

# **Le gisement de pyrite-hématite de Valle Giove (Rio Marina, Ile d'Elbe, Italie) : (Contribution à la connaissance des gisements de Toscane - I), Partie 1**

Autor(en): **Deschamps, Yves / Dagallier, Guy / Macaudière, Jean**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **63 (1983)**

Heft 1

PDF erstellt am: **23.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-48726>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

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

## **Partie 1**

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>

### **Abstract**

The pyrite haematite deposit of Valle Giove was mapped in detail and its geological setting (the Verrucano Formation belonging to the Rio Marina Unit) studied by structural, petrographic, mineralogical and geochemical methods. For comparison, the sequence of the *locus typicus* in the Monti Pisani was also included in this study.

The primary Fe-bearing unit was a pyritic, biotite-rich schist, originally associated with marls and dolostones of a specific microenvironment, representing a local variation of the classical Verrucano sequence. The mineralized schists, that gradually change into biotitites bear the stamp of metasomatic changes that are anterior to or synchronous with the regional alpine metamorphism. The origin of these rocks is not clearly established. A heritage of Mg-clays from a restricted basin is probable, but a volcanic or exhalative contribution cannot be ruled out.

During the intrusion of the Eastern Elba quartzmonzonite, the primary mineralization was remobilized during hydrothermal metamorphism, by initially highly concentrated solutions, at P ~ 100 bars and at temperatures decreasing from 320°C to 280°C. Around 280°C the haematite ( $\pm$  pyrite and quartz) and the noteworthy haematite/adularia associations, were precipitated from progressively diluted solutions.

---

\* 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 Calcarea cavernoso. Application à la province métallogénique toscane occidentale». (Contrat D 2842.)

<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. 682, F-54200 Nancy, France.

<sup>4</sup> Laboratoire de Pétrographie, E. N. S. G., B. P. 682, F-54200 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.)

### Résumé

L'étude du gisement de pyrite-hématite de Valle Giove s'appuie sur des levers originaux, une analyse structurale et la caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique de l'environnement proche, la série Verrucano de l'Unité de Rio Marina, mais aussi, pour comparaison, de la série typique des Monti Pisani.

Le stock de fer primaire est constitué par des schistes pyriteux riches en biotite associés à des roches d'origine marneuse et dolomitique dans un micro-environnement spécifique, variante locale du Verrucano classique. Les schistes minéralisés qui passent à des biotites portent la marque de transformations métasomatiques antérieures à synchrones vis-à-vis du métamorphisme régional alpin. Leur origine précise est mal établie. L'héritage d'argiles magnésiennes de milieux confinés est probable, mais une contribution volcanique ou exhalative n'est pas exclue.

Lors de l'intrusion de la quartzo-monzonite de l'Elbe orientale, les minéralisations originelles ont été remobilisées dans un métamorphisme de type hydrothermal, à  $P \sim 100$  bars et  $T$  baissant de  $320^\circ\text{C}$  à  $280^\circ\text{C}$  par des solutions très concentrées au début. Puis l'hématite ( $\pm$  pyrite  $\pm$  quartz), avec notamment des associations remarquables à hématite-adulaire, se dépose vers  $280^\circ\text{C}$  à partir de solutions progressivement plus diluées.

## A - Introduction

### *I. Les grands traits de la géologie d'Elbe Orientale*

L'île d'Elbe est formée par un empilement d'écailles tectoniques mises en place lors de la tectogenèse apenninique (Fig. 1). Ces écailles ont été recoupées par deux intrusions tertiaires (MARINELLI, 1959 a): la granodiorite du Monte Capanne, à l'extrémité ouest de l'île, datée à environ 7 m. a. (EBERHARDT et FERRARA, 1962; BORSI et FERRARA, 1971), et la quartzomonzonite d'Elbe Orientale ( $\gamma\mu$  Fig. 1), datée à 5-6 m. a. (BORSI et FERRARA, 1971; SAUPÉ et al., 1982).

Les différentes écailles sont composées de séries de faciès toscan (T) et ligure (L). Ces ensembles ont été individualisés notamment par TREVISAN (1950, 1951), puis par PERRIN (1974, 1977), dont les levers servent de base à la Figure 1.

La partie orientale de l'île comporte différentes unités superposées qui peuvent être classées en trois grands groupes.

#### **Le Groupe des Unités Toscanes inférieures**

est constitué par des formations de type toscan, épimétamorphiques et schisteuses. Ces unités sont plus ou moins affectées par le métamorphisme de contact induit par la quartzomonzonite d'Elbe Orientale. Selon le schéma de Perrin, on distingue plusieurs unités décrites de la base vers le sommet:

- *l'Unité de Calamita* ( $T_0$ ) est principalement formée par les «Schistes de Calamita». Longtemps considérées comme l'équivalent métamorphique du Carbonifère p.p. (TREVISAN, 1951; BODECHTEL, 1964; DIMANCHE, 1971; PERRIN,

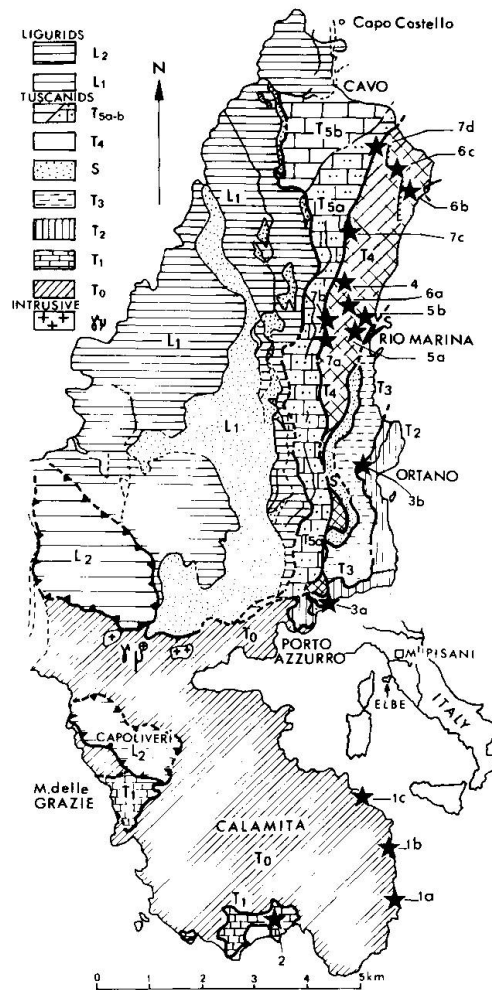


Fig. 1 Schéma géologique de la partie orientale de l'Ile d'Elbe, modifié d'après PERRIN (1974):

- $\gamma\mu$  = quartzomonzonite intrusive d'Elbe Orientale.
- Unités Toscane inférieures:  $T_0$  = socle de l'Unité de Calamita;  $T_1$  = couverture carbonatée de l'Unité de Calamita;  $T_2$  = Unité d'Ortano;  $T_3$  = Unité des Schistes et Cipolins;  $T_4$  = Unité de Rio Marina.
- Unités Toscane supérieures  $T_{5a}$  et  $T_{5b}$  = Unités calcaires.
- Unités Ligures: S = Serpentinite intercalaire;  $L_1$  = Séries ophiolitiques;  $L_2$  = Flysch à Helminthoïdes.
- Gisements de fer: 1a = Ginevra; 1b = Stagnone; 1c = Sassi Neri; 2 = Calamita; 3a = Terra Nera; 3b = Ortano; 4 = Valle Giove; 5a = Bacino; 5b = Vigneria; 6a = Zucchetto; 6b = Rialbano; 6c = Monte Calendozio; 7a = Valle di Catone; 7b = Rossetto; 7c = Le Conche; 7d = Fornacelle.

Fig. 1 Geological setting of the Eastern part of the Island of Elba, modified from PERRIN (1974):

- $\gamma\mu$ : intrusive Eastern Elba Quartz monzonite.
- Lower Tuscan Units:  $T_0$  = basement of the Calamita Unit;  $T_1$  = carbonatic cover of the Calamita Unit;  $T_2$  = Ortano Unit;  $T_3$  = Unit of "Schists and Crystalline Limestones";  $T_4$  = Rio Marina Unit.
- Upper Tuscan Units:  $T_{5a}$  and  $T_{5b}$  = Limestone Units.
- Ligurian Units: S = interlayered serpentinite;  $L_1$  = Ophiolites;  $L_2$  = Helminthoides bearing flysch.
- Iron Deposit: 1a = Ginevra; 1b = Stagnone; 1c = Sassi Neri; 2 = Calamita; 3a = Terra Nera; 3b = Ortano; 4 = Valle Giove; 5a = Bacino; 5b = Vigneria; 6a = Zucchetto; 6b = Rialbano; 6c = Monte Calendozio; 7a = Valle di Catone; 7b = Rossetto; 7c = Le Conche, 7d = Fornacelle.

1974, 1977) ou du Permotrias p.p. (BODECHTEL, 1965; BARBERI et al., 1967; DIMANCHE, 1971), ces roches sont probablement à rapporter au Paléozoïque inférieur (BAGNOLI et al., 1978, 1979; GIANELLI et al., 1979; PUXEDDU et al., 1984),

et elles constituent en fait une unité ancienne, hercynienne (MACAUDIÈRE et MARIGNAC, 1979). Les caractères géochimiques des Schistes de Calamita sont en effet tout à fait distincts de ceux des roches du Permocarbone ou du Verrucano triasique bien typés (Monti Pisani, Unité de Rio Marina: DESCHAMPS et al., 1979; PUXEDDU et al., 1984). Ce socle de l'Unité de Calamita est recouvert en contact tectonique par des lambeaux de couverture carbonatée (T<sub>1</sub>) d'âge Trias supérieur probable (SQUARCI et al., 1967; MACAUDIÈRE et MARIGNAC, 1979) («Brèches de la Madonna delle Grazie» de PERRIN, 1974).

- l'Unité d'Ortano (T<sub>2</sub>) est une unité complexe (PERRIN, 1974) dont le sous-ensemble basal renferme un niveau de métavolcanites (s. l.) acides, connues en Toscane sous le nom de «Porfiroïdi et Scisti porfirici». Longtemps considérées comme un niveau repère d'âge Permien dans toute la Toscane (TREVISAN, 1950, 1951; BARBERI, 1966; PERRIN, 1974), ces roches sont aujourd'hui rangées dans le Paléozoïque inférieur (BAGNOLI et al., 1978, 1979; TONGIORGI et BAGNOLI, 1981). Ce volcanisme paléozoïque (Silurien ?) doit être distingué du volcanisme acide

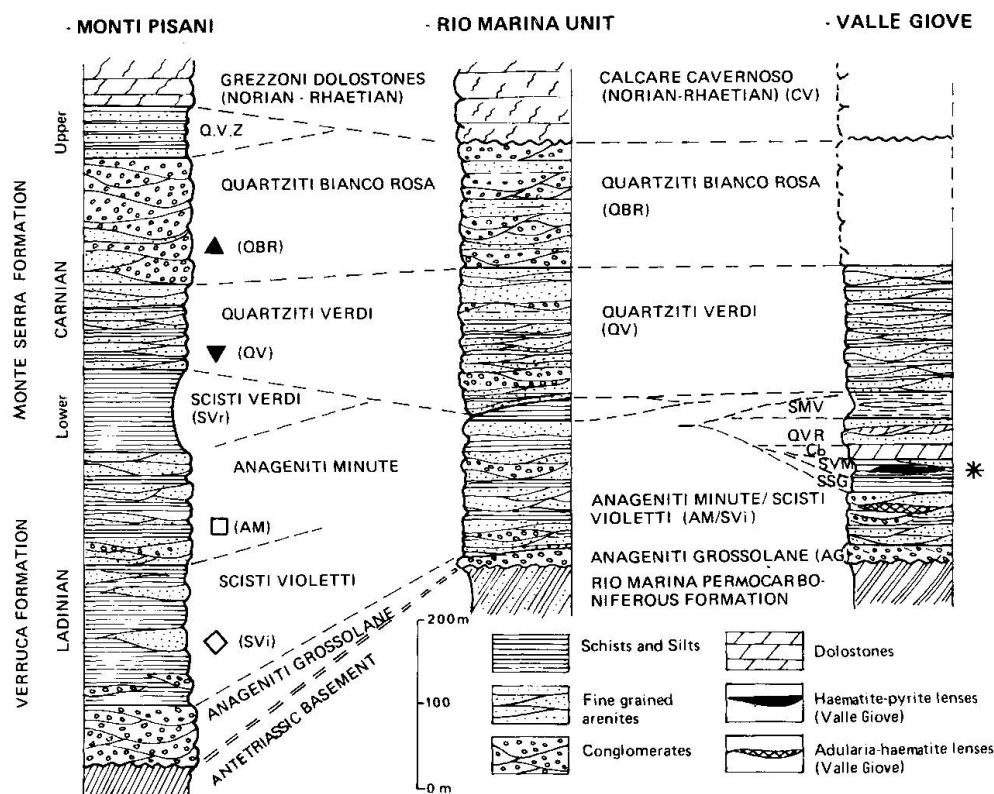


Fig. 2 Lithostratigraphie comparée du Verrucano des Monti Pisani, de l'Unité de Rio Marina et de la série particulière de Valle Giove. Valle Giove: SSG = Série schistogréuseuse; SVM = Schistes verts minéralisés; Cb = Carbonates bréchoïdes; QVR = Quartzites verts et rouges; SMV = Schistes et marnes versicolores. \* minéralisations primaires stratiformes.

Fig. 2 Comparative lithographical sequences of the Verrucano from the Monti Pisani, from the Rio Marina Unit and from the local sequence of Valle Giove. Valle Giove: SSG = Schists/Sandstones Sequence; SVM = Green Mineralized Schists; Cb = Brechoidal Carbonates; QVR = Green and Red Quartzites; SMV = Variegated Schists and Marls. \* = Primary stratoid mineralization.

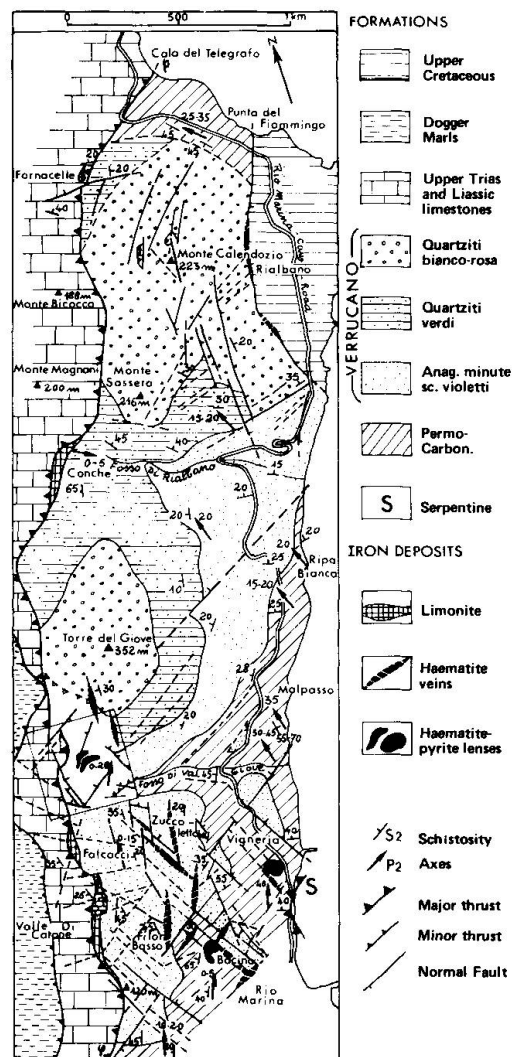


Fig. 3 Schéma géologique interprétatif de la zone minière de l'Unité de Rio Marina.

Fig. 3 Interpretative geological sketch map of the mining area of the Rio Marina Unit.

que l'on observe, comme nous le montrerons par la suite, remanié dans les roches du Verrucano triasique.

- l'Unité des Schistes et Cipolins (T<sub>3</sub>) surmonte l'Unité d'Ortano par contact tectonique. L'âge des roches de cette unité reste indéterminé: Lias-Dogger (TRÉVISAN, 1950; PERRIN, 1974), ou Crétacé supérieur (PERRIN, 1974).

- l'Unité de Rio Marina (T<sub>4</sub>). Contrairement à PERRIN (1974), nous rangeons cette unité dans le groupe des Unités Toscane inférieures. En effet, les roches du Permocarbone et du Verrucano triasique de cette unité (Fig. 2) ont subi un épimétamorphisme alpin notable, accompagné de déformations souples intenses et polyphasées. PERRIN (1974) rattache à l'Unité de Rio Marina des lambeaux isolés de calcaires liasiques (Monte Calendozio; Fig. 3) et un ensemble de schistes du Crétacé supérieur affleurant dans la partie NE de cette unité (Fig. 3). L'Unité de Rio Marina est séparée de l'Unité des Schistes et Cipolins par une

lame de serpentinite (S, Fig. 1 et 3), présumée d'origine ligure, intercalée tectoniquement dans le groupe des Unités Toscane inférieures.

#### Le Groupe des Unités Toscane supérieures

Les séries des unités appartenant à ce groupe ne sont pas métamorphiques. Compte tenu de la modification apportée au schéma de PERRIN (1974), seules subsistent dans ce groupe les *Unités calcaires* de cet auteur (notées T<sub>5</sub> a et b, Fig. 1). Les cargneules du «Calcare cavernoso» qui forment la base de cet ensemble, datées du Norien-Rhétien, sont surmontées par une puissante série de calcaires liasiques, puis par un ensemble marneux, fréquemment décollé (Fig. 3), attribué au Dogger.

#### Le Groupe des Unités Ligures

Charrié sur les Unités Toscane, ce groupe constitue le sommet de l'édifice tectonique (Fig. 1); on distingue:

- *les Séries ophiolitifères* (L<sub>1</sub>). La base est formée d'ophiolites *s.s.* du Dogger (serpentinites, diabases), surmontées d'une épaisse série de jaspes du Malm. Des calcaires pélagiques du Tithonique-Crétacé basal couronnent l'ensemble.

La lame de serpentinite (S) intercalée dans le Groupe des Unités Toscane inférieures, à la base de l'Unité de Rio Marina, est considérée par Perrin comme équivalente des serpentinites de cette série.

- *le Flysch à Helminthoïdes* (L<sub>2</sub>). Cet ensemble parfaitement allochtone n'est recouvert par aucune autre unité. Le flysch lui-même, d'âge Crétacé supérieur, est profondément injecté dans sa masse par de gros corps porphyriques et apliques antérieurs à l'intrusion du Monte Capanne. Ces injections acides sont tronquées au niveau du contact basal avec les unités chevauchées (PERRIN, 1974).

#### II. Les différents types de gisements de fer de l'île d'Elbe

Les gisements de fer d'Elbe sont tous localisés sur la côté orientale de l'île. Ils peuvent être classés en trois types principaux (Fig. 1).

- *Les gisements à magnétite-pyrrhotite* (ex: gisement de Ginevro, 1a, Fig. 1), associés à des skarns à amphibole (DIMANCHE, 1969, 1971), qui sont encaissés dans les Schistes de Calamita.

- *Les skarns complexes à magnétite* (gisement de Calamita, 2, Fig. 1). Ces skarns (à ilvaïte, ferrosalite, andradite, épidote) passent latéralement à la couverture carbonatée triasique de l'Unité de Calamita (T<sub>1</sub>) et sont charriés avec celle-ci sur le socle. SAUPÉ (1979), MACAUDIÈRE et MARIGNAC (1979) ont montré dans ce gisement l'existence de minéralisations primaires pyriteuses liées aux strates. Ces auteurs montrent en outre que ces skarns - dont la formation serait

liée à l'épimétamorphisme alpin - et les minerais ont été affectés par les déformations polyphasées alpines, puis par une importante recristallisation post-tectonique sous l'effet de la mise en place de l'intrusion tertiaire d'Elbe Orientale.

- *Les gisements à hématite-pyrite*, dans l'Unité de Rio Marina. Ils sont encaissés dans le Permocarbonifère ou le Verrucano (Ladinien-Carnien), et trois variantes peuvent être distinguées:

1. *Le type Valle Giove* (4, Fig. 1), où existent des minéralisations primaires stratiformes, encaissées dans une Série Verrucano particulière. Leur remobilisation conduit à des minéralisations sécantes, en amas ou en filons.

2. *Les amas à hématite-pyrite*, dans le Permocarbonifère (ex: Vigneria, 5, Fig. 1 et 3) ou le Verrucano (Valle Giove p. p.). Ce type est apparemment dominant en profondeur dans l'Unité de Rio Marina.

3. *Les gisements filoniens à hématite*, guidés par des fractures tardives (ex: Zuccoletto, 6, Fig. 1, Fig. 3).

A ces trois types s'ajoutent des gisements limonitiques d'origine secondaire, localisés au niveau du contact anormal entre l'Unité de Rio Marina et l'unité calcaire sus-jacente (ex: Valle di Catone, 7a, Fig. 1, Fig. 3).

### *III. Les hypothèses métallogéniques antérieures. Objectifs et moyens de la présente étude*

Une rapide revue des hypothèses métallogéniques antérieures va permettre de préciser les objectifs de notre étude. La proximité spatiale entre des gisements de types et d'environnements très variés et la quartzomonzonite intrusive d'Elbe Orientale a longtemps favorisé les hypothèses strictement épigénétiques (DEBENEDETTI, 1952; BENEIO, 1952; PENTA, 1952; MARINELLI, 1959b; PERRIN, 1974). Les minéralisations étaient alors rangées dans le type «pyrométasomatique» (gisements de skarns méridionaux) et hydrothermal (gisements de l'Unité de Rio Marina). Rappelons que dans le même temps les Schistes de Calamita étaient considérés comme dérivant au moins *pro parte* de roches d'âge triasique, affectées par un métamorphisme de contact mésozonal (cf. supra), alors que l'Unité de Rio Marina, plus éloignée du centre intrusif, était supposée épargnée par le métamorphisme (DEBENEDETTI, 1952; PERRIN, 1974). BODECHTEL (1964, 1965) proposa au contraire un schéma global de minéralisations syngénétiques: un horizon porteur de minéralisations primaires stratiformes, situé sous le niveau de transgression du Calcare cavernoso, aurait été diversement affecté par le métamorphisme de contact. Dans cette optique, et compte tenu de l'âge triasique *p. p.* envisagé pour les Schistes de Calamita, il était possible de considérer les gisements encaissés dans ces derniers comme les équivalents métamorphisés des amas à hématite-pyrite de type Valle Giove, dans le Verrucano de l'Unité de Rio Marina. Des données sur la géochimie des isotopes du soufre ont pu être interprétées de façon cohérente selon ce schéma métallogénique (ARNOLD, 1976). Mais l'étude pétrographique et géochimique (50 analyses, in DESCHAMPS,



1980; DESCHAMPS et al., 1979) des Schistes de Calamita a clairement infirmé ce modèle en montrant que cet ensemble n'est pas un équivalent plus métamorphique de l'Unité de Rio Marina. Cependant, l'hypothèse de concentrations stratiformes ultérieurement remobilisées, envisagée par BODECHTEL, constituait une hypothèse de travail intéressante. L'étude fut alors focalisée sur l'Unité de Rio Marina et ses gisements et plus particulièrement sur le gisement de Valle Giove, bien exposé à la faveur d'une grande carrière.

En plus des investigations cartographiques, pétrographiques et structurales détaillées, ce travail s'appuie en particulier sur environ 350 analyses chimiques nouvelles (éléments majeurs et quelques éléments en traces), effectuées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy-Vandœuvre, et sur de nombreuses analyses de minéraux à la microsonde (microsonde Camebax MB<sub>1</sub>, Université Nancy I). L'aspect physico-chimique des remobilisations a été abordé par une étude microthermométrie détaillée des inclusions fluides, réalisée par l'un de nous (DESCHAMPS, 1980) à l'Institut de Recherche Interdisciplinaire de Géologie et de Mécanique de Grenoble (environ 1800 mesures).

## **B - L'Unité de Rio Marina, cadre de la minéralisation de Valle Giove**

La stratigraphie de l'Unité de Rio Marina n'était pas connue avec une précision suffisante pour traiter des problèmes métallogéniques. Il s'agissait, en effet, d'établir de façon détaillée la succession lithostratigraphique dans la zone tectonique complexe de Valle Giove, de reconnaître la position stratigraphique exacte des horizons minéralisés et de rechercher leurs particularités lithologiques par rapport à leurs équivalents non minéralisés.

C'est pourquoi nous avons dû, dans un premier stade, chercher à établir des comparaisons étroites avec le Verrucano du *locus typicus*, les Monti Pisani (Toscane continentale). Cette série, avec laquelle la série d'Elbe présente de grandes analogies, avait été récemment bien caractérisée d'un point de vue sédimentologique (RAU et TONGIORGI, 1974; TONGIORGI et al., 1977). Sa description a été complétée par une quarantaine d'analyses chimiques nouvelles sur échantillons en grande partie prélevés sur indications personnelles de M. TONGIORGI.

### ***I. La séquence Verrucano des Monti Pisani***

Le Verrucano triasique des Monti Pisani, épimétamorphique (SCHIAFFINO et TONGIORGI, 1962) représente la base du cycle sédimentaire mésozoïque. Au cours de cette période s'effectue la reprise de la couverture détritique d'un substratum hercynien intensément altéré et lessivé au Permien et au Trias inférieur

et moyen. Deux mégaséquences sédimentaires majeures (Fig. 2) composent cette série et traduisent une tendance générale transgressive depuis des dépôts continentaux jusqu'à des dépôts de milieu côtier, puis marin peu profond, au Trias supérieur (RAU et TONGIORGI, 1974).

- *La mégaséquence inférieure* («Formation de la Verruca»), alluviale, d'âge Ladinien, débute par un terme basal grossier, à caractères fluviatiles proximaux (conglomérats polygéniques des «*Anageniti grossolane*») et se poursuit par deux termes plus fins, isochrones et étroitement associés («*Scisti violetti*» et «*Anageniti minute*»); ces dépôts continentaux représentent des sédiments de plaine alluviale subsidente (schistes et silts quartzo-micacés à pigment hématitique, quartzites et microconglomérats plus ou moins phylliteux).

- *La mégaséquence supérieure* («Formation des Quartzites du Monte Serra») comporte un premier niveau marin fossilifère du Carnien inférieur (les «*Scisti Verdi*»), déposé dans un système instable de lagunes côtières peu profondes, à eaux sursalées ou saumâtres. Ces schistes et silts donnent par métamorphisme des roches quartzo-sériciteuses légèrement chloriteuses. Ces lagunes sont progressivement envahies par des dépôts de barre sableuse, les «*Quartziti verdi*» (quartzites plus ou moins purs, lités, généralement à grain fin, psammitiques, à stratifications entrecroisées). Une nouvelle séquence deltaïque poursuit la série, d'abord avec des dépôts grossiers de plate-forme deltaïque submergée, les «*Quartziti bianco rosa*» (quartzites de teinte claire, microconglomératiques à conglomératiques); la composition de ces roches est celle d'orthoquartzites. La série s'achève, au Carnien supérieur, par des dépôts fins de plaine d'inondation périodiquement asséchée, les «*Quartziti viola zonata*» (fines alternances de schistes violacés et de lits silteux clairs). Au Trias supérieur (Norien-Rhétien), l'appauvrissement en apports terrigènes et la reprise de la subsidence induisent la submersion définitive de la région, avec le dépôt de faciès carbonatés à tendance évaporitique («*dolomies Grezzoni*», équivalent latéral des cargneules du *Calcare cavernoso*).

## II. La série générale de l'Unité de Rio Marina

### II.1. LE PERMOCARBONIFÈRE

Une puissante formation détritique d'âge permocarbonifère affleure à la base de l'Unité de Rio Marina (Fig. 3), les «Schistes de Rio Marina» de PERRIN (1974). Ces roches (schistes et silts sombres graphiteux, grès psammitiques bruns à stratifications entrecroisées, lentilles conglomératiques), épimétamorphiques, ont une composition chimique de grès *s.s.*, correspondant à un mélange quartz-illite en proportions variables (Fig. 4a). L'absence de Ca (Ta-

bleau 1) et la nette prédominance de K sur Na (Fig. 4b) indiquent une forte maturité.

Quelques termes initialement plus alumineux sont riches en pyrophyllite. Les roches du Permocarbonifère forment une population géochimique homogène, distincte des roches du Verrucano, à caractère plus feldspathique (Fig. 4a et b). Interprétés comme des dépôts deltaïques, les Schistes de Rio Marina sont très comparables aux faciès paraliques de même âge de San Lorenzo (Monti Pisani) et aux shales et grès du Permocarbonifère fluvio-deltaïque de Iano, en Toscane méridionale (BAGNOLI et al., 1978, 1979; GIANELLI et al., 1979).

## II.2. LE VERRUCANO

Dans l'Unité de Rio Marina, le Verrucano débute par un niveau conglomératique discontinu (0–20 m), souvent absent par suite de rabotages tectoniques au niveau du contact Verrucano-Permocarbonifère. Ces conglomérats sont assimilés aux *Anageniti grossolane* de la série type, ici moins grossiers et moins puissants (Fig. 2). Les *Scisti violetti* et *Anageniti minute* sont représentés par un puissant ensemble monotone, mais caractéristique, de schistes et silts violacés, d'arénites claires plus ou moins phylliteuses, schistosées, et de fréquents niveaux lenticulaires microconglomératiques à conglomératiques, polygéniques, mal classés (120–170 m). La série se poursuit par un épais ensemble quartzitique (150–170 m) constitué de quartzites psammitiques gris-vert, finement lités, à stratifications entrecroisées, de microconglomérats et de conglomérats clairs siliceux, alternant avec des interlits schisteux verdâtres ou plus rarement violacés. Des bancs épais de faciès massif, achèvent cet ensemble, directement comparable aux *Quartziti verdi* de la série type. L'apparition progressive de niveaux conglomératiques clairs annonce la transition progressive aux *Quartziti bianco rosa* sus-jacents, qui terminent la Série Verrucano de l'Unité de Rio Marina (microconglomérats et conglomérats grossiers mal classés, polygéniques, pratiquement holoquartzeux). Les *Quartziti bianco rosa* sont directement chevauchés par les cargneules du *Calcare cavernoso* ou les calcaires liasiques de l'unité calcaire sus-jacente (Fig. 3).

Bien que moins puissante, la partie basale de la série générale du Verrucano de l'Unité de Rio Marina est très comparable à la formation continentale de la Verruca, d'âge ladinien. L'épisode lagunaire des *Scisti verdi* des Monti Pisani n'est pas très développé dans l'Unité de Rio Marina, dans laquelle on retrouve directement leurs équivalents isochrones, les *Quartziti verdi*. Dans les grandes lignes, les deux séquences restent cependant très comparables.

*III. Géochimie comparée du Verrucano des Monti Pisani et de l'Unité de Rio Marina; caractères pétrographiques particuliers*

L'étude des caractères chimiques de ces formations détritiques a permis de confirmer et de préciser les corrélations lithostratigraphiques. Ces caractères chimiques sont examinés dans des diagrammes qui montrent clairement leurs relations avec les caractères minéralogiques et pétrographiques.

Sur les figures 4a et 4b sont reportés les domaines géochimiques correspondant aux différentes formations de l'Unité de Rio Marina, ainsi que les termes de référence des Monti Pisani; quelques exemples d'analyses chimiques sont présentés dans le tableau 1.

Les *Scisti violetti* dérivent de shales et silts quartzo-illitiques, alors que les faciès arénitiques associés (*Anageniti minute*), plus quartzeux, ont des compositions de grès illitiques plus ou moins phylliteux, légèrement feldspathiques (Fig. 4a-b). Les tendances au confinement supposées au niveau des *Scisti verdi* des Monti Pisani ne se marquent pas géochimiquement (Tableau 1): composition de shales illitiques communs, sans tendance magnésienne, avec des teneurs en Li et B banales. Les roches de la formation des *Quartziti verdi* se particularisent par une très large variation des rapports quartz/phyllites (Fig. 4a), allant depuis des compositions de shales illitiques (interlits schisteux) jusqu'à des compositions d'orthoquartzites. Faciès fins et grossiers présentent une alcalinité potassique caractéristique (K/Al élevé, Fig. 4b), sans doute liée à des illites saturées en K<sub>2</sub>O (influence du milieu de sédimentation et/ou de la diagenèse). Les tendances orthoquartzitiques s'affirment encore au niveau des *Quartziti bianco rosa* (Tableau 1).

Dans les deux séries, on a affaire à des sédiments de maturité élevée, où les éléments les plus mobiles et les minéraux les plus fragiles sont absents (shales et arénites ne comportant que des traces de Na et Ca alors que K reste en concentrations élevées; cf. Tableau 1). Le léger caractère sodique des roches des Monti Pisani (albite) manque dans les roches du Verrucano de l'Unité de Rio Marina. Dans les deux cas existent des tendances quartzitiques marquées en haut de série (*Quartziti verdi*); ces tendances orthoquartzitiques, encore accusées au niveau des *Quartziti bianco rosa*, dénotent une maturité chimique croissante des différents termes du bas vers le haut.

Une composante détritique dérivant de roches volcaniques acides a été reconnue dans l'ensemble des faciès arénitiques des deux séries. Il s'agit de galets lithiques de «Porphyres rouges permien» (GIANELLI et al., 1979; BAGNOLI et al., 1978, 1979) remaniés dans les *Anageniti grossolane* des Monti Pisani et les faciès conglomératiques du Verrucano de l'Unité de Rio Marina, et plus généralement de clastes isolés dispersés (quartz percés et/ou golfés; éclats anguleux à faces courbes et concaves; débris de quartz microcristallin; plus rarement anciens phénocristaux montrant des phénomènes d'éclatement thermique; bulles de ponce remplacées par du quartz). Ces éléments remaniés proviennent de

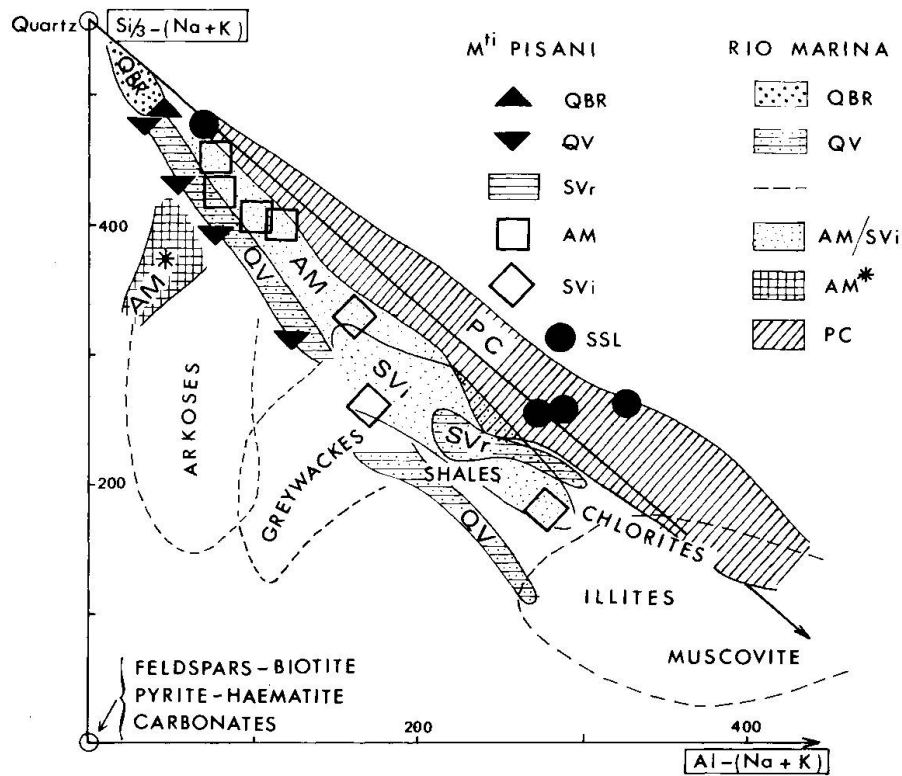


Fig. 4a Diagramme  $Si/3-(Na+K)$ ;  $Al-(Na+K)$ . Roches des Monti Pisani et de l'Unité de Rio Marina.

QBR = Quartziti bianco rosa; QV = Quartziti verdi; SVr: Scisti verdi; AM = Anagentiti minute; SVi = Scisti violetti; AM\* = Anageniti minute de Valle Giove, faciès particuliers à biotite verte - adulaire; SSL Schistes permocarbonifères de San Lorenzo; PC = Schistes permocarbonifères de Rio Marina.

Fig. 4a Diagram  $[Si/3-(Na+K)]$  vs.  $[Al-(Na+K)]$ . Samples from the Monti Pisani and from the Rio Marina Unit.

QBR = Quartziti bianco rosa; QV = Quartziti verdi; SVr: Scisti verdi; AM = Anageniti minute; SVi = Scisti violetti; AM\* = Anageniti minute from Valle Giove, local faciès bearing green biotite and adularia; SSL = Permocarboniferous schists of San Lorenzo; PC = Permocarboniferous schists of Rio Marina.

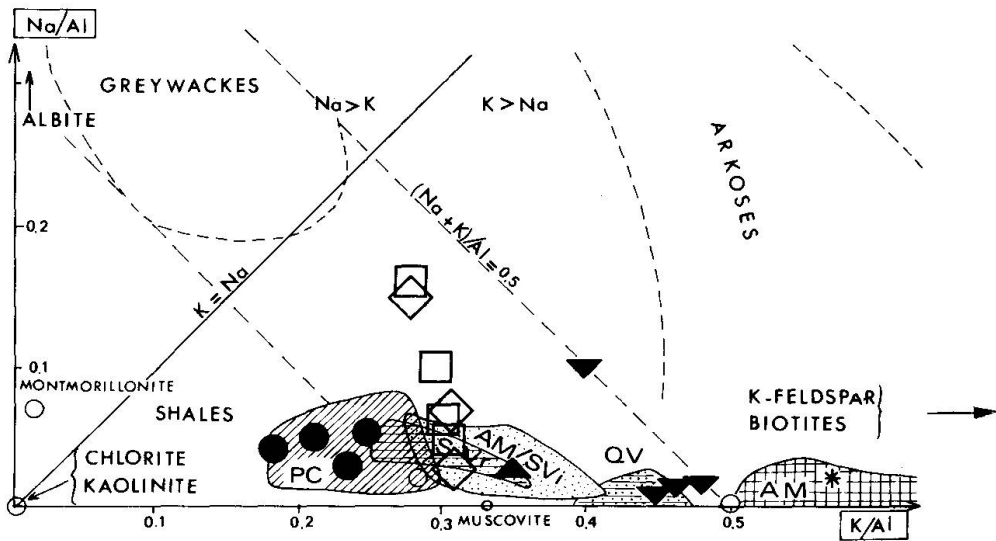


Fig. 4b Diagramme  $Na/Al$ ;  $K/Al$ . Roches des Monti Pisani et de l'Unité de Rio Marina. cf. légende fig. 4a.

Fig. 4b Diagram  $(Na/Al)$  vs.  $(K/Al)$ . Samples from the Monti Pisani and from the Rio Marina Unit (legend: see fig. 4a).

Tableau 1 Composition chimique de quelques roches du Verrucano.  
Table 1 Chemical compositions of some rocks from the Verrucano.

|                                | MONTI PISANI |           |               |            |             | UNITÉ DE RIO MARINA |          |            |           |            | VALLE GIOVE   |               |             |                |  |
|--------------------------------|--------------|-----------|---------------|------------|-------------|---------------------|----------|------------|-----------|------------|---------------|---------------|-------------|----------------|--|
|                                | P22a<br>SVI  | P23<br>AM | P33(1)<br>SVr | P36b<br>QV | P37b<br>QBR | R16<br>SVI          | R7<br>AM | A50B<br>QV | 64<br>QBR | R14<br>AM* | R29(2)<br>SVM | R32(3)<br>SVM | R121c<br>Cb | R119a(4)<br>Cb |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 70,14        | 83,25     | 63,01         | 83,11      | 92,21       | 66,06               | 77,80    | 87,70      | 93,96     | 77,16      | 61,89         | 32,85         | 2,85        | 37,09          |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,15        | 9,47      | 19,49         | 7,69       | 3,48        | 18,17               | 11,39    | 6,13       | 2,91      | 6,51       | 15,40         | 11,00         | 0,35        | 14,38          |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,27         | 0,58      | 5,55          | 2,43       | 0,94        | 5,68                | 2,46     | 2,03       | 0,59      | 5,56       | 7,37          | 28,39         | 1,39        | 5,52           |  |
| MnO                            | tr.          | tr.       | 0,03          | 0,02       | tr.         | 0,03                | 0,03     | tr.        | 0,01      | 0,05       | 0,10          | 0,15          | 0,13        | 0,19           |  |
| MgO                            | 1,39         | 0,31      | 1,84          | 0,86       | 0,32        | 0,54                | 0,49     | 0,31       | 0,20      | 2,36       | 3,13          | 12,29         | 21,34       | 9,08           |  |
| CaO                            | tr.          | tr.       | tr.           | tr.        | tr.         | tr.                 | tr.      | tr.        | tr.       | 0,03       | 1,60          | 0,24          | 28,22       | 13,99          |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,44         | 0,28      | 0,68          | 0,07       | 0,05        | 0,25                | 0,23     | 0,01       | 0,13      | 0,16       | 0,10          | 0,02          | tr.         | 0,12           |  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,88         | 2,70      | 4,73          | 3,31       | 1,12        | 5,07                | 3,41     | 2,43       | 1,23      | 4,19       | 5,90          | 5,51          | tr.         | 3,03           |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,68         | 1,03      | 0,82          | 0,46       | 0,16        | 0,61                | 0,60     | 0,30       | 0,10      | 0,27       | 0,89          | 0,55          | 0,03        | 0,56           |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | n.d.         | n.d.      | 0,12          | 0,05       | 0,03        | n.d.                | n.d.     | n.d.       | n.d.      | n.d.       | n.d.          | n.d.          | n.d.        | 0,28           |  |
| P.F.                           | 2,38         | 1,68      | 3,79          | 1,64       | 0,99        | 3,69                | 3,17     | 1,29       | 0,73      | 2,78       | 3,56          | 8,55          | 45,65       | 16,27          |  |
| Total                          | 100,33       | 99,30     | 100,06        | 99,64      | 99,30       | 100,10              | 99,58    | 100,20     | 99,86     | 99,07      | 99,94         | 99,55         | 99,96       | 100,51         |  |
| Rb                             | 169          | 84        | 203           | 91         | 24          | n.m                 | n.m      | 71         | 29        | n.d        | n.d           | n.d           | 10          | 152            |  |
| Ba                             | 598          | 442       | 688           | 137        | 36          | 741                 | 593      | 129        | 56        | 1165       | 697           | 42            | 11          | 200            |  |
| Sr                             | 37           | 18        | 38            | 13         | 10          | 20                  | 23       | 47         | 10        | 132        | 187           | 29            | 188         | 217            |  |
| V                              | 88           | 47        | 138           | 34         | 10          | 108                 | 83       | 81         | 21        | 66         | 130           | 70            | 24          | 101            |  |
| Cr                             | 55           | 22        | 92            | 20         | 10          | 102                 | 43       | 27         | 10        | 29         | 108           | 75            | 29          | 70             |  |
| Ni                             | 37           | 29        | 52            | 26         | 24          | 31                  | 10       | 10         | 27        | 28         | 43            | 41            | 10          | 42             |  |
| Cu                             | 10           | 10        | 10            | 10         | 14          | 10                  | 10       | 10         | 15        | 10         | 10            | 10            | 15          | 10             |  |

(1) Li = 81 ppm (2) Li = 37 ppm ; B = 125 ppm ; C = 0,05 % (3) Li = 715 ppm ; B = 25 ppm ; C = 0,05 % (4) Li = 83 ppm ; B = 350 ppm

Eléments majeurs en %, Fe exprimé en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total, traces en ppm avec une limite de détection de 10 ppm. Monti Pisani et Unité de Rio Marina : Scisti violetti : P22a, R16 ; Anageniti minute : P23, R7 ; Scisti verdi : P33 ; Quartziti verdi : P36b, A50b ; Quartziti bianco rosa : P37b, 64. Série de Valle Giove : R14 : Anageniti minute, faciès à adulaire-biotite verte ; R29 : Schiste vert minéralisé, faciès riche en mica blanc ; R32 : Schiste vert minéralisé, faciès très biotitique ; R121c : Carbonate bréchoïde s.s. ; R119a : Marne verte couvrant les carbonates bréchoïdes s.s.

Major elements as oxides %, Fe as total Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, traces as ppm with a detection limit of 10 ppm. Monti Pisani and Rio Marina Unit : Scisti Violetti : P22a, R16, Anageniti minute : P23, R7 ; Scisti Verdi : P33 ; Quartziti Verdi : P36b, A50b ; Quartziti bianco rosa : P37b, 64. Valle Giove sequence : R14 Anageniti minute, adularia and green biotite bearing facies ; R29 : Green Mineralized Schist, white-mica rich facies ; R32 : Green Mineralized Schist, with abundant biotite ; R121c : Brechoïdal Carbonates s.s. ; R119a : Green marl overlying the Brechoïdal Carbonates s.s.

ponces et d'ignimbrites profondément transformées avant leur remaniement, comme le montrent quelques analyses de «porphyres rouges permien» des Anageniti grossolane des Monti Pisani (lessivage poussé des alcalins, silicification intense). La mise en place de ces roches volcaniques, connues uniquement à l'état remanié dans l'ensemble des séries Verrucano de Toscane, est reliée au jeu des grandes fractures verticales de la phase saaliennne (BAGNOLI et al., 1979; GIANELLI et al., 1979). En toute rigueur cependant, rien ne permet d'écarter absolument l'éventualité d'un volcanisme ignimbritique d'âge triasique. La caractérisation de cette composante prendra une certaine importance lorsque seront discutés les problèmes de l'origine des minéralisations primaires de Valle Giove.

#### *IV. Le métamorphisme régional et la déformation dans l'Unité de Rio Marina*

Les roches du Permocarbonifère et du Verrucano de l'Unité de Rio Marina présentent des textures et des assemblages minéralogiques caractéristiques de roches ayant subi un épimétamorphisme alpin syntectonique, d'intensité homogène sur toute l'unité, correspondant à l'épizone faible (faciès «schistes verts» à quartz-chlorite-mica blanc). Un enchaînement de déformations souples intenses, polyphasées, s'associe et succède au métamorphisme régional. Ces phénomènes n'ont guère été mentionnés par les auteurs précédents.

##### IV.1. LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL SYNTECTONIQUE

L'association quartz + mica blanc  $\pm$  chlorite est la plus répandue dans les métapélites et méta-arénites communes du Permocarbonifère et du Verrucano; la pyrophyllite se forme dans quelques pélites initialement très alumineuses du Permocarbonifère. L'existence «précoce» de biotite verte dans certaines roches de Valle Giove (Schistes Verts Minéralisés, faciès particuliers des Anageniti minute - cf. ci-après) est en relation avec des compositions chimiques particulières et ne signifie pas une température plus élevée pour ces niveaux. L'ensemble de ces assemblages peut s'interpréter par des conditions P-T homogènes sur l'ensemble de l'Unité de Rio Marina.

Le domaine de stabilité de la pyrophyllite permet de fixer une température comprise entre 345 et 415 °C, pour  $P_{H_2O}$  fixée à 2 kb (THOMPSON, 1970; HEMLEY, 1967; KERRICK, 1968). Le degré de substitution  $Si \rightleftharpoons Al^{IV}$  dans les micas blancs associés à la pyrophyllite ( $Si_{3,13}$  à  $3,21$ ) permet d'estimer, d'après les données de VELDE (1967), une valeur maximale de l'ordre de 2 kb (DESCHAMPS, 1980).<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Note ajoutée en cours d'impression: d'après les travaux expérimentaux de H.J. MASSONNE (1981) sur la phengite, la pression serait nettement plus élevée que nous l'avions admis et dépasserait 4 kb.

Ce métamorphisme, correspondant au début du faciès «schistes verts» est très comparable à celui enregistré par la couverture carbonatée triasique de l'Unité de Calamita (MACAUDIÈRE et MARIGNAC, 1979), les roches du Verrucano des Monti Pisani (SCHIAFFINO et TONGIORGI, 1962), l'autochtone des Apuanes et les écailles de Stazzema (CARMIGNANI et GIGLIA, 1975).

## IV.2. LES DÉFORMATIONS SOUPLES

### IV.2.1. Dans l'Unité de Rio Marina

Cinq phases de déformations souples ont été reconnues (MACAUDIÈRE et MARIGNAC, 1979; DESCHAMPS, 1980). A ces déformations souples s'associe une tectonique tangentielle intense (écaillages), puis succède une fracturation complexe (épisodes distensifs) dilacérant les structures précédemment formées (Fig. 5).

- *Phase D<sub>1</sub>*. Une première phase symmétamorphe détermine une surface métamorphique S<sub>1</sub>, signée par l'orientation des minéraux phylliteux (micas blancs dans le cas général, biotite verte dans les schistes verts minéralisés). Cette surface (notée S<sub>0-1</sub> dans le cas général), généralisée dans les roches du Permocarbo-nifère et du Verrucano de l'Unité de Rio Marina, est plan axial de microplis isoclinaux très serrés, à flanc étirés et laminés, rarement observables macroscopi-quement.

Une linéation discrète, tordue par les plis P<sub>2</sub>, accompagne la phase D<sub>1</sub>. L'orientation et l'ampleur de structures de cette phase demeurent délicates à préciser, compte tenu de la rareté des charnières observables et de la complexité des événements tectoniques ultérieurs.

- *Phase D<sub>2</sub>*. Le métamorphisme régional se poursuit et s'achève au cours d'une seconde phase compressive, encore partiellement symmétamorphe (D<sub>2</sub>). Les éléments structuraux de cette phase structurante majeure généralisée, sont les plus apparents à toutes les échelles d'observation pratiquées. Une schistosité S<sub>2</sub>, pénétrative et intensément transposante, de type strain-slip, crée un rubane-ment tectonique caractéristique dans les roches pélitiques (réorientations et re-cristallisations minérales dans S<sub>2</sub>). Cette schistosité est plan axial de micro- et mésoplis P<sub>2</sub> serrés, à tendance semblable: lorsque l'intensité de la déformation s'accroît, les flancs de plis sont totalement laminés et seules les têtes de plis sont marquées par des mullions gréseux ou des rods quartzeux. Une linéation L<sub>2</sub> est caractéristique de cette phase (linéation de microplissement et/ou d'intersec-tion). Des plis P<sub>2</sub> curviplanaires traduisent un cisaillement hétérogène dans S<sub>2</sub>. Les axes P<sub>2</sub> oscillent autour d'une orientation générale Nord-Sud (N 140° à N 20° E) et plongent habituellement légèrement vers le Nord (0-20°) (Fig. 3 et 5 a). En plus de la dispersion originelle des axes P<sub>2</sub> dans S<sub>2</sub>, l'orientation de dé-



tail de ces plis est compliquée par le jeu des plissements successifs et parfois par des rotations plus tardives entre écaïlles (Valle Giove, Fig. 5). La surface axiale  $S_2$ , pentée en moyenne de 20 à 40° W ou WNW (Valle Giove) traduit un déversement important des micro- et mésoplis  $P_2$  vers l'Est. Ces structures couchées, parfois d'ampleur hectométrique (coupes du gisement de Valle Giove) sont caractéristiques d'un épisode de structuration en nappes.

- *Phase  $D_3$* : Des microplis locaux, tordant  $S_2$  et des microplis  $P_2$ , existent à Valle Giove, en relation spatiale avec le chevauchement du panneau des Quartziti verdi (Fig. 5, contact noté  $\phi_2$ ). Ces plis, d'ampleur réduite, dissymétriques, déversés ou couchés vers l'E ou le NE, sont accompagnés par une schistosité fruste  $S_3$ . Les microplis locaux  $D_3$  semblent génétiquement liés à des épisodes de ruptures tangentielles précoces, antérieurs aux cisaillements actuellement les plus visibles.

- *Phase  $D_4$* : Une seconde phase de déformation souple et postmétamorphique ( $D_4$ ) se superpose généralement directement aux microstructures de la phase  $D_2$ . Largement répandus dans l'ensemble de l'unité, les plis  $P_4$  sont des plis ouverts, dissymétriques, parfois à tendance anisopaque, déjetés ou faiblement déversés et dont les plans axiaux, toujours redressés, sont soulignés par une schistosité de pli-fracture  $S_4$  serrée, mais non transposante (Fig. 6 et 7). Cette phase se manifeste aussi localement par des kinks serrés et par une fine linéation de crénulation  $L_4$  portée par  $S_2$ . Des plis d'ampleur décamétrique sont aussi rapportés à cette phase (Quartziti verdi de Valle Giove, Permocarbone de Malpasso). L'orientation des structures de la phase  $D_4$  varie assez largement d'un point à l'autre de l'unité, mais les plis  $P_4$  et les plis  $P_2$  sont toujours coaxiaux. Dans certains cas au moins, des changements d'orientation importants et brutaux sont à mettre en relation avec des rotations postérieures entre écaïlles (Valle Giove, Fig. 5).

- *Phase  $D_5$* : Une dernière phase de style superficiel, au cœur de la carrière de Valle Giove, redresse les niveaux minéralisés en guirlandes subverticales et favorise leur réapparition sur plusieurs gradins (Fig. 5). Ces plis d'ampleur métrique, à axes et plans axiaux subhorizontaux, non schistosants, orientés N 10 à N 50E, ne sont pas affectés par les rotations différentielles entre écaïlles (rotations post  $D_4$  - anté  $D_5$ ). Fréquemment associés à des surfaces de cisaillement subhorizontales, les plis  $P_5$  paraissent liés à la mise en place définitive des écaïlles (Valle Giove).

#### IV.2.2. Comparaisons régionales

La succession observée des déformations se retrouve, avec des caractéristiques comparables, dans d'autres unités de l'Elbe Orientale, et notamment dans la couverture triasique de l'unité de Calamita, où les plis couchés de la phase  $D_5$

déforment les skarns ferrifères (MACAUDIÈRE et MARIGNAC, 1979). Ces unités, schistosées et épimétamorphiques, tectoniquement recouvertes par des unités de type «nappe toscane à Calcare cavernoso», paraissent donc équivalentes à celles qui affleurent au cœur de l'Apennin dans la fenêtre des Apuanes. Le parallélisme des successions de déformations observées est moins bon, mais il semble cependant possible de faire correspondre à la phase D<sub>2</sub> de l'Elbe Orientale la phase D<sub>1</sub> de l'autochtone *s. l.* des Alpes Apuanes, et à la phase D<sub>4</sub> de l'Elbe, la phase D<sub>3</sub> discrète des Apuanes (CARMIGNANI et al., 1978). Plus précisément, si l'Unité de Calamita de l'Elbe Orientale, avec son substratum paléozoïque et sa couverture triasique carbonatée, semble pouvoir être assimilée à l'«Autochtone» des Apuanes, l'Unité de Rio Marina, où s'individualise un Verrucano relativement typique à lentilles carbonatées (cf. infra), est vraisemblablement l'équivalent de l'«Ecaïlle de Massa» (à laquelle est par ailleurs rattaché le Verrucano des Monti Pisani). Cette assimilation permet d'apporter un élément de réponse à la question controversée de la signification paléogéographique de l'Unité de Massa: on n'en connaît en effet pas la couverture mésozoïque et tertiaire, et les auteurs italiens l'ont supposée décollée pour former soit la «nappe toscane» (TREVISAN, 1962), soit le «Parautochtone de Stazzema» dans les Apuanes (BALDACCINI et al., 1967), hypothèse d'ailleurs controversée, puisque ce «parautochtone» s'enracine en fait sous l'écaïlle de Massa (CARMIGNANI et al., 1975). Or, M. PERRIN (1974), tout en assimilant à tort l'Unité de Rio Marina à l'ensemble toscan supérieur, en décrit une couverture mésozoïque mince et surtout très lacunaire: dans ce cas, l'Unité de Rio Marina/Massa correspondrait paléogéographiquement à un domaine de hauts-fonds, et il serait donc à la limite vain de chercher le devenir d'une couverture qui n'a peut-être pas existé.

Références à suivre dans la partie 2.