distensifs amenant le morcellement de celles-ci en petits panneaux par plusieurs systèmes de fractures et de diaclases. Les principales directions de failles et de diaclases sont indépendantes du compartimentage en écailles; certaines de ces fractures recoupent clairement des plis  $P_5$  caractéristiques.

Dans la carrière de Valle Giove, on connaît un premier système important de fractures et de veines d'orientation N 110–130° E, à pendages redressés ( $70^\circ$  NNE ou NE à subverticaux), remplies par différentes associations tardives liées au métamorphisme hydrothermal. La minéralogie de ces fentes est étroitement conditionnée par la nature des roches traversées (placages à adulaire-pyrite; veinules à pyrite  $\pm$  quartz et pyrite-hématite dans les masses minéralisées; fissures à chlorite-pyrite; à adulaire-épidote-pyrite; veinules à talc-pyrite  $\pm$  calcite recouvrant les niveaux carbonatés). Dans ce système, principal guide des minéralisations fissurales, le transport des minéralisations demeure cependant localisé au voisinage des grandes masses de mineraux.

Un second système de fractures plus tardives, orientées N 20–40° E (plans de faille à pendage généralement 40–70° W, plus rarement 55 à 80° E) recoupe le

précédent. L'importance quantitative des remobilisations liées à ce second système est très réduite par rapport au premier système. Des fractures encore plus tardives, subméridiennes (N 340 à N 10 E), et le plus souvent pendant vers l'Est (30–40° E à subverticales), ne sont le plus souvent que simplement rubéfiées.

A l'échelle de l'Unité de Rio Marina, différents systèmes de failles ont aussi été mis en évidence (Fig. 3). Le charriage du Calcare cavernoso est affecté par ces failles normales tardives et certaines d'entre elles ont servi de guides à des gisements typiquement filoniens, à hématite largement dominante (Fig. 3).

A Valle Giove, une succession de différentes paragenèses a pu être établie à la suite des observations de terrain et de laboratoire.

- *Association quartz-biotite verte-pyrite.* La biotite verte n'est que très peu exportée dans les fissures hors de la masse des schistes verts minéralisés. Cette association, la plus précoce reconnue dans les roches à excès de quartz, forme de petites poches géodiques dans les Anageniti minute et les Anageniti grossolane. La biotite verte sphérolitique est incluse dans les prismes de quartz, perchée sur ceux-ci ou soulignant leurs zones de croissance. Les associations plus tardives remplissent fréquemment le cœur de ces fissures (adulaire-pyrite; adulaire-épidote-pyrite). Des traces d'hématite lamellaire peuvent occuper des interstices entre les prismes de quartz.

- *Association chlorite-(brunsvigite)-pyrite I + quartz.* Elle existe en petites poches géodiques, en remplissage de diaclases dans les arénites (Quarziti verdi de la moitié sud du chantier). Le quartz n'apparaît qu'en petites quantités et aux épontes des fissures. D'autre part, de grandes failles normales sont injectées de chloritites à petits cubes de pyrite, qui semblent enracinés dans la masse des Schistes Verts Minéralisés, et dont les chlorites, analysées par voie humide, ont une composition très voisine de celles de chlorites sphérolitiques liées à l'altération hydrothermale de ces schistes. Il est difficile d'échapper à l'impression que ces chloritites représentent l'exportation, à partir des Schistes Verts Minéralisés, d'une partie des constituants ferro-magnésiens libérés par la dissolution incongruente de la biotite verte.

- *Association quartz-pyrite-hématite.* Peu fréquente, elle remplit des petits filonnets et des veinules géodiques remplaçant des lits gréseux déformés par des plis P<sub>4</sub> (Série schisto-gréseuse) et quelques fentes de tension dans les arénites.

- *Association quartz-hématite.* Peu commune à Valle Giove, elle forme de petites poches dans les arénites de la formation des Schistes Verts Minéralisés et de la Série Litée. La taille des cristaux de quartz est d'ordre millimétrique.

On remarquera que le quartz n'existe dans les associations fissurales que lorsque celles-ci recoupent des roches notamment siliceuses; les associations à quartz disparaissent rapidement au cours de l'hydrothermalisme.

- *Association adulaire-épidote ± pyrite.* Elle forme des lits parfois géodiques, plus ou moins continus ou lenticulaires, en remplacement de lits gréseux déformés dans les alternances schisto-gréseuses et le remplissage de petites dia-

clases N 110-130 E; dans ces dernières, l'adulaire et l'épidote se fixent sélectivement sur les anciens lits gréseux déformés.

- *Association adulaire-hématite.* Comme l'association précédente, elle remplace d'anciens lits gréseux déformés et remplit des veinules d'extension en extrados dans des plis P<sub>4</sub>.

- *Association adulaire-pyrite ± hématite.* Cette association tardive se présente sous des formes très variées: on la reconnaît en imprégnation diffuse des arénites, avec remplacements du quartz; l'hématite est généralement absente dans ce cas. En veines sécantes, elle recoupe les lentilles à adulaire-hématite; les plus larges de ces veines sont remplies intérieurement par de l'hématite seule, ultime minéral remobilisé dans les fractures. De nombreux placages à adulaire-pyrite couvrent des fissures de tension dans les arénites (fissures N 110-130 E).

### ***III. Les conditions physico-chimiques des remobilisations***

#### ***Inclusions fluides***

Les conditions physico-chimiques des remobilisations ont été précisées par une étude microthermométrique détaillée des inclusions fluides, notamment du quartz des différentes associations précitées, de l'adulaire et plus accessoirement de la calcite; il s'agit de paragenèses relativement marginales pour les phénomènes de Valle Giove puisqu'elles sont à quartz en excès quoique volumiquement peu abondant: leur minéralogie d'ensemble reste cependant cohérente avec celle des principales manifestations hydrothermales tardives et elles paraissent par conséquent significatives. Les différentes paragenèses étudiées proviennent essentiellement de Valle Giove, mais aussi de quelques autres gisements de l'Unité de Rio Marina (Bacino, Falcacci). Les résultats obtenus portent, actuellement, sur environ 1800 mesures. Cette étude devant faire l'objet d'une publication séparée, seuls les résultats généraux seront présentés ici.

*Caractères généraux des fluides hydrothermaux étudiés.* La très grande majorité des inclusions fluides étudiées sont *biphasées*, *plus rarement triphasées* (inclusions saturées à cube de sel de la base des cristaux de quartz de l'association quartz-biotite verte-pyrine; association adulaire-pyrine) et s'homogénéisent en phase liquide. De manière générale, on note des températures d'homogénéisation (T°h) élevées (pour la plupart de 200 à 350 °C). Quels que soient le minéral-hôte et l'association étudiée, les fluides hydrothermaux sont essentiellement aqueux et *pauvres en CO<sub>2</sub>* (CO<sub>2</sub> < 1,8 mole %). Ces solutions hydrothermales se caractérisent d'autre part par la présence de cations bivalents (Ca<sup>2+</sup> et/ou Mg<sup>2+</sup>), signalés par une première fusion incongruente à basse température de la glace et par des températures de fin de fusion de la glace (T°fg) très basses, incompatibles avec un simple système H<sub>2</sub>O-NaCl ou H<sub>2</sub>O-NaCl-KCl.

Comme résultat principal de cette étude, on retiendra que le début de la remobilisation hydrothermale de la pyrite, contemporaine des premiers stades de la croissance de quartz prismatique (association quartz-pyrite  $\pm$  biotite verte) s'effectue en présence de solutions aqueuses fortement salées, riches en cations bivalents ( $T^{\circ}\text{fg}$  des inclusions saturées ou non =  $-27,9$  à  $-28,7^{\circ}\text{C}$ ) et pour des températures minimales relativement élevées ( $T^{\circ}\text{h} = 310$  à  $330^{\circ}\text{C}$ ) (Fig. 11). La croissance du quartz se poursuit en présence de saumures de même nature, plus diluées; les salinités globales et les températures d'homogénéisation diminuent au cours de la croissance du quartz (inclusions primaires des têtes de cristaux:  $T^{\circ}\text{fg} = -7$  à  $-11,3^{\circ}\text{C}$ ;  $T^{\circ}\text{h} = 280$ – $290^{\circ}\text{C}$ ). La cristallisation de l'hématite, plus tardive (associations quartz-pyrite-hématite et quartz-hématite) s'effectue en présence de solutions beaucoup plus diluées et pour des températures d'homogénéisation plus basses ( $T^{\circ}\text{fg} = -10,1$  à  $-13,5^{\circ}\text{C}$ ;  $T^{\circ}\text{h} = 270$  à  $290^{\circ}\text{C}$ ) (Fig. 11b et 11c).

La remobilisation de la pyrite est donc liée à des fluides aqueux riches en cations bivalents alors que le dépôt de l'hématite, plus tardif, est accompagné d'une dilution des saumures et d'une décroissance globale des températures d'homogénéisation. Des températures maximales de  $310$ – $330^{\circ}\text{C}$  sont décelées au début de l'hydrothermalisme (cf. ci-avant), évoluant vers des températures minimales de  $270$ – $290^{\circ}\text{C}$  au moment de la cristallisation de l'hématite.

Les conditions Pression-Température réelles ne peuvent être chiffrées de manière précise, mais des pressions fluides minimales de l'ordre de 100 bars peuvent être grossièrement estimées au début de l'hydrothermalisme (en utilisant les courbes d'ébullition du mélange  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$  selon HAAS 1976).

#### ***IV. Conclusions sur les manifestations hydrothermales***

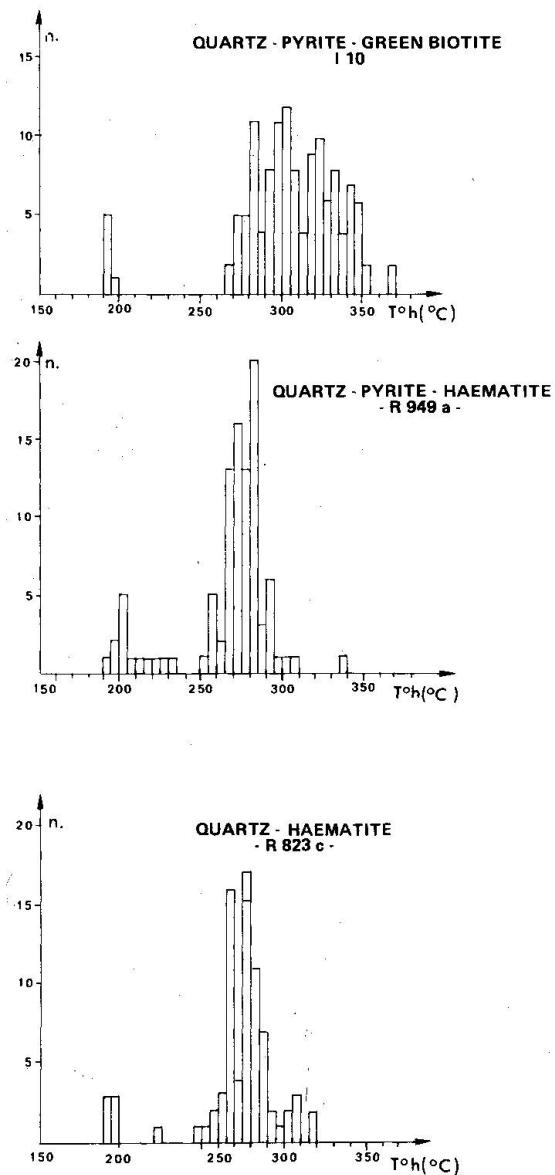
Des descriptions qui précèdent, ressortent en particulier deux points: d'une part les minéralisations précoce sont largement remobilisées lors des circulations hydrothermales, avec des preuves de mise en solution d'importantes quantités de fer; d'autre part, ces mêmes circulations conduisent à la formation de minéralisations épigénétiques concordantes par dissolution de niveaux préexistants, notamment de niveaux gréseux.

Il est logique de corrélérer ces deux phénomènes, et de conclure que l'origine des concentrations d'intérêt économique se trouve dans la remobilisation hydrothermale, tertiaire, d'un stock métal plus précoce, et vraisemblablement syngénétique, d'âge triasique.

Cette remobilisation est effectuée sous l'influence du magmatisme tertiaire, essentiellement par le biais du développement d'anomalies thermiques favorisant l'établissement des circulations hydrothermales.

L'âge de 6,1 m. a. fourni par la méthode K/Ar sur l'adulaire de Valle Giove

*Fig. 11 Histogramme des températures d'homogénéisation ( $T^\circ h$ ) des inclusions fluides dans les cristaux de quartz contemporains, respectivement, du début de la remobilisation hydrothermale de la pyrite (a) et de la cristallisation de l'hématite (b et c).*



*Fig. 11 Distribution of homogenization temperatures ( $T^\circ h$ ) of fluid inclusions of quartz crystals, coeval respectively with the beginning (a) of the hydrothermal remobilization of pyrite and (b and c) of the crystallization of hematite.*

(travaux en cours des auteurs) confirme la contemporanéité de l'activité hydrothermale et de l'intrusion de quartz-monzonite de Porto Azzuro (5,9 m. a., SAUPÉ et al., 1982).

#### E - Conclusions générales

On a montré l'existence, au Trias, de concentrations de fer primaires, stratiformes, liées à un environnement sédimentaire particulier, local, temporaire, individualisé au sein des grands épandages détritiques caractéristiques du Verrucano toscan: petit bassin à tendance confinée, marquée notamment par le dépôt d'un ensemble de dolomies et de marnes dolomitiques, précédant l'épisode

des «*Quarziti verdi*». Ces concentrations et leur support ont subi le plissement et le métamorphisme alpin, dans les conditions d'une épizone légère, et se présentent actuellement comme une formation de schistes à biotite verte (parfois de véritables biotitites) à pyrite et de pyritites. Enfin, sous l'influence du magmatisme miocène, un métamorphisme hydrothermal a provoqué d'intenses remobilisations, avec formation d'adulaire et surtout d'hématite, principal minéral exploité.

Ces résultats établis pour un des gisements de l'Unité de Rio Marina ne sauraient être étendus au delà de cette unité. Les conditions d'observation dans les autres gisements ne permettent pas de vérifier s'ils reproduisent effectivement le modèle de Valle Giove.

D'autres points sont encore mal élucidés:

- la nature exacte de la minéralisation primaire et surtout celle de la roche qui la contenait ne sont pas établies. Aucune des hypothèses proposées - chlorites magnésiennes dans un milieu confiné piégeant le fer d'origine continentale; chloritites pyriteuses d'origine exhalative; tufs potassiques dans un milieu confiné piégeant le fer - n'est satisfaisante. Chacune se heurte à la difficulté de trouver des exemples peu ou pas métamorphiques bien caractérisés, notamment d'un point de vue chimique. D'une manière générale on manque d'informations sur les possibilités de concentrations du fer dans les milieux confinés.

- Il n'est guère possible d'avancer une hypothèse sur l'origine, au cours du métamorphisme hydrothermal, des solutions sous-saturées en quartz qui paraissent avoir joué un rôle très important dans l'environnement de Valle Giove, en produisant notamment les associations à hématite-adulaire. C'est un problème qui se pose aussi dans tous les cas de formation hydrothermale d'épisyénites ou d'autres roches sans quartz dans un environnement silico-aluminéux. Une limitation majeure est imposée par l'insuffisance des connaissances sur la physico-chimie des solutions à haute température.

#### Références

- ARNOLD, M. (1976): Analyse isotopique et origine du soufre des sulfures de Rio Marina (Ile d'Elbe). 4<sup>e</sup> R.A.S.T., Paris: p. 15.
- ARNOLD, M. (1981): Cristallogénèse et géochimie isotopique de la pyrite: apports à la métallogenèse des amas sulfurés associés à un volcanisme sous-marin. Sc. de la Terre, Mém., 40, 405 p., Nancy.
- BAGNOLI, G., GIANELLI, G., PUXEDDU, M., RAU, A., SQUARCI, P., TONGIORGI, M. (1978): The Tuscan paleozoic: a critical review. Rapporto interno del Sottoprogetto Energia Geotermica, Progetto Finalizzato Energetica: 9-26 (TONGIORGI, M. Ed., Report on the Tuscan paleozoic basement, 90 p.).
- BAGNOLI, G., GIANELLI, G., PUXEDDU, M., RAU, A., SQUARCI, P., TONGIORGI, M. (1979): A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan paleozoic basement. Mem. Soc. Geol. It.: 20, 99-116.

- BALDACCI, F., ELTER, P., GIANNINI, GIGLIA, G., LAZZAROTTO, A., NARDI, R., TONGIORGI, M. (1967): Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo «Macigno» dell'Appennino settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 6: 213-244.
- BARBERI, F. (1966): I porfiroidi della Toscana e la loro posizione stratigrafica (34-54) in: Atti del Symposium sul Verrucano. Soc. Tosc. Sc. Nat., Spec. issue, Pisa, 401 p.
- BARBERI, F., INNOCENTI, F., RICCI, C. A. (1967): Il complesso scistoso di Capo Calamita Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Sec. A, 74 (2): 579-617.
- BENEON, E. (1952): Sulle Richerche minerarie sulla costa orientale dell'Isola d'Elba. Boll. Serv. Geol. It., 74: 9-24.
- BERNOULLI, D., PETERS, T. (1970): Traces of rhynolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps. Ecl. Geol. Helv., 63: 609-621.
- BIRD, D. K., HELGESON H. C. (1981): Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems. II. Equilibrium constraints in metamorphic/geothermal processes. Amer. J. Sci., 281: 576-614.
- BODECHTEL, J. (1964): Die Hämatit-Magnetit-Paragenese in den Eisenerzen der Toskana und der Insel Elba und ihre genetische Deutung. Fortschr. Mineral., 41: 168-169.
- BODECHTEL, J. (1965): Zur Genese der Eisenerze der Toskana und der Insel Elba. Neues Jahrb. Min. Abhandl. 103 (2): 147-162.
- BORSI, R., FERRARA, G. (1971): Studio con il metodo K/Ar dei rapporti cronologici tra le rocce co-stituenti il complesso intrusivo dell'Isola d'Elba. Roma. Convegno del 19 febbraio 1971 della S.I.M.P.
- CALLEGARI, E. (1965): Primi risultati della studio mineralogico-petrografico sulla «Pietra verde» della regione dolomitica. Rend. Soc. Min. It., Pavia: 11, 41-46.
- CARMIGNANI, L., GIGLIA, G. (1975): Le fasi tettoniche terziarie dell' autochtono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1957-1981.
- CARMIGNANI, L., DESSAU, G., DUCHI, G. (1975): I giacimenti a barite, pirite e ossidi di ferro delle Alpi Apuane, studio minerogenetico e strutturale. Boll. Soc. Geol. It., 95: 1009-1061.
- CARMIGNANI, L., GIGLIA, G., KLIGFIELD, R. (1978): Structural evolution of the Apuane Alps: an exemple of continental margin deformation in the northern Apennines, Italy. Journ. Geol., 86: 487-504.
- DEBENEDETTI, A. (1952): Osservazioni geologiche sulle zone minerarie dell'Isola d'Elba. Boll. Serv. Geol. It., 74: 53-85.
- DESCHAMPS, Y. (1980): Contribution à l'étude des gisements à pyrite-hématite de Rio Marina (Ile d'Elbe, Italie). Approche pétrographique, géochimique et structurale. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Lyon-1: 492 p.
- DESCHAMPS, Y., MOINE, B., SAUPÉ, F. (1979): Etude chimique des séries porteuses des minerais de fer d'Elbe (Italie). 7<sup>e</sup> R.A.S.T., Lyon: p. 161.
- DIMANCHE, F. (1969): Les skarns amphiboliques à magnétite du Ginevro, Ile d'Elbe (Italie). Thèse Fac. Sc. Liège: 249 p.
- DIMANCHE, F. (1971): Les minéraux de magnétite et les skarns du Ginevro (Ile d'Elbe, Italie). Min. Dep. (Berlin), 6: 356-379.
- EBERHARDT, P., FERRARA, G. (1962): Confirmation of the absolute age of the granodiorite outcrop in Elba Island with K/Ar measurements. Nature, 196 (4855): 665-666.
- FOSTER, D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 414A, A1-A33.
- GIANELLI, G., PUXEDDU, M. (1979): An attempt of classifying the Tuscan paleozoic: geochemical data. Mem. Soc. Geol. It., 20: 446-455.
- GUILLOU, J. J. (1976): Rôle possible du mécanisme transgressif dans la genèse des gîtes marins de fer et de manganèse. Un exemple ordovicien (Sierra de Lugo, Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, 282, sér. D: 2021-2024.

- HAAS, J. L. (1976): Physical properties of the coexisting phases and the thermochemical properties of the H<sub>2</sub>O component in boiling NaCl solutions (Preliminary steam tables for NaCl solutions) U.S. Geol. Surv. Bull., 1421A: A1-A73.
- HEMLEY, J. J. (1967): Stability relations of pyrophyllite, andalusite and quartz at elevated pressures and temperatures (Abs). Am. Geophys. Union. Trans., 48: p. 224.
- JAROUSSE, J. (1978): Contribution au problème de l'identification d'anciennes séries évaporitiques dans les ensembles métamorphiques. Approche principalement géochimique. Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle Univ. Lyon-1: 232 p.
- KERRICK, D. M. (1968): Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1,8 kb and 3,9 kb water pressure. Am. J. Sci., 266: 204-214.
- KULKE, H. (1976): Diagenese, beginnende Metamorphose und Mineralneubildungen der Karbonat-, Ton- und Sandsteinfolge im Trias-Salz des Diapirs Rocher de Sel de Djelfa (Algérien). Geol. Jb., Hannover, Reihe D, H. 19, 73 p.
- LAGNY, P. (1974): Emersions médiotriasiques et minéralisations dans la région de Sappada (Alpes Orientales italiennes): le gisement de Salafossa, un remplissage paléokarstique plombo-zincifère. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy-1: 366 p.
- LE MERCIER, M., HERY, B., JOSSEAU, J., MERLE, M. (1970): Sur des bancs d'orthosite et d'albitite observés dans les bassins de Lodève et de Gabian (Hérault) et de Saint Affrique (Aveyron). C.R. Acad. Sci. Paris, 270, sér. D: 1289-1292.
- LEONARDI, P. (1967): Inquadramento geocronologico del unito erutivo di Predazzo. Soc. Min. Ital., 17 (1): 15 p.
- LOU, J. G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>FeSi<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH). J. Petro., 14: 381-413.
- MACAUDIÈRE, J., MARIGNAC, C. (1979): Contribution de l'analyse structurale à la connaissance des minéralisations ferrifères de l'île d'Elbe. 7<sup>e</sup> R.A.S.T., Lyon: p. 303.
- MARINELLI, G. (1959 a): Le intrusioni terziarie dell'Isola d'Elba. Atti Sco. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, 66: 50-253.
- MARINELLI, G. (1959 b): I minerali di bismuto del cantiere Falcacci a Rio Marina (Isola d'Elba). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., ser.A, 66: 337-352.
- MOINE, B., SAUVAN, P., JAROUSSE, J. (1981): Geochemistry of evaporite-bearing series: a tentative guide for the identification of meta-evaporites. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 401-412.
- PENTA, F. (1952): Memoria sul ferro in Italia. VI: Giacimenti dell'Isola d'Elba, in: BLONDEL, F. et MARVIER, L. (Ed): Symposium sur les gisements de fer du monde, II, XIX<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern., Alger: 247-347.
- PERRIN, M. (1974): Contribution à l'étude géologique de l'Ile d'Elbe (Italie). Thèse Doct. ès Sci. Nat., Univ. Caen: 764 p.
- PERRIN, M. (1977): L'Ile d'Elbe et la limite Alpes-Apennins: données sur la structure géologique et l'évolution tectogénétique de l'Elbe Alpine et de l'Elbe Apennine. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1929-1955.
- PUXEDDU, M., SAUPÉ, F., DÉCHOMETS, R., GIANELLI, G., MOINE, B. (1984): Geochemistry and Stratigraphic Correlations – Applications to the Investigation of Geothermal and Mineral Resources of Tuscany, Italy (Contribution to the Knowledge of the Ore Deposits of Tuscany, II). Chem. Geology, 43(1/2): 77-113.
- RAU, A., TONGIORGI, M. (1974): Geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero. Mem. Soc. Geol. It., 13: 227-408.
- SAUPÉ, F. (1979): Etat des travaux sur le gisement de fer de Calamita (Ile d'Elbe, Italie). 7<sup>e</sup> R.A.S.T., Lyon: p. 243.
- SAUPÉ, F., MARIGNAC, C., MOINE, B., SONET, J., ZIMMERMANN, J. L. (1982): Datation par les méthodes K/Ar et Rb/Sr de quelques roches de la partie orientale de l'Ile d'Elbe (Province de Livourne, Italie). Bull. Minéralogie, Paris, 105 (3): 236-245.

- SCHIAFFINO, L., TONGIORGI, M. (1962): Stratigrafia del Verrucano dei Monti Pisani. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, 69: 382-446.
- SPAEDA, P. (1970): Le ignimbriti riolitiche del membro superiore de Rio Freddo, nel Trias medio della regione di Tarvisio (Alpi Giulie Occidentali). Studi Trent. Sc. Nat. Trento, Sez. A., 47: 287-358.
- THOMPSON, A. B. (1970): A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. Am. J. Sci., 268: 454-458.
- TONGIORGI, M., RAU, A., MARTINI, I. P. (1977): Sedimentology of early alpine, fluviomarine clastic deposits (Verrucano, Triassic) in the Monti Pisani (Italy). Sedim. Geology, 17: 311-332.
- TONGIORGI, M., BAGNOLI, G. (1981): Stratigraphie du socle paléozoïque de la bordure continentale de l'Apennin septentrional (Italie centrale). Bull. Soc. geol. Fr. (7), 23: 319-324.
- TREVISAN, L. (1950): L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravita. Mem. Istit. Geol., Padova, 16: 39 p.
- TREVISAN, L. (1951): La 55<sup>e</sup> riunione estiva della società geologica Italiana. Boll. Soc. Geol. It. 70 (2), 435-470.
- TREVISAN, L. (1962): Considérations sur deux coupes à travers l'Apennin septentrional. Bull. Soc. géol. Fr. (sér. 7): 4: 675-681.
- VELDE, B., (1967): Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. Contr. Min. Petro., 14: 250-258.

Manuscrit reçu le 16 juin 1982