



HAL
open science

**Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques
et magmatiques de la région de Deh-Bid. Bawanat :
Chaîne de Sanandaj-Sirjan. Iran**

Gilles Alric, Denis Virlogeux

► **To cite this version:**

Gilles Alric, Denis Virlogeux. Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh-Bid. Bawanat : Chaîne de Sanandaj-Sirjan. Iran. Stratigraphie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1977. Français. NNT: . tel-00740928

HAL Id: tel-00740928

<https://theses.hal.science/tel-00740928>

Submitted on 11 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre :

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques
et magmatiques de la région de Deh-Bid - Bawanat.
Chaîne de Sanandaj-Sirjan - Iran.

par Gilles ALRIC et Denis VIRLOGEUX

Thèse de Doctorat de Spécialité
3ème cycle de Géologie Appliquée
mention Pétrologie - Métallogénie
soutenue le 19 Décembre 1977
devant la commission d'examen :

R. MICHEL	Professeur USMG	Président
P. GIRAUD	Professeur USMG	Examineur
M. CHENEVOY	Professeur U ^{té} Cl. Bernard - LYON.1	Examineur invité
J. DESMOND	Chargée de Recherches CNRS	Rapporteur
G. VIVIER	Ingénieur CNRS	Examineur

MM. COHEN-ADDAO Jean-Pierre

COLOMB Maurice
COULOMB Max
CROUZET Guy
CYROT Michel
DELOBE Claude
DUSSAUD René

Mme FERRADOUSSI Jacqueline

MM. FIEBIGER Jacques

FONTAINE Jean-Marc

GENSC Pierre

GIDON Maurice

GRIFFITHS Michal

GROS Yves

GROULADE Joseph

GUITTON Jacques

IVANES Marcel

JALBERT Pierre

KRANKOWSKA Sacha

LAJZEROWICZ Jeannine

MM. LEROY Philippe

LOISEUX Jean-Marie

MACHE Rigis

MAGNIN Robert

MARECHAL Jean

MARTIN-BOUYER Michel

MICHOUILLER Jean

MINIER Colette

MM. MICOUD Max

NEGRE Robert

PARAMELLE Bernard

PECCOUD François

PEFFEN René

PELMOY Jean

PERRET Jean

PHILIP Xavier

RACHAIL Michel

RACHINET Claude

RAYNAUD Hervé

RENAUD Maurice

RENAUDET Jacqueline

MM. RICHARD Lucien

Mme RIMAUDO Marguerite

MM. ROMIER Guy

SHOW Jean Claude

STIFLITZ Paul

STOEBNER Pierre

VROUSOS Constantin

MAITRES DE CONFÉRENCES ASSOCIÉS

MM. CRAMBE Pierre

CABOT

CURRIE Jan

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFÉRENCES

MM. BARGE Michel

CONTAMIN Charles

CORONNIER Daniel

DENIS Bernard

KOLOUE Lucien

RAHBAUD Pierre

ROCHAT Jacques

Spectrométrie physique

Biochimie médicale

Radiologie

Physique du solide

M.I.A.G.

Mathématiques (C.S.)

Physiologie

Médecine légale

Mathématiques Pures

Botanique

Géologie

Mathématiques Appliquées

Physique (stég.)

Biochimie médicale

Chimie

Electricité

Mathématiques appliquées

Physique

Mathématiques

Physique Nucléaire

Physiologie végétale

Hygiène et Médecine préventive

Mécanique

Chimie (C.S.)

Physique (I.U.T., P.N.)

Physique

Mécanique

Maladies infectieuses

Pneumologie

Analyse (I.U.T.)

Métallurgie

Physiologie animale

Neurologie

Pharmacologie

Médecine Interne

Gynécologie et obstétrique

M.I.A.G.

Chimie

Bactériologie

Botanique

Chimie microscopiale

Mathématiques (I.U.T. B)

Chimie générale

Anesthésiologie

Anatomie pathologique

Radiologie

C.E.R.M.O.

Mathématiques appliquées

Mathématiques appliquées

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFÉRENCES

Neuro-chirurgie

Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire

Néphrologie

Cardiologie

Hématologie

Pédiatrie

Hygiène et hygiène

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'I.N.P.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. BENOIT Jean

BESSON Jean

BONNETAIN Lucien

BONNIER Etienne

BRISSONNEAU Pierre

BUYLE-RODIN Maurice

COUMES André

FELICI Rossi

PAUTHENET René

PERRET René

SANTON Lucien

SILBER Robert

PROFESSEUR ASSOCIÉ

M. BOUDOURIS Georges

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. BLIMAN Samuel

BLOCH Daniel

COHEN Joseph

DURAND Francis

MOREAU René

POULADOFF Michel

VEILLON Gérard

ZADORNY François

MAITRES DE CONFÉRENCES

MM. BOWARD Maurice

CHARTIER Germain

FOULARD Claude

QUYOT Pierre

LOUBERT Jean Claude

LACOMME Jean Louis

LANCIA Roland

LESPINARD Georges

ROBERT Roger

ROBERT François

SAIGNONNIERE Jean Claude

Mme SAUCIER Gabrielle

MAITRE DE CONFÉRENCES ASSOCIÉ

M. LANDAU Iwan Doré

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFÉRENCES

M. ANCEAU François

Radiolélectricité

Electrochimie

Chimie minérale

Electrochimie, Electrometallurgie

Physique du solide

Electronique

Radiolélectricité

Electrostatique

Physique du solide

Servomécanismes

Mécanique des Fluides

Radiolélectricité

Electronique

Physique du solide et Cristallographie

Electrotechnique

Métallurgie

Mécanique

Electrotechnique

Informatique fondamentale et appliquée

Electronique

Génie mécanique

Electronique

Automatique

Chimie minérale

Physique du solide

Géophysique

Physique atomique

Mécanique

Electrotechnique nucléaire

Analyse numérique

Informatique fondamentale et appliquée

Informatique fondamentale et appliquée

Automatique

Fait à St Martin d'Hères JANVIER 1974

N° d'ordre :

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques
et magmatiques de la région de Deh-Bid_Bawanat.
Chaine de Sanandaj-Sirjan_Iran.

par Gilles ALRIC et Denis VIRLOGEUX

Thèse de Doctorat de Spécialité
3ème cycle de Géologie Appliquée
mention Pétrologie_Métallogénie
soutenue le 19 Décembre 1977
devant la commission d'examen :

R. MICHEL	Professeur USMG	Président
P. GIRAUD	Professeur USMG	Examinateur
M. CHENEVOY	Professeur U ^{tc} Cl. Bernard_LYON.I	Examinateur invité
J. DESMOND	Chargée de Recherches CNRS	Rapporteur
G. VIVIER	Ingénieur CNRS	Examinateur

Dans l'intérêt de la raison, souvenez-vous:
la carte n'est pas le terrain,
le mot n'est pas la chose qu'il exprime...

A.E. Van VOGT

A nos parents
A nos amis

Remerciements

A l'issue de ce travail nous tenons à remercier le SERVICE GEOLOGIQUE D'IRAN qui a mis ses moyens à notre disposition, son personnel scientifique et technique et particulièrement Mr SOHEILI et Mr KOSHIPASA notre chauffeur.

Merci aux paysans et aux nomades de la région de Deh-Bid et de la vallée de Bawanat et particulièrement à A. AGHA. L'ombre reposante des tentes, le thé et le dough à la menthe restent l'un de nos meilleurs souvenirs.

Merci aussi pour l'aide que nous ont apporté notre voisin de thèse M. POURKERMANI, R. SALEHI, ainsi que tous les membres de la MISSION ARCHEOLOGIQUE FRANCAISE EN IRAN particulièrement J. PERREAUX son directeur, M. AKBARI son intendant et A. TALEB dont nous ne saurions oublier la gentillesse.

Sans le travail et les conseils des chercheurs et techniciens de l'Institut DOLOMIEU cette thèse n'existerait pas. Merci à J. APRAHAMIAN; D. BERNARD; G. BUFFET; J. COCHET; J. DESMONS; R. DOMENE; M. FONTAINE-VIVE; P. GIRAUD; J. GIRAULT; L. GRANET; F. KELLER; J. L. LESCUYER; C. MEUGNIOT; R. MICHEL; J. P. REVOL; R. RIOU; B. USELLE; P. VADOT; G. VIVIER.

Merci à M. CHENEVOY, Professeur à l'Université de LYON, qui a bien voulu participer à notre jury et à Mr PENIGUEL du Laboratoire de palynologie de la SNEA (P) en nous excusant de lui avoir fait chercher ... l'arlésienne !

Nous remercions les Grès et Poteries de Digoin S.A. et son directeur J. VIRLOGEUX qui a bien voulu mettre à notre disposition le matériel à l'aide duquel nous avons imprimé ce volume.

Un grand merci enfin aux amis de la salle de troisième cycle pour les conseils, l'ambiance, l'humour ... les "bourrons".

Avant-propos

Le travail qui nous a été confié par le Service Géologique d'IRAN (GSI) dans le cadre de l'accord de jumelage avec l'Institut Dolomieu de Grenoble a consisté à entreprendre la cartographie et l'étude pétrographique de trois complexes métamorphiques affleurant dans les régions de Deh-Bid et de la vallée de Bawanat (Province du Fars). Ce travail s'intégrait dans le lever de la feuille Eqlid au 1/250 000.

Le travail de terrain, accompli en équipe pour des raisons de sécurité s'est déroulé sur deux campagnes :

- la première, durant les mois de Juillet, Août et Septembre 1974 a concerné les deux complexes métamorphiques de la région de Deh-Bid.
- la seconde campagne (Juillet-Octobre 1975) a permis de poursuivre l'étude de ces deux complexes, auquel a été jointe l'étude du complexe affleurant dans le massif du Kuh-e-Sefid (vallée de Bawanat). Un séjour de quatre mois à Tehran (Novembre-Février 1975) a été consacré à la mise au point d'un rapport et des cartes géologiques des différents complexes (1/50 000 et 1/100 000).

Le travail de laboratoire a été réparti entre nous deux et tous les résultats, discutés conjointement, font l'objet de conclusions communes.

Pour ce qui est du manuscrit le travail a été réparti comme suit :

- Rédaction commune :

- . Introduction
- . Conclusions aux études pétrographiques et géochimiques
- . Conclusions générales.

- Gilles ALRIC :

- . Stratigraphie : complexe de Heneshk et de Hassanabad, roches intrusives métamorphisées.
- . Tectonique post-métamorphisme.
- . Pétrologie : roches intrusives métamorphisées et gneiss de Murshedi, propylites et métamorphisme anchizonal.
- . Géochimie : éléments majeurs dans les méta-intrusions et métavolcanites basiques, intrusions leucocrates; propylites.

- Denis VIRLOGEUX :

- . Stratigraphie : couverture sédimentaire et complexe du Kuh-e-Sefid, roches intrusives postérieures au métamorphisme.
- . Tectonique paléocimérienne.
- . Pétrologie : métavolcanites et métasédiments, rhyolites hololeucocrates.
- . Géochimie : éléments en traces dans les méta-intrusions et métavolcanites basiques, amphibolites et orthogneiss; rhyolites hololeucocrates.

Abstract

The Deh-Bid and Bawanat Valley areas, located in the northern part of the Fars province, are characterized by their being a unit intensively tectonised sliced zone along the northern rim of the Zagros Main Fault. They belong to the Sanandaj-Sirjan orogenic belt; which is a part of the Central Iran zone, thrust over the Zagros belt.

Three metamorphic complexes which consist of probable Paleozoic series, form tectonic slices :

- In the Deh-Bid area, the Heneshk-Gushti complex is a monocline where the upper stratigraphic levels are Permian; the Hassanabad complex, also a monocline, is an intermediate stratigraphic unit.

- In the Bawanat area the Kuh-e-Sefid complex which forms an anticline, is the oldest complex, probably Devonian in part.

The metamorphic series contain thick volcanic and detritic layers with prevailing quartzites (previously coarse sandstones), meta-arkoses, chlorite-schists and greenschists (mainly basic lavas and breccias). Marbles are scarce but for two thick sequences, one in the Kuh-e-Sefid complex, and another in the upper levels of the Heneshk complex (Permian marbles overlying quartzitic dolomites, the latter enclosing iron-rich lenses).

These series characterize a zone of strong subsidence along with an important volcanic activity. Continental or lagoonal carbonate sedimentation periods followed terrigenous drifts, and sedimentation temporarily became marine as shown by Permian Fusulina limestones.

A metamorphosed doleritic group (dikes, small intrusions) intruded the detritic series of both Heneshk-Gushti and Hassanabad complex. Metamorphosed leucocratic intrusions also occur in these complexes; at Kuh-e-Sefid a small gneissified granitic body is exposed in the core of the anticline.

Metamorphism is post-Permian, pre-Liassic in age thus related to the Early Kimmerian orogeny. It is a regional, synkinematic metamorphism associated with strong isoclinal folding and axial-plane schistosity.

Petrographic investigations and analysis of mineral parageneses lead to the conclusion that there were two metamorphic phases :

- The first phase was barrovian in type and low grade (lower amphibolite facies). Physical conditions are estimated to $T = 500 - 550^{\circ}\text{C}$ and P medium to high.

- The second phase was also of barrovian type. In the upper stratigraphic levels (down to the upper levels of the Kuh-e-Sefid complex) it is a retrograde metamorphism with $T = 350 - 450^{\circ}\text{C}$, $P = 4 - 5 \text{ kb}$ and P_{CO_2} increasing by the end of the phase.

The temperature conditions of the first phase still prevailed in the lower stratigraphic levels, with pressures perhaps as high as 5 to 6 kb.

The Kuh-e-Sefid orthogneiss may have been a synkinematic granite, intrusive during the first phase, underwent the second phase only.

Geochemical studies (major elements, Ba, Rb, Sr, Ni, Cr, Co, V, Cu) on metamorphic rocks of magmatic origin lead to the following conclusions :

- The amphibolites of Kuh-e-Sefid are of magmatic origin. They are the first indicators of a continental alkaline basaltic magmatism in the metamorphic series.

- Alkaline - continental and highly evolved basaltic magmatism occurs in the Hassanabad and Heneshk complexes (volcanism and hypovolcanic intrusions). This magmatism results from differentiation of a magma generated in the upper mantle by partial melting.

At the time of the intrusion a differentiation occurred in the continental alkaline magmas with crystallization first of Cr-, Ni-, and Mg-enriched terms, then of Fe- and Ti-enriched terms.

- The characteristics of the leucocratic intrusions fit with the hypothesis of a highly evolved calc-alkaline suite (gabbro to granite), probably basaltic in origin.

- Metamorphism produced a random dispersion of Rb, Ba, Sr, Cu and preferential leaching-out of SiO₂ and of K₂O, with supply of CaO in the effusive rocks.

- The Kuh-e-Sefid orthogneiss is a granite, monzonitic to granodioritic in nature which does not result from anatexis of the enclosing micaschists.

Hololeucocratic rhyolite sills of soda-alkaline or potash-alkaline type were intruded at the end of the Early Kimmerian orogeny. They originated from the anatexis of heterogeneous materials yielding highly alkali-enriched liquids (either soda or potash). These rhyolites were subsequently transformed into very low to low grade metamorphites.

At the time of the Liassic transgression, extension movements occurred in the Deh-Bid - Bawanat area together with discontinuous, detritic lagoonal sedimentation related to the horst-graben deformation. An eruptive basaltic center was emplaced in the Hassanabad area; the lavas subsequently underwent prophyllitization processus with T = 150 to 300 °C, low lithostatic pressure and high PCO₂.

Sedimentation cycles followed each one another during Mesozoic and Cenozoic, separated by several Alpine orogenic phases.

The last phases involved thrusting, followed by right-handed shearing along the Zagros Main Fault (Middle Miocene and post-Upper Miocene). They produced not only the slicing of the area, but also the left handed sigmoidal shape of the Hassanabad complex and perhaps are coeval with the anchizonal metamorphism in Illite-Chlorite facies (260 °C - 400 °C for 1 kb - 300 °C - (440 °C ?) for 2 kb), which is found in sediments Liassic to Upper Liassic in age.

Correlations are proposed with the southern part of the Sanandaj-Sirjan orogenic belt (Neyriz and Esfandagheh areas) both in the lithostratigraphy of the Early Kimmerian metamorphic rocks and in the metamorphic events during the Early Kimmerian orogeny.

The Deh-Bid - Bawanat area is considered as being, during part of Paleozoic times and before the Early Kimmerian cratonization, a poorly evolved intracontinental rift-type basin with alkaline magmatism.

This area was the continuation of the Esfandagheh rift, which was perhaps more evolved (possible tholeiitic magmatism and static oceanic-type metamorphism).

I_ Introduction

I.1. - APERCU GEOGRAPHIQUE DES REGIONS ETUDIEES

Ces deux régions sont situées dans la partie septentrionale de la Province du Fars (La Perse au sens strict) à proximité de la Province d'Ispahan. Cette partie du Fars était aussi appelée Qashqaï Sarhad (frontière du pays de Qashqaï). On distingue (fig. 1 et 2) :

- La région de Deh-Bid (" le village des peupliers ")

Deux complexes métamorphiques affleurent dans cette région. Une zone d'environ 700 km² a été cartographiée, elle se localise au nord du village de Deh-Bid entre les coordonnées suivantes :

31° 38' et 31° 49' Lat Nord.

52° 55' et 53° 26' Long Est.

- La région du Kuh-e-Sefid (" la montagne blanche ")

Le complexe métamorphique cartographié s'étend sur environ 200 km². Il se localise à l'ESE du village de Deh-Bid (environ 60 km par la piste de la vallée de Bawanat) entre les coordonnées suivantes :

30° 09' et 30° 21' Lat Nord.

53° 48' et 54° 00' Long Est.

Ce massif montagneux est désigné par RICOU (1971) sous le terme de Kuh-e-Sefid-e-Tutak, le terme de Kuh-e-Sefid étant très fréquent dans la région.

Il est à noter que la toponymie, dans toutes ces zones, est très limitée et peu variée, compliquant ainsi le positionnement des coupes et différents affleurements.

I.1.1. - LA REGION DE DEH-BID

I.1.1.1. - Orohydrographie - Morphologie

Cette région est traversée dans sa partie médiane par la route asphaltée Ispahan-Shiraz. Les roches métamorphiques affleurent en deux complexes auxquels nous avons donné les noms des villages situés en bordure. A l'Est, la région du complexe de Heneshk-Gushti montre une direction morphologique majeure N 120-130 qui est celle des structures géologiques. Le complexe débute à l'Ouest à une altitude moyenne de 2300 m avec des collines à flancs raides et se poursuit à l'Est par des reliefs aigus souvent très escarpés qui plongent vers une plaine de 2000 m d'altitude moyenne, séparée de la dépression désertique et salée d'Abaqu par l'extrémité du chafnon du Kuh-e-Hambast. Les points culminants sont le relais de Télévision près du col de Kolikosh, à 2543 m (" le col du tueur de gitans ") et un sommet

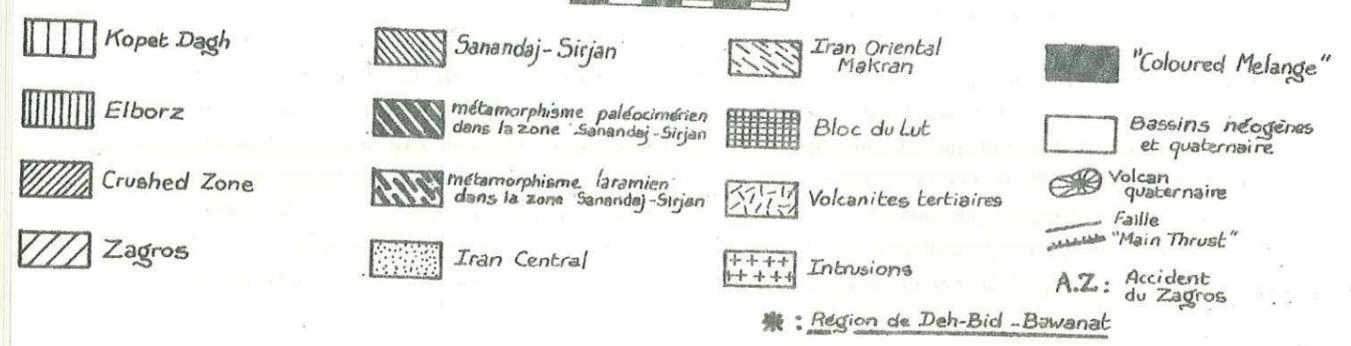
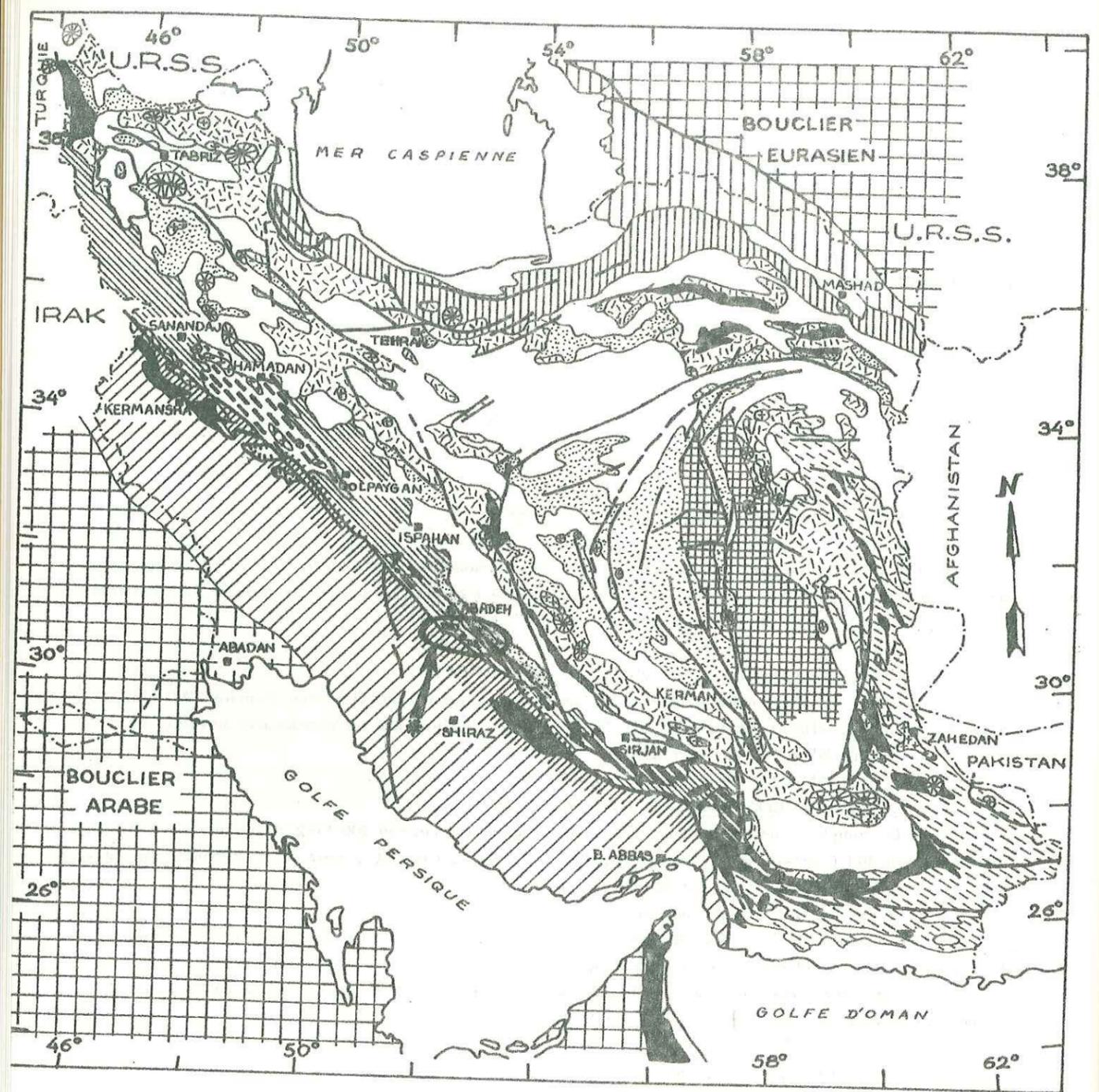


Fig:1 Carte géologique schématique de l'Iran

d'après STÖCKLIN-1968.
 RICOU-1974.
 BRAUD-1973.
 SABZEHI-1974.
 BERBERIAN-1976.
 RIOU, LESCUYER-1976.

de 2620 m environ, 4,5 km à l'WSW de Heneshk. Le village de Gushti est situé dans la partie sud du complexe, Heneshk au NE, au débouché vers la plaine d'Abaqu (" la plaine du Grand Cygne "). A l'Ouest, la région du complexe de Hassanabad Keshkemaki a une altitude moyenne de 2600-2700 m. C'est une cuvette de collines arrondies à profonds talwegs, bordée au sud par les reliefs plus accentués du Gand Ob (" eau saumâtre ") et de son prolongement est, et au nord par la crête abrupte du Kuh-e-Yale Khari (" la montagne de la crinière de l'âne ") qui culmine à 3307 m.

Les reliefs ressemblent à des " bad-lands "; les cours d'eau temporaires creusent des vallées à flancs raides et même de véritables gorges dans les terrasses récentes.

Le climat est subdésertique continental avec des écarts annuels très importants (-20°C à + 30-35°C pour les moyennes) et un enneigement important en hiver. Les écarts journaliers sont très sensibles. De ce fait, (s'ajoutant à l'érosion intense) les collines sont recouvertes d'un pédiment cryoclastique plus ou moins épais, et d'éboulis, mélangés à des " sables " plus ou moins grossiers. Cette couverture a l'énorme inconvénient de masquer les contacts géologiques et de laisser beaucoup d'incertitudes quant à la géométrie des gisements de roches intrusives en particulier.

Seuls affleurent en éperons raides et déchiquetés les roches très dures (dolérites, marbres et dolomies).

I.1.1.2. - Géographie humaine - Communications

La région du complexe de Heneshk est faiblement peuplée; seules quelques khanats (galeries de drainage) suffisamment importants permettent des campements. La région du complexe de Hassanabad outre le village où coule une rivière permanente, est riche en khanats. Cela autorise la culture de jardins (céréales, pois chiches, melons et tournesols). Ce n'est cependant qu'au Sud, dans la plaine de Deh-Bid qu'apparaissent de véritables champs. La population sédentaire est essentiellement persane. Les tribus d'éleveurs nomades qui prennent leur campement d'été dans cette région sont des Qashqaïs dont les quartiers d'hiver sont les bourgs d'Abadeh et Abaqu.

- De très nombreuses pistes carrossables en été traversent le terrain en général parallèlement aux structures géologiques. Les pistes importantes (route de terre ou pistes de 1ère classe) sont pour la zone de Heneshk la piste Deh-Bid_Abaqu (par Gushti et Heneshk) et la piste Khaneh-Khorreh-Heneshk. La piste de la vallée de Bawanat permet d'atteindre le SE du complexe. Dans le complexe de Hassanabad (" le lieu construit par Hassan ") les pistes sont moins importantes si ce n'est celle de Deh Bid à Hassanabad, ainsi qu'à l'ouest, la route de terre vers Eqlid.

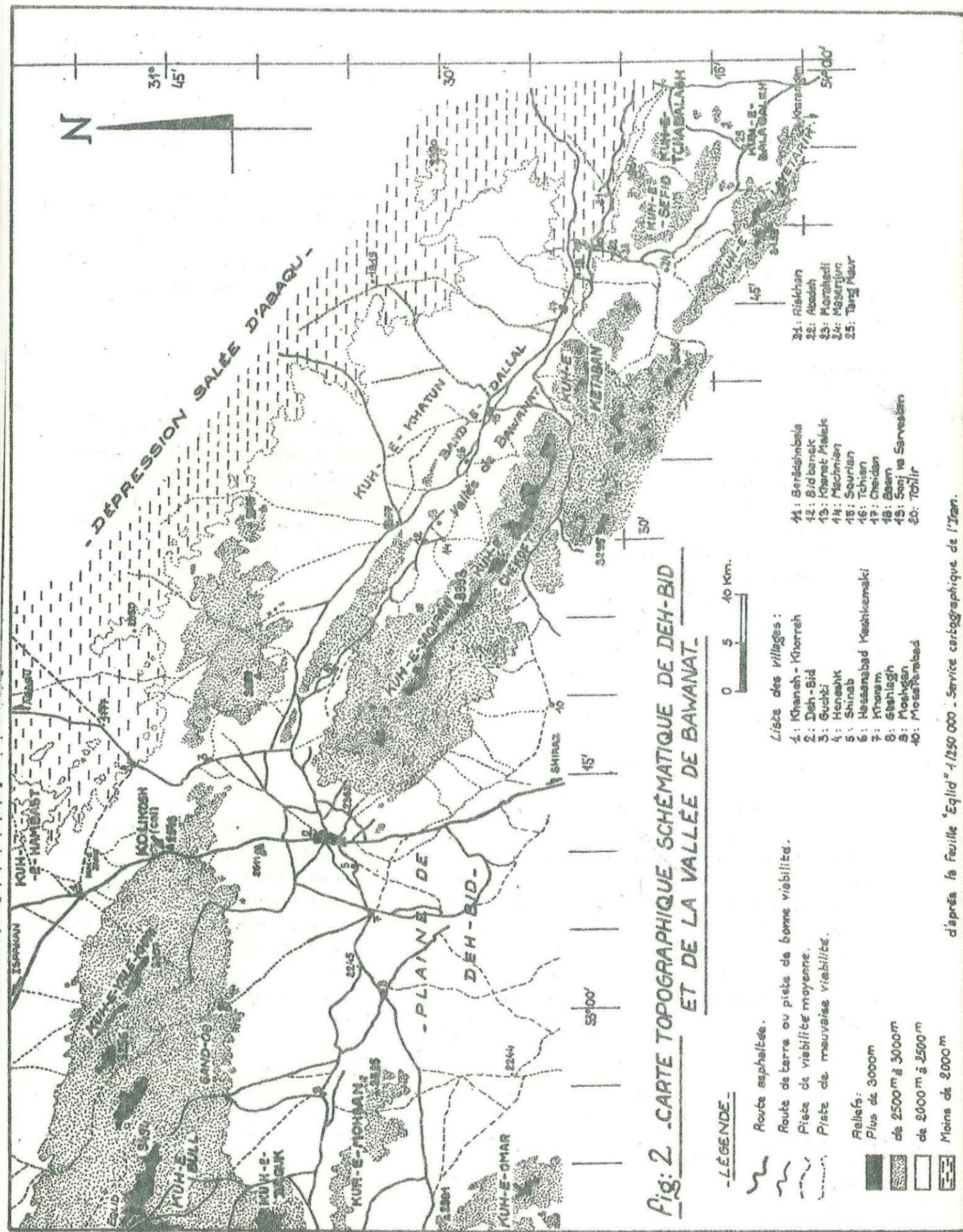
I.1.2. - LA REGION DU KUH-E-SEFID

I.1.2.1. - Orohydrographie - Morphologie

La région du Kuh-e-Sefid est un massif montagneux comprenant le Kuh-e-Sefid au NW et le Kuh-e-Tchabalag (" la montagne du puits ") au SE ainsi que le Kuh-e-Balagaleh (" montagne des troupeaux "). La direction morphologique majeure est N 130. Le massif est bordé au NE par la vallée de Bawanat (N 120-130) d'altitude moyenne de 2000 m et au SW par un alignement de petits talwegs empruntés par la piste Khakhangan-Masenjun. A l'Ouest le massif est limité par une large vallée affluente à celle de Bawanat. L'altitude moyenne du complexe est de 2500 m, le point culminant atteignant 2864 m. Il est bordé par des falaises souvent subverticales pouvant atteindre 100 à 120 m de hauteur. Ce complexe dessine une ellipse dont le centre est occupé par une cuvette à reliefs émoussés. Comme pour les autres complexes, les talwegs sont raides et les pédiments cryoclastiques abondants.

I.1.2.2. - Géographie - Communications

La vallée de Bawanat est parsemée de minuscules villages : Tchiir, Sanj va Sarvestan, Riskhan... Mais c'est dans la vallée que l'on trouve les villages les plus importants : Abadeh, Murshedi et Masenjun (avec une école). Sur la bordure sud un seul village : Tang Maur et au niveau du Kuh-e-Balagaleh se trouve un bourg : Khakhangan. Le Kuh-e-Sefid est une zone extrêmement sèche et très chaude en été. On ne trouve qu'un seul point d'eau au coeur du massif, à Band-e-No (" le nouveau barrage ")



au débouché de la piste de l'ancienne mine Dast-e-Ali (" la main d'Ali "). Pour cette raison on ne trouve dans le massif qu'un campement temporaire. Par contre la vallée de Bawanat et celle de Masenjun sont bien irriguées et riches en vergers (abricots, grenades, pommes, noix, mûres...), en petites cultures (blé, melons, concombres, pois chiches) et sur leurs bordures, en vignes (vins et raisins secs).

Le massif est ceinturé par des pistes joignant les principaux villages. Pour pénétrer au coeur du Kuh-e-Sefid, seule existe la piste de l'ancienne mine Dast-e-Ali mais elle ne le traverse pas; ailleurs l'accès n'est possible que par les gorges de torrents entaillant les falaises et dans la mesure du possible par l'escalade. Le Kuh-e-Tchahbalagh, lui, est traversé de part en part par une vallée assez large et une piste menant à Tang-Maur.

I. 2. - HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

I. 2. 1. - LA REGION DE DEH-BID

Les travaux effectués par des géologues de l'ancienne compagnie pétrolière anglo-iraniennne en 1935 et 1936 donnent la première description de l'affleurement des roches métamorphiques dans la région de Deh-Bid (HARRISON et al. 1936) et c'est sur les données de ces auteurs que ces affleurements sont indiqués dans la carte géologique de l'Iran au 1/2 500 000 (N.I.O.C. 1959) et la carte géologique Deh-Bid 1/250 000 (B.P.L.T.D. 1963), comme roches métamorphiques indifférenciées.

C'est dans le cadre d'une étude stratigraphique et structurale de la région de Surmaq-Deh-Bid (TARAZ 1972, 1974), qu'une description plus détaillée de ces complexes est réalisée. Cet auteur distingue :

- deux complexes métamorphiques considérés comme appartenant au Précambrien.
- une série de calcaires métamorphisés attribués au Trias supérieur et mis en contact avec le socle précambrien par un accident profond (" Main deep Fault "). La recristallisation de ces calcaires et leur schistosité résulteraient d'un métamorphisme d'âge alpin, probablement post-pliocène en liaison avec les mouvements de cet important accident. En outre plusieurs épisodes magmatiques sont décrits :
- un volcanisme de type spilite-kératophyre d'âge carnien-norien
- un ensemble d'intrusions dioritiques antérieures aux mouvements post-pliocène.
- des sills et dykes diabasiques en relation avec cette tectonique post-pliocène.

I. 2. 2. - LA REGION DU KUH-E-SEFID

RICOU (1972) dans son étude géologique de la région de Neyriz donne une description des séries du flanc sud du Kuh-e-Sefid-e-Tutak ainsi que des données pétrologiques sur le métamorphisme.

Dans la région de Neyriz, il distingue :

- " le groupe de Ghouri " : ensemble de gneiss, marbres et amphibolites dont le métamorphisme anté permien est de type BP au sens de MIYASHIRO. Ces formations et ce métamorphisme sont attribués au Précambrien. Une rétro-morphose de faciès schistes verts affecte ce complexe.
- " le groupe de Qatron " : calcaires et chloritoschistes métamorphisés dans le faciès schistes verts. On retrouve dans ce complexe des éléments des gneiss de Ghouri. Cet ensemble est d'âge permien pro parte. Le métamorphisme, post permien anté Dogger (qui rétro-morphose le groupe de Ghouri) est peut-être à attribuer à la phase paléocimérienne.

I. 3. - TRAVAUX PUBLIES EN 1977 ET EN COURS

Une étude tectonique et microtectonique dans la région d'Eqid-Deh-Bid a été publiée par POUR-KERMANI (1977). Cette étude s'attache aux déformations affectant la couverture des terrains métamorphiques

(du Jurassique au Quaternaire) du complexe de Hassanabad. L'accent est mis d'autre part sur l'accident du Zagros et les rapports qui existent avec la tectonique de cette couverture sédimentaire (cf. II. 2).

En ce qui concerne les régions de Deh-Bid, Heneshk et de la vallée de Bawanat la cartographie est en cours et une minute préliminaire Eqlid-Est 1/250 000 a déjà été établie (SOHEILI 1977).

I.4. - CADRE GEOLOGIQUE

I.4.1. - CADRE GEOLOGIQUE A L'ECHELLE DE L'IRAN : LA CHAÎNE DE SANANDAJ-SIRJAN

Les complexes métamorphiques étudiés appartiennent à la chaîne de Sanandaj-Sirjan (fig. 1). En effet STÖCKLIN (1968) distingue :

- le Zagros : chaîne alpine considérée comme la couverture du bouclier arabe,
- l'Iran central : chevauchant le domaine du Zagros par l'accident de la " Main Thrust ".

Cet auteur distingue dans ce domaine, la chaîne de Sanandaj-Sirjan bordant la " Main Thrust ", et met l'accent sur un certain nombre de caractères différents de l'Iran central s.s.

Ces caractères avaient déjà été remarqués par SCHROEDER (1944) qui nomme cette chaîne Zone de Hamadan . TAKIN (1971) reprend la distinction sous le terme de " Rezaiyeh-Esfandagheh orogenic belt ". REYRE et al. (1971) emploient le terme de " Zagros interne " et BRAUD et BELLON (1973) considèrent la chaîne de Sanandaj-Sirjan comme un domaine métamorphique du Zagros. RICOU (1973) l'intègre avec le Zagros, dans les chaînes péri-arabes sous le nom de Zagrides.

Cet auteur souligne l'énorme inconvénient de la distinction en zones qui reflète mal l'évolution mouvante et complexe d'une chaîne, tant du point de vue chronologique que spatial. C'est vraisemblablement une des raisons majeures pour laquelle l'accord est loin d'être fait sur les particularités et les analogies avec les régions avoisinantes d'une chaîne d'ailleurs mal connue. Il est à noter d'autre part que cet auteur utilise le terme d'Accident du Zagros au lieu de " Main thrust " du fait du caractère décrochant de certaines parties de cet accident majeur.

A la suite de STÖCKLIN (1968), BERBERIAN (1976) donne une synthèse de caractères distinctifs de la chaîne de Sanandaj-Sirjan :

- la sédimentation et les caractères structuraux y sont ceux de l'Iran central, mais la direction générale est celle du Zagros et le volcanisme tertiaire en particulier ainsi que tout le Tertiaire en général y sont faiblement développés.
- les discordances majeures secondaires et tertiaires connues dans l'Iran central et l'Elbourz y existent mais elles sont inconnues dans le Zagros. On distingue des systèmes de failles de type Iran central (NS, NE, SW, E, W), attribués à des mouvements précambriens et fini triasiques qui recoupent la direction principale NW du Zagros.
- un métamorphisme paléocimérien affecte la chaîne de Sanandaj-Sirjan mais des métamorphites de plus haut degré, d'âge Précambrien, y affleurent également. Les volcanites paléozoïques y sont fréquentes et les intrusions granitiques et dioritiques fini triasiques et tertiaires y sont importantes, alors qu'elles n'existent pas dans le Zagros.

Du point de vue des métamorphismes mis en évidence dans cette chaîne, divers auteurs dont SABZEHEI (1974) ont démontré que les métamorphites ne sont pas toutes précambriennes mais sont à relier pour partie à la phase paléocimérienne. De plus, dans la partie NW de la chaîne, BERBERIAN (1972, 1973) a mis en évidence un métamorphisme laramien et BERTHIER et al. (1974) une phase Crétacé supérieur-Paléocène à laquelle sont associés un métamorphisme régional épizonal et des dômes thermiques.

I.4.2. - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

La géologie de la région de Deh-Bid-Bawanat se caractérise par une organisation générale en bandes d'orientation N 120-130 (direction principale du Zagros) (fig. 3 a, b).

La caractéristique principale des bandes méridionales est une tectonique complexe où des systèmes de failles (normales ou inverses) et des décrochements découpent la région en véritables lanières (POURKERMANI 1977).

On distingue du Nord au Sud ;

- Le chafnon permotriasique du Kuh-e-Hambast et son prolongement au SE de Heneshk.

Les formations marines du Permien et du Trias en constituent la presque totalité à l'exception d'affleurements réduits du socle paléozoïque (dévono-carbonifère) et de lambeaux du Jurassique moyen à supérieur et du Crétacé.

Ces faciès permotriasiques correspondent à la zone de la couverture de la plate-forme paléozoïque (bassin de l'Iran central). Cette région est exondée à partir du Réthien et jusqu'à la transgression ap-tienne (TARAZ 1974).

Ce massif disparaît à la faveur d'accidents masqués par le quaternaire et est relayé au SE par les formations secondaires et tertiaires du Kuh-e-Khatun qui appartiennent à la zone des écaïlles.

- La " zone des écaïlles " (POURKERMANI 1977) : les chafnons du Kuh-e-Yale-Khari, les complexes métamorphiques, le Kuh-e-Khatun etc.

Cette bande correspond à la chaîne de Sanandaj-Sirjan avec ici une largeur réduite. C'est une suite d'écaïlles parallèles en majorité monoclinales :

Au NW de minces écaïlles de formations du Jurassique moyen à supérieur et Tertiaire, dont le Kuh-e-Yale-Khari est un exemple, voient leur direction N 120-130 disparaître dans la zone du complexe de Hassanabad. Cette écaïlle de géométrie plus complexe (EW en son milieu) est flanquée de formations du Jurassique moyen à supérieur (en contact tectonique) dont les axes de plis tendent vers une direction EW.

Au centre de la région affleurent essentiellement deux écaïlles monoclinales, le complexe métamorphique de Heneshk-Gushti et une large bande de terrains liasiques; les formations disparaissent au sud sous la couverture quaternaire de la plaine de Deh-Bid

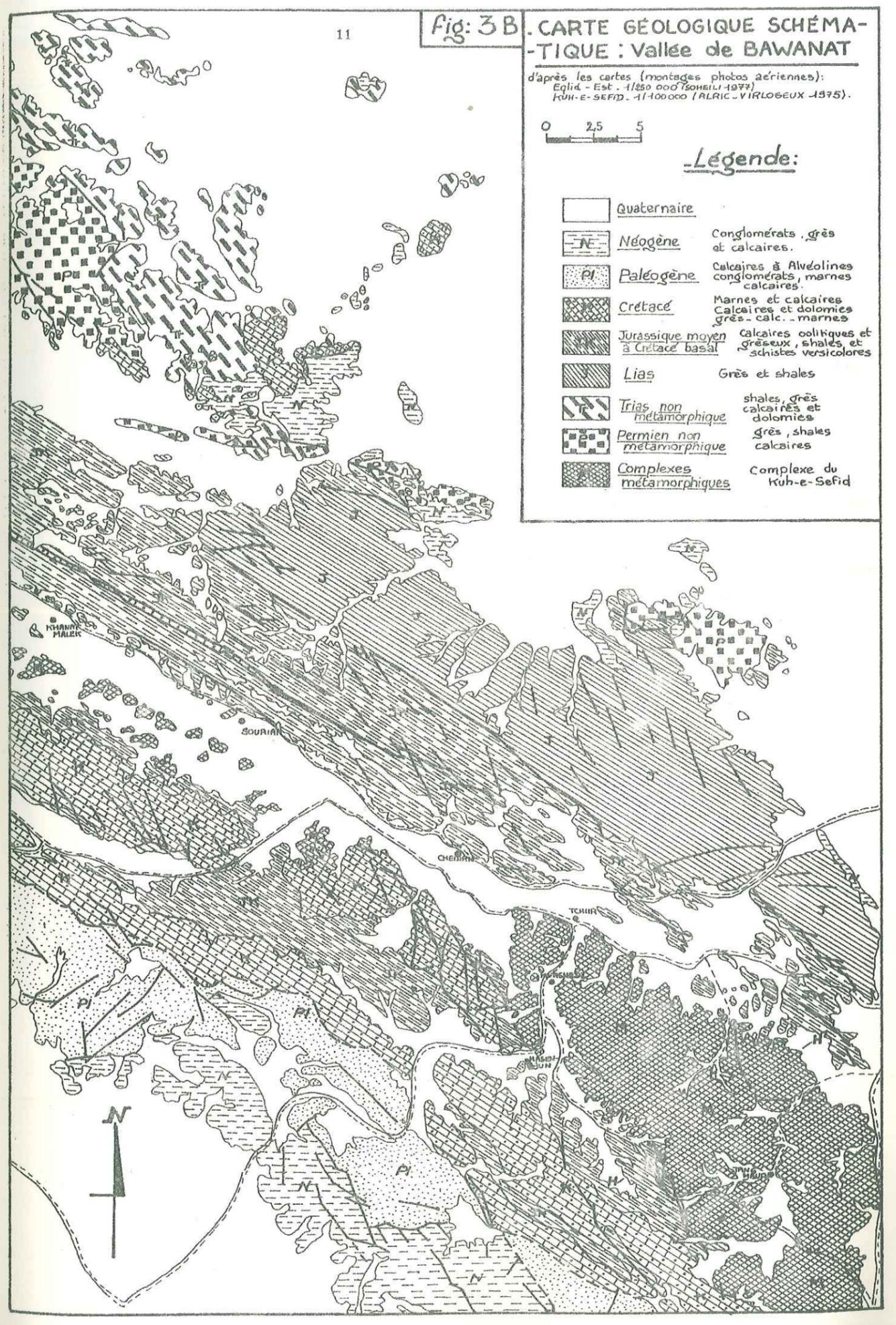
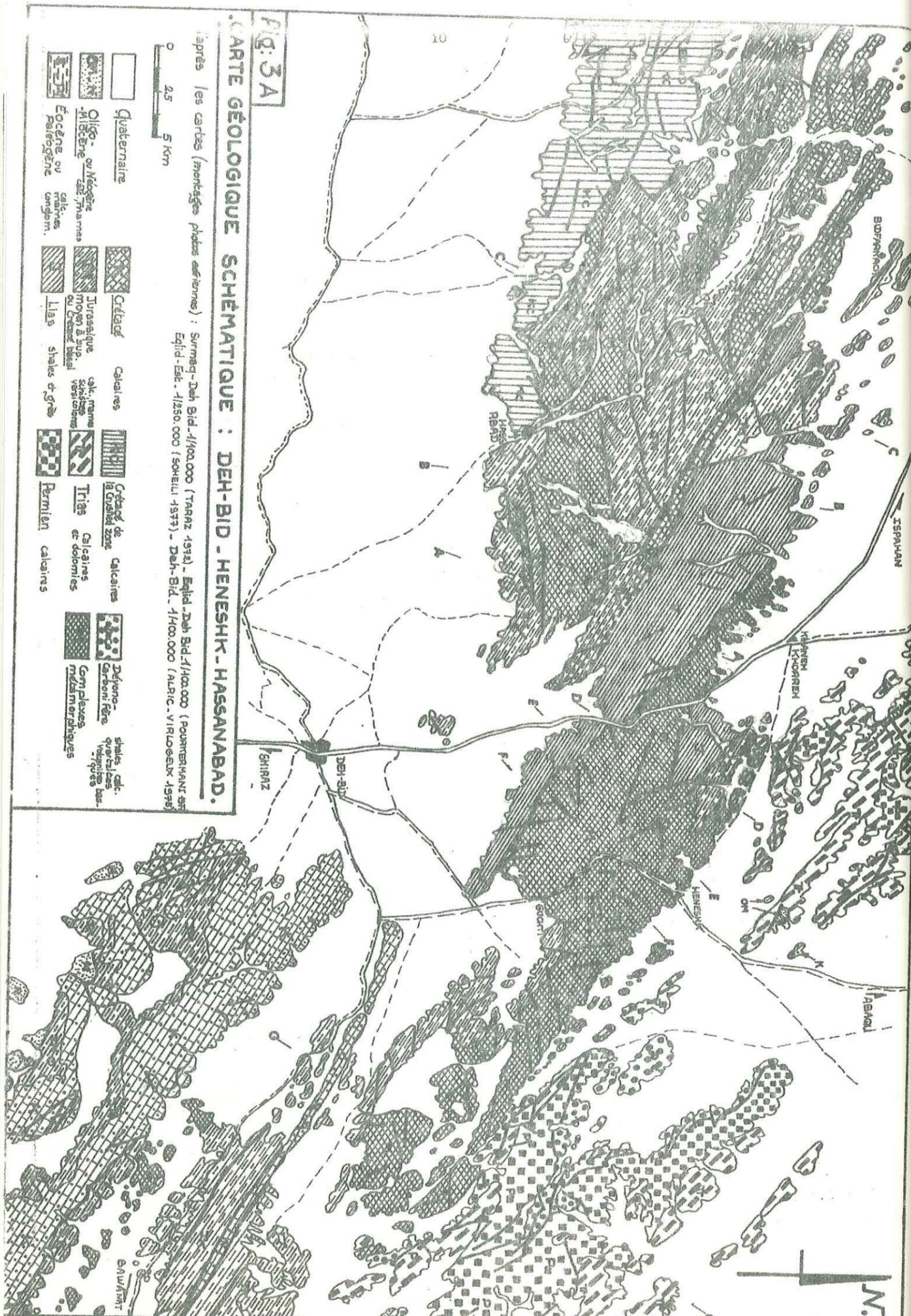
Au SE, la zone des écaïlles montre la succession suivante du NE au SW :

- une large écaïlle monoclinale de terrains essentiellement liasiques (Kuh-e-Khatun).
- une succession de lanières de formations allant du Jurassique moyen au Crétacé (Band-e-Dallal)
- des terrains métamorphiques constituant une écaïlle affleurant ponctuellement dans la vallée de Bawanat et se terminant au SE par le complexe du Kuh-e-Sefid qui forme un anticlinal.
- en contact tectonique avec les métamorphites un chafnon à valeur de méga-anticlinal, essentiellement crétacé, limité au Sud par le décrochement du Zagros.
- dans cette zone des écaïlles, le Lias est transgressif sur les métamorphites à l'exception de la partie septentrionale où il est lacunaire, la transgression débutant au Jurassique supérieur (on trouvera un résumé de l'histoire stratigraphique et tectonique de la couverture des complexes dans le ch. II).

On peut constater que, du fait de leur disposition en écaïlles, les trois complexes métamorphiques étudiés sont structurellement indépendants. Cependant cette disposition structurale respecte la polarité stratigraphique (cf. II. 2).

L'accident du Zagros. Au Nord de la région, le Kuh-e-Bull est un massif de terrains tertiaires, à valeur synclinale et constitue la " Crushed Zone ", zone de broyage intense associée à l'accident du Zagros. Celle-ci disparaît sous le remblaiement quaternaire de la plaine de Deh-Bid.

Dans la région de Bawanat l'accident décrochant du Zagros sépare le chafnon crétacé des formations tertiaires du bassin du Zagros. Ce décrochement n'est relayé que 20 km au SSE par le chevauchement du Zagros (région de Neyriz. RICOU 1974).



I.5. - MOYENS D'ETUDES

I.5.1. - CARTOGRAPHIE

La cartographie géologique a été effectuée à l'aide de photos aériennes (mission américaine de 1953) et une carte définitive à l'échelle approximative de 1/55 000 a été dessinée à partir d'un assemblage de ces photos malgré les variations notables de l'échelle du fait de l'altitude.

Des cartes à petite échelle ont été établies à partir de cette minute.

I.5.2. - ETUDES DE LABORATOIRE

- Microscopie : près de 400 lames minces réalisées au G.S.I.

- Broyage et tris de minéraux (liqueurs denses et séparateurs magnétiques) : réalisés pour une faible part au G.S.I. par nous mêmes et à l'Institut Dolomieu (R.DOMENE et J.COCHET). Les échantillons analysés ont été broyés dans un bol en oxyde de Zr pur pour éviter toute pollution.

I.5.3. - DIFFRACTION X

Les diagrammes sur roche totale ou minéraux triés ont été effectués par L.GRANET et nous-mêmes à l'Institut Dolomieu. Diagrammes de poudre sur diffractomètre Philips, amplificateur et compteur CGR équipé d'un monochromateur, anticathode Cu et filtre Ni, courant de 40 kV-20mA.

Les fractions argileuses ont été étudiées sur des agrégats orientés préparés par J.P. REVOL. Les conditions de mesure sont précisées p. 119.

I.5.4. - ANALYSES CHIMIQUES

- 8 analyses d'éléments majeurs ont été effectuées par voie humide au Service Géologique de l'Iran.

- 62 analyses ont été effectuées à l'Institut Dolomieu

. Eléments majeurs (sans MnO), Ba, Rb, Sr par fluorescence X, préparation et analyses par F. KELLER.

Spectromètre CGR Alpha 2020 Automatique

Tube Cr - 50 kV - 50 mA.

Détecteurs : compteurs à scintillation et/ou compteur proportionnel à flux gazeux.

Cristaux : Li F 100 - Li F 220 - Rb AP - KAP - PET. Comptage 20s sur les rapports

Étalon. Echantillon au même temps de mesure.

Erreurs relatives : Si : $\pm 0,8\%$ - Al : $\pm 3\%$ - Fe = $\pm 2\%$

Mg : $\pm 5\%$ - Ca : $\pm 2\%$ - Na : $\pm 3\%$

K : $\pm 3\%$ - Ti : $\pm 5\%$ - P : $\pm 4\%$

Ba = + 12% - Sr : + 12% - Rb : + 12%

. Eléments en traces : Ni, Cr, V, Co, Cu par absorption atomique.

Préparation G. ALRIC et D. VIRLOGEUX.

Analyse B. USELLE

Spectrophotomètre Varian-Techtron

Précision des dosages : Cr : + 5 ppm - Ni : 3 + ppm - V : + 10 ppm

Co : + 2 ppm - Cu : 2 + ppm

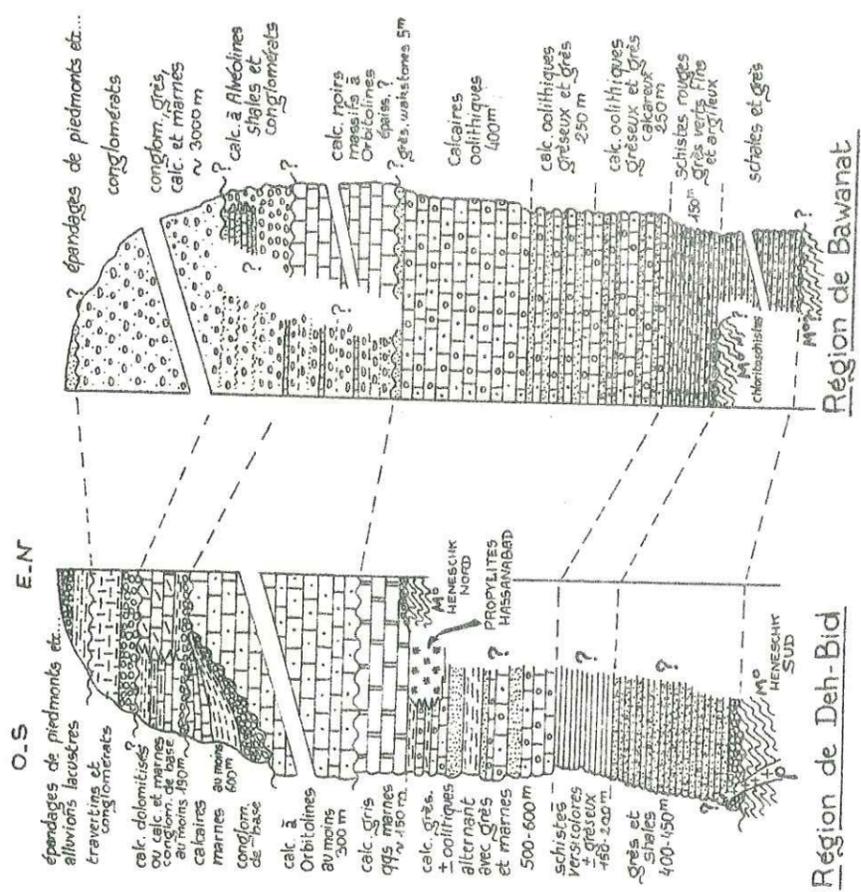
I.5.5. - MICROSONDE

L'analyse des pyroxènes métamorphiques a été réalisée sur microsonde Cambridge MK5 à l'École Normale Supérieure de Paris par M. FONTAINE VIVE (corrections sur programme E.N.S.)

I.5.6. - CALCULS

Les calculs des normes et différents paramètres ont été effectués par ordinateur au Centre de Calcul de l'Université de Grenoble avec un programme établi par G. BUFFET.

RICOU 1974	SOHEILI 1976
QUATERNAIRE	QUATERNAIRE
Conglomérats de KHOUNSAR post EOCENE	NEOGENE
EOCENE INF. A MOY.	PALEOGENE
CENOMANIE	CRÉTACÉ
VALANGINIE	CRÉTACÉ
ALBIEN	JURASSIQUE
CRÉTACE BASAL	J4
JURASSIQUE TERNAT	J3
	J2
	J1



LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DANS LES RÉGIONS DE DEH-BID ET DE BAWANAT -

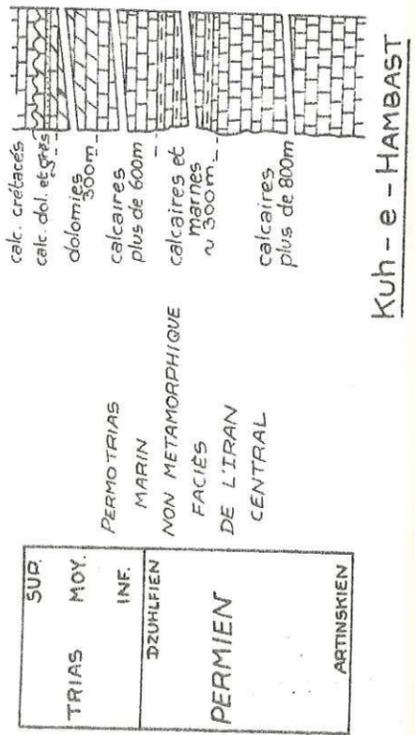
Fig. 4

400m
200m
0

discordance angulaire

M° : complexe métamorphique
P : rhyolites hololeucocrates

TARAZ 1974	POURKERMANI 1977
QUATERNAIRE	QUATERNAIRE
PLIOCÈNE ?	MIOCÈNE SUP.
OLIGO-MIOCÈNE	MIOC. INF. à OLIGOC. À SUPÉRIEUR
EOCÈNE MOY.	EOC. INF. remanié
CENOMANIE	CENOMANIE
CRÉTACÉ	CRÉTACÉ
BARRÉM. DU ARTIEN	VALANGINIE, ALBIEN, JURASSIEN
JURASSIQUE SUP.	JURASSIQUE MOY. A SUP.
JURASSIQUE MOYEN	JURASSIQUE MOYEN
JURASSIQUE INFÉRIEUR	JURASSIQUE INFÉRIEUR



Kuh - e - HAMBAST

PERMOTRIAS MARIN

NON METAMORPHIQUE

FACIÈS DE L'IRAN CENTRAL

SUP. TRIAS MOY. INF. DZUHLFIEN PERMIEN ARTINSKIEN

II - Stratigraphie et Tectonique

II.1. - STRATIGRAPHIE

II.1.1. - LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DES COMPLEXES MÉTAMORPHIQUES : FORMATIONS SECONDAIRES, TERTIAIRES ET QUATERNAIRES - ROCHES MAGMATIQUES ASSOCIÉES

Nous donnons ici un résumé de la stratigraphie des formations sédimentaires formant la couverture des complexes métamorphiques. Cette stratigraphie a été établie par différents auteurs.

La région de Surmaq-Deh-Bid (Eqlid Ouest) a été décrite par TARAZ (1974) et la stratigraphie révisée par POURKERMANI (1977). RICOU (1974) décrit le " domaine métamorphique " de la région de Neyriz dont fait partie la région de la vallée de Bawanat.

Une minute préliminaire au 1/250 000 de la zone Eqlid-Est (Bawanat et Kuh-e-Sefid) nous a été fournie par Mr SOHEILI du G.S.I. Malgré l'absence de références paléontologiques elle permet de connaître la lithologie dans ce secteur et de faire certaines corrélations avec les données fournies par les auteurs précédents. Outre certaines précisions quant aux séries jurassiques recouvrant les complexes métamorphiques nous avons pu mettre en évidence certaines manifestations magmatiques postérieures à ces complexes. La figure 4 résume la stratigraphie de la couverture.

II.1.1.1. - Les formations sédimentaires

- Permien non métamorphique et Trias

Ces formations n'affleurent que dans le massif du Kuh-e-Hambast. TARAZ (1974) y décrit des séries permiennes de plus de 1 200 m : calcaires massifs gris puis calcaires, marnes et shales. C'est une séquence marine très complète (de l'Artinskien au Dzhulfien), transgressive sans discordance angulaire et passant en transition au Trias inférieur marin.

Pour le Trias, la succession est la suivante (2 000 à 4 000 m) :

- Trias inférieur : calcaires vermiculés.
- Trias moyen : dolomies.
- Trias supérieur : calcaires gréseux.

Les calcaires gréseux (Tr. sup) affleurent au Nord du Kuh-e-Jang en contact tectonique avec les formations miocènes et les marbres permien d'Heneshk. Les dolomies (Tr. moy.) chevauchent des métamorphites en bordure de la piste Khaneh-Korreh-Heneshk. Cette unité permotriasique du Kuh-e-Hambast montre les faciès typiques de la plate-forme de l'Iran Central (TARAZ 1974).

- Jurassique. Jurassique inférieur

Dans la région de Deh-Bid il affleure sur une bande parallèle au complexe d'Heneshk-Gushti, de 6 km de large au maximum (jardin de Baghok), ainsi qu'à 2 km au sud du Kuh-e-Jang en contact tectonique avec les métamorphites.

Dans la région de Bawanat il constitue la partie septentrionale du Kuh-e-Khatun. Ces formations, dont la puissance est estimée par TARAZ (1974) à 400-450 m, sont constituées d'alternances de grès grisâtres à patine brunâtre et de shales plus ou moins grossiers de même couleur, quelquefois calcareux. Elles sont attribuées au Lias (TARAZ 1974, SOHEILI 1976, POURKERMANI 1977) par analogie avec les formations de grès à plantes et de shales du Rhétien-Lias (à niveaux de charbon), faciès typique de l'Iran central et de l'Elbourz qui montre une grande uniformité (STÖCKLIN 1968).

Sur la carte géologique Surmaq-Deh-Bid 1/100 000 (TARAZ 1974) le Lias apparaît toujours en contact tectonique avec les métamorphites du complexe de Heneshk-Gushti. En fait, au nord du col de Kolikosh et sur 6 km vers le sud-ouest, il est transgressif sur les métamorphites avec un conglomérat de base. Il en est de même à l'extrémité nord du complexe au niveau d'intrusions "granodioritiques" métamorphisées mais du fait d'un redressement local, la discordance n'est pas visible. Un conglomérat à gros galets (1 à 10 cm) de 5 à 10 m de puissance, est suivi par des niveaux métriques de conglomérats granoclassés alternant avec des shales fins.

Au niveau de la moitié septentrionale du complexe d'Heneshk-Gushti, le Lias est lacunaire et le Jurassique supérieur directement transgressif sur les métamorphites (fig.24).

Ces formations liasiques correspondent donc, comme dans tout l'Iran central à une paléogéographie continentale succédant à la régression de la mer permotriasique (STÖCKLIN 1968) mais aussi dans cette région, à l'orogénèse paléocimérienne (cf. II. 2. 7.).

. Jurassique moyen à supérieur (ou Crétacé basal)

Dans la région du Kuh-e-Sefid les formations du Jurassique moyen à supérieur ont été décrites par RICOU (1974) au niveau du chafnon de Band-e-Dallal qui longe la vallée de Bawanat en rive droite. Cet auteur y décrit sous le terme de "groupe de Gulu Maden" un ensemble de schistes gréseux rouges à passées de quartzites vertes, surmonté de calcaires détritiques noirs à patine jaune ou de calcaires gréseux oolitiques alternant avec des grès et des marnes. Ces calcaires ont fourni une faune du Jurassique terminal à Crétacé basal. La carte Est-Eqlid (SOHEILI 1976) fait référence à une lithologie analogue mais avec une succession stratigraphique inversée qui nous semble contestable compte tenu de l'absence de références stratigraphiques précises, de l'accord existant entre les autres auteurs ainsi que de nos propres observations.

Dans la région de Deh-Bid, en effet, les formations affleurent essentiellement au niveau de la zone du Kuh-e-Yale Khari et au nord du Kuh-e-Bull. TARAZ (1974) décrit des formations analogues au groupe de Gulu Maden avec un ensemble de grès plus ou moins calcareux, verts en général, surmontés par des calcaires oolitiques gréseux alternant avec des grès. Ces calcaires ont pu être datés par cet auteur du Dogger et dans la région d'Abadeh l'ensemble de la série est attribué au Jurassique moyen à Jurassique supérieur. POURKERMANI (1977) attribue le même âge à ces formations.

Au sud du Kuh-e-Yale Khari, nous avons pu observer la succession suivante. De bas en haut :

- Schistes versicolores plus ou moins quartzitiques.
- Calcaires détritiques gris brunâtres à patine sombre alternant avec des niveaux de grès plus ou moins grossiers.

Ces schistes versicolores ont un aspect satiné de schistes sériciteux qui les rend souvent difficiles à distinguer des schistes métamorphiques du complexe de Hassanabad sans un examen approfondi. Ces schistes sont d'ailleurs légèrement métamorphiques (cf. III. 12. 1).

Comme il a été précisé dans le paragraphe précédent, sur la moitié septentrionale du complexe de Heneshk, les calcaires du Jurassique supérieur, qui présentent alors un faciès à polytiers, sont transgressifs avec un conglomérat de base et discordants sur les métamorphites (fig. 24).

Au nord-est de Gushti les marnes jaunâtres peuvent atteindre 30 à 40 m d'épaisseur. Cette zone du complexe de Heneshk-Gushti a donc constitué une région exondée à valeur de horst pendant le Lias et le Dogger s.l. La sédimentation a repris au Malm s.l. avec un caractère littoral.

- Les calcaires crétacés

Cette formation calcaire forme les reliefs majeurs de toute la région de Deh-Bid et de la vallée de Bawanat (Kuh-e-Yale-Khari, rive gauche de la vallée de Bawanat, etc.).

Dans la région de Deh-Bid, TARAZ (1974) décrit une puissante formation de calcaires massifs blancs à gris, à Rudistes ou Orbitolines et d'épaisseur difficilement appréciable du fait de redoublements tectoniques. Au Sud une transgression barrémienne est supposée. Plus au nord, à l'Ouest du Kuh-e-Hambast ces calcaires reposent en discordance sur le Trias et la transgression est datée de l'Aptien inférieur. La séquence va du Barrémien (ou Aptien) au Cénomaniens, cependant POURKERMANI (1977) a pu mettre en évidence à la base, le Berriasien, le Valanginien et le Barrémien. Dans la région de Bawanat, RICOU (1974) décrit des séries monotones de calcaires du même type, quelquefois gréseux à la base et souvent dolomitisés. Les faciès à Orbitolines y sont présents. A la base, le Berriasien et le Valanginien ont été mis en évidence, la séquence montant jusqu'au Cénomaniens. Pour cet auteur ces calcaires sont transgressifs sur les chloritoschistes du Kuh-e-Sefid mais pour notre part nous n'avons jamais observé une telle transgression, les chloritoschistes étant toujours en contact tectonique avec les schistes du Jurassique moyen à supérieur.

Tous ces ensembles, très homogènes, correspondant à la formation des calcaires à Orbitolines est connue dans tout l'Iran central, transgressive sur des terrains d'âges différents. Dans notre région cette transgression débiterait au Berriasien-Valanginien, voire à l'Aptien dans le Kuh-e-Hambast, le faciès calcaire montant jusqu'au Cénomaniens.

- Formations tertiaires

Elles n'affleurent pas à proximité des complexes métamorphiques à l'exception du Kuh-e-Jang où affleurent des formations oligomiocènes ou miocènes. Dans la région de Deh-Bid, TARAZ (1974) décrit les formations suivantes :

- Eocène moyen avec transgression lutétienne (environ 600 m)

- conglomérats massifs
- grès
- marnes à Nummulites
- calcaires massifs gris.

Les contacts avec les autres formations sont toujours tectoniques. L'existence d'une discordance n'est pas vérifiée. Cette formation est lacunaire dans la zone du Kuh-e-Hambast et le Nord du complexe de Heneshk.

POURKERMANI (1977) donne un âge éocène moyen à supérieur et a pu décrire de l'Eocène inférieur remanié à la base.

- Oligocène à Miocène (jusqu'à 180 m)

Au nord ce sont des calcaires dolomitisés passant au sud à des calcaires massifs, puis en montant dans la série, des calcaires marneux et des marnes. Au Sud il existe un conglomérat de base et la discordance de la formation sur le Trias est attestée au nord de Heneshk. TARAZ (1974) donne un âge oligocène supérieur-miocène inférieur, mais POURKERMANI (1977) attribue à la série un âge miocène inférieur et supérieur.

- Pliocène

Cet âge est attribué à des conglomérats et travertins affleurant très localement au Sud d'Eqlid.

Dans la région du Kuh-e-Sefid, RICOU (1974) attribue à l'Eocène des formations conglomératiques et gréseuses à Nummulites et Alvéolines. SOHEILI (1977) donne un âge paléogène à des formations analogues montrant la succession suivante : conglomérats de base, marnes rouges et calcaires, puis calcaires à Alvéolines. Le Néogène, pour cet auteur, est représenté par un ensemble essentiellement conglomératique que RICOU (1974) sous le terme de "conglomérats tardifs de Khounsar" interprète

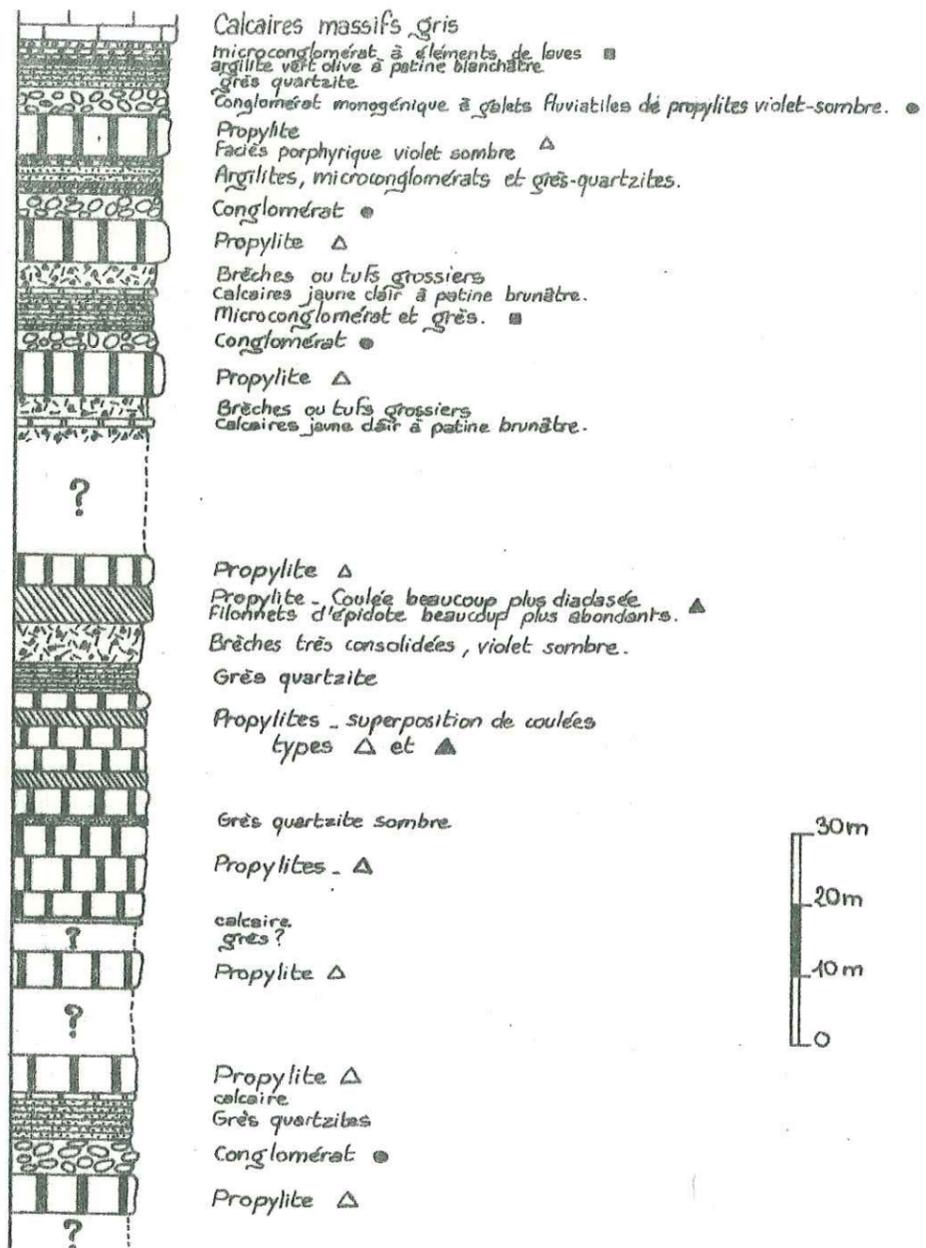


Fig:5

Le volcanisme jurassique moyen
à supérieur - Est Hassanabad -
Colonne lithostratigraphique schématique.

comme post-miocène, ces conglomérats remaniant toutes les formations précédentes.

- Le Quaternaire

Il s'agit d'épais épandages de piedmonts ainsi que des terrasses et des alluvions actuelles de cours d'eau temporaires. La plaine de Deh-Bid est constituée de dépôts lacustres (marnes suivies de conglomérats et grès) attribués à un lac dont celui de Darya Kafta (60 km W Deh-Bid) serait un témoin (TARAZ 1974).

II.1.1.2. - Les roches magmatiques postérieures aux complexes métamorphiques

- Les rhyolites hololeucocrates

Ces rhyolites hololeucocrates affleurent :

- Dans le complexe de Heneshk-Gushti, essentiellement au niveau des formations dolomitiques et de façon subordonnée dans les formations volcanodétritiques. Elles sont donc surtout intrusives dans la moitié septentrionale du complexe.

- Dans le complexe de Hassanabad elles se résument à deux petits pointements au nord du Gand Ob, le long de la piste Hassanabad-Eqlid.

Dans la partie du complexe située au nord-ouest de Gushti ces intrusions se présentent comme des sills d'épaisseurs variables s'insinuant dans la schistosité, schistosité en général très fruste dans les dolomies (fig. 20). Le pendage des sills, la schistosité étant très redressée, avoisine 60° à 70° et l'orientation N 120-130. On peut aussi avoir des pointements localisés de quelques mètres de large. Les sills affleurent en général sur une largeur de 30 à 80 m, mais il faut noter la présence d'un sill beaucoup plus important de près de 400 m de large et 3,3 km de long (NW du point culminant 2627 m) .

Dans la partie méridionale du complexe au sud-est de Gushti, les rhyolites affleurent en petits " massifs " correspondant à un chevelu filonien intrusif dans des dolomies extrêmement broyées. Dans cette zone le pendage des dolomies est assez faible et ce sont plutôt la fracturation et les diaclases qui gouvernent la géométrie des intrusions. Les lentilles ferrugineuses sont très abondantes et de ce fait la rhyolite, elle-même très cataclasée, est imprégnée de limonite et d'hématite.

Directement au pied du grand sill (NW point 2627 m) affleurent des brèches acides sur une épaisseur difficile à estimer (100 m ?). Malgré leur proximité du sill les relations sill-brèches sont invisibles; cependant, un certain nombre d'arguments pétrographiques (cf. III.12.2) nous donnent à penser qu'il faut les relier aux rhyolites hololeucocrates.

L'âge de ces intrusions rhyolitiques est assez imprécis. On peut faire les constatations suivantes :

- les rhyolites sont représentées dans le conglomérat de base des calcaires Jurassique supérieur.

- le grand sill est recouvert à son extrémité ouest par ces calcaires transgressifs sur les métamorphites.

- les rhyolites ne semblent pas être présentes dans le conglomérat de base du Jurassique inférieur mais nous n'avons jamais constaté l'existence d'intrusions dans les formations liasiques.

- les rhyolites n'ont pas subi le métamorphisme majeur affectant les formations des complexes de Heneshk et de Hassanabad (cf. III.12.2).

Compte tenu de l'âge, vraisemblablement paléocimérien du métamorphisme (cf. II.2.7) ces intrusions pourraient être fini-triasiques voire liasiques si l'on considère que l'absence de galets de rhyolites dans le conglomérat du Jurassique inférieur n'est qu'une absence locale (il est bien évident que le volume de la rhyolite est presque négligeable par rapport aux formations métamorphiques).

- Le volcanisme jurassique moyen à supérieur de Hassanabad

A la sortie du village de Hassanabad et dans la vallée directement à l'est affleurent les formations volcaniques d'un petit centre éruptif très localisé. Elles constituent une variation latérale

des alternances pélitiques et calcarogréseuses et sont surmontées par les calcaires grisâtres qui terminent la série jurassique moyen à supérieur (cf. II. 2. 1. 2.). Il s'agit d'un empilement de coulées et de brèches alternant avec quelques niveaux de conglomérats à galets fluviaux et de grès, ainsi que quelques niveaux de calcaires probablement lacustres (fig. 5). Un processus de propylitisation a affecté ce centre éruptif (III. 12. 3).

II. 1. 1. 3. - Conclusions

Malgré certaines divergences entre les différents auteurs quant à l'âge des séries (fig. 4) la succession lithostratigraphique est relativement bien établie. Il faut particulièrement remarquer les formations jurassiques. D'une part elles succèdent aux déformations paléocimériennes et au métamorphisme; d'autre part des manifestations magmatiques, leur sont associées, que nous étudierons : rhyolites (fini-Trias-Lias ?) et les volcanites jurassique moyen à supérieur.

Ces formations sédimentaires nous donne l'image d'une paléogéographie mouvante, continentale (Lias) voire littorale (Jurassique moyen) avec existence de hauts fonds ou de zones émergées pendant des périodes variables (transgression du Jurassique moyen-Jurassique supérieur ou du Crétacé). Nous reviens sur ces points p.43 (cf. II. 2).

II. 1. 2. - STRATIGRAPHIE DES COMPLEXES METAMORPHIQUES

Du fait des phases tectoniques importantes et du métamorphisme ayant affecté la région, mais surtout par l'absence de fossiles déterminables dans les roches (excepté dans les marbres permiens), la stratigraphie des domaines étudiés présente de nombreuses difficultés, et reste souvent hypothétique.

Dans chaque complexe, différents ensembles sont définis en fonction de la lithologie et de la tectonique.

L'absence ou la rareté de la toponymie, nous entraîne à définir, en partie, leur nomenclature en fonction de la nature (originelle ou métamorphique) des roches prépondérantes, dans ces ensembles. Les épaisseurs données, compte tenu de l'intense plissement isoclinal et des redoublements tectoniques sont approximatives.

II. 1. 2. 1. - Le complexe de Heneshk-Gushti

Les métamorphites affleurent en longues bandes de direction N 130 (parallèles à la direction du Zagros). Le complexe se présente comme un monoclin à polarité normale, et affecté d'un pendage NE de 50° à 60°, diminuant au sud-est.

Six groupes lithostratigraphiques ont été individualisés mais un seul daté avec certitude, ce sont les marbres permiens (P1 et P2). Les âges de ceux qui lui sont postérieurs ou antérieurs restent donc imprécis; le caractère particulier de la sédimentation dans cette région ne nous permettant pas de faire de bonnes corrélations avec les séries datées du reste de l'Iran.

Les six divisions faites du haut en bas, dans le complexe, sont les suivantes (fig. 6 et 7):

- l'ensemble calcaréodolomitique et volcanodétritique (âge permien supérieur ou permotriasique ?),

- les marbres permiens,

- l'ensemble dolomitique (âge anté-permien : carbonifère ou permocarbonifère ?),

- la formation de Gushti (âge dévonien ?),

- la formation carbonatée et volcanodétritique (âge dévonien ?),

- l'ensemble calcaréo-pélimitique (position stratigraphique incertaine).

Chacun de ces groupes lithologiques comporte des subdivisions cartographiées et définies par un groupe de lettres et de chiffres.

Un cortège intrusif métamorphisé accompagne les ensembles précédemment cités, ce sont :

- le cortège intrusif basique.

- les intrusions leucocrates.

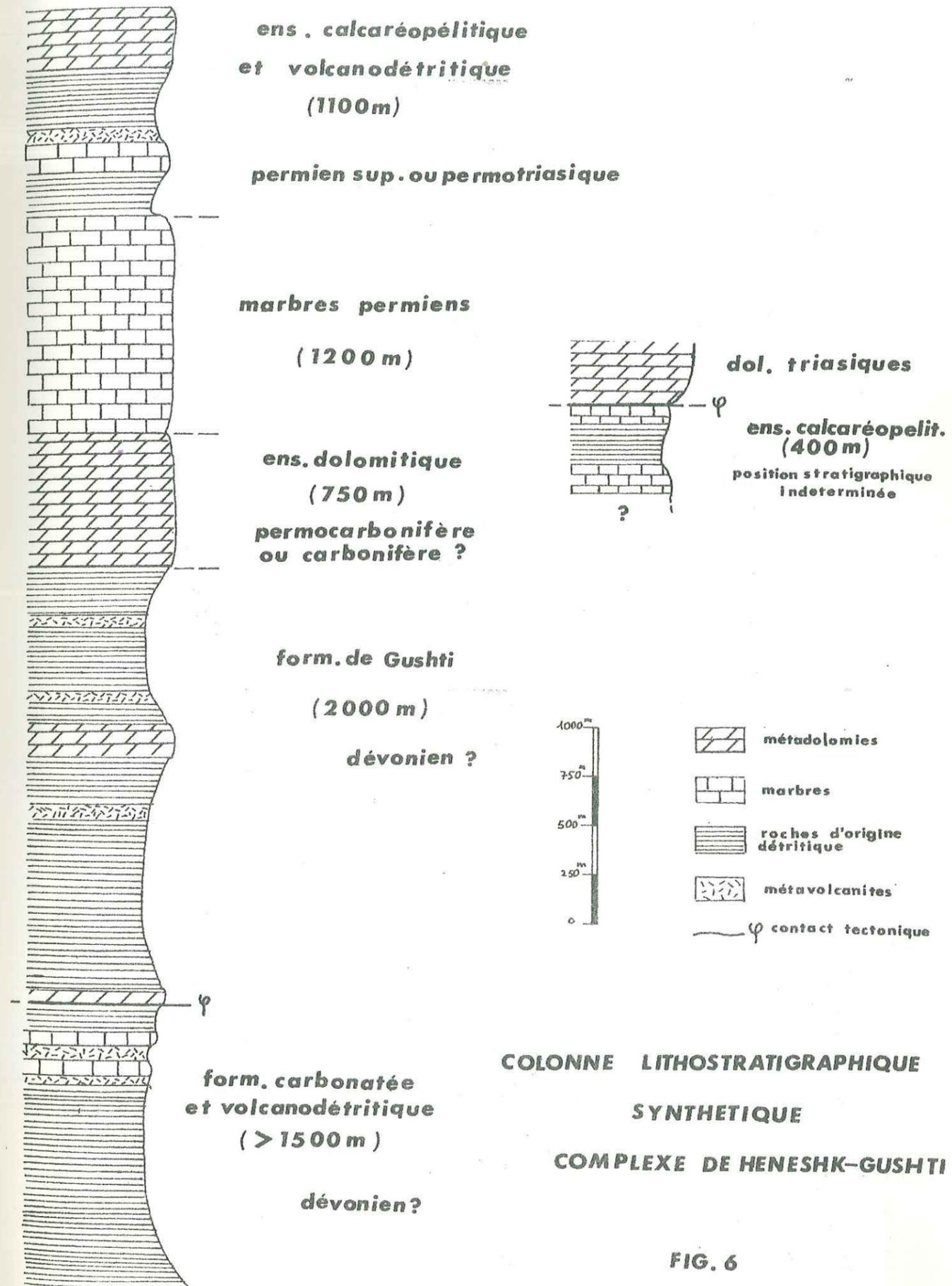


FIG. 6

- les filons quartzofeldspathiques à disthène.

- L'ensemble calcaréodolomitique et volcanodétritique

Il constitue la partie supérieure du complexe et affleure en une guirlande de monticules ennoyés dans les sédiments quaternaires dans la partie NE du terrain. Le contact avec les marbres permien semble normal, c'est pourquoi, nous lui supposons un âge permien supérieur ou permo-triasique.

Nous avons distingué cinq subdivisions lithologiques de haut en bas de cet ensemble :

- 350 à 400 m de métadolomies jaunes à brunes (PT1) contenant quelques bandes de chert.
- 150 m de schistes sombres (PT2)
- 150 à 200 m de schistes à chlorite ou à amphibole (PT3) correspondant probablement à d'anciennes volcanites (vacuoles remplies de quartz).
- des marbres blancs et des calcschistes (PT4) riches en cristaux de pyrite oxydée (milieu de sédimentation réducteur).
- 400 à 500 m de schistes et de quartzites (PT5) alternant en petits bancs.

Le passage aux marbres permien se fait normalement.

- Les marbres permien

Cet ensemble puissant de 1 000 à 1 200 mètres est le seul repère stratigraphique du complexe. Préalablement datés du Trias supérieur par TARAZ (1972), ces marbres se sont révélés être du Permien, par la découverte de débris de fusulines (HOUSHMAND-ZADEH et HAMDI - comm. person.).

. Les marbres gris (P1)

Une coupe faite à 1 km au nord-ouest de Heneshk, nous permet de distinguer de haut en bas, des marbres gris blanc contenant des nodules de cherts étirés par le plissement et passant à leur base à un niveau de marbres en plaquettes, de schistes, de calcschistes et de marbres siliceux.

. Les marbres blancs (P2)

Sous l'ensemble précédent et servant de niveau repère sur photographie aérienne, se trouve un niveau d'épaisseur variable de marbres très clairs, qui disparaît à l'extrémité S.E. du terrain. On peut distinguer de haut en bas, des marbres blancs à patine jaunâtre, des marbres gris et blancs massifs, et des calcschistes jaunâtres.

L'ensemble des marbres P1 et P2, ont été fortement affectés par le plissement qui soulignent les interlits noirs et blancs de cherts replissés. Au niveau du village de Heneshk la tectonique se traduit par des gros mullions d'échelle métrique à pentamétrique. Le passage des marbres permien à la série sous-jacente se fait normalement par l'intermédiaire de 10 à 12 mètres de schistes quartzitiques gris.

- L'ensemble dolomitique

Epais de 800 mètres environ, il affleure sous les marbres permien en une bande disparaissant sous les dépôts du Jurassique au nord-ouest, et s'élevant au sud-est du terrain (la grande surface d'affleurement est liée au pendage des couches, qui atteint 25 à 30° à cet endroit).

L'ensemble dolomitique, daté initialement comme précambrien par TARAZ (1972), était séparé pour lui, des marbres permien qu'il considérait comme triasiques, par une faille chevauchante très profonde (main deep thrust fault). En fait, aucune preuve de terrain, appuyant l'hypothèse d'un accident important (faille, mylonitisation) n'est visible. Le passage entre les deux formations, perceptible en quelques endroits malgré la couverture quaternaire, se fait normalement. De plus le style de la tectonique affectant les marbres permien et le reste du complexe métamorphique est le même, contrairement à ce qu'affirme TARAZ (1972) : si les marbres présentent un intense plissement, celui-ci se traduit, dans les dolomies, du fait de leur compétence, par une schistosité très peu pénétrante, et on retrouve le plissement isoclinal dans les formations pélitiques, sous-jacentes.

L'âge de cet ensemble nous apparaît donc plus logiquement comme carbonifère ou permo-carbonifère, puisqu'il se situe directement au-dessous des marbres permien. Mais cet âge reste très hypothétique.

L'ensemble dolomitique présente la succession lithologique suivante de haut en bas :

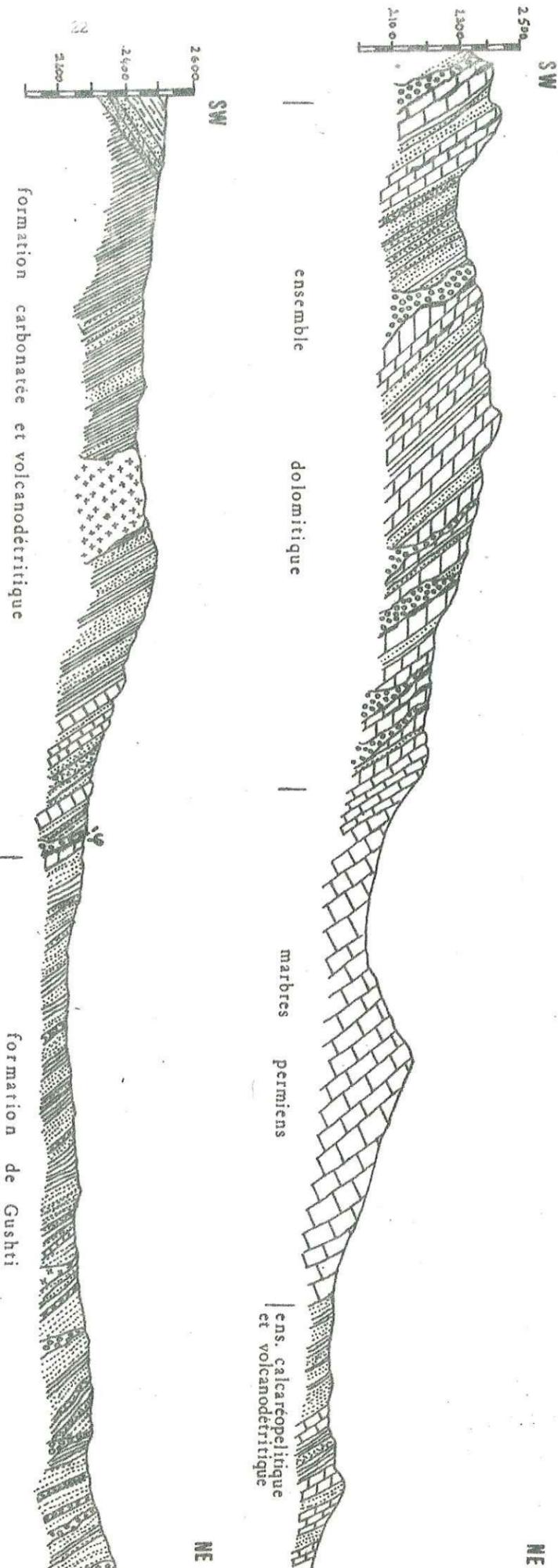


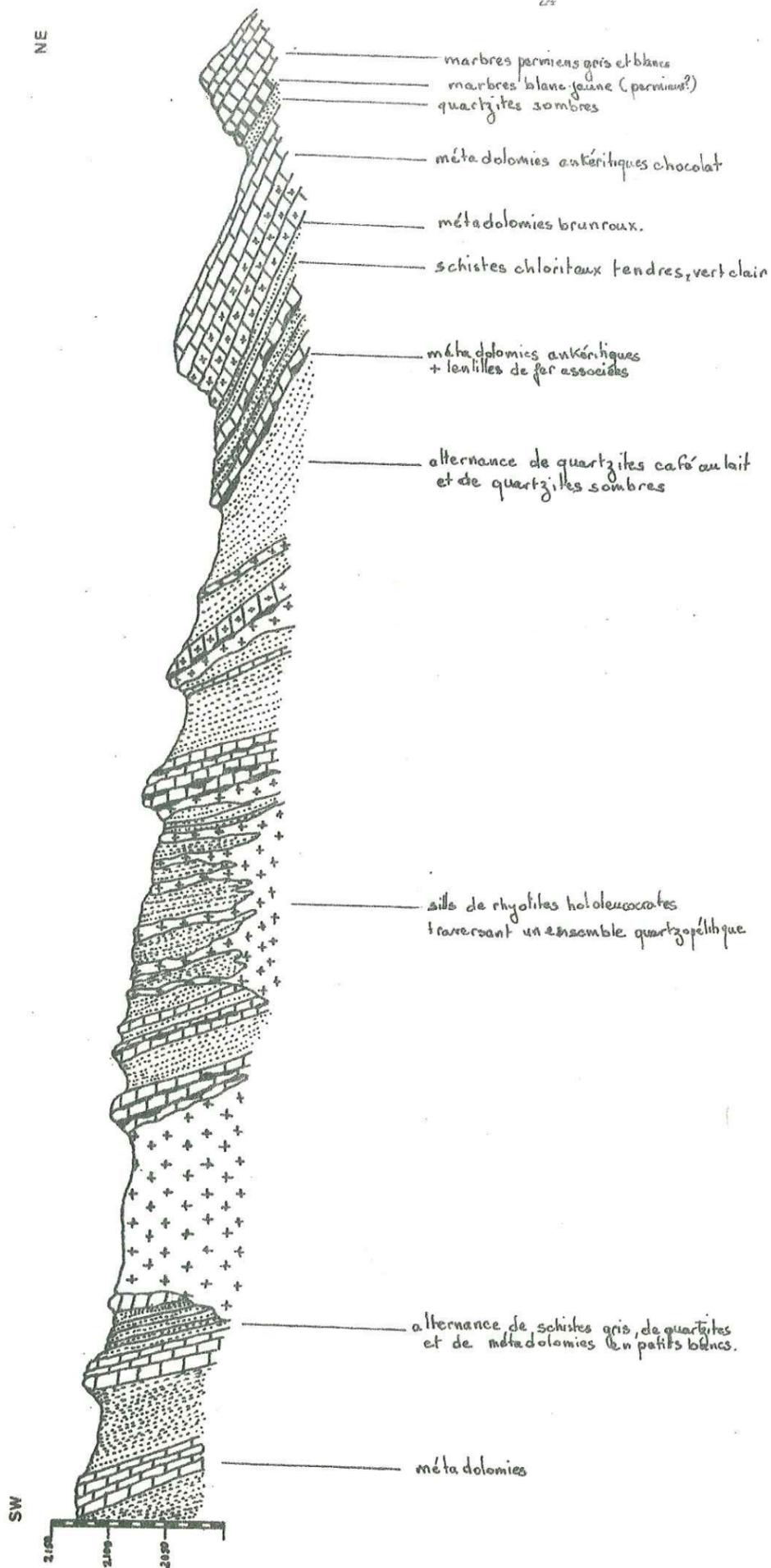
FIG. 7

COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE
DANS LE COMPLEXE D'HENESHK-GUSHI
(2,5 km au SW d'Heneshk.)



- | | | | |
|--|------------------------------------|--|---|
| | schistes | | schistes |
| | conglomérat du Jurass. inf. | | quartzites |
| | marbres | | sills hololeucocrate |
| | métadolomies et chertilles de Fer. | | intrusions basiques et dolérites métamorphisées |
| | méta volcanites | | méta granodiorites |

(suite)



coupe dans l'ensemble Ds

FIG. 8

- des dolomies massives (Ds) brun clair à brun foncé, très ankéritiques, et alternant en bancs fracturés plus ou moins épais, avec des schistes pélitiques verdâtres et des quartzites sombres (fig. 8). L'origine secondaire de ces dolomies n'est pas très nette sur le terrain, néanmoins elles présentent à leur base un faciès de type cargneule, que l'observation microscopique confirme.

Des lentilles de fer (hématite), très riches en quartz, sont souvent présentes au mur des dolomies brun foncé (dolomies chocolat) (fig. 24). Ces niveaux minéralisés, peu épais seront examinés plus loin (cf. III. 8).

- un ensemble (D1) constitué de 50 mètres de dolomies associées à des schistes chloriteux et de même faciès que les dolomies (Ds) précédentes. Ce niveau a été individualisé, car il est très visible en photographie aérienne, mais il disparaît sous les lambeaux du Jurassique supérieur et on ne le retrouve pas dans la partie sud-est du terrain.

- La formation de Gushti

Épaisse de 1800 à 2000 m environ, cette formation principalement volcanodétritique, affleure en une large bande surmontée au nord-ouest et au sud-est par les sédiments secondaires et tertiaires. Les roches qui la constituent sont d'origine détritique, volcanique et intrusive, dedans s'intercalent quelques bancs de calcschistes et de métadolomies. Les divisions faites de haut en bas de la formation sont les suivantes :

- une alternance de métavolcanites (en faible quantité) et de schistes quartzitiques ou de quartzites (niveau SQ1).

- 300 m de métadolomies (D2) présentant les mêmes caractères que celles décrites plus haut.

- un niveau SQ2, analogue au niveau SQ1, dans lequel s'intercalent quelques petits bancs de calcschistes.

- la formation de Gushti se termine par des métadolomies (D3)

- La formation carbonatée et volcanodétritique

Un grand accident régional N 140 (faille inverse à regard NE traversant le terrain étudié, sépare cette formation de la précédente, et met au contact des métadolomies (D3) une brèche importante à débris carbonatés de taille variable, coïncant des lambeaux de quelques mètres ou moins, du conglomérat de base et des shales du Jurassique inférieur et de calcschistes à bélemnites du Jurassique supérieur (fig. 28). Cette formation est composée des ensembles suivants de haut en bas :

- un ensemble (SQ3) constitué de 200 à 300 mètres de schistes chloriteux quartzitiques et de calcschistes.

- des marbres blancs (M1) dont l'épaisseur peut passer de 30 à quelques mètres, en liaison avec un boudinage à l'échelle kilométrique.

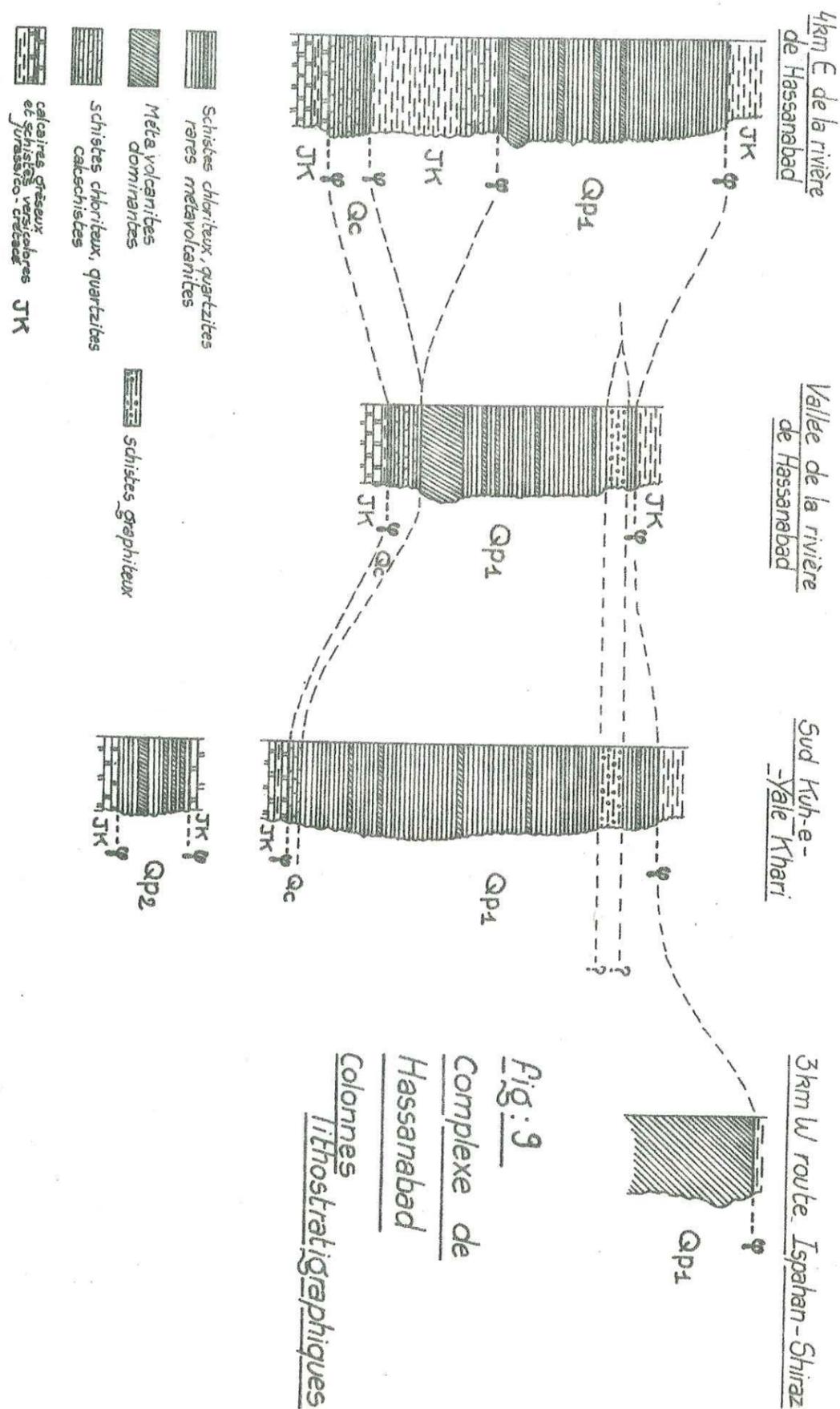
- un niveau (SV1) de 100 à 200 mètres de schistes et de métavolcanites. Ces dernières renferment des pyroxènes néoformés (II. 3. 2. 2). Des métagrauwackes, roches vertes à sphérules chloriteuses, leurs sont associées. Généralement peu importante, leur quantité augmente cependant, au détriment des métavolcanites au sud ouest du complexe, à proximité de Gushti.

- des marbres (Mb2), séparent du précédent, le niveau SV2, constitué principalement de schistes chloriteux et de quartzites. Néanmoins, quelques petits bancs de métavolcanites y sont intercalés à l'extrémité sud du terrain.

- un ensemble SQ4, qui constitue la base du complexe. Le contact avec les shales du Jurassique inférieur est soit transgressif soit faillé. Cet ensemble, dans lequel se sont mises en place des intrusions leucocrates, métamorphosées postérieurement (cf. III. 2) est schisteux ou quartzitique. Il est affecté en certains endroits d'une muscovitisation post métamorphique intense (Sw), liée probablement à des filons de quartz associés à la tectonique post paléocimérienne.

- L'ensemble calcaréopélitique

Un lambeau de roches métamorphiques affleure dans la partie nord du terrain, à 7 km, à l'Est de Khaneh Khorreh chevauché par les dolomies non métamorphiques triasiques du Kuh-e-Hambast.



Il est constitué de quelques bancs de marbres et de calcschistes alternant avec des schistes chloriteux. Cet ensemble, très broyé, est parcouru de nombreux filonnets de calcite. Le faciès de ce lambeau de roches, sans analogie précise avec celui des autres formations et sans relations géographiques avec elles ne nous permet pas de la placer chronologiquement dans le complexe.

II.1.2.2. - Le complexe de Hassanabad

Le complexe de Hassanabad constitue un monoclin de pendage Nord et montre une lithologie présentant beaucoup d'analogies avec les formations de la base du complexe de Heneshk-Gushti. Il s'agit là aussi de niveaux essentiellement détritiques et volcaniques très monotones.

Du sommet à la base du complexe, c'est-à-dire du nord au sud, on peut distinguer respectivement (fig.9) :

- un ensemble volcanodétritique QP1, où l'abondance des métavolcanites est très variable et où peut s'interstratifier une formation de schistes graphiteux.
- un ensemble calcaréodétritique QC
- un ensemble volcanodétritique QP2 analogue au premier, avec une abondance notable de métavolcanites et constituant une écaille isolée du reste du complexe.

- L'ensemble volcanodétritique QP1

Cette formation est tout à fait analogue aux formations volcanodétritiques rencontrées dans la partie inférieure du complexe de Heneshk-Gushti : sa puissance minimale pourrait être estimée à 2800-3000 m. Il s'agit d'alternances monotones de chloritoschistes plus ou moins quartzitiques et de quartzites à chlorite associés à des niveaux métavolcaniques d'abondance variable.

Macroscopiquement ces métavolcanites peuvent présenter un caractère nettement lavique (structures porphyriques voire doléritiques). Il n'est pas exclu que certains de ces "niveaux" isolés correspondent non pas à des épanchements mais à des sills.

Beaucoup d'autres niveaux montrent encore des structures de tufs grossiers et surtout de brèches.

Les métavolcanites peuvent constituer des épaisseurs importantes à l'extrémité est du complexe (3 km à l'Ouest de la route Ispahan-Shiraz). La piste rejoignant le col d'Owjaru traverse une zone où sur près de 1 km de large les niveaux laviques ainsi que les anciennes brèches sont dominants. Il en est de même entre la piste d'Eqlid et la rivière de Hassanabad, 1,5 km au nord du village (alternances métriques à majorité de tufs métamorphisés).

- Les schistes graphiteux

A l'Est de la rivière de Hassanabad des niveaux de schistes graphiteux s'intercalent dans la partie supérieure de cette formation volcanodétritique. La puissance de ces niveaux avoisine 350 à 400 m. Ce sont des schistes gris noirs satinés et très tendres riches en petits grenats. Dans ces niveaux homogènes ne s'intercalent que quelques bancs de quartzites à chlorite.

- L'ensemble calcaréodétritique QC.

D'une puissance de 500 à 600 m environ, cet ensemble lithologique se distingue du précédent par l'existence de faciès carbonatés et l'absence de niveaux de métavolcanites.

Il s'agit là aussi d'alternances très monotones de chloritoschistes et de quartzites dans lesquelles s'intercalent de minces niveaux de calcschistes chloriteux très quartzitiques ainsi que plusieurs niveaux de 10 à 20 m de marbres blancs à patine brun jaunâtre. Dans la vallée de la rivière de Hassanabad, 900 m avant le village, en rive gauche, des niveaux de marbres intercalés dans des chloritoschistes et quartzites montrent des restes organisés mais beaucoup trop recristallisés pour permettre une détermination. Seuls quelques restes de Bryozoaires permettent au moins d'affirmer que cette formation est post cambrienne!

- L'ensemble volcanodétritique OP2

Cette formation constitue une écaïlle tectonique qui s'insère dans le chafnon jurassique du Gand Ob, prolongement de la bande tectonisée du Kuh-e-Bull. Il n'y a donc pas de liaisons avec les autres formations du complexe.

La lithologie est tout à fait analogue à celle de l'ensemble volcanodétritique QP1 : alternance monotone de chloritoschistes et de quartzites ainsi que quelques métavolcanites à caractère laviques ou volcanosédimentaires.

Cette écaïlle peut tout aussi bien constituer un ensemble stratigraphiquement à la base du complexe qu'un redoublement de la formation QP1. La monotonie du complexe métamorphique ne permet pas de trancher la question.

II.1.2.3. - Le cortège intrusif métamorphisé des complexes de Heneshk-Gushti et de Hassanabad

Il est représenté par :

- des intrusions leucocrates; des filons quartzo-feldspathiques à disthène dans le complexe de Heneshk-Gushti.
- des intrusions basiques dans les deux complexes.

- Les intrusions basiques métamorphisées (OC)

Peu développées et dispersées dans le complexe de Hassanabad, les intrusions basiques sont au contraire largement représentées mais plus localisées dans le complexe de Heneshk-Gushti. Elles se sont mises en place sous la forme de dykes ou de sills (apophyses d'un batholite sous-jacent ?) (fig.11). Elles sont massives, non schisteuses, plus ou moins fracturées (schistosité peu pénétrante). Leur couleur est vert foncé. Elles se présentent sous plusieurs faciès :

- un faciès à structure doléritique banale, bien préservée du métamorphisme et caractérisant certains dykes et les nombreux sills de faciès hypovolcanique, intercalés dans les dépôts volcanodétritiques. La structure doléritique peut être plus grossière (tendance grenue) et implique une mise en place un peu plus profonde. Ce type de roche présente un bel exemple, à 3,5 km au nord de Hassanabad. Les épontes de cette intrusion sont porphyriques et schistosees.

- certains dykes, sont constitués à leurs épontes, de roches présentant un faciès porphyrique (devenant aphanitique à leur bordure) (fig. 10).

- à 2,5 km au sud-ouest du Kuh-e-Yale Khari, à proximité d'une intrusion basique et sans relation visible avec elle, affleure un pointement de roche verte très quartzreuse (origine magmatique). Devant l'intérêt limité de cet affleurement unique, son étude ne sera pas abordée.

- Les filons quartzo-feldspathiques à disthène (Ky)

De petits filons d'épaisseur décimétrique ultérieurement plissés, affleurent dans l'ensemble SQ 1 du complexe de Heneshk-Gushti, et à proximité d'intrusions basiques. Ces filons présentent une paragenèse à biotite, chlorite, disthène et seront examinés dans le § III.7.2.

- Les méta-intrusions leucocrates (Vm)

Elles affleurent uniquement en sills dans le niveau SQ4 du complexe de Heneshk. Ce sont des roches quartzo-feldspathiques blanchâtres à verdâtres, à structure ocellée. La cataclase intense liée à la fracturation importante qui affecte la base du complexe, a provoqué en certains endroits une mylonitisation.

- un pointement de roche à gros cristaux de feldspath altéré et contenant un minéral complètement séricitisé (cordiérite ?) semble intrusif dans les marbres permien à 5 km du nord de Gushti. La texture de cette roche est pegmatitique. Mais l'affleurement presque oblitéré par les éboulis ne montre pas ses relations avec les marbres permien. L'origine de cette roche reste un problème.



Fig. 10 - Pointement de Metabasite
Zone Nord du
Complexe d'Heneshk-Gushti

Structures préservées du métamorphisme:
Faciès d'éponte aphanitique
et cœur à faciès porphyrique.

Fig. 11 Metadolerites

Intrusion au SW de Gushti dans des métavolcanites et schistes chloriteux.

(G. ALRIC donne l'échelle - voir à l'intersection des flèches).

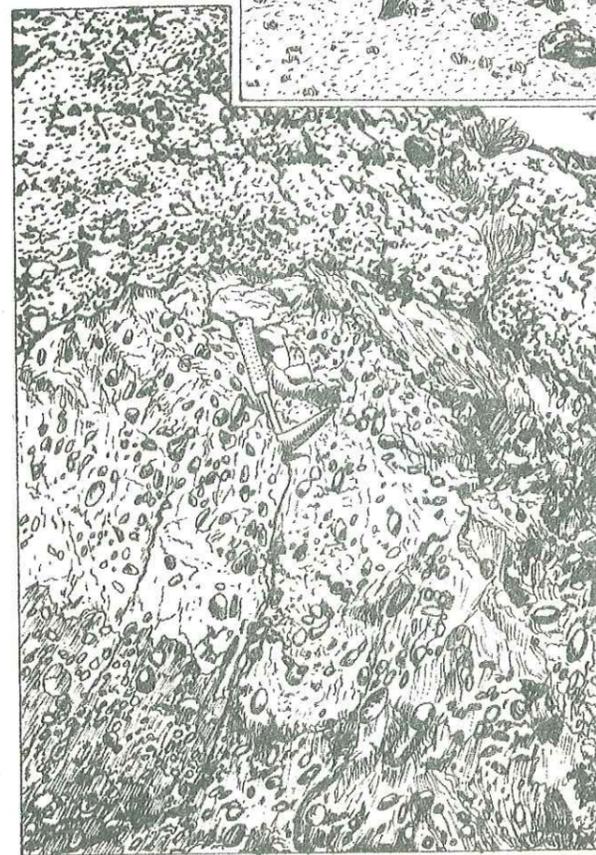
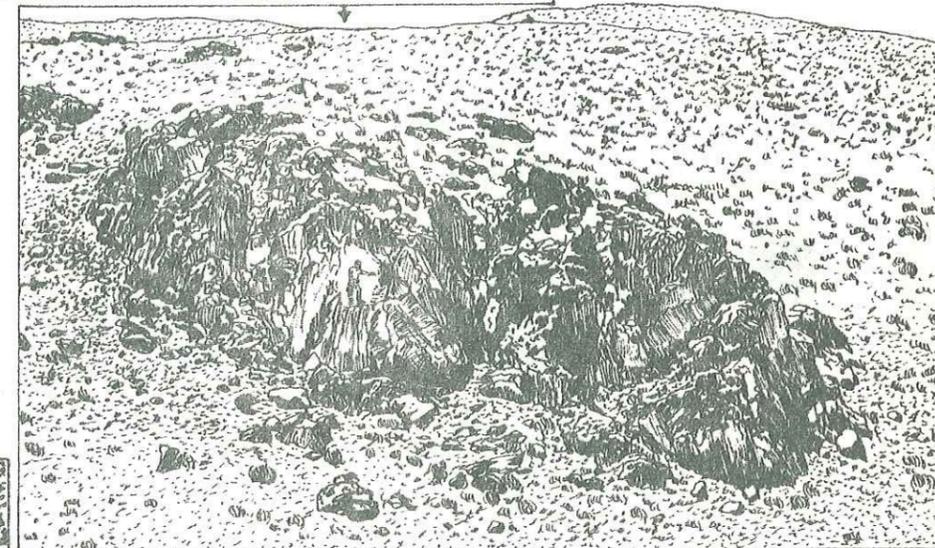
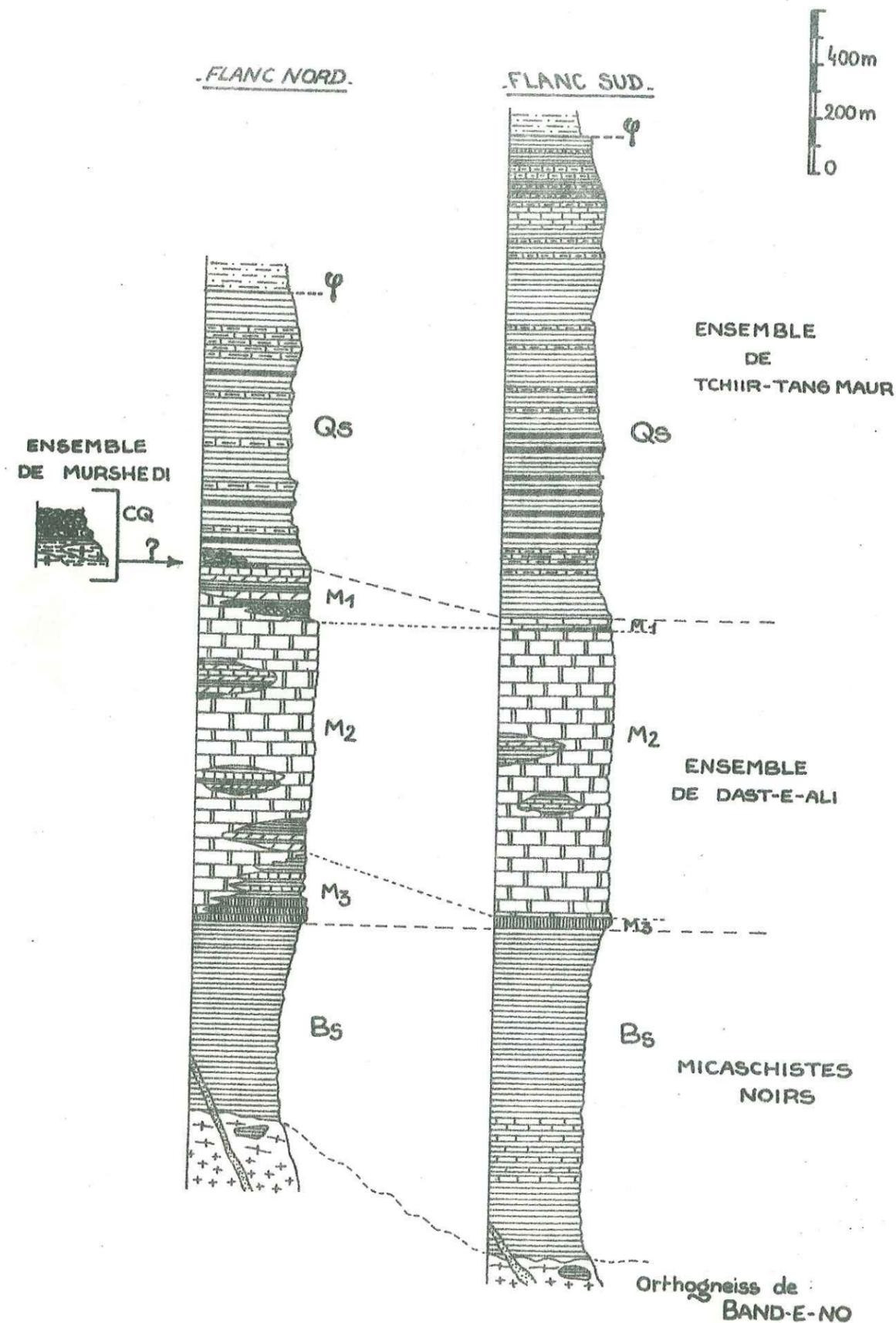


Fig. 12 - Accident inverse dans le complexe d'Heneshk-Gushti:
Panneau de conglomérat de base du Jurassique inférieur emballé dans une brèche tectonique à ciment calcaire.

Fig: 13 - COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE
DU COMPLEXE DU KUH-E-SEFID -



II.1.2.4. - Le complexe du Kuh-e-Sefid (e-Tutak)

Trois formations peuvent être individualisées dans le complexe du Kuh-e-Sefid. Ce complexe métamorphique se présente comme un anticlinal où se succèdent de haut en bas (fig. 13 et 27) :

QS - un ensemble détritique : la formation de Tchiir-Tang Maur

M - un ensemble de faciès carbonatés prépondérants :

L'ensemble de Dast-e-Ali qui comprend trois niveaux, de haut en bas :

M1 : Niveau à marbres, schistes et schistes verts,

M2 : Niveau à marbres blancs,

M3 : Niveau à marbres, schistes et amphibolites.

Les niveaux M1 et M3 peuvent être extrêmement réduits.

Bs - un ensemble essentiellement pélitique, l'ensemble des micaschistes noirs.

Au coeur de l'anticlinal (Band-e-No) affleure un granite métamorphisé que nous désignons sous le terme d'orthogneiss de Band-e-No (G γ).

Il faut d'autre part ajouter un ensemble à blocs et conglomérats, l'ensemble de Murshedi (CQ) dont la position stratigraphique est problématique.

- L'ensemble de Tchiir-Tang Maur (QS)

L'ensemble de Tchiir-Tang Maur constitue le sommet du complexe; il affleure sur les flancs de l'anticlinal avec une extension variable :

- sur le flanc nord il forme une bande étroite qui s'élargit progressivement au nord-ouest (Tchiir). A la terminaison de l'anticlinal il constitue la rive gauche de la vallée affluente de la rivière de Bawanat, de Tchiir à Masenjun (fig. 14).

- sur le flanc sud, son extension est très réduite à l'ouest mais il affleure plus largement (8 km) dans la zone du Kuh-e-Balagaleh au sud et sud-ouest de Tang Maur.

Cet ensemble apparaît toujours en contact tectonique avec les schistes versicolores du Jurassique moyen à supérieur. Le contact se présente en général comme une bande intensément broyée, riche en filons de quartz, et de 50 à 100 m de large.

Du point de vue lithologique, il s'agit de niveaux très monotones essentiellement détritiques ou calcaréo-détritiques, auxquels sont associés des niveaux volcaniques ou volcano-détritiques en quantité assez restreinte (fig. 13 et fig. 14). L'épaisseur des bancs varie de 5 à 50 cm en moyenne. Les roches dominantes sont des chloritoschistes plus ou moins quartzitiques ou des quartzites à chlorite; y sont associées des alternances d'épaisseur variable de calcschistes gris verdâtre. Les niveaux lavigés (sills ou épanchements ?) ou volcanodétritiques ne se reconnaissent que par des restes de fluidalité d'anciens phénocristaux automorphes de plagioclase (ou de rare structure doléritique relique).

Des schistes à grenats apparaissent, sur le flanc Nord, en une étroite bande de 50 à 100 m au contact des marbres blancs. Ils apparaissent aussi à la terminaison de l'anticlinal (Ouest de Murshedi) dans des alternances quartzo-pélitiques qui semblent aussi constituer la base de la série.

Il est à noter d'autre part l'existence de niveaux schisteux plus ou moins calcaireux, riches en galets de quartz aplatis à ombres de pression riches en biotite (dimension moyenne 10 à 15 cm). Ces niveaux affleurent à l'Est de Murshedi près du contact avec les marbres du niveau M1 ainsi qu'en rive gauche à l'Est de Masenjun. Cependant, à ce niveau leur position stratigraphique est plus douteuse bien que comme dans l'autre cas, ils semblent appartenir à la base de la série.

Une certaine rythmicité à l'échelle métrique est souvent observable.

Les métavolcanites se présentent en intercalations de faible puissance (quelques mètres) sans répartition bien définie. Elles sont nettement plus abondantes sur le flanc sud de l'anticlinal que sur le flanc nord. Latéralement il semble aussi que la formation présente de très fortes variations quant à l'abondance des métavolcanites.

Si dans la coupe effectuée au nord-ouest de Tang Maur (zone nord du Kuh-e-Balagaleh) les métavolcanites sont en abondance très moyenne par rapport aux sédiments métamorphisés, L.E. RICOU (1974) décrit des épaisseurs de prasinites plus importantes dans le Kuh-e-Balagaleh au nord de Khakhangar; de haut en bas :

- 300 m de prasinites affleurant mal.
- 1000 m de calcschistes
- 1200 m de prasinites (vraisemblablement dominantes).
- 400 m de chloritoschistes accompagnés de calcschistes quartzitiques.
- 300 m de calcschistes quartzitiques.
- 400 m de prasinites à caractères laviques fréquents.
- 1500 m de chloritoschistes dominants, calcaires de Tutak (marbres blancs M1).

L'épaisseur de l'ensemble de Tchiir-Tang Maur est difficile à estimer, du fait des contacts tectoniques, du plissement isoclinal intense et des redoublements tectoniques possibles. Une telle valeur n'a que peu de signification. Cette formation a sûrement une forte puissance, 2000 à 2500 m au minimum (?).

Du point de vue sédimentologique une telle formation puissante et monotone, initialement constituée de niveaux détritiques (grès, shales) plus ou moins carbonatés associés à des niveaux volcaniques ou volcanosédimentaires caractérise une zone subsidente à forts apports terrigènes.

- L'ensemble de Dast-e-Ali

Cette importante formation carbonatée constitue les hauts reliefs du Kuh-e-Sefid et du Kuh-e-Tchah Balagh. Elle forme une crête aiguë sensiblement elliptique qui souligne l'anticlinal.

Nous avons distingué 3 niveaux (fig. 13) :

. Niveau à marbres, schistes et schistes amphiboliques (M1)

Sous la formation de Tchiir-Tang Maur nous trouvons un ensemble très hétérogène du point de vue lithologique. Il semble marquer une transition avec les niveaux de marbres purs (M2.) Le contact est apparemment normal. Individualisé sur le flanc nord et à la terminaison ouest (Est de Masenjun) il est extrêmement réduit sur le flanc sud où l'on ne trouve que quelques mètres de schistes et de marbres. Il peut même être absent.

Sur le flanc nord on trouve de haut en bas :

- des marbres blancs massifs d'épaisseur très variable.
- une alternance : marbres et micaschistes dominants avec des calcschistes plus

ou moins dolomitiques, schistes amphiboliques à lentilles de marbre blanc et quelques niveaux de talcschistes. Cet ensemble, montre des variations latérales importantes tant pour la lithologie que pour l'épaisseur. De ce fait il est difficile de donner une coupe type. Une coupe, le long de la piste de la mine Dast-e-Ali en donne néanmoins un exemple assez synthétique (fig. 17). Sur le flanc nord l'épaisseur maximale atteint de 150 à 200m. L'extrême réduction observée au sud apparaît purement stratigraphique.

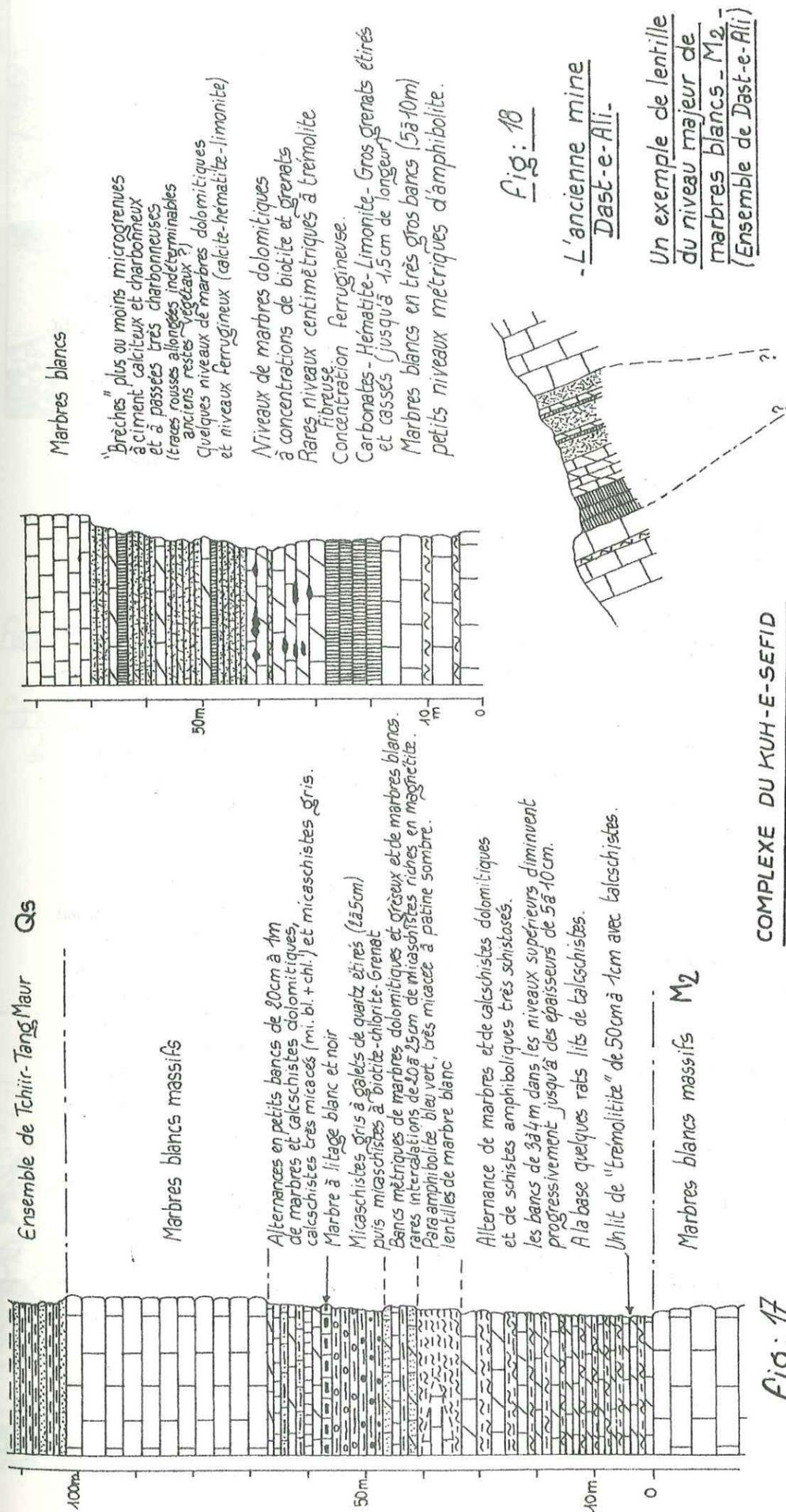
Il a été observé dans des éboulis (coupe de Dast-e-Ali) une roche probablement intrusive, basique, métamorphisée, mais elle n'a jamais pu être observée en place.

. Niveau majeur de marbres blancs M2

Ce sont des marbres massifs blancs très purs à patine jaune pâle à orange, très recristallisés et souvent saccharoïdes; accessoirement des aiguilles de trémolite, des mouches de biotite et de chlorite apparaissent. On peut avoir des passées, voire des lentilles extrêmement hétérogènes qui peuvent avoir jusqu'à un kilomètre de longueur. Elles comportent essentiellement des micaschistes à biotite ou à deux micas associés à des calcschistes dolomitiques à chlorite et micas blancs ainsi que des marbres blancs et noirs (falaise de Murshedi - fig. 16) dans ces passées, les variations latérales d'épaisseur sont extrêmement rapides : sur 100m, un banc peut passer de 0 à 20-30m.

L'ancienne mine d'hématite Dast-e-Ali ⁽¹⁾ correspond à l'affleurement d'une lentille de lithologie différente (fig. 18) : le toit de la lentille est essentiellement constituée d'une brèche carbonneuse (où à été effectué un prélèvement pour étude palynologique) et au-dessous on trouve des

(1) " la main d'Ali " : la tradition veut que le prophète Ali, lors d'un voyage, se soit reposé sur une pierre à l'entrée de la mine, la forme de l'une de ses mains est restée imprimée dans la roche.



marbres dolomitiques et ankéritiques à concentrations de biotite et grenat, associés à des niveaux ferrugineux. On note en particulier un gros banc à hématite et carbonates riches en grenats centimétriques déformés.

La recristallisation des marbres est très importante et pour notre part nous n'avons jamais pu trouver de restes de fossiles identifiables. Des restes de coralliaires ont été trouvés dans ce niveau et seraient à attribuer au genre " Rugosa " (HAMDI et HOUCHEMAND-ZADEH comm. pers.). ce qui tendrait à attribuer à un âge sinon Dévonien moyen tout au moins Dévonien. Un prélèvement de la brèche charbonneuse a été traité pour des recherches palynologiques (1) ; malheureusement, la recristallisation est trop importante et seule une matière organique fine, noire, pulvérulente et d'apparence minéralisée a pu être extraite. Aucune trace de microfossiles ni même de restes organisés n'est visible. Une recherche de Conodontes a été effectuée par Mr HAMDI (G.S.I) mais le résultat s'est avéré négatif.

. Niveau à marbres, micaschistes et amphibolites (M3)

. Il forme la base de l'ensemble carbonaté sur le flanc nord de l'anticlinal avec dominante micaschisteuse et quelques alternances de marbres ainsi que des amphibolites. L'ensemble a environ 700 m de puissance. Le contact avec les marbres est en général progressif avec quelques intercalations métriques d'amphibolites et de marbres à rubanement gris et blanc. Les micaschistes à biotite et à grain très fin apparaissent en petits bancs; la schistosité est relativement fruste.

Les amphibolites vert sombre, riches en biotite, forment un niveau repère que l'on retrouve sur le flanc sud au contact des marbres M2, (10m environ), par contre, les intercalations de marbres et micaschistes sont absentes. Il s'agit là aussi d'une variation stratigraphique.

- Les micaschistes noirs Bs

Cet ensemble, qui forme la base de la série, est présent au coeur du Kuh-e-Sefid et du Kuh-e-Balagaleh. Il s'agit d'une succession de micaschistes montrant une certaine homogénéité voire une véritable monotonie (fig. 15). Ces micaschistes sont intensément plissés et il est à noter sur certains affleurements (NW de la piste Dast-e-Ali) un débit en gros crayons aplatis résultant de l'interaction de deux schistosités. On peut de plus observer deux orientations planaires des phyllites ; la roche ayant un grain très fin ces foliations sont rarement observables à l'oeil nu (III.6.2 et II.6.2). Sur le flanc sud, dans cette formation s'intercalent quelques niveaux métriques de marbres blancs.

- L'orthogneiss de Band-e-No (fig. 19).

Au coeur du Kuh-e-Sefid affleure un petit massif de granite gneissifié. Il se présente cartographiquement comme une grosse ellipse allongée parallèlement à la direction de l'anticlinal (6 km de long, 2,2 km dans sa plus grande largeur). On notera la remarquable conformité de ce granite avec la structure de l'anticlinal. Le contact avec les micaschistes noirs est extrêmement franc : au niveau de la piste menant au campement de Band-e-No on passe directement à des niveaux conformes de gneiss à épais lits quartzofeldspathiques cloisonnés en amandes par une foliation discontinue de biotite (fig. 15). Des faciès oeillés (yeux de feldspaths alcalins centimétriques) sont quelquefois présents, la transition avec le faciès précédent étant graduelle. Plus rarement le passage se fait à un granite porphyroïde à grands cristaux automorphes de feldspath potassique. On peut constater que les bordures sont donc très hétérogènes les faciès pouvant apparaître plus fins et plus leucocrates.

Au coeur du massif on passe à un granite à biotite à grain moyen. Les biotites sont plus ou moins orientées avec une foliation, quand elle est nette, qui est conforme à la direction générale N 130 (cf. II.9.). Il faut aussi remarquer l'existence d'une foliation antérieure, plus fruste et sensiblement N 40.

Dans tout le massif les caractères de ce granite sont les suivants :

- faciès homogène, grain moyen dans les zones peu gneissifiées.
- cortège aplitique recoupant le granite et son encaissant (filons d'aplite de 10 à 50 cm de large).

(1) Recherche effectuée au Centre de Recherche de Pau - SNEA (P) par Mr G. PENIGUEL que nous tenons à remercier de sa bienveillance.

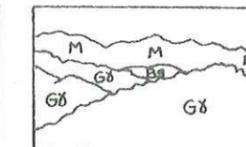
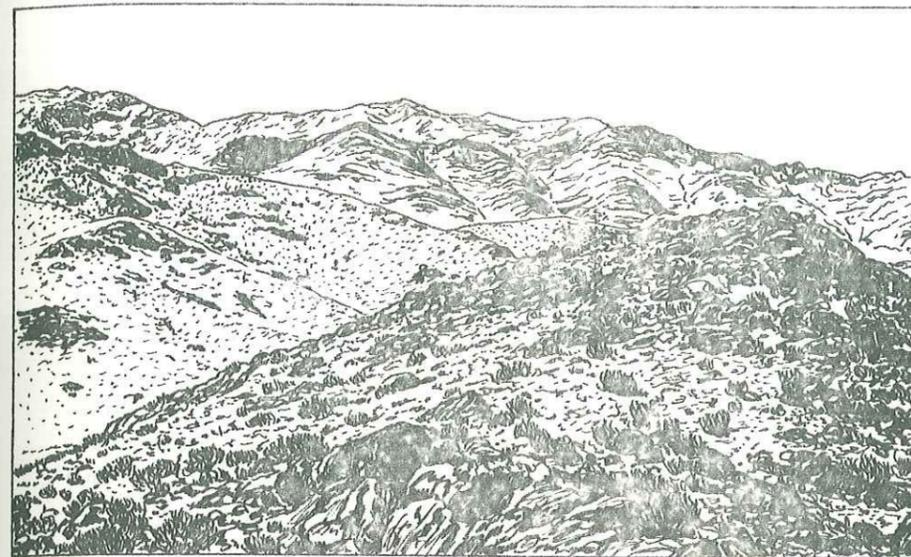


Fig: 19 - L'orthogneiss de Band-e-No

Vue au coeur du complexe du Kuh-e-Sefid en direction du SW.

G8: orthogneiss de Band-e-No
Bs: micaschistes noirs
M: Ensemble de Dast-e-Ali

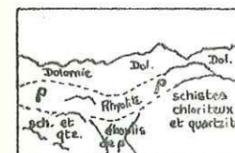


Fig: 20 - Sill de rhyolites hololeucocrate.

Piste de Gushti à Heneshk - 5km au NW de Gushti.
Longueur du sill: 150m env.
Épaisseur du sill: 15 m env.
Direction: N100-110

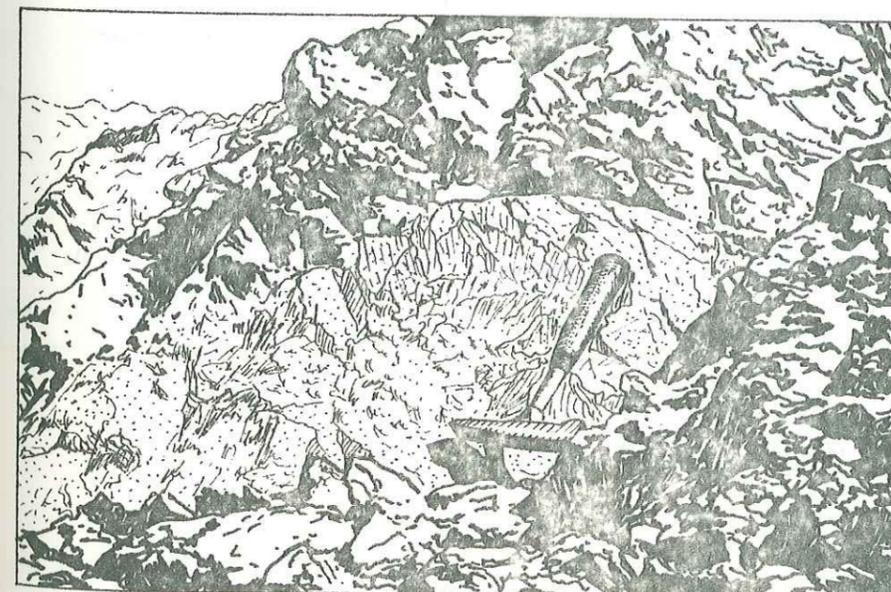
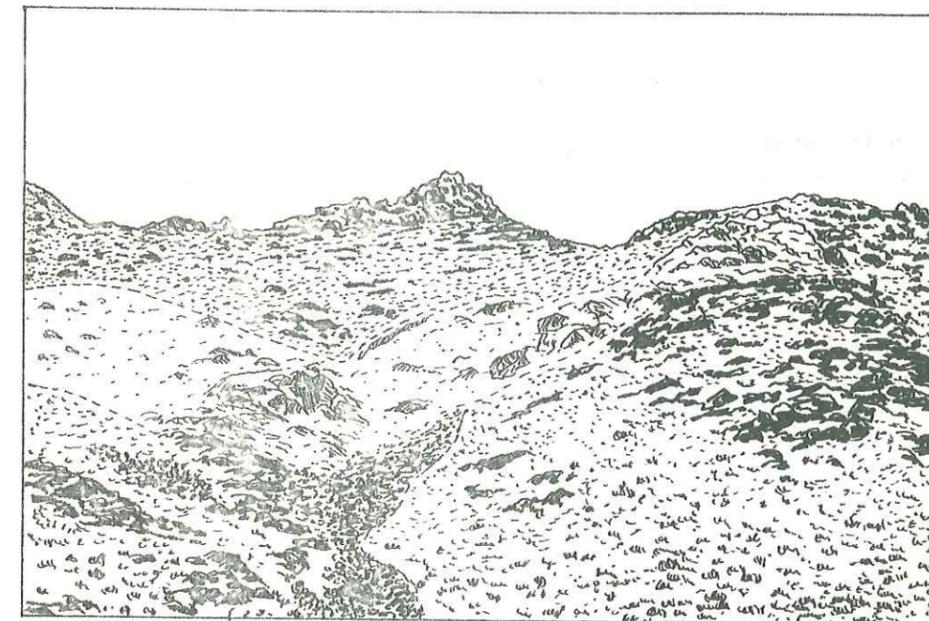


Fig: 21 - Filon d'epidote dans une coulée propylitisée.

200m à l'E de Hassanabad

volcanisme Jurassique moy. à sup.
Epidote en pointille.

- enclaves surmicacées de biotite
- enclaves de micaschistes noirs : ces enclaves, en général de quelques mètres peuvent atteindre des dimensions plus importantes.

Le massif de Band-e-No correspond à un granite transformé en orthogneiss (cf. III.9). Le contact franc avec les micaschistes, sans transition bien que conforme à leurs niveaux (conformité pouvant résulter de la tectonique et des métamorphismes postérieurs), l'absence de zones de migmatites et de faciès de remobilisation (leucosomes en particulier), l'association d'un cortège aplitique recoupant l' encaissant, montrent qu'il s'agit d'un massif intrusif malgré l'oblitération postérieure plus ou moins importante. Il est par contre difficile de préciser ses relations avec une tectonique ancienne : granite syn ou post-tectonique ? Il est possible que la forme générale de l'intrusion et les faciès orientés (en particulier les bordures soient pour partie d'origine syntectonique. Il est à noter d'autre part que l'on n'observe aucune relique d'une éventuelle auréole de métamorphisme de contact, ayant échappé aux métamorphismes postérieurs.

- Le niveau à blocs et conglomérats de Murshedi CQ

Lithologie

La formation affleure le long de l'affluent de la rivière de Bawanat :

- en rive droite, au nord de Murshedi, en bordure des jardins.
- en rive gauche au nord d'Abadeh.

Il s'agit toujours de petites écailles tectoniques. L'affleurement de Murshedi permet de bien détailler la série. L'ensemble présente un pendage de 30-40° vers le NE. On distingue de haut en bas : (fig. 22) :

- conglomérats métamorphisés - 50 m environ.

Matrice quartzopélitique très chloriteuse - Galets d'abondance variable, très abondants à la base (taille des galets : 5 à 30 cm). Ces galets fortement étirés étaient probablement très aplatis à l'origine (galets marins). Nature des galets : quartz majoritaire, gneiss plus ou moins leucocrate en quantité moyenne, en faible quantité micaschistes à biotite. Dans les galets de gneiss, la matrice et dans les autres niveaux de la formation on trouve des amas d'une chlorite vert émeraude de 1 à 3 cm de diamètre.

- petits blocs - 10 m environ

Blocs de gneiss de 2 à 5 m de long, emballés dans une matrice de chloritoschistes.

- schistes chloriteux - 2 à 5 m environ

- grands blocs - 80 à 100 m pour l'affleurement - base inconnue - D'énormes

blocs de gneiss (cf. III.10) analogues aux petits blocs se présentent en " dalles " empilées et imbriquées.

Il s'agit de blocs énormes pouvant atteindre 10 à 15 m de long voire d'avantage et d'épaisseurs variables (certains sont de véritables plaques). Ces blocs sont emballés dans une matrice quartzofeldspathique métamorphisée où néanmoins l'on peut quelquefois observer d'anciennes figures sédimentaires : zone à grains plus fins montrant un granoclassement et des stratifications entrecroisées.

Sédimentologie

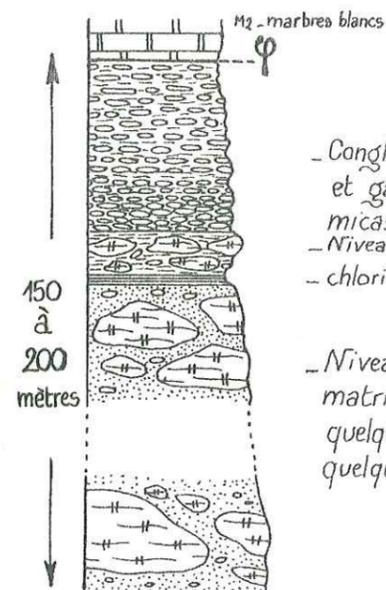
Outre l'énormité des blocs, ceux-ci sont toujours aplatis ce qui peut encore se concevoir compte tenu de la foliation du gneiss. Alors que l'on pourrait s'attendre à un arrangement anarchique ceux-ci sont toujours empilés, disposés plus ou moins à plat. Invoquer la tectonique et l'étirement qu'elle peut entraîner est insuffisant pour expliquer cette disposition. Il s'agit donc d'un problème sédimentologique. L'hypothèse expliquant le mieux une telle formation serait celle d'un démantèlement de falaise. On pourrait avoir érosion du pied d'une falaise, effondrement et glissement de blocs en dalles avec apport direct de matériel quartzofeldspathique. Après le recul suivrait un cycle normal avec apport de galets et sédimentation argilo sableuse (fig. 23).

Cette formation témoignerait donc de l'existence d'un rivage et d'un socle gneissique émergé.

Fig: 22

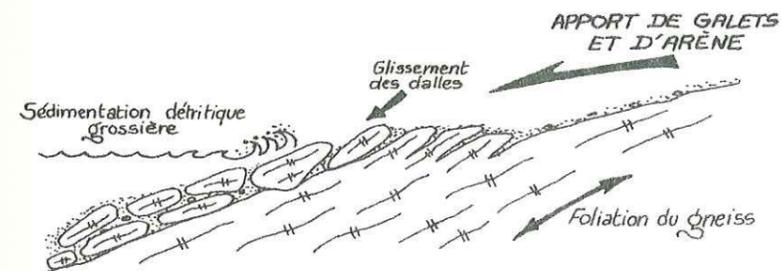
Niveau à blocs et conglomérats

de MURSHEDI.

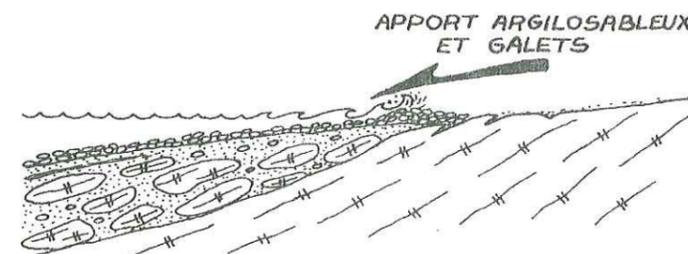


- Conglomérats métamorphisés à matrice de Chloritoschistes et galets étirés de quartz, gneiss, gneiss leucocrate et micaschistes
- Niveau à "petits" blocs à matrice de chloritoschistes.
- chloritoschistes

- Niveau à blocs de gneiss s.s. matrice arkosique métamorphisée quelques galets quelques bancs discontinus pélitogréseux



1. Sape de la falaise effondrement de blocs en "dalles" glissement des dalles Apport de galets et de matériel quartzofeldspathique (arène)



2. Changement de régime Régression de la falaise Sédimentation de galets et de matériel argilo-gréseux

Fig: 23

Sédimentogenèse du Niveau de Murshedi dans l'hypothèse d'un démantèlement de falaise littorale.

. Position stratigraphique

Le niveau de Murshedi, se présente sous la forme de deux petites écailles tectoniques en coins. En l'absence de contacts normaux, il est difficile de préciser la place de cette formation dans la stratigraphie du complexe.

On peut cependant faire les constatations suivantes :

- les conglomérats formant les niveaux sommitaux présentent une grande analogie avec des conglomérats rencontrés à la base de la formation de Tchir-Tang Maur (cf. II.1.2.4).
- le conglomérat renferme des galets de micaschistes noirs mais pas de galets de marbres ou d'amphibolites.

Ainsi il est possible que l'ensemble de Murshedi se situe stratigraphiquement à la base de l'ensemble de Tchir-Tang Maur mais les preuves restent insuffisantes.

Quant au matériel gneissique qui constitue les galets et les blocs, il correspond vraisemblablement au socle précambrien qui n'affleure pas dans la région. En effet il ne s'agit pas de l'ortho-gneiss de Band-e-No (cf. III.9); les ensembles du complexe du Kuh-e-Sefid sont probablement d'âge paléozoïque et aucune phase de métamorphisme antérieure et d'âge paléozoïque n'est connue dans la chaîne Sanandaj-Sirjan.

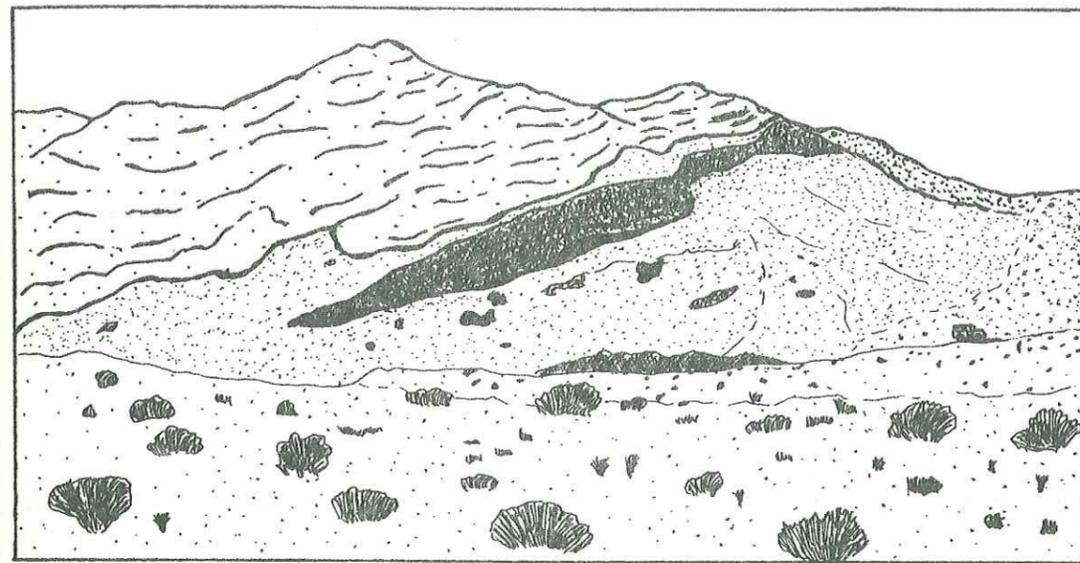


Fig. 24 Jurassique sup. discordant sur les métamorphites et lentilles de fer associées aux métadolomies ankéritiques. (5Km à l'ouest de Henéshk)

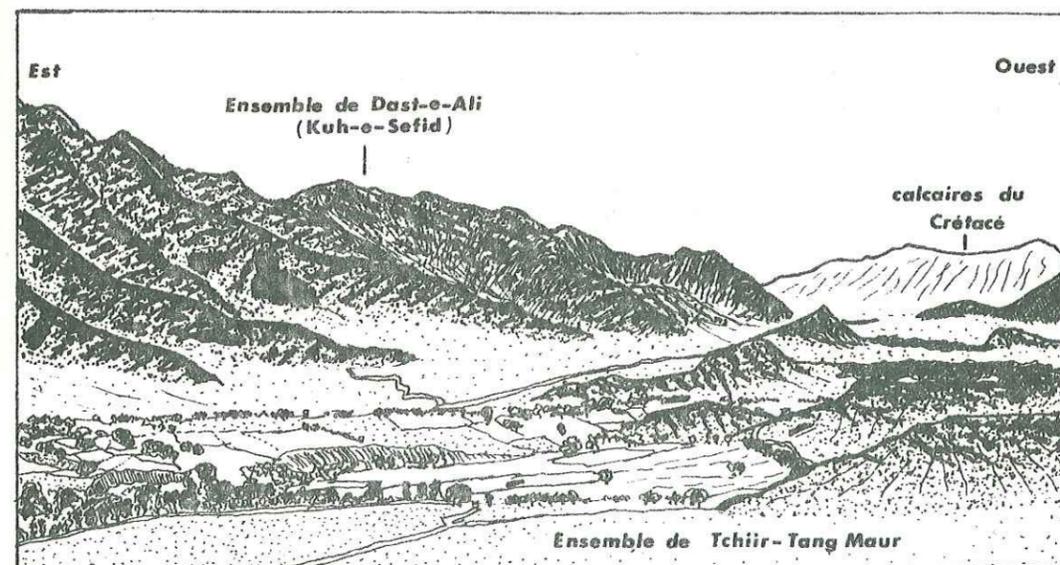


Fig. 25 Vallée de Murshedi à l'ouest du Kuh-e-Sefid.

II. 2. - TECTONIQUE

II. 2. 1. - INTRODUCTION

Du fait de leur situation à proximité de l'accident du Zagros (cf. II. 4. 1), les complexes métamorphiques ont subi les nombreuses phases de déformation qui ont affecté la région. Ainsi, seuls les grands traits de la tectonique cassante postmétamorphique et certaines phases de plissement symmétriques ou postérieures ont pu être mis en évidence.

II. 2. 2. - APERÇU DE LA TECTONIQUE POSTERIEURE AU METAMORPHISME A L'ECHELLE REGIONALE

Nous avons déjà évoqué, dans l'introduction (cf. p. 8 , fig. 1), la place des complexes dans le cadre géologique et structural de l'Iran.

II. 2. 2. 1. - L'accident du Zagros

Cet accident majeur à l'échelle de l'Iran, de direction N120-130, sépare la chaîne de Sanandaj-Sirjan au NE, du Zagros au SW, et passe à quelques kilomètres au SW des complexes métamorphiques (à l'échelle de la photo satellite, ces complexes se trouvent dans le linéament de l'accident du Zagros, POURKERMANI, comm. pers.).

Il représente la cause principale de la déformation complexe qui a affecté la région.

Une étude récente a montré que l'accident du Zagros correspond à deux phases distinctes : un charriage puis un décrochement dextre. Ces deux phases peuvent s'individualiser ou se superposer dans une seule faille (BRAUD et RICOU, 1971 b); sur une distance de 2800 Km, depuis le NW de l'Anatolie, jusqu'au niveau de la région de Zendan dans le sud iranien (RICOU, 1974), Pour STÖCKLIN (1974), l'accident du Zagros serait actif dès le Trias et peut-être dès la fin du Paléozoïque.

Dans la région de Deh-Bid, POURKERMANI (1977) a mis en évidence des mouvements liés à cet accident soit en extension et d'âge post-Eocène supérieur-anté-Pliocène, soit en compression et d'âge post-Oligocène-Miocène inférieur anté-Miocène supérieur. Ces derniers seraient contemporains de la phase de chevauchement de l'Iran central sur le Zagros. Des mouvements post-Miocène supérieur correspondraient à la phase de décrochement du Zagros.

II. 2. 2. 2. - La "crushed zone"

Cette zone de broyage intense est liée à l'accident du Zagros. Elle est interprétée comme une structure résultant de la collision entre les masses continentales d'Arabie et d'Eurasie (FALCON, 1973, WELLS, 1969), dont l'âge serait anté-Miocène supérieur (STONELEY, 1974).

Les déformations affectant la "crushed zone" dans la région de Deh-Bid ont été datées comme post-Cénomaniens à post-Miocène supérieur (POURKERMANI, 1977).

II. 2. 2. 3. - La zone des écailles

POURKERMANI (1977), a étudié dans la région de Deh-Bid la tectonique affectant la couverture de cette zone dans laquelle affleurent les complexes métamorphiques et a mis en évidence huit phases (Zc = direction de compression, Xd = direction de distension) :

- . compression post-Jurassique supérieur anté-Berriasien (Zc = N 30).
- . compression post-Cénomaniens anté-Eocène moyen (Zc = N 45).
- . distension post-Cénomaniens anté-Eocène moyen (Xd = N 135).
- . compression post-Eocène supérieur anté-Oligocène-Miocène inférieur (direction de Zc inconnue).
- . distension post-Eocène supérieur anté-Oligocène-Miocène inférieur (Xd = N 45).
- . compression post-Oligocène-Miocène inférieur anté-Miocène supérieur (Zc = N 45).

- . compression post-Miocène supérieur (Zc = N 335-355).
- . compression quaternaire (Zc = N 30).

II. 2. 2. 4. - La fracturation

Les failles majeures de longueur plurikilométrique sont subverticales ou inverses et rectilignes; les failles d'importance secondaire, visibles à l'échelle de l'affleurement ont des pendages variables. Ces failles sont pour la plupart parallèles à la direction du Zagros.

II. 2. 2. 5. - Les plis

L'intensité du plissement et son style varient géographiquement et en fonction de la lithologie. D'une manière générale, microplis et plis métriques présentent une grande diversité : ils sont cylindriques, coniques, en "kinck-bands" ou en chevrons. Ils peuvent être déversés ou couchés. Leurs axes sont en général presque parallèles à la direction du Zagros.

II. 2. 3. - STRUCTURE GENERALE DES COMPLEXES METAMORPHIQUES (fig. 26 et 27)

Le complexe de Heneshk-Gushti se présente comme une bande d'orientation N120-130. Il s'agit d'une série monoclinale dont la schistosité, conforme à la stratification, présente un plongement NE qui atteint 60° dans la partie nord du complexe. Dans la partie sud, les redoublements tectoniques et la faiblesse du pendage de la schistosité, qui ne dépasse pas 30° à cet endroit, font que seule la partie supérieure du complexe apparaît.

Le complexe de Hassanabad se présente structuralement comme le précédent, en une bande monoclinale, mais dont l'allure est sigmoïde. Cette disposition particulière sera discutée dans le paragraphe suivant.

Le complexe du Kuh-e-Sefid constitue un anticlinal dissymétrique aux flancs très redressés dont l'axe de direction N120-130 est parallèle lui aussi à la structure générale de la région.

II. 2. 4. - RELATIONS ENTRE LES COMPLEXES ET LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

Les contacts avec la couverture, quand ils sont visibles, sont toujours tectoniques dans les complexes de Hassanabad et du Kuh-e-Sefid. En revanche dans le complexe de Heneshk-Gushti, deux faits intéressants sont à signaler :

- sur la bordure nord-ouest du complexe, le Jurassique inférieur affleure en discordance et représente les premiers sédiments mésozoïques observés directement sur le socle métamorphique.

- sur la bordure est, le Jurassique supérieur est discordant sur les métamorphites. L'absence de galets du Jurassique inférieur dans le conglomérat de base, indique une lacune à cette époque, de sorte que les calcaires récifaux du Jurassique supérieur représentent dans cette partie du complexe les premiers dépôts postérieurs à l'orogénèse paléocimérienne. Il apparaît ainsi que des mouvements tectoniques de distension, auraient provoqué dès la fin du Paléozoïque et jusqu'au Jurassique supérieur, des jeux en horst et graben qui entraînent :

- . l'émersion complète anté-Jurassique de cette région qui constitue alors un môle subissant l'érosion.
- . l'immersion de la bordure nord-ouest du complexe pendant le Jurassique inférieur, la bordure est étant exondée.
- . la région est une nouvelle fois émergée lors de mouvements postérieurs au Lias et antérieurs au Jurassique supérieur.
- . enfin, la mer revient au Jurassique supérieur sur la bordure est du complexe qui constitue un graben, la bordure nord-ouest constituant un môle.

Il est à remarquer que ces mouvements de distension peuvent expliquer la mise en place des basaltes propylitisés à proximité de Hassanabad, au Jurassique supérieur.

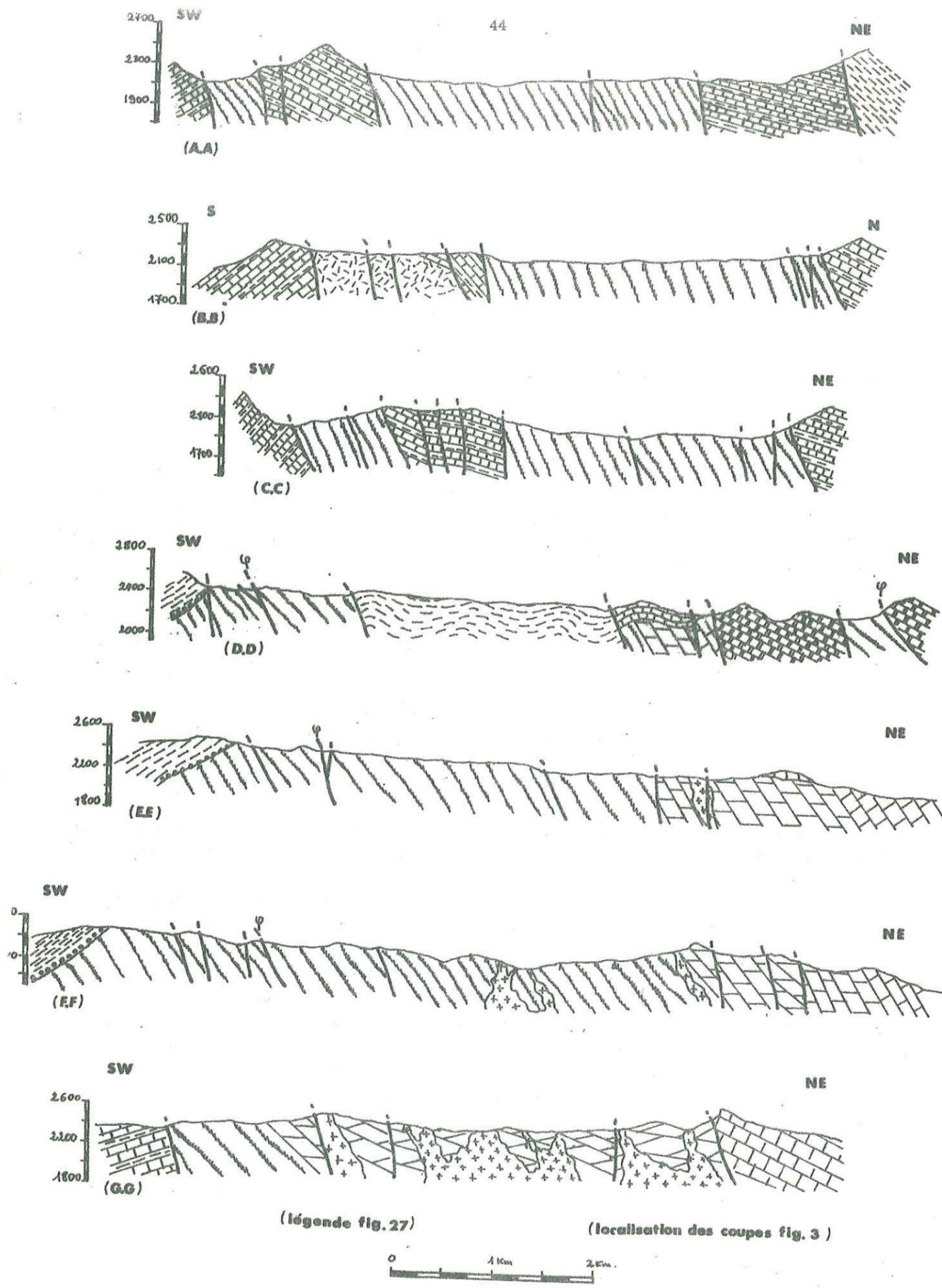
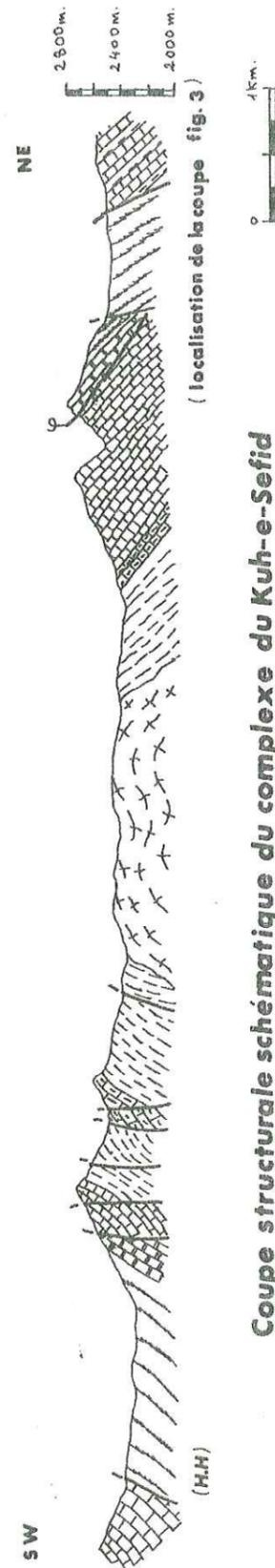


Fig. 26

Coupes structurales schématiques.
Complexes de Heneshk-Gushti-Hassanabad.



Coupe structurale schématique du complexe du Kuh-e-Sefid

LEGENDE

COMPLEXES de HENESHK-GUSHTI-HASSANABAD

- Crétacé inf. Jurassique sup. (hatched pattern)
- Jurassique sup. (horizontal lines)
- volcanites (diagonal lines)
- Jurassique inf. (vertical lines)
- Trias (brick pattern)
- rhyolites hololeucocrates (cross-hatched pattern)
- marbres permien (horizontal lines)
- métadolomies Ds (diagonal lines)
- métamorphites indifférenciées (vertical lines)
- Trias (brick pattern)
- faille (line with arrows)
- faille inverse et chevauchement (line with arrows)

COMPLEXE du KUH-E-SEFID

- Crétacé (hatched pattern)
- Crétacé inf. Jurassique sup. (horizontal lines)
- formation de Tchir-Tang Maur (diagonal lines)
- niveau M1 (brick pattern)
- marbres blancs M2 (brick pattern)
- niveau M3 (hatched pattern)
- micaschistes noirs Bs (horizontal lines)
- orthogneiss (cross-hatched pattern)
- faille (line with arrows)
- chevauchement (line with arrows)

Fig. 27

II. 2. 5. - PHASES PLICATIVES POST-PALEOCIMERIENNES

C'est dans le complexe de Heneshk-Gushti qu'ont pu être mises en évidence quatre phases de plissement; dans le complexe de Hassanabad, les affleurements peu abondants, ne montrent que très mal ces phases.

II. 2. 5. 1. - Phase 1

Cette phase est représentée essentiellement par des plis serrés à charnières aiguës. Les axes des plis et les linéations b associées ont une direction moyenne N110-120. Aux plis et subparallèlement à leurs plans axiaux, est associée une schistosité peu pénétrante, qui apparaît essentiellement :

- dans les marbres permien et plus rarement dans les quartzites sous la forme de clivages sporadiques ou en éventail autour de la charnière des plis. A proximité du village de Heneshk, cette phase de plissement se traduit par des mullions d'échelle métrique à pentamétrique.
- dans les schistes, elle apparaît parfois sous la forme d'une schistosité de strain-slip parallèle aux plans axiaux des plis, associée quelquefois à un débit en frites.

Cette schistosité n'est pas associée à une quelconque foliation cristallophyllienne.

Une schistosité de même direction a été reconnue par POURKERMANI (1977), dans les terrains jurassiques uniquement, conférant ainsi un âge post-Jurassique supérieur anté-Berriasien à la phase 1. Cependant dans la couverture jurassique, les plis liés à la phase tectonique faisant apparaître la schistosité, n'ont pas été mis en évidence. Il apparaît donc possible que les plis liés à la schistosité et absents dans la couverture, aient pu apparaître dans les marbres permien peu compétents.

II. 2. 5. 2. - Phases 2 et 3

Ces deux phases sont mentionnées ensemble car leur chronologie relative n'a pu être établie sur le terrain. Il s'agit en général de plis concentriques ou coniques qui, dans des matériaux assez compétents peuvent se traduire par des ondulations à grand rayon de courbure. La direction des axes de plis et des linéations b sont :

Phase 2 : N 150

Phase 3 : N 50

Aucune schistosité n'est associée à ces plis.

La phase 2 pourrait correspondre à celle mise en évidence dans les sédiments du Crétacé par POURKERMANI, associée à des plis cylindriques de direction N120-150 et d'âge post-Cénomaniens. Cet auteur a reconnu aussi une phase de plis coniques d'axe N50 d'âge Miocène supérieur et liée au décrochement du Zagros.

II. 2. 5. 3. - Phase 4

Cette phase est représentée par des plis coniques de direction axiale N10.

A la dernière phase de plissement observée dans la couverture, d'âge post-Miocène supérieur, correspondent des plis coniques de direction N160-200 liés aussi aux jeux décrochants (POURKERMANI, 1977).

La direction axiale (N10) des plis de la phase 4 observés dans les métamorphites est diamétralement opposée à celle mise en évidence dans la couverture (N160-200). Ces deux types de plis correspondent donc à une même direction de compression.

Ainsi l'âge possible de cette phase 4 est peut-être post-Miocène supérieur.

II. 2. 5. 4. - Conclusion

Il apparaît que, malgré la tectonique importante ayant affecté les complexes métamorphiques, les quatre phases de plissement postérieures à l'orogénèse paléocimérienne, mises en évidence dans les métamorphites de Heneshk, correspondent à celles observées dans la couverture par POURKERMANI (1977) :

- la phase 1, qui a engendré des plis cylindriques et une schistosité de direction N110-120, serait d'âge post-Jurassique supérieur anté-Berriasien.

- la phase 2, caractérisée par des plis de direction N 150, correspondrait à une phase d'âge post-Cénomanién.
- les phases 3 et 4 auxquelles sont associés des plis d'axe N 50 et N 10 seraient d'âge post-Miocène supérieur et liées au décrochement du Zagros.

II. 2. 6. - LES ACCIDENTS MAJEURS

Les caractères principaux de la tectonique cassante dans cette région sont, du fait de sa proximité, essentiellement liés aux mouvements de l'accident du Zagros. Nous avons déjà évoqué dans l'introduction le fait que la région étudiée a été le siège d'un écaillage intense. POURKERMANI (1977) définit ainsi les caractères généraux de cette tectonisation :

"De nombreuses phases tectoniques ont donné naissance à des structures polyphasées et des systèmes de failles (normales ou inverses) et de décrochements découpent en lanières la région étudiée."

Nous nous attacherons d'une part aux accidents limitant les complexes métamorphiques ainsi qu'à l'accident inverse du complexe de Heneshk. Nous tenterons ensuite de replacer les complexes métamorphiques dans le contexte tectonique général de la région.

II. 2. 6. 1. - Les accidents limitant les complexes métamorphiques

Les complexes de Heneshk-Gushti et du Kuh-e-Sefid sont limités par de grands accidents d'orientation N 110 à N 130. Ils se présentent en fait comme des failles décalées par de nombreux décrochements en échelons pour la plupart dextre et d'orientation moyenne N 60 à N-S.

La géométrie de ces accidents est difficilement déterminable. Les failles limitant le complexe du Kuh-e-Sefid apparaissent comme des bandes pouvant atteindre 50 m de large où les formations en contact sont toutes extrêmement broyées et parcourues de nombreux filons de quartz de tailles variables et pour la plupart d'orientation parallèle à l'accident. De même les failles limitant la bordure méridionale du complexe de Heneshk-Gushti sont soulignées par des filons de quartz (1 m à 500 m de long) parallèles à l'accident.

La géométrie de l'accident a pu être observée :

- au SW de Khaneh-Khorreh : accident inverse très redressé à pendage 60-70° vers l'Est.
- dans une carrière, 1 km au NW du col de Kolikosh où il apparaît comme une bande verticale d'environ 20 m de large, extrêmement écrasée et parcourue d'un chevelu filonien de quartz très dense. Ces filons sont eux-mêmes très broyés.

L'accident limitant le complexe de Heneshk-Gushti, au Nord est très important dans la mesure où il met en relation deux domaines paléogéographiques et structuraux très différents : les niveaux permotriasiques non métamorphiques du Kuh-e-Hambast (Iran central s.s.) et les métamorphites (chafne de Sanandaj-Sirjan). Il est masqué par le remblaiement quaternaire mais on peut en observer un témoin au Nord du Kuh-e-Jang où des métamorphites sont chevauchées par les dolomies du Trias moyen.

Les failles bordant le complexe de Hassanabad sont elles aussi relayées par de petits décrochements en échelons essentiellement N 20-30 et N 120-130. La géométrie particulière de ce complexe sera discutée dans le paragraphe (II. 2. 6. 4).

II. 2. 6. 2. - L'accident inverse du complexe de Heneshk-Gushti

Cet accident traverse tout le complexe de Heneshk-Gushti parallèlement à sa bordure méridionale c'est-à-dire avec une direction sensiblement N 120-130. Il se présente comme une faille inverse très redressée avec un pendage presque conforme à la schistosité et il est marqué sur l'essentiel de son tracé par une importante formation bréchique pouvant atteindre plus de 20 m d'épaisseur (fig. 28). C'est une brèche tectonique à ciment calcaire, et coupée par d'abondants filonnets de calcite, emballant des panneaux du conglomérat de base du Rhétien-Lias qui peuvent atteindre plusieurs mètres de long (fig. 127), des galets isolés de ce même conglomérat et des blocs de tailles variables de métamorphites et de shales liasiques.

D'autre part, cette faille pince des écailles de calcschistes à bélemnites qui forment la

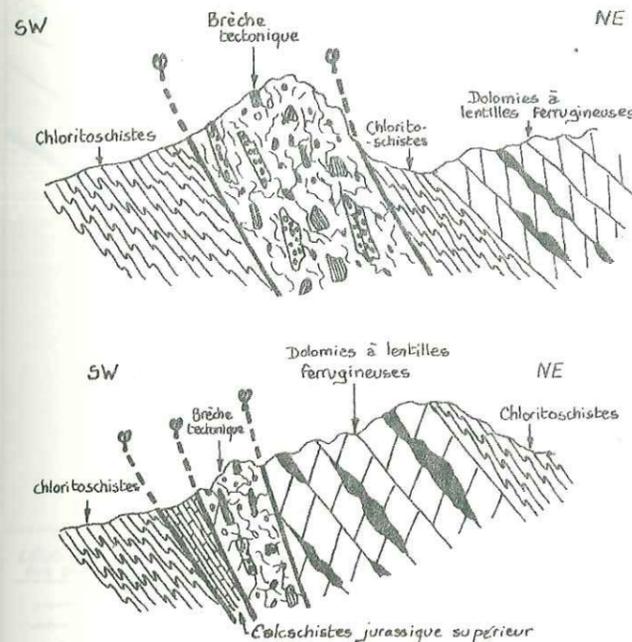


Fig:28 - L'accident inverse du complexe de Heneshk-Gushti

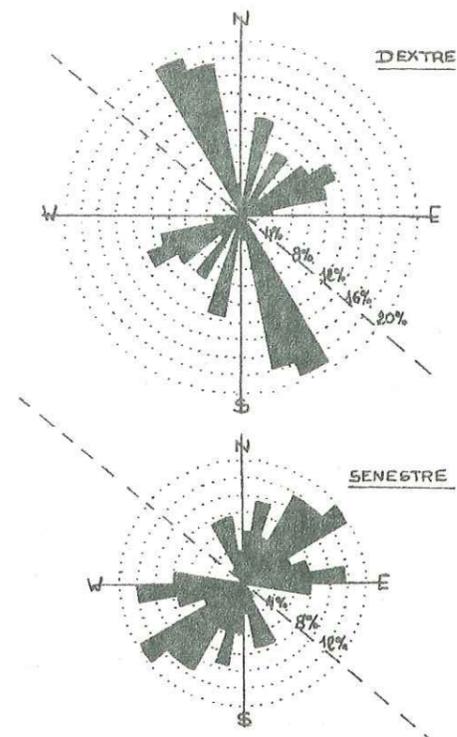


Fig:29 Directions des décrochements conjugués associés à l'accident inverse du complexe d'Heneshk.

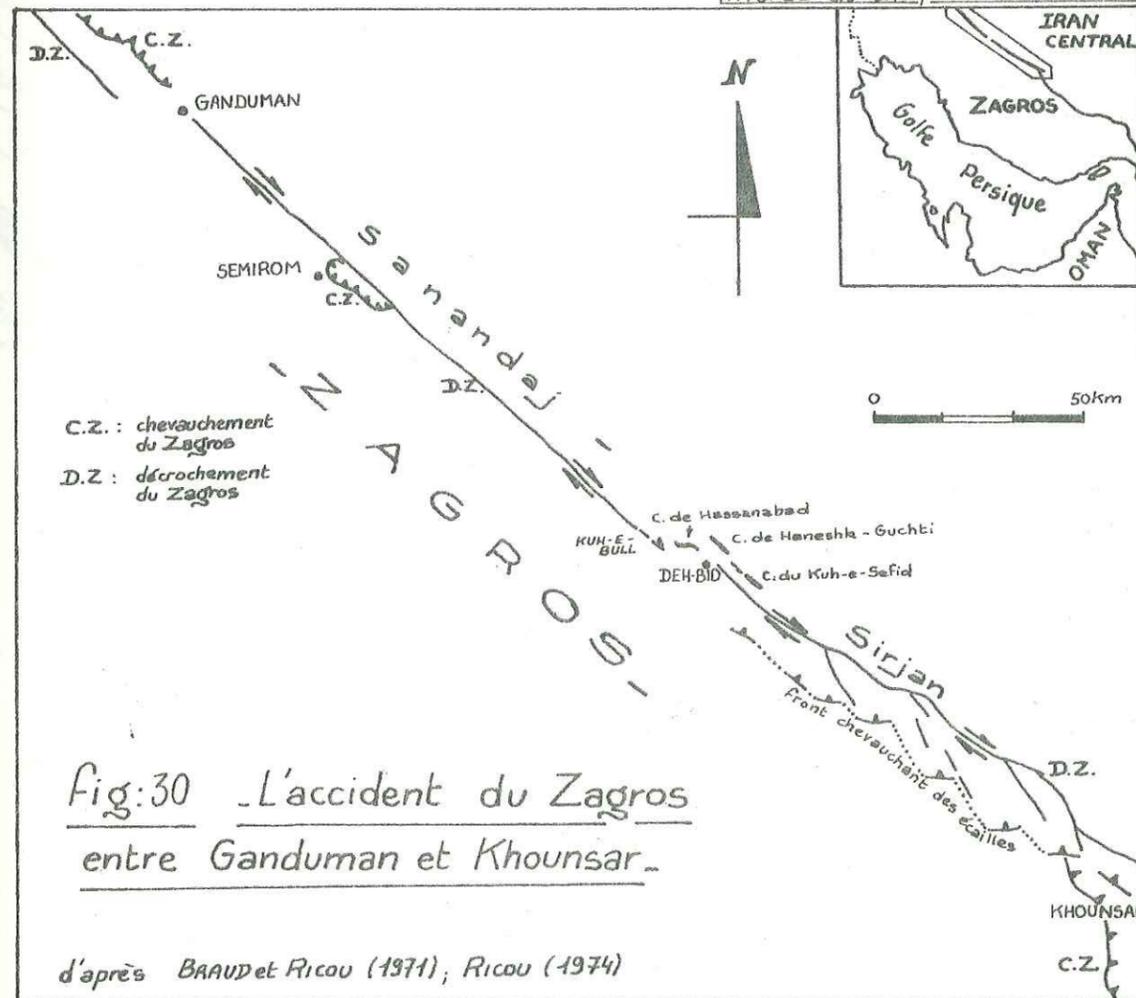


Fig:30 - L'accident du Zagros entre Ganduman et Khounsar.

d'après BRAUDET Ricou (1971), Ricou (1974)

base des calcaires du Jurassique supérieur. Sur toute sa longueur cet accident est découpé par un réseau de petits décrochements conjugués dont les rosaces de direction (fig. 29) montrent qu'ils correspondent à une compression grossièrement N 20 à N 40. Au niveau de cet accident, les bancs de marbres et la brèche montrent un très important boudinage d'échelle hectométrique à kilométrique qui correspond, lui aussi, à une telle direction de compression.

II. 2. 6. 3. - Chronologie des accidents

Toutes les écaïlles de la région de Deh-Bid et de la vallée de Bawanat sont limitées par de grandes failles essentiellement verticales ou obliques, à fort pendage en direction du NE, qui ont sensiblement la même direction que l'accident du Zagros. Ces failles, dont certaines chevauchent les formations éocènes ou oligocène-miocène inférieur dans la région d'Eqlid (POURKERMANI, 1977) seraient, d'après cet auteur, à rattacher pour la majorité d'entre elles aux mouvements de l'accident du Zagros. Elles auraient joué d'abord en failles inverses (phase de chevauchement post-Oligocène-Miocène inférieur anté-Miocène supérieur), puis en décrochements dextres (post-Miocène supérieur). Il est à noter que la compression N 20 à N 40 dont résulte l'accident inverse du complexe de Heneshk-Gushti est à rapprocher de la compression N 45 de la phase chevauchante du Zagros, cette compression étant susceptible de varier d'une vingtaine de degrés par rapport à sa valeur moyenne (POURKERMANI, 1977).

II. 2. 6. 4. - Place des complexes métamorphiques dans la tectonique à l'échelle régionale - La géométrie du complexe de Hassanabad

BRAUD et RICOU (1971) ont montré que l'accident du Zagros correspondait à un double accident souligné dans les formations du Zagros par une bande d'écaïlles (c'est aussi le cas dans la chaîne de Sanandaj-Sirjan au niveau de la région étudiée).

Il s'agit en effet, d'après ces auteurs, des deux phases tectoniques successives que nous avons indiquées plus haut; chevauchement voire même charriage (région de Neyriz et de Kermanshah) et décrochement dextre. On peut avoir soit deux accidents distincts, soit des accidents qui se superposent.

Au NW de la région de Deh-Bid, l'accident du Zagros est souligné par la faille décrochante Ganduman-Kuh-e-Bull (fig. 30) sur 150 km de long. Ce décrochement dextre oblitère le charriage antérieur qui n'apparaît qu'aux environs de Semrom (BRAUD et RICOU, 1971). Directement au SE de Deh-Bid, cet accident est relayé par le décrochement de Deh-Bid-Khounsar qui correspond à une bande tectonisée d'une dizaine de kilomètres sur 100 km de long. La faille majeure peu visible est tronçonnée par une suite de décrochements dextres NNW-SSE en échelons et RICOU (1974) en conclut au mouvement global dextre de l'accident. Le charriage n'apparaît que plus au Sud (Khounsar-Neyriz) et il est recoupé à Khounsar par le décrochement.

Ainsi la région de Deh-Bid correspond à une zone de relais entre le décrochement dextre Ganduman-Kuh-e-Bull et celui, dextre également, de Deh-Bid-Khounsar qui est décalé de 20 km environ vers le Nord-Est (RICOU, 1974).

Cette disposition peut expliquer la géométrie particulière du complexe de Hassanabad. En effet, si les complexes de Heneshk-Gushti et du Kuh-e-Sefid constituent des écaïlles N 130 conformes à la disposition générale de la zone, il n'en est pas de même du complexe de Hassanabad. Schématiquement cette écaille présente une direction N 120-130 dans ses deux branches ouest et sa branche est mais dans son milieu elle prend une direction N-S.

La direction moyenne de la schistosité des métamorphites marque de façon encore plus nette ces changements de direction qui apparaissent aussi dans la couverture jurassique moyen à supérieur avec une même variation des axes de plis en bordure du complexe. Ainsi, cette écaille montre une géométrie sigmoïde qui correspondrait à une rotation senestre.

La formation de cette sigmoïde pourrait s'expliquer de la manière suivante (fig. 31 a,b) :

- a. phase de chevauchement de l'accident du Zagros
formation de la zone des écaïlles, en particulier des complexes métamorphiques.
- b. phase de décrochement de l'accident du Zagros
mouvements dextres des accidents majeurs Ganduman-Kuh-e-Bull et Deh-Bid-Khounsar;

la zone de relais montre à l'échelle mégamétrique une rotation interne senestre, et l'écaille du complexe de Hassanabad qui constitue un "noyau dur" devient une sigmoïde senestre. De plus, dans la couverture en bordure de cette écaille, les axes de plis subissent aussi cette rotation.

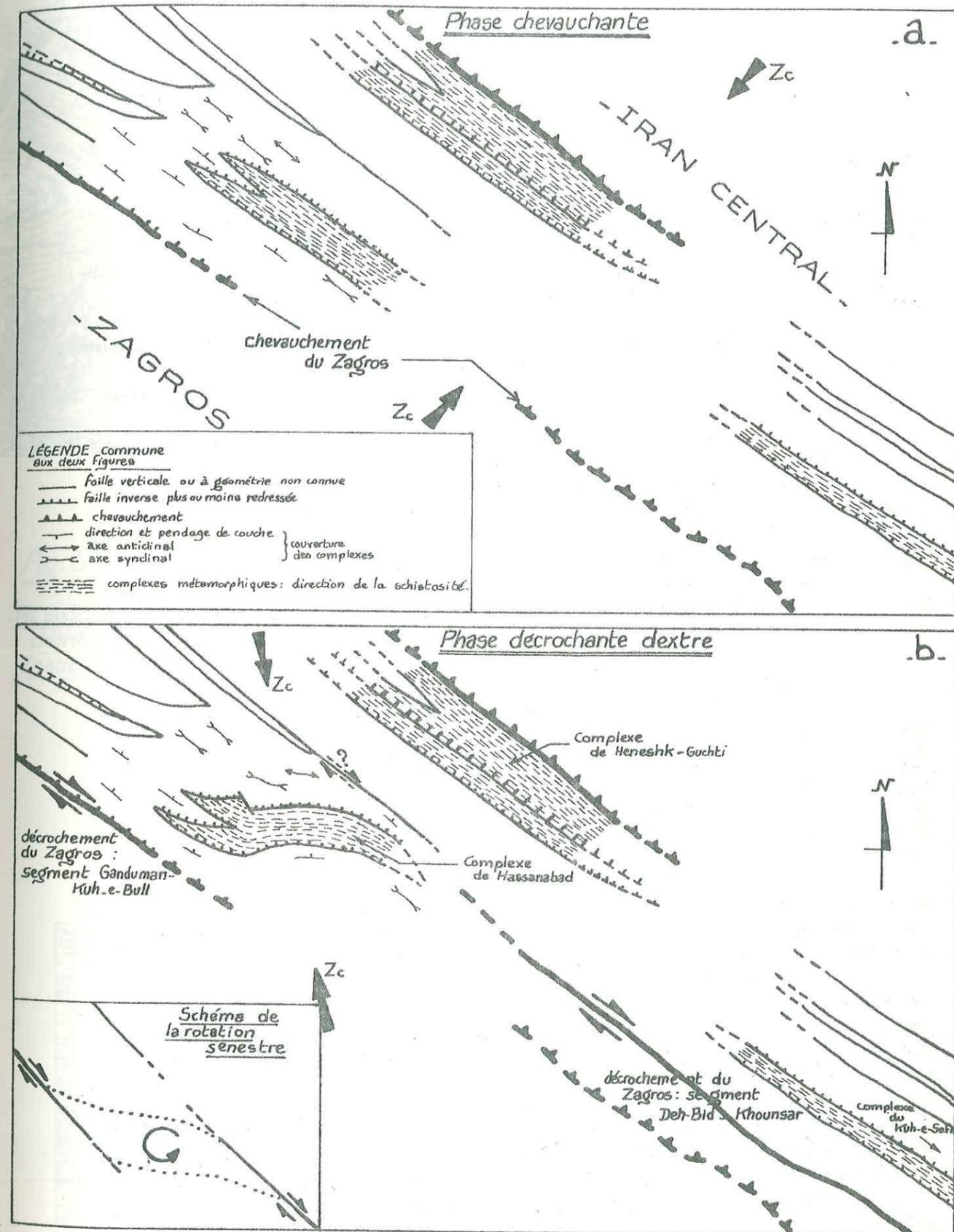


Fig: 31 - Schéma de la formation de la zone des écaïlles et de la rotation du complexe de Hassanabad -

II. 2. 7. - LA TECTONIQUE PALEOCIMERIENNE

II. 2. 7. 1. - Age de la phase tectonique

Plusieurs arguments d'ordre stratigraphique et tectonique permettent de caler chronologiquement cette phase à laquelle est lié le métamorphisme majeur qui affecte les complexes étudiés :

- les marbres blancs de Heneshk sont les niveaux les plus récents affectés par le métamorphisme avec un âge permien reconnu ainsi que les niveaux surincombants qui pourraient être attribués au Permien supérieur ou au Permotrias.
- les shales et grès attribués au Rhétien-Lias ne sont pas affectés par le métamorphisme majeur et le style tectonique à plis isoclinaux et schistosité plan-axiale n'y apparaît pas.
- ces sédiments du Rhétien-Lias sont discordants sur les métamorphites avec un conglomérat de base (bordure méridionale du complexe de Heneshk). Dans ce dernier se trouvent des galets de métamorphites analogues à celles des complexes de Heneshk et de Hassanabad.
- dans la partie septentrionale du complexe de Heneshk les calcaires du Jurassique supérieur sont discordants sur les métamorphites avec un conglomérat de base.

Ainsi la phase tectonique et le métamorphisme associé sont postérieurs au Permien et antérieurs au Rhétien-Lias.

Cette phase est de toute évidence à relier à l'orogénèse paléocimérienne reconnue en Iran par de nombreux auteurs (HAGHIPOUR et PELISSIER 1965, STÖCKLIN 1968, HAGHIPOUR 1974, etc.).

Dans la chaîne de Sanandaj-Sirjan, elle est décrite en association avec un métamorphisme régional syntectonique (BERBERIAN et ALAVI-TEHRANI 1971, SABZEHEI 1974, etc.).

Pour les métamorphites du bloc du Lut, comparables aux métamorphites paléocimériennes décrites par SABZEHEI (1974) dans la partie méridionale de la chaîne de Sanandaj-Sirjan, REYRE et al. (1970) ont daté le métamorphisme du Trias moyen-supérieur (206 ± 10 Ma ; Rb / Sr sur roche totale).

II. 2. 7. 2. - Le style tectonique paléocimérien

Nous ne tenterons pas, dans ce paragraphe, une analyse microtectonique précise des métamorphites paléocimériennes. En effet, du fait des nombreuses familles de plis et de fractures alpines qui affectent les complexes postérieurement à cette phase paléocimérienne, une telle analyse nécessiterait une parfaite connaissance des caractéristiques microstructurales des divers ensembles de la couverture. Ces données n'étaient pas à notre disposition lors des campagnes de terrain et ce n'est seulement que postérieurement, avec l'étude de POURKERMANI (1977) que ces phases tectoniques ont été analysées dans cette région.

Ainsi, ne donnerons-nous qu'un bref aperçu du style tectonique paléocimérien; la connaissance de la déformation de ces métamorphites nécessitera de nombreuses études particulières encore que, compte tenu des sept phases de tectonique cassante et des trois familles de plis affectant la couverture (du Jurassique au Pliocène - POURKERMANI 1977) ces études s'annoncent très délicates !

Un intense plissement affecte les métamorphites paléocimériennes, plissement qui apparaît nettement dans les schistes chloriteux, les calcschistes et les marbres (fig. 32 et 33). Ce sont des plis isoclinaux très serrés, plus ou moins aplatis suivant la compétence des niveaux. Ils se présentent essentiellement à trois échelles : millimétrique (lame mince); décimétrique à métrique; décamétrique à hectométrique. Dans les zones qui semblent peu perturbées par la tectonique cassante et les plis postérieurs, ces plis sont couchés ou peu redressés. Une schistosité de flux très pénétrante est plan-axiale à ces plis et la foliation cristalphyllienne (correspondant à la paragenèse 2 - cf. III. 5. 4) y est associée, la linéation minérale étant confondue avec la linéation b des plis isoclinaux. Cette linéation et la direction de la schistosité montrent une direction moyenne N 110-130 dans les complexes de Heneshk et du Kuh-e-Sefid. Comme il a été dit précédemment, dans le complexe de Hassanabad cette schistosité voit sa direction fortement affectée par le jeu du décrochement du Zagros.

Dans la plupart des cas les phases tectoniques postérieures ont pour effet de replisser cette schistosité de façon complexe (cf. II. 2. 5) et de redresser son pendage moyen (autour de 50° vers l'Est).

De nombreux filons de quartz antérieurs à cette phase paléocimérienne sont replissés (fig. 34); c'est aussi le cas des filons quartzo-feldspathiques à disthène du complexe de Heneshk-Gushti,

Style tectonique dans les métamorphites de la phase paléocimérienne



Fig: 32

Plis isoclinaux dans les marbres du Permien.

Marbres à litage gris et noir.
Heneshk.

Fig: 33

Pli isoclinal dans un calcschiste chloriteux.
Centre du complexe d'Heneshk

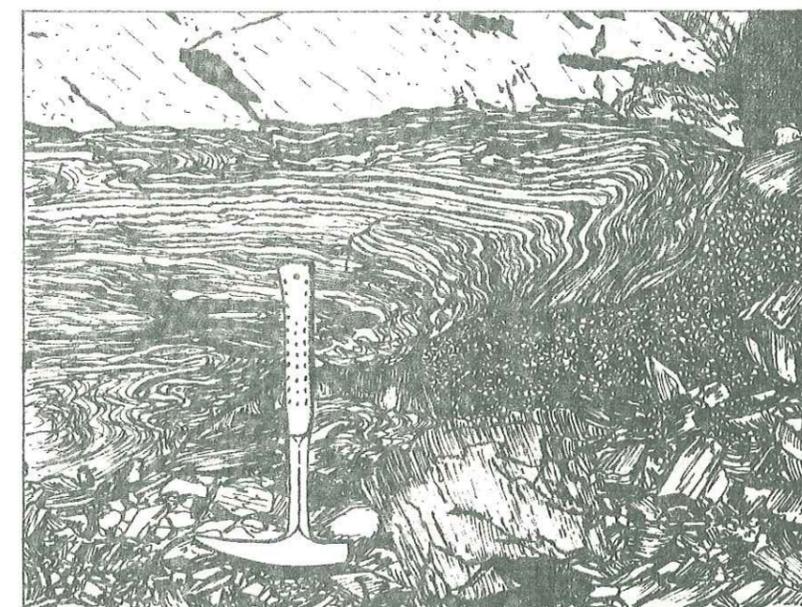
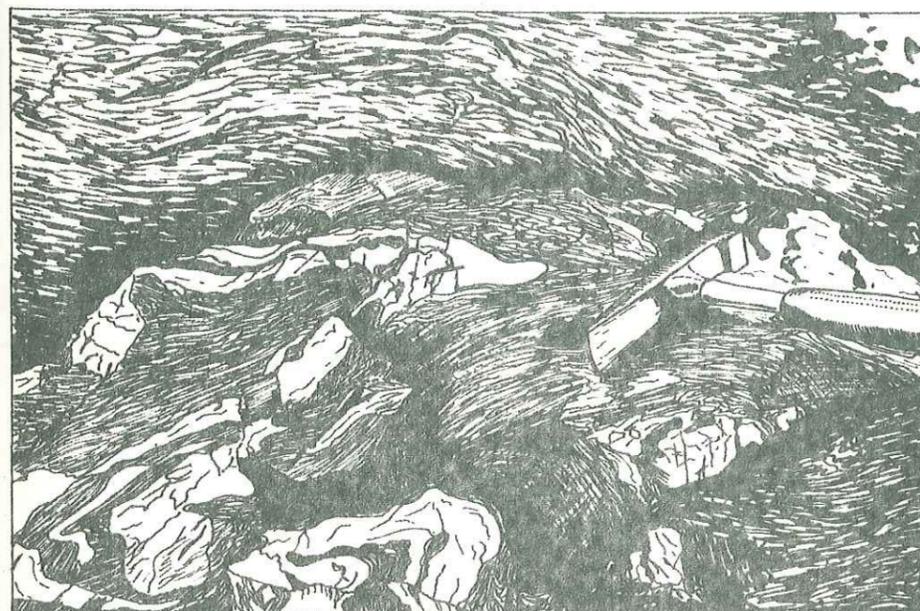


Fig: 34

Filons de quartz plissés dans des métavolcanite basiques et des schistes chloriteux.

Complexe de Heneshk.



Au niveau des complexes de Heneshk-Gushti et de Hassanabad ainsi que dans l'ensemble de Tchir-Tang Maur l'étude pétrographique révèle l'existence de deux foliations successives (cf. III.5). La schistosité mise en évidence correspond comme nous l'avons dit à la foliation et à la paragenèse 2 qui dans la plupart des cas oblitère complètement la foliation et la paragenèse 1. Il n'a pas été possible compte tenu de sa rareté de relier cette dernière à des caractéristiques géométriques à l'échelle de l'affleurement (linéation, schistosité ou même plis).

Par contre, dans les micaschistes noirs au cœur du Kuh-e-Sefid, les deux foliations sont souvent très bien développées et, à l'échelle de l'affleurement peut s'observer une schistosité associée à la foliation 2, plan-axiale à des microplis très serrés qui affectent la schistosité et la foliation 1 associée. L'intercalation de ces deux schistosités donne un débit en gros crayons ou en frites à section losangique très aplatis car l'angle entre ces deux schistosités est fréquemment très faible.

Le style tectonique de ces métamorphites paléocimériennes est tout à fait analogue aux caractéristiques de cette orogénèse dans la chaîne de Sanandaj-Sirjan telles que les résume BERBERIAN (1972, 1973) :

- plissement intense des roches du Paléozoïque et du Trias inférieur; plis couchés et aplatis, axes B₁ des plis de toutes tailles marquant une linéation correspondant à une foliation minérale (linéation L₁-B).

Cet auteur note que la direction prédominante des axes b (et L₁) correspondant à cette orogénèse, est N90, dans de rares cas N-S. Dans les complexes étudiés cette direction est N110-130 mais, compte tenu du fait que les complexes correspondent à des écailles tectoniques il serait hasardeux d'en tirer une quelconque conclusion quant à la structure originelle des complexes.

SABZEHEI (1974) dans le complexe de Sargaz-Abshur (partie méridionale de la chaîne de Sanandaj-Sirjan) qui présente certaines analogies de faciès avec les complexes étudiés (cf. V. 2. 2) décrit lui, deux phases de déformations paléocimériennes accompagnées de deux métamorphismes successifs :

- . 1 : plis couchés isoclinaux à linéation bL₁ EW et schistosité plan-axiale.
- . 2 : linéation L₂ se surimposant à L₁; de direction N30 à N60 et schistosité S₂ peu pénétrante.

On verra (cf. V.3) que tant du point de vue de la structure que du métamorphisme il existe entre ces deux parties de la chaîne des différences notables.

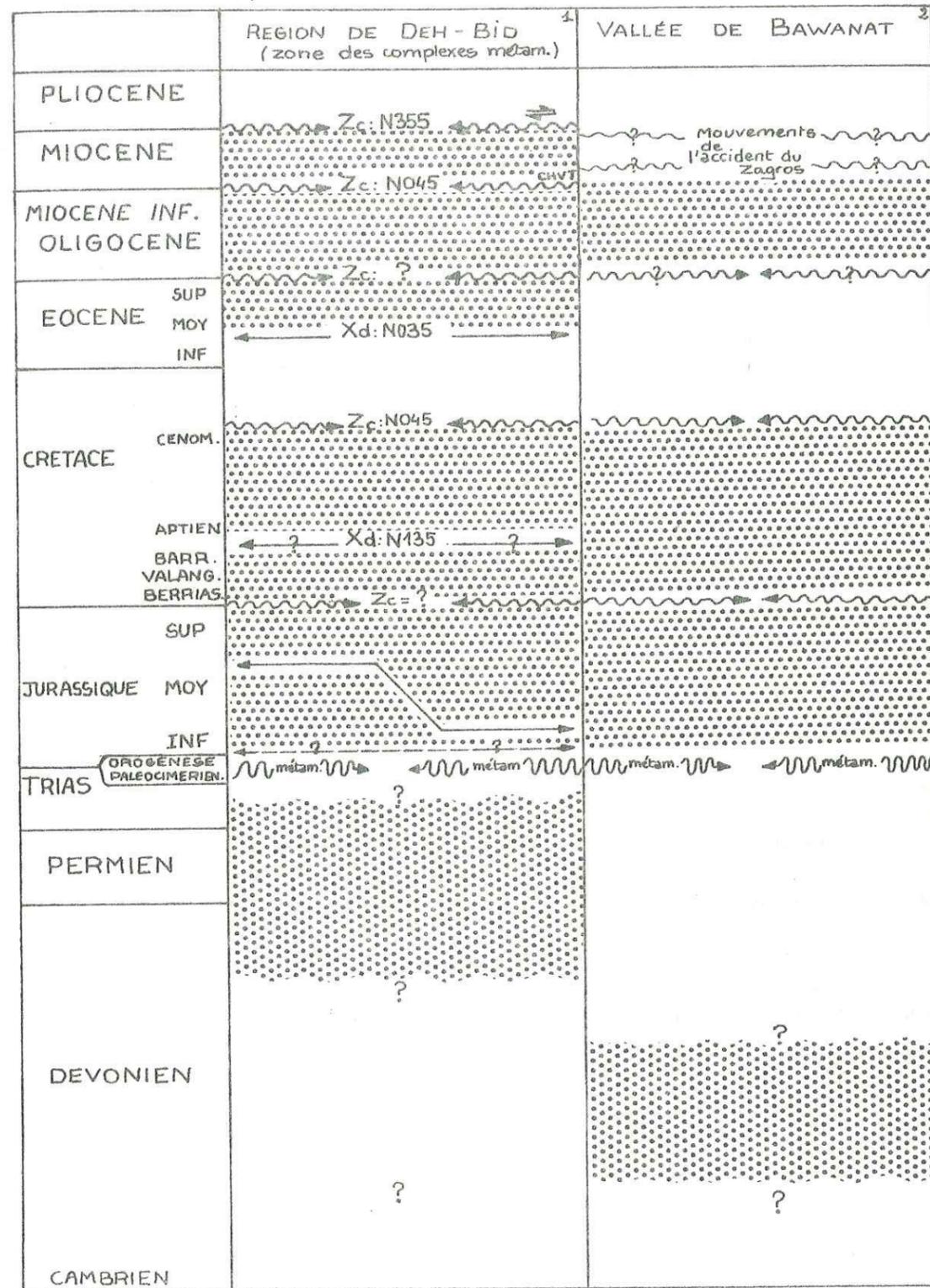
II. 3. - CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

Les formations sédimentaires et volcaniques originelles constituant les complexes métamorphiques étudiés sont probablement d'âge paléozoïque. Elles caractérisent des zones à forte subsidence et importants apports terrigènes entrecoupés de période de sédimentation carbonatée dont la plus importante (ensemble de Dast-e-Ali) se situerait au Dévonien. Un magmatisme surtout basique, important en volume, (volcanisme et intrusions) existe pendant toutes les périodes de subsidence. La fin de ce cycle paléozoïque est marquée par une sédimentation peu profonde ou continentale (dolomies à lentilles de fer entrecoupées d'apports détritiques), puis au Permien par une séquence plus marine (calcaires à Fusulines).

L'orogénèse paléocimérienne affecte toutes ces formations. Cette tectonique à laquelle est associé le métamorphisme des trois complexes a des caractères tout à fait comparables à ceux de l'orogénèse paléocimérienne dans d'autres régions de la chaîne de Sanandaj-Sirjan. La fin de cette orogénèse est marquée par des intrusions acides, puis, durant le Jurassique, une tectonique de distension avec le jeu variable de horsts et de grabens détermine la sédimentation lagunaire ou continentale. Un volcanisme basique est associé à cette période. Avec la transgression Jurassique supérieur ou Crétacé basal la sédimentation redevient marine et les cycles sédimentaires se succèdent durant la fin du Secondaire et le Tertiaire, interrompus par les différentes phases tectoniques du cycle alpin. Les caractères de ces phases tectoniques tels que les a définis POURKERMANI (1977) se retrouvent dans les métamorphites. Ce sont les mouvements de l'accident du Zagros qui forment la zone des écailles et donnent à la région ses principaux traits structuraux.

Le tableau de la fig. (35) résume l'ensemble de ces données.

Pour les comparaisons avec les régions voisines on se reportera à POURKERMANI (1977).



phase de distension datée
 " " à chronologie incertaine
 phase de compression datée
 " " à chronologie incertaine
 Cycle sédimentaire
 Xd: direction de distension
 Zc: direction de compression

(1: couverture des complexes d'après POURKERMANI, 77. modifié)
 (2: Couverture des complexes d'après RICOU, 74.)

Fig: 35 - TABLEAU-RESUME DE LA STRATIGRAPHIE ET LA TECTONIQUE

LISTE DES ABREVIATIONS UTILISEES POUR LES MINERAUX

ab	: albite	ilm	: ilménite
act	: actinote	jd	: jadeite
aeg	: aegyrine	ky	: kyanite (disthène)
allan	: allanite	ma	: magnétite
alm	: almandin	mar	: margarite
amph	: amphibole	mi bl	: micas blancs
amph bl	: amphibole bleue, sodique	micr	: microline
an	: anorthite	min FeMg	: minéraux ferromagnésiens
analc	: analcime	mu	: muscovite
and	: andésine	mx op	: minéraux opaques
ank	: ankérite	olig	: oligoclase
aug	: augite	pist	: pistachite
ap	: apatite	pheng	: phengite
bi	: biotite	pl, plag	: plagioclase
bi br	: biotite brune	preh	: prehnite
bi v	: biotite verte	pu	: pumpellyite
carb	: carbonate	py	: pyrite
cc	: calcite	pyr	: pyroxène
chl	: chlorite	qz	: quartz
clnz	: clinozoisite	ru	: rutile
di	: diopside	scap	: scapolites
dol	: dolomite	ser	: séricite
enst	: enstatite	sil d'Al	: silicate d'alumine
ép	: épidote	sph	: sphène
fk	: feldspath potassique	staur	: staurotide
gr	: grenat	stilp	: stilpnomélane
graph	: matière graphitoïde, graphite.	tour	: tourmaline
hé	: hématite	trém	: trémolite
hed	: hedenbergite	zo	: zoisite
hb br	: hornblende brune	zi	: zircon
hb v	: hornblende verte	leucox	: leucoxène

III_ Pétrographie

III.1. - LES META-INTRUSIONS BASIQUES

III.1.1. - LES STRUCTURES

La structure magmatique est bien préservée du métamorphisme. Néanmoins certaines structures liées à la cristallisation de minéraux néoformés se surimposent plus ou moins sur la structure originelle.

Trois groupes de roches ont été ainsi définis : les deux premiers ont des caractères très proches (structure doléritique conservée), le troisième présente une structure porphyroblastique.

- Les roches à structure doléritique conservée

- Les métadolérites banales (fig. 39)

Ce premier groupe est le plus représenté (présent dans les 3 complexes).

Le plagioclase secondaire est disposé en lattes automorphes à subautomorphes (ne dépassant pas 2 mm) très intriquées; et peut constituer jusqu'à 60 % du volume total de la roche. Dans les espaces intersertaux, les minéraux magmatiques sont complètement recristallisés. L'ilménite squelettique, minéral relique de la paragenèse magmatique (DEER et al. 1962), parsème la roche.

L'amphibole bleu vert poeciloblastique, pouvant atteindre une taille d'un cm, souligne la structure porphyroblastique. Dans certaines roches où l'amphibole est peu développée ou absente, les minéraux phylliteux (chlorite, biotite verte) sont disposés suivant une foliation très fruste, témoin d'une déformation synmétamorphique peu pénétrante.

- Les métadolérites à structure grossière (fig. 36)

Ce deuxième groupe de rochesaffleure dans les complexes de Hassanabad et du Kuh-e-Sefid. Il est appelé ainsi car il présente (à côté d'une structure similaire à celle des roches précédentes), quelques caractères indiquant une mise en place moins hypovolcanique.

Les lattes de plagioclase sont nettement plus développées que celles du premier groupe. Elles peuvent dépasser 5mm et donnent à la roche une structure à tendance " grenue ".

Les minéraux opaques sont absents ou presque, en revanche le sphène altère de très belles plages d'ilménite magmatique intersertale.

Les porphyroblastes d'amphibole verte peuvent dépasser 2 cm et englobent quelques restes

de pyroxène et d'amphibole brune, vestiges de la paragenèse magmatique.

Les roches à structure porphyroblastique unique

La structure porphyroblastique se superpose à la structure porphyrique magmatique. Les porphyroblastes peuvent épigéniser le plagioclase calcique ancien (porphyroblastes d'épidote). Ils baignent dans une matrice entièrement recristallisée. Et on peut observer parfois le passage progressif d'une zone riche en porphyroblastes, à une zone qui en est dénuée (fig. 10). Ce type de roche correspond à un faciès subvolcanique associé aux métadolérites banales dans les niveaux SQ1 et SQ2 du complexe de Heneshk-Gushti.

Dans un autre type de roche (faciès de bordure des métadolérites à structure grossière), les porphyroblastes fossilisent les phénocristaux antérieurs de plagioclase et de ferromagnésiens. Des reliques de ces derniers (pyroxène, amphibole brune) peuvent subsister (fig. 38). Tous ces minéraux baignent aussi dans une matrice entièrement recristallisée et affectée d'une foliation.

III. 1. 2. - PARAGENESES DE METAMORPHISME

Nous allons étudier le faciès moyen de chaque groupe de roches et les particularités éventuelles à l'intérieur de ces groupes. Nous décrirons les différents faciès en nous intéressant à leurs minéraux caractéristiques et en essayant de dégager certains caractères pétrographiques que nous reprendrons lors de l'étude géochimique (cf. IV. 1).

Les roches à structure doléritique grossière

- Faciès moyen (fig. 36)

Le plagioclase est de l'albite généralement maclée. Elle englobe parfois quelques cristaux de chlorite ou d'actinote. Elle est souvent accompagnée d'une quantité variable de clinozoisite en petits prismes autoblastiques qui peut constituer un feutrage affectant le cœur de certaines lattes de plagioclase. Cette disposition correspond probablement à la pseudomorphose d'un plagioclase zoné. La clinozoisite peut aussi cloisonner les plages d'albite.

La phase ferromagnésienne originelle intersertale est complètement reprise par une chlorite ferromagnésienne disposée suivant un faciès "miettes de thon à l'huile" (LASSERRE et LAVERNE, 1976) (cf. p. 71, fig. 48), seule ou accompagnée quelquefois de clinozoisite, de calcite, d'actinote, de sphène. Ce dernier présente aussi de belles plages caractéristiques lorsqu'il épigénise l'ilménite squelettique, dont il ne reste parfois que le cœur non altéré.

L'amphibole non maclée, porphyroblastique, englobant les lattes de plagioclase, présente les caractères suivants :

$N'gAc = 24^\circ$ ($N'gAc$ représente la valeur maximale mesurée à la platine normale) -
biaxe - $2VZ = 68^\circ$ - couleur verte à vert jaune.

C'est une hornblende verte (cf. p. 62). Elle est toujours altérée en une chlorite magnésienne qui se développe dans ses déchirures ou à sa périphérie. La chlorite est associée à une faible quantité d'albite, de sphène, de clinozoisite et de calcite. Cette dernière est aussi présente en plages xénoblastiques de taille variable. L'apatite forme de rares baguettes incluses dans le plagioclase.

- Faciès à reliques de pyroxène et d'amphibole brune

La pétrographie de cet échantillon est similaire de la précédente, néanmoins l'amphibole semble plus développée. C'est toujours de la hornblende verte mais elle renferme quelques reliques de pyroxène associées à des restes d'amphibole brune.

Le pyroxène présente les caractères optiques suivants : rosé en lumière naturelle, gris du 1° ordre en lumière analysée, biaxe - $2VZ \approx 40^\circ$, allongement +, $N'gAc = 31^\circ$. Ces données ne permettent pas de déterminer avec certitude la nature du pyroxène (série augite - diopside ?). Un seul caractère optique ($N'gAc = 11^\circ$) est mesurable chez l'amphibole brune, la taille trop faible des reliques ne permet pas de mesurer les autres. L'association pyroxène, hornblende brune, hornblende verte, observée dans un autre faciès des méta-intrusions sera discutée plus loin (cf. p. 62).

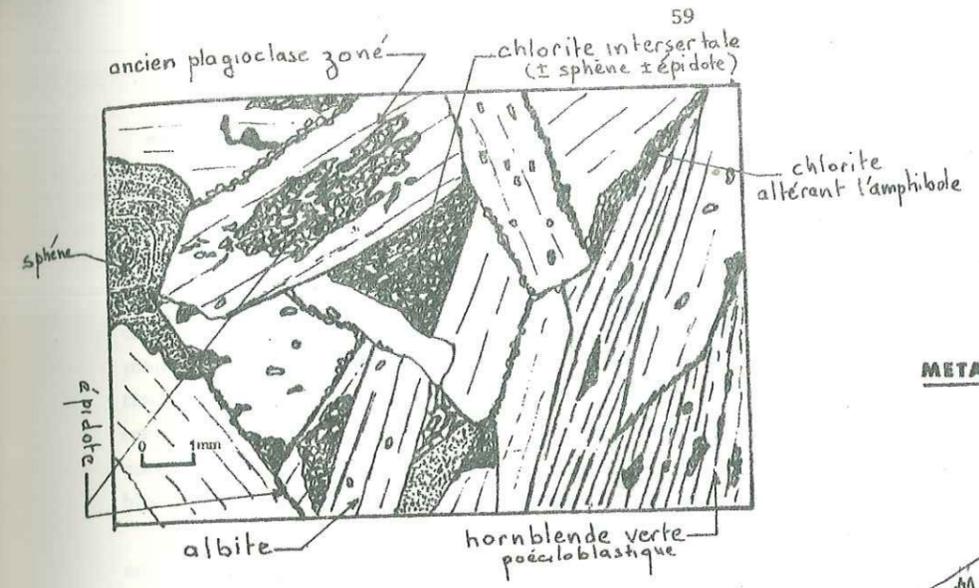


FIG. 36
METADOLÉRITE GROSSIÈRE
structure moyenne

FIG. 37
PSEUDOMORPHOSE DE PYROXÈNE
pyroxène → hb brune → hb verte

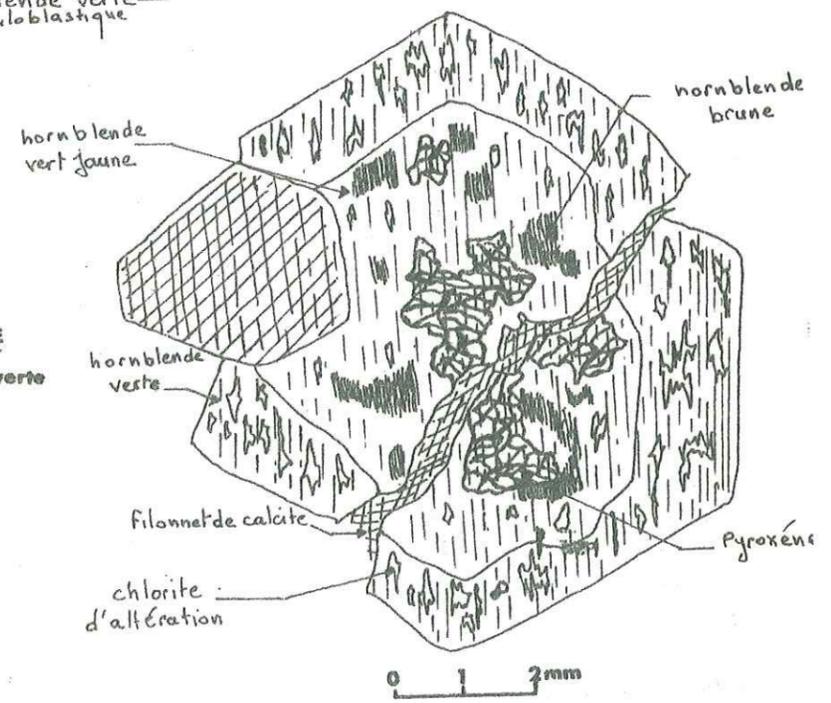
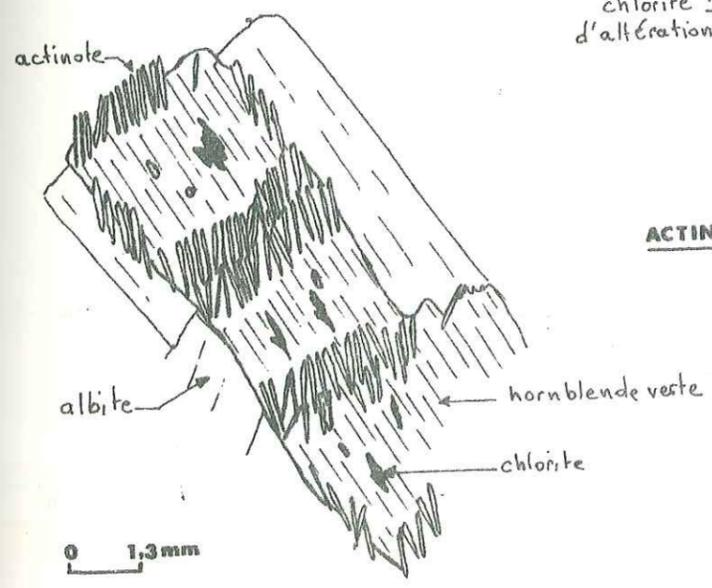


FIG. 38
ACTINOTE (2° phase) ALTERANT UNE HORNBLÈNDE
metadolérite grossière

Une autre particularité de cette roche est la présence de fines aiguilles d'actinote se développant suivant une même orientation aux extrémités des amphiboles vertes (fig. 38).

- Faciès à chlorite magnésienne unique

Ce faciès se distingue des précédents par sa chlorite. Celle-ci est magnésienne (type clinocllore). Elle est disposée dans les espaces intersertaux ou dans les déchirures de l'amphibole verte, qu'elle altère parfois complètement. Ceci semble indiquer une richesse en MgO de la roche, confirmée par l'analyse chimique (7,66%). D'autre part la clinozoisite très développée envahit totalement le plagioclase qui était donc très calcique à l'origine.

- Résumé des successions minérales et des paragenèses observées :

- plag plus ou moins calcique \rightarrow ab + clnz ilm \rightarrow sph
- minéraux ferromagnésiens intersertaux \rightarrow chl \pm act \pm clnz \pm sph
- pyroxène \rightarrow hb br \rightarrow hb v \rightarrow chl \pm act \pm clnz \pm ab \pm sph

De ces successions minérales se dégagent deux paragenèses métamorphiques. La deuxième, à ab + chl \pm act est caractéristique du faciès schistes verts. Ces minéraux altèrent la hornblende verte, seul minéral de la paragenèse métamorphique primaire. Cependant dans les métavolcanites, des restes de plagioclase calcique (oligoclase-andésine : An 30) associés à la hornblende, ont permis de montrer que cette paragenèse appartenait au début du faciès amphibolite (cf. III.4.2). Dans ce cas l'association ab + clnz observée dans les méta-intrusions correspondrait à l'altération complète d'un plagioclase plus calcique appartenant à la première paragenèse. On aurait donc la succession suivante :

- plag magmatique \rightarrow plag moins calcique \pm clinozoisite (paragenèse 1)
- plag moins calcique \rightarrow albite \pm clinozoisite (paragenèse 2)

. Les roches à structure porphyroblastique

- Le faciès de bordure des dolérites grossières

Dans ce type unique de roches, les porphyroblastes d'amphibole maclée pseudomorphosent des sections de pyroxène (fig. 38) et en renferment quelques reliques. Le pyroxène est rosé en lumière naturelle, jaune du premier ordre en lumière analysée, biaxe +; $N'g \wedge c = 40^\circ - 2VZ = 60-70^\circ$ - Allongement +. C'est un pyroxène du type augite ou diopside. Il est aussi associé à quelques restes de hornblende brune (cf. III.1.4). Une section pseudo hexagonale de pyroxène est fossilisée par une amphibole vert jaune qui passe sur sa périphérie à une amphibole verte (la limite entre les deux amphiboles est nette; cette configuration reflète-t-elle une zonation du pyroxène ?).

L'amphibole est une très belle hornblende verte maclée ($N'g \wedge c = 26^\circ$ - biaxe - $2VZ \approx 60-70^\circ$) constituant des porphyroblastes de taille très variable. Elle est altérée dans ses échantillons et à ses extrémités en chlorite magnésienne \pm calcite \pm pistachite \pm clinozoisite \pm albite \pm quartz(?).

La pistachite, associée ou non à la calcite, constitue aussi des porphyroblastes de taille variable qui pseudomorphosent probablement d'anciens phénocristaux de plagioclase calcique. L'épidote est elle-même reprise sur sa périphérie par de petits granules de même nature (recristallisation de la pistachite lors du métamorphisme).

La matrice de la roche est recristallisée en aiguilles de chlorite magnésienne et d'actinote associées à la pistachite, l'albite, la calcite et la clinozoisite en petites plages xénoblastiques. Tous ces minéraux soulignent une foliation nette (visible macroscopiquement) et cristallisent dans les ombres de pression affectant les porphyroblastes.

- Résumé des successions minérales

- pyroxène (augite-diopside) \rightarrow hb br \rightarrow amphib v ou v jaune \rightarrow act + chl + ab + cc + ép + sph
- ferromagnésiens magmatiques \rightarrow amphib v \rightarrow chl \pm act \pm cc \pm ab \pm ép \pm sph
- plagioclase \rightarrow (ép 1 \pm cc \rightarrow ép 2) + ab
- matrice \rightarrow act + chl + cc + ab + clnz + pist

Deux paragenèses métamorphiques apparaissent toujours; la dernière est nette et appartient au faciès schistes verts. La première ne présente que des restes d'épidote et de hornblende.

- Les faciès porphyriques associés aux métadolérites banales

La clinozoisite (\pm pistachite \pm albite) altère le plagioclase ancien en gros porphyroblastes.

L'amphibole, disposée anarchiquement en plages poeciloblastique (ne dépassant pas 2 mm) est une amphibole bleu-vert du type hornblende ($N'g \wedge c = 18^\circ$). Elle n'est jamais très fraîche et montre une altération en chlorite ferromagnésienne et/ou biotite verte, accompagnée accessoirement de calcite, albite, épidote, sphène. Seule, la chlorite peut constituer des amas ovoïdes (altération totale de minéraux ferromagnésiens magmatiques ou de la hornblende verte). Le fond de la roche est constitué d'une mosaïque de petits grains xénoblastiques d'albite non maclée et de quartz, constituant 20 à 30 % du volume de la roche, et associés à la calcite, la clinozoisite, la chlorite, la biotite verte et le sphène en moindre part.

L'ilménite squelettique est assez répandue, souvent associée à la hornblende. Elle est affectée d'une leucoxénisation plus ou moins poussée. L'hématite est présente en plages xénoblastiques.

- Résumé des successions minérales

Plag calc \rightarrow clnz \pm pist \pm ab

Ferromagnésiens \rightarrow amphib. bl v \rightarrow chl \pm bi v \pm ab \pm cc \pm ép \pm sph

Ilm \rightarrow sph, leuc

Matrice \rightarrow ab + qz \pm cc \pm clnz \pm chl \pm bi v \pm sph

Les deux paragenèses métamorphiques sont toujours présentes, la deuxième n'est pas nette.

. Les métadolérites banales

. Faciès moyen

L'albite est accompagnée de quelques mouches de calcite, de chlorite, de biotite verte et très rarement de séricite. Elle pseudomorphose le plagioclase magmatique, mais elle cristallise aussi en petites plages granoblastiques, accompagnée ou non de quartz, entre les lattes de plagioclase. L'albite peut constituer jusqu'à 55 % du volume de la roche. L'amphibole est du même type que celle décrite précédemment. Mais sa morphologie aciculaire lui donne parfois une apparence d'actinote et la présence d'amphibole bleu vert (hornblende) et d'actinote est probable. La trémolite est présente en revanche en longues aiguilles incolores dispersées dans la roche.

La chlorite est disposée en amas ovoïdes de petites lamelles, associée à la clinozoisite, l'albite et la biotite verte ou en plages monocristallines poeciloblastiques affectées parfois de kinks. C'est une chlorite ferromagnésienne qui altère aussi, accompagnée de calcite, l'amphibole.

La biotite verte, présente en quantité variable, est souvent associée à la chlorite; elle est parfois disposée en petites lamelles autour de l'ilménite squelettique ou de la magnétite. L'ilménite est bien développée et parfois leucoxénisée.

L'épidote est ici peu représentée (en granules de pistachite et de clinozoisite dispersés dans la roche), en revanche la calcite y est présente en quantité parfois importante. L'apatite plus ou moins développée peut atteindre dans certains échantillons une proportion assez importante. Quelques plages d'hématite parsèment la roche.

- Métadolérites dénuées d'amphiboles (fig. 39)

Certaines métadolérites totalement dénuées d'amphibole sont riches en biotite verte qui cristallise en petites lamelles enchevêtrées dans les espaces intersertaux ou en plages de taille plus importante disposées anarchiquement dans la roche. De plus, un carbonate ferrifère (avec exsudation d'hématite dans ses clivages) cristallise en plages poeciloblastiques accompagnées de longues aiguilles de chlorite ferromagnésienne. Cette association (carbonate ferrifère, biotite verte, chlorite) sans amphibole, sera discutée p.83.

- Résumé des successions minéralesplag \longrightarrow ab \pm épilm \longrightarrow sph, leucosFerromagnésien \longrightarrow hb \longrightarrow tact \pm chl \pm cc \pm ép \pm sph \pm bi v \pm carb FeIII.1.3. L'ALTERATION POSTERIEURE

L'altération postérieure n'a pas été mentionnée dans les descriptions précédentes, car elle est fonction de la position des échantillons. L'altération peut être faible dans les zones moins fracturées (au nord de Hassanabad) ou plus forte dans les zones de fracturation plus importante (dans les formations SQ1 et SQ2 à l'Est du col de Kolikosh). Elle se traduit par une déformation de la structure des métadolérites (minéraux cassés) et par la cristallisation, en filonnets de taille variable, de calcite d'épidote, de chlorite, d'albite, de quartz, d'oxydes et d'hydroxydes de fer.

III.1.4. - L'ASSOCIATION PYROXENE-HORNBLLENDE BRUNE-HORNBLLENDE VERTE. Association pyroxène-hornblende brune

L'association hornblende brune-pyroxène, destabilisées en amphibole vert jaune et verte (fig. 37) est-elle métamorphique ou magmatique?

Le même type d'observation a été fait par LASSERRE et LAVERNE (1976) sur un matériel de nature voisine (dolérites du Versoyen). Pour eux, REINHARDT (1974), AUMAITRE et BUFFET (1973), l'apparition de la hornblende brune à partir du pyroxène doit être mise en relation avec l'enrichissement du magma en fluides, au cours d'une phase tardimagmatique.

En revanche, LEYRELOUP (1973) décrit la transformation clinopyroxène \longrightarrow hornblende brune suivant une " bordure de réaction " dans une enclave charnockitique du Velay. Cette réaction d'amphibolisation pouvant affecter orthopyroxène, biotite et même des minéraux. Dans ce cas précis, l'apparition de la hornblende brune est liée à une rétro-morphose de l'enclave dans le sous-faciès métamorphique granulite à hornblende. Les conditions sévères de ce métamorphisme ne sont pas comparables à celles du début du faciès amphibolite et du faciès schistes verts (cf. III.4.3) affectant nos complexes métamorphiques. Ainsi, la première hypothèse nous semble-t-elle plus logique.

. Association hornblende brune-hornblende verte

Pour LASSERRE et LAVERNE (1976), la hornblende verte dériverait de la hornblende brune tardimagmatique lors de la diminution de température au début du refroidissement des sills, après cristallisation de tous les minéraux magmatiques et postmagmatiques, mais avant le métamorphisme. Dans notre cas, la hornblende verte paraît liée uniquement au métamorphisme. Celle-là est poeciloblastique; elle se trouve indifféremment dans les métavolcanites et les méta-intrusions basiques et sa présence est caractéristique de la première phase (dans le faciès amphibolite) du métamorphisme biphasé (cf. III.4.3) qui a affecté la région étudiée.

Un autre problème, concernant les conditions de température de formation de la hornblende, se pose au sujet de l'amphibole verte (dans les dolérites à structure grossière et le faciès de bordure associé) et l'amphibole bleu vert (dans les dolérites banales et le faciès porphyrique associé). MIYASHIRO (1974) a remarqué que la variation de couleur de la hornblende suivant son axe c est fonction de la température. Dans les metabasites recristallisées à basse température (sous-faciès amphibolite à épidote ou faciès amphibolite de faible degré); la couleur de l'amphibole est bleu vert. A des températures plus élevées (faciès amphibolite), la couleur devient verte, puis brune à des températures encore plus fortes. Mais dans les métavolcanites (cf. p.72) les amphiboles de la paragenèse 1, sont variablement vertes ou bleu vert. Il n'est donc pas possible d'utiliser ici la différence de couleur des amphiboles observées dans les méta-intrusions basiques pour préciser les conditions de température du métamorphisme.

III.1.5. - RELATIONS BIOTITE VERTE - AMPHIBOLE-CHLORITE

Si la chlorite et la biotite verte appartiennent de façon sûre à la paragenèse 2 (faciès schistes verts) du métamorphisme, puisqu'elles altèrent la hornblende verte, il n'est pas impossible qu'elles

appartiennent aussi à la paragenèse de 1^o phase, car on peut observer parfois le contact entre amphibole bleu vert et biotite ou chlorite. Mais cet équilibre n'est peut être lié qu'à la métastabilité dans le faciès schistes verts des amphiboles bleu-vert de la première paragenèse.

III.1.6. - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES META-INTRUSIONS BASIQUES- Rappel des caractères pétrographiques principaux

. Les métadolérites à structure grossière et le faciès de bordure associé, se caractérisent par :

- + la présence de reliques de pyroxène et de hornblende brune magmatique.
- + la couleur verte de l'amphibole métamorphique qui peut atteindre de grandes tailles (hornblende).
- + l'épidote (clinozoisite) qui peut envahir totalement le plagioclase, probablement très calcique à l'origine.
- + le sphène, présent en grandes plages d'altération de l'ilménite magmatique.
- + la chlorite, uniquement magnésienne dans certaines roches.
- . Les métadolérites banales sont caractérisées par :
 - + une amphibole bleu-vert de petite taille (hornblende \pm actinote ?).
 - + l'absence de relique de minéraux ferromagnésiens magmatiques; seules magnétite et ilménite squelettique sont présentes, en quantité plus importantes que dans les roches précédentes.
 - + la présence d'épidote, mais en faible quantité; en revanche la calcite est plus développée.

Il en résulte que certaines des métadolérites grossières semblent plus basiques (richesse en chlorite magnésienne, plagioclase magmatique très calcique) que le reste des méta-intrusions basiques. Ces résultats seront repris lors de l'étude géochimique (cf. IV.1).

- Récapitulation des paragenèses observées

Quatre paragenèses ont été mises en évidence de façon plus ou moins nette : la première est la paragenèse magmatique, les deux suivantes sont les paragenèses liées au métamorphisme, la 4^o est associée à des phases d'altération postérieures.

- . paragenèse magmatique
(plagioclase \pm calcique) \pm pyroxène \pm hornblende brune + ilménite
 \pm magnétite \pm apatite

. paragenèses métamorphiques

Dans les méta-intrusions basiques, la foliation est pratiquement absente et seule la 2^o paragenèse est nette, elle appartient au faciès schistes verts.

Les seuls minéraux de la première paragenèse métamorphique, connus avec certitude, sont : hornblende verte + épidote (clinozoisite + pistachite). Chlorite et biotite verte peuvent appartenir à cette paragenèse, mais il n'est pas impossible que la hornblende soit métastable avec ces deux minéraux qui appartiennent peut être seulement à la 2^o paragenèse.

L'absence de plagioclase calcique associé à la hornblende ne nous permet pas de caractériser son faciès métamorphique, mais il a été trouvé dans certaines métavolcanites (cf. p.76), des restes, préservés de la scapolitisation, de plagioclase de type oligoclase-andésine (An=30) caractéristique du faciès amphibolite.

Malgré l'absence de minéraux caractéristiques, il semble donc que la première paragenèse associée au métamorphisme affectant les méta-intrusions basiques appartient au faciès amphibolite.

- Les paragenèses métamorphiques sont les suivantes :

. Paragenèse 1 :

hornblende ± chlorite (?) ± biotite verte (?) + clinozoisite ± pistachite + sphène-leucoxène ± hématite ± calcite ± quartz

. Paragenèse 2 :

chlorite ± biotite verte ± actinote ± clinozoisite ± pistachite ± albite ± calcite carbonate ferrifère ± quartz ± sphène-leucoxène ± hématite

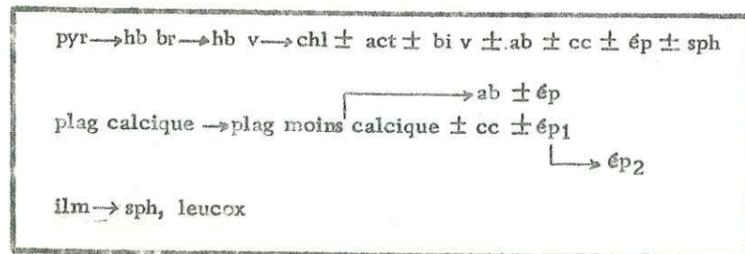
. Altérations postérieures :

calcite ± quartz ± hydroxyde de fer ± oxyde de fer ± chlorite ± épidote ± (séricite)

Les différentes paragenèses et successions minérales sont résumées dans les tableaux suivants :

Minéraux	paragenèse magmatique		paragenèse métamorphique 1		paragenèse métamorphique 2		altérations
	syn-magmatique	tardi-magmatique	synmet.	tardi à postmet.	synmet.	tardi à postmet.	
Actinote							
Albite							
Apatite							
Augite-Diopside							
Biotite verte							
Calcite							
Carbon. ferrifère							
Chlorite							
Epidote (sl)							
Hématite							
Hornblende brune							
Hornblende verte							
Hydroxyde de fer							
Ilménite							
Magnétite							
Plagioclase calcique							
Quartz							
Sphène-Leucoxène							

Paragenèses observées dans les méta-intrusions basiques



Successions et équilibres minéraux observés

Les conditions (T et P) des différentes paragenèses sont discutées plus loin et résumées dans la fig.75.

III. 2. - LES META-INTRUSIONS LEUCOCRATES

Nous avons regroupé sous ce nom un petit ensemble de roches claires (verdâtres à blanchâtres) à gros grain, affleurant en deux grands sills épais dans le niveau SQ4 du complexe de Heneshk. Ces roches se distinguent des méta-intrusions basiques par les caractères suivants :

- leur structure originelle, probablement grenue, est peu préservée du métamorphisme (structure granoblastique à tendance gneissique) et la foliation est généralement nette.

- leur chimisme est variable, depuis un pôle plus basique (gabbroïque à dioritique (s.l.) = 51 à 60 % SiO₂ jusqu'à un pôle plus acide (granitique SiO₂ = 79 % SiO₂) en passant par un chimisme intermédiaire (granodioritique : 65 à 69 % SiO₂) d'autre part leur teneur en quartz exprimé est importante même dans les roches les plus basiques. Leur minéralogie varie d'un type de roche à l'autre et nous commencerons par les plus basiques. Six analyses ont été effectuées et seront étudiées dans le chapitre géochimie (cf. IV. 2).

III. 2. 1. - LES METAGABBROS ET LES METADOLERITES (QUARTZ EXPRIME 10 à 12 %)

Leur structure granoblastique est caractérisée par des phénoblastes étirés d'amphibole, de clinozoisite et de plagioclase; donnant à la roche une structure gneissique. Entre ces phénoblastes, la matrice a recristallisé en une mosaïque quartzo-albitique à chlorite et mica blanc en paillettes, clinozoisite et hématite en petits granules.

L'amphibole est verte à vert jaune, poeciloblastique. C'est une hornblende verte (N^g/l^c = 24 ° - biaxe - 2 VZ ≈ 70°).

Elle est toujours partiellement altérée en chlorite magnésienne à ferromagnésienne associée à de la clinozoisite (fig.41), à un peu de calcite et de sphène et parfois d'actinote. L'altération peut être très importante et seuls quelques lambeaux d'amphibole sont encore visibles. De gros phénoblastes de clinozoisite sont associés à la hornblende et sont aussi repris dans la foliation. Ces deux minéraux appartiennent probablement à la même paragenèse. Les phénoblastes de plagioclase sont constitués d'albite associée à la clinozoisite (en quantité parfois importante, indiquant un plagioclase initial assez calcique) et à de fines paillettes de séricite. L'albite englobe parfois de gros cristaux d'apatite. Des filonnets de quartz et de clinozoisite traversent la roche.

- Facès à grenat

Dans une de ces roches à la limite diorite-granodiorite (60-63 % SiO₂), la hornblende est absente, en revanche des fantômes de grenat sont très répandus (fig.40). Celui-ci est pseudomorphosé (quelques reliques subsistent encore) en chlorite ferromagnésienne associée en moindre part à la clinozoisite, au quartz, au sphène, au mica blanc et à l'hématite. La chlorite est disposée suivant les cassures du grenat et en queue de cristallisation aux extrémités de ce dernier. Excepté l'absence d'amphibole, le reste de la composition minéralogique est similaire à celle vue plus haut (porphyroblastes d'albite (+clinozoisite), d'épidote, pris dans la foliation et montrant des queues de cristallisation en chlorite).

Les successions minérales observées sont les suivantes :

- hb → chl + clnz ± sph ± cc ± act
- gr → chl + clnz + hé + qz ± mi bl ± sph
- plag → ab ± clnz

On retrouve deux paragenèses; la dernière est nette et souligne la foliation. La première à hornblende + épidote ou grenat + épidote est à l'état de relique et l'absence de plagioclase appartenant à cette phase nous oblige à faire les mêmes remarques que pour les méta-intrusions basiques (cf. III. 1. 6).

La séricitisation (faible ici) et les filonnets de calcite, de clinozoisite ou quartz sont à lier aux phases d'altération associées à la fracturation affectant les différents complexes métamorphiques.

De plus la faible quantité de ferromagnésiens, autres que le mica, liée à la faible teneur en Fe_2O_3 et MgO (2-3%) et, d'autre part, la séricitisation relativement importante dans ces roches, invitent à penser que les minéraux ferromagnésiens de la première paragenèse étaient peu développés et que s'il y a eu du disthène (l'échantillon 74 AV 269a riche en Al_2O_3 aurait pu en contenir), ce minéral très sensible à la rétro-morphose a été complètement détruit.

- Le plagioclase des métagránites et métagránodiorites est toujours de l'albite dépourvue d'épidote, ce qui laisse supposer que ces roches possédaient à l'origine un plagioclase très peu calcique du type albite-oligoclase qui est resté stable durant le métamorphisme. La présence possible de feldspath potassique magmatique (complètement séricitisé actuellement) irait aussi de pair avec le caractère acide de ces roches.

- Dans les roches basiques, le plagioclase très calcique s'est transformé de la façon suivante :

- plag magmatique \rightarrow plag moins calcique \pm clnz \pm ab

L'altération postérieure au métamorphisme se traduit par une séricitisation notable, et par la cristallisation de quartz, clinozoisite et calcite en filonnets.

Les différentes paragenèses observées sont récapitulées dans le tableau ci-dessous :

	métagabbro et métadiorite	faciès à grenat	métagránodiorite et métagránite
paragenèse magmatique	min FeMg + plag plus ou moins calc + qz \pm ap		plag peu calc \pm fk(?) + qz + ap + min FeMg
paragenèse méta. 1	hbv + plag + ép \pm sph \pm qz	gr + plag + ép \pm sph \pm qz	?
paragenèse méta. 2	chl + clnz \pm cc \pm hé \pm mi bl \pm sph \pm qz + ab		chl + qz + mi bl (\pm cc) \pm hé \pm sph
altérations	clnz \pm cc \pm qz (\pm ser)		qz \pm cc \pm ser

Les conditions de stabilité des différents minéraux sont discutées p. 82 et représentées fig. 75.

III.3. - LES METAVOLCANITES (COMPLEXES DE HENESHK-GUSHTI ET HASSANABAD ET FORMATION DE TCHIIR-TANG MAUR)

III.3.1. INTRODUCTION

Les métavolcanites, essentiellement associées aux métasédiments de la séquence détritique affleurent en quantité importante dans les complexes de Heneshk-Gushti et Hassanabad (cf. II.1.2). Elles sont beaucoup plus rares dans l'ensemble de Tchiir-Tang Maur (complexe du Kuh-e-Sefid).

Dans la plupart des cas la recristallisation métamorphique a complètement oblitéré les textures originelles et ces métavolcanites se présentent comme des schistes chloriteux et (ou) amphiboliques. La foliation cristallophyllienne y est en général mal développée.

La confusion avec des schistes chloriteux et (ou) amphiboliques d'origine sédimentaire (séquence argilo-carbonatée ; grauwakes... est facile et c'est surtout l'étude microscopique qui permet de lever cette indétermination bien qu'il y ait des cas où même cet examen s'avère insuffisant.

III.3.2. - METAVOLCANITES DES COMPLEXES DE HENESHK-GUSHTI ET DE HASSANABAD

III.3.2.1. - Les structures des métavolcanites

" Structures primaires reliques "

Parmi les structures préservées du métamorphisme la plus courante est une structure de lave porphyrique : des pseudomorphoses (ab + ép \pm chl) de phénocristaux automorphes (de 1mm à 1,5 cm) de plagioclase la caractérisent ; elles constituent 5 à 30 % environ du volume total de la roche. Ces structures porphyriques sont tout à fait analogues à celles rencontrées dans certaines méta-intrusions (fig. 42). Les pseudomorphoses de phénocristaux automorphes de ferromagnésiens marquent rarement de telles structures. Ces fantômes, ne montrent qu'occasionnellement le caractère automorphe original; ils sont en général réduits à des porphyroblastes plus ou moins étirés. Des structures bulleuses ou vacuolaires (fig. 15) peuvent se retrouver en lame mince sous la forme d'amas arrondis d'albite et d'épidote. De même, des plages de quartz à allure " fluidale " ont été interprétées comme des structures de laves fortement vacuolaires postérieurement silicifiées (fig. 43 et 44). Dans quelques niveaux des structures de brèches volcaniques ont été assez bien préservées : ainsi deux niveaux du complexe de Hassanabad. L'un (74 AV 378a) correspond à une brèche de composition basique à éléments de lave étirés (jusqu'à 3 cm de long) associés à des fantômes de débris anguleux de phénocristaux de plagioclase. Un second niveau (74 AV 282 b) de composition plus acide correspond plutôt à un tuf à lambeaux étirés de lave microlitique dont la structure trachytique fluidale a été bien préservée.

Structures dues au métamorphisme

Les métavolcanites se présente pour la plupart comme des schistes à structure granolépido-blastique ou granonématoblastique. L'orientation planaire des minéraux est fruste ou franchement anarchique en général, mais il peut se développer une foliation cristallophyllienne plus nette, surtout dans les schistes très chloriteux.

Des structures porphyroblastiques sont aussi présentes avec :

- des amas de chlorite \pm épidote \pm albite en fuseaux étirés (fantômes de ferromagnésiens déformés dans de nombreux cas).
 - des porphyroblastes d'albite, très poecilites, syn à tardicinématiques.
 - des amas porphyroblastiques de quartz dans les métavolcanites acides.
- On peut arriver à des structures entièrement porphyroblastiques cloisonnées par de minces lits de phyllites (chlorite essentiellement).

Les métavolcanites peuvent être affectées d'une forte cataclase postérieure qui se traduit par d'abondants porphyroblastes cassés, l'individualisation de sous-grains dans des plages d'albite et de quartz à extinction roulante. Quand cette cataclase est très intense on observe l'individualisation d'amandes de cisaillement et la formation de couloirs extrêmement broyés. D'abondants filonnets recoupent la roche.

La cataclase postérieure et l'absence d'orientations planaires rendent difficile l'établissement d'une chronologie des minéraux par rapport aux déformations. Cependant, certaines successions de paragenèses apparaissent assez nettement.

III.3.2.2. Minéralogie

Métavolcanites basiques à intermédiaires

- Les minéraux primaires reliques et leur déstabilisation.

Les reliques de la paragenèse magmatique initiale sont rares. Ce sont surtout les minerais ainsi que des minéraux ferromagnésiens (pyroxènes et amphiboles). Le plagioclase initial n'est jamais présent.

Minéraux opaques : il s'agit de magnétite et d'ilménite en grains d'abondance très variable. L'ilménite montre souvent l'habitus squelettique caractéristique d'une cristallisation magmatique

(DEER et al., 1962) et les cristaux sont souvent bordés d'une frange de leucoxène (fig.46). Cette déstabilisation peut être complète et donner des fantômes squelettiques entièrement formés de leucoxène.

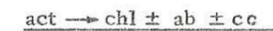
Pyroxène. Les reliques de pyroxène sont peu abondantes et très petites. Dans une métavolcanite à faciès porphyrique de Hassanabad (75 AV 55) s'observent des reliques de pyroxène incolore souvent maclé de type augite (allongement variable, $N'g \wedge c = 44^\circ$, biaxe positif) dans de grands porphyroblastes de hornblende verte ($n'g \wedge c = 24^\circ$). Ce sont de petites plages xénomorphes et trapues.

On a donc la transformation clinopyroxène \rightarrow hornblende verte; cette hornblende verte étant elle-même altérée en chlorite \pm épidote \pm albite.

Une autre métavolcanite du même complexe (74 AV 406) montre d'assez abondantes reliques de pyroxène incolore à légèrement verdâtre de type augite lui aussi (allongement positif, $N'g \wedge c = 46^\circ$, biaxe indéterminée). La déstabilisation de ce pyroxène se fait selon des modalités très particulières (fig. 48 a, b et c).

A. Reliques dans de petits porphyroblastes d'amphibole bleu vert pâle de type hornblende ($N'g \wedge c = 27^\circ$ - certaines sont biaxes + pargasite:?). Cette amphibole étant elle-même altérée en chl \pm ab \pm pist ou en très fines aiguilles d'actinote.

B. Les reliques de pyroxène peuvent aussi apparaître isolées dans des plages de chlorite à faciès "miettes de thon à l'huile" (LASSERRE et LAVERNE, 1976) associées à quelques xénoblastes d'albite et de calcite. Ces plages sont cloisonnées par une trame losangique formée par une amphibole incolore de type actinote. Manifestement, ce réseau représente le reste de l'altération de l'actinote :



La trame losangique d'actinote ne correspond pas à ses clivages m (110) : l'actinote proviendrait-elle de l'altération d'un porphyroblaste de hornblende verte, elle-même produit de déstabilisation du pyroxène comme dans le cas A ?

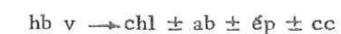
C. Une altération très analogue montre des reliques de pyroxène de forme losangique dans un feutrage de chlorite : il semblerait que l'amphibole d'altération s'est développée de façon très poeciloblastique, plus "exubérante" en "imposant" au pyroxène ses propres formes cristallographiques. Le réseau losangique cloisonnant les chlorites est comme dans le cas B formé d'actinote ou de fines aiguilles d'actinote dans un fond albitique (avec un peu de quartz).

Il semblerait donc que l'on soit en présence de deux phases de recristallisation

avec :

- 1 pyr \rightarrow hb v
- 2 hb v \rightarrow act \pm chl \pm ab \pm ép \pm cc

ou hb v \rightarrow act



et il est aussi possible que dans certains cas le pyroxène n'ait pas été transformé en hornblende verte.

Amphibole brune : un seul échantillon (74 AV 158) d'une métavolcanite du complexe de Heneshk montre de nombreuses reliques de phénocristaux de hornblende brune avec auréole d'oxyde de fer, fossilisée dans une hornblende bleu vert à incolore qui l'altère (fig.47). Des amas de calcite apparaissent en ombre de pression autour de la hornblende qui est en général déstabilisée. On a la succession :

- 1 hb br \rightarrow hornblende verte
- 2 hb v \rightarrow cc + chl \pm ab (\pm act ?)

- Pseudomorphoses de minéraux primaires

Plagioclase : pseudomorphoses de phénocristaux automorphes à coins souvent arrondis typiques de plagioclases magmatiques. Le fantôme est constitué :

70

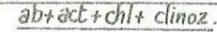
Fig:42

LAVE À STRUCTURE PORPHYRIQUE

éch 74AV27B

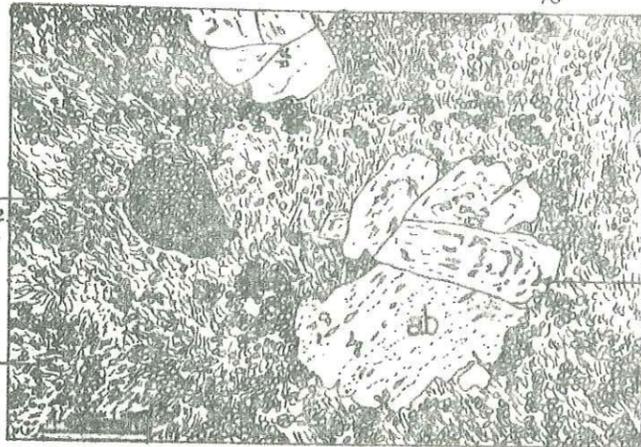
Phénocristaux de plagioclase albitisé

Matrice finement recristallisée :



fantôme de plagioclase à clinoz. + ab clinozoisite "sale"

Fond à ab+chl



Chlorite marquant l'ancien zonage.

amas de clinozoisite "sale"

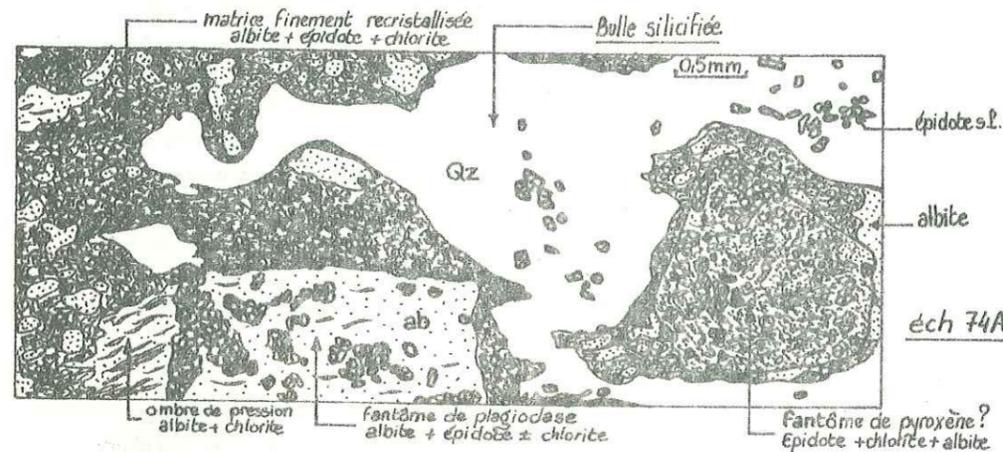


Fig:43

éch 74AV37B c

matrice finement recristallisée albite + épidote + chlorite

Bulle silicifiée

0,5mm

épidote s.l.

albite

Qz

fantôme de plagioclase albite + épidote \pm chlorite

fantôme de pyroxène? épidote + chlorite + albite

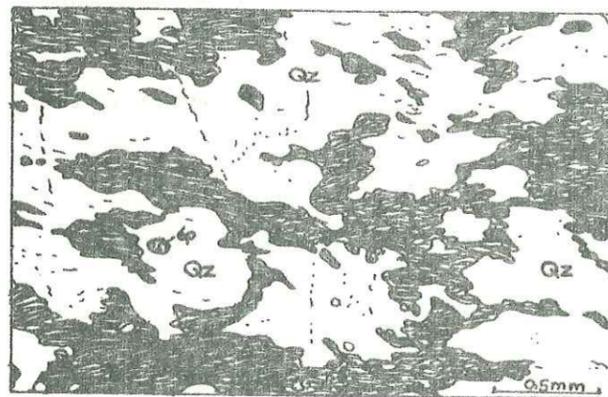
ombre de pression albite + chlorite

Fig:44

matrice à épidote + chlorite + albite

- FACIÈS SILICIFIÉS -

éch 75AV61b



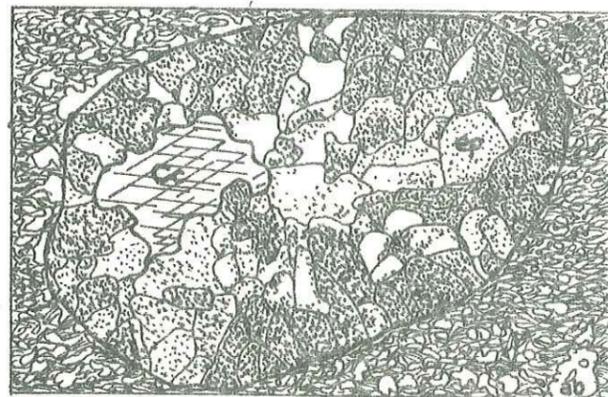
0,5mm

Fig:45

Remplissage d'une bulle par de l'épidote plus ou moins sale (cristallisation à tendance centripète) et par de la calcite. Matrice finement recristallisée à xénoblastes d'albite + épidote ainsi que paillettes de chlorite + actinote.

éch 74AV42

longueur de la bulle: 1mm env.



- dans la plupart des cas de petites granules de clinozoisite ou d'une masse très sale d'épidote s.l. dans un fond albitique avec accessoirement des lamelles de chlorite et des plages xéno-blastiques de carbonates. Fréquemment une frange limpide d'albite borde un coeur d'épidote. La teneur en épidote est fonction de la teneur initiale en anorthite du plagioclase (qui est quelquefois encore marqué par des bandes plus ou moins riches en clinozoisite (fig.42).

l'épidote s.l.

On a donc : $pl \rightarrow clnz \pm pist \pm ab \pm chl \pm cc$
ou $pl \rightarrow cc + ab \pm chl$

Dans quelques rares cas, des pseudomorphoses de plagioclase sont en partie constituées de fines paillettes de mica blanc (jusqu'à 15-20 %) associées à la paragenèse habituelle (ép s.l. + ab). Cela implique une certaine mobilité de K_2O et un apport de ce potassium au niveau des pseudomorphoses.

Malheureusement la finesse et la proportion de ce minéral dans la roche rend une séparation à des fins d'analyses tout à fait illusoire.

Les ferromagnésiens : comme il a été dit précédemment de telles pseudomorphoses sont moins fréquentes et surtout moins discernables. Les formes de pyroxène sont quelquefois préservées, le minéral étant pseudomorphosé par un amas de calcite xéno-blastique associée à des lamelles de chlorite, des plaques xéno-blastiques d'épidote, albite, ainsi que des minéraux opaques. Ces pyroxènes ont pu être titanifères : au coeur de la pseudomorphose on observe quelques cristaux autoblastiques de rutile altérés en sphène (74 AV 296).

L'altération du pyroxène est donc :

$pyr \rightarrow cc \pm ép \pm ab \pm chl \pm ru$

et $ru \rightarrow sph$

Les fantômes peuvent se résumer à une plage de calcite et il semble alors nécessaire de faire intervenir une migration d'éléments dans la matrice (Si, Al, Fe, Mg etc.). Plus rarement des sections losangiques d'amphiboles sont repérables (fig.49) où :

$amph \rightarrow clnz + ab + chl (FeMg) + mx op$

Minéraux néoformés

Albite : minéral prépondérant dans les métavolcanites (jusqu'à 60 % environ), c'est une albite limpide, peu souvent maclée polysynthétiquement apparaissant en plages de taille très variable :

- associées aux fantômes de plagioclases et ferromagnésiens primaires.

- dans la matrice où elle ne montre que rarement une véritable orientation planaire, en xéno-blastes isolés ou petits amas étirés associés à la chlorite, l'épidote s.l. et éventuellement actinote et/ou trémolite. Elle peut constituer des porphyroblastes allongés, tardicinématiques, très poecilites, englobant tous les types de minéraux (actinote, chlorite, clinozoisite, pistachite, opaques, apatite etc.). Elle constitue aussi des recristallisations tardives apparaissant en plages interstitielles et dans les cassures de minéraux tels que l'actinote ou l'épidote ainsi qu'en filonnets recoupants (souvent associée au quartz ou aux carbonates).

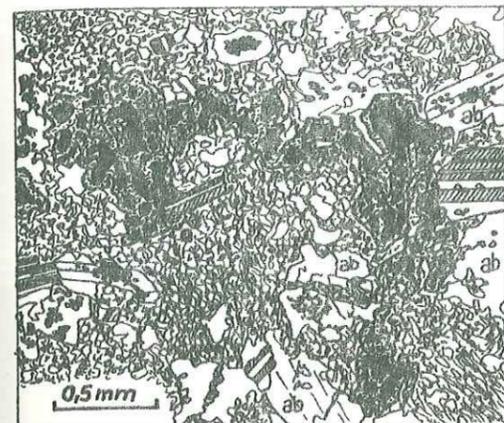
Quartz : il est présent en quantité accessoire (ou absent) en petits xéno-blastes ou en plages interstitielles dans la matrice et plus rarement dans les pseudomorphoses. C'est le minéral prépondérant dans les recristallisations postérieures : filonnets en association éventuelle avec carbonates, hématite et hydroxydes, albite et micas blancs.

Une certaine silicification de ces métavolcanites basiques aussi est possible, le quartz remplissant des bulles de la lave initiale (cf. p.77).

Hornblende verte : la hornblende verte néoformée a été mentionnée précédemment comme minéral d'altération du pyroxène ou de l'amphibole primaire. Cette hornblende verte est fréquemment présente en petits porphyroblastes isolés dans la matrice.

Deux types de déstabilisation sont possibles

- bordures effilochées de fines aiguilles d'actinote. $hb v \rightarrow act$



éch 74AV284 - matrice: ab+ép+chl
Fig:46 Ilménite squelettique partiellement leucocrisée.

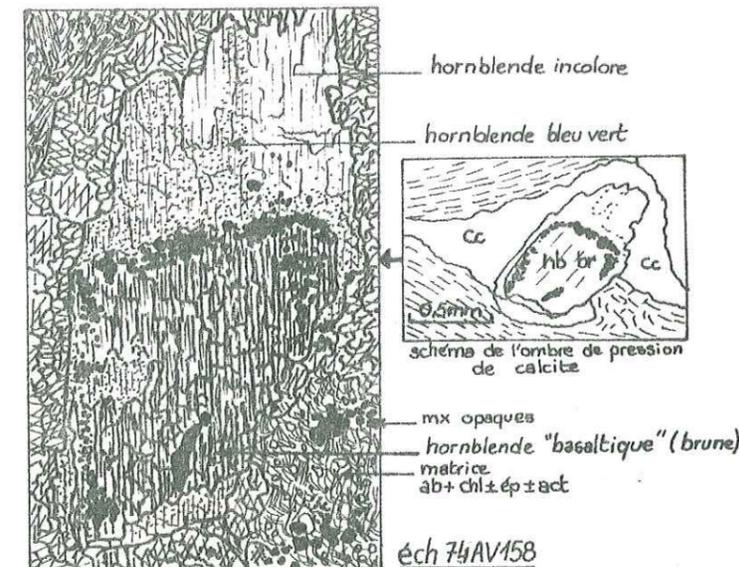
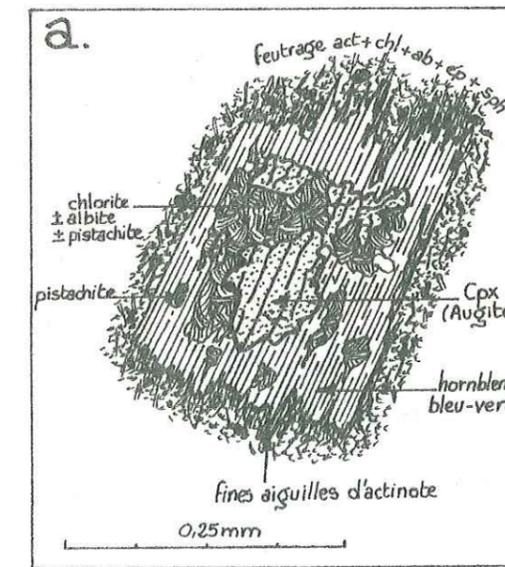
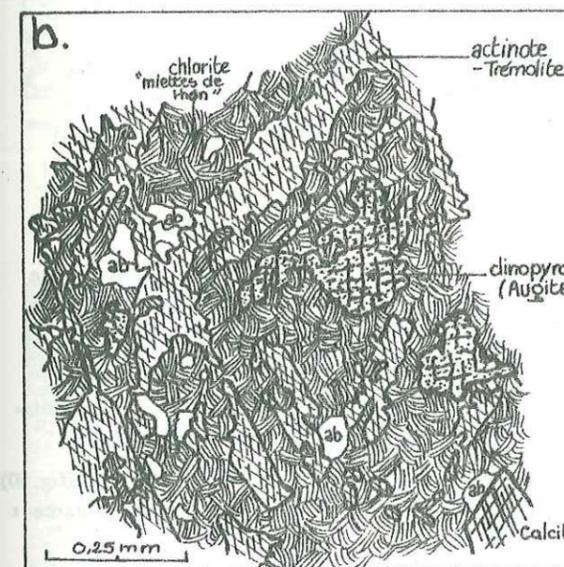


Fig:47 Altération de hornblende "basaltique" en hornblende bleu vert et ombre de pression de calcite (postérieure).
éch 74AV158

Altérations des minéraux magmatiques dans les métavolcanites



éch 74AV406

Fig:48 a,b,c

Altérations de clinopyroxène

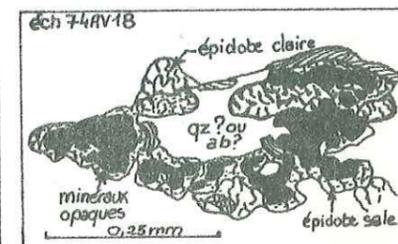
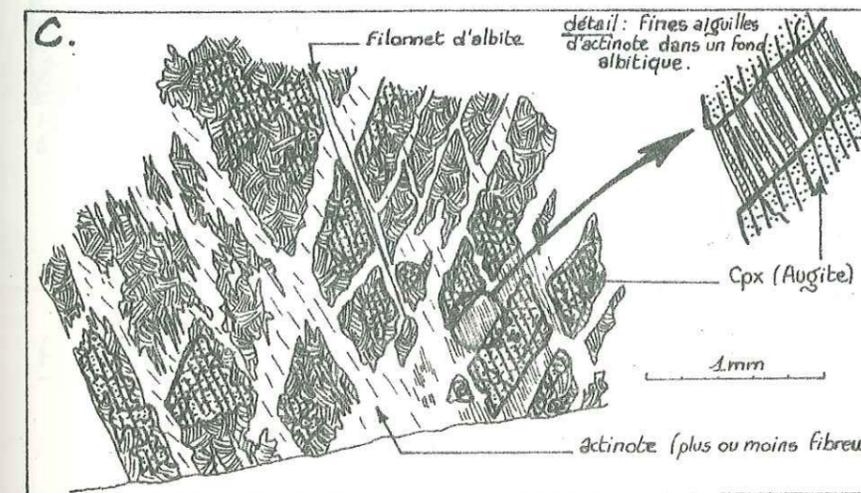


Fig:49 fantôme d'amphibole

- déstabilisation par le coeur porphyroblaste, en chlorite de caractéristiques variables associée à des xénoblastes de calcite ou de clinozoisite avec un fond albitique interstitiel.

hb v → chl + ab ± cc ± chl

Actinote-trémolite : minéral prépondérant des schistes amphiboliques (jusqu'à 40% ou même 60 % du volume total). Cette amphibole présente des habitus variés :

- amas enchevêtrés de porphyroblastes trapus ou aciculaires de taille variable (jusqu'à 0,5 cm) à bordure effilochée. Ils peuvent être isolés dans la matrice et très poecilistiques (globules d'albite, grains d'épidote, opaques et apatite). L'orientation préférentielle est rare.
- petits cristaux autoblastiques, trapus ou aciculaires, isolés.
- aiguilles flexueuses ou faciès asbeste, en amas, mélangées à des lamelles

de chlorite.

Presque systématiquement ce minéral présente une altération analogue à celle de la hornblende. Dans les clivages commencent à se développer des plages allongées à chl ± cc ± ép ± ab. Cette altération peut être très intense.

Chlorite : sa présence est systématique, 10 à 15 % minimum dans les faciès amphiboliques et jusqu'à 50 % dans les faciès uniquement chloriteux. La correspondance entre caractères optiques et chimisme est très imprécise (BOCQUET 1974) mais on peut cependant donner des distinctions grossières :

- **Chlorites Mg ou MgFe riches en Mg** : pléochroïsme nul ou très pâle; teintes de polarisation grise, gris brunâtre ou gris verdâtre - 58 % de l'échantillonnage.
- **Chlorites Fe ou FeMg riches en Fe** : pléochroïsme moyen à intense, teintes de polarisation lie de vin à brun cuivré - 11 % de l'échantillonnage.
- **Chlorites MgFe, à caractères intermédiaires (?)** : pléochroïsme moyen, teintes

de polarisation bleus à bleu violacé - 4 % de l'échantillonnage. La chlorite oxydée est très fréquente; cette oxydation est souvent en liaison avec des filonnets postérieurs d'hématite et d'hydroxydes de fer. Ce minéral est pratiquement le seul à former une foliation, souvent grossière, quelquefois bien individualisée.

Epidote s.l. : ce minéral est présent en abondance très variable et avec plusieurs habitus.

Clinozoisite : petits cristaux automorphes ou subautomorphes dispersés dans la matrice ou en amas. Porphyroblastes de tailles diverses.

Pistachite : grains dispersés ou en amas.

masses xénoblastiques très sales (surtout dans les pseudomorphes). Une zonation à coeur de pistachite et bordure de clinozoisite est fréquente. L'épidote s.l. cristallise aussi en remplissage de bulles (cristallisation centripète).

Une métavolcanite à faciès porphyroblastique du complexe de Hassanabad montre (fig.50) l'existence de deux types de pistachite appartenant à deux paragenèses différentes. La succession est la suivante :

- **Minéraux primaires** : pyroxènes reliques

Paragenèse 1 : hb v (altérant le pyroxène) + ép 1 (pistachite essentiellement) ± cc ± qz (± pl ?)

Paragenèse 2 : act (fines aiguilles) + ép 2 (clnz + pist) + qz + cc

Des porphyroblastes de pistachite (1) sont repris dans une foliation de chl + act avec ombres de pression de quartz + épidote (2)

Carbonates : ils sont en quantité moyenne (jusqu'à 15 %). Il s'agit essentiellement de calcite, plus rarement de dolomite ou de calcite ferrifère (surtout en filonnets)

La calcite apparaît :

- comme produit de déstabilisation des plagioclases et ferromagnésiens.
- en xénoblastes de tailles diverses dans la matrice; associés ou non à l'épidote.
- en filonnets et remplissage de fractures liés à la cataclase postérieure qui est fréquente. On peut arriver à un véritable nourrissage de toute la mésostase et la roche est entièrement calcitisée.

Biotite: elle est peu fréquente et de deux types :

- dans la plupart des échantillons, lamelles fines de biotite verte associée à la chlorite et souvent elle-même chloritisée.

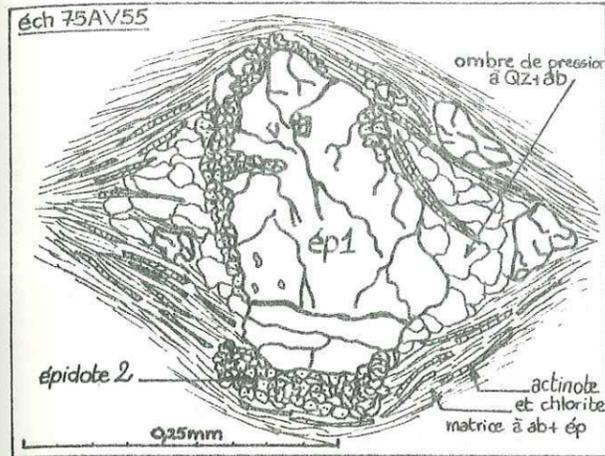


Fig:50 porphyroblastes de pistachite anté foliation (ép1) et recristallisation synfoliation (ép2) (Tchir - Tang Maur).

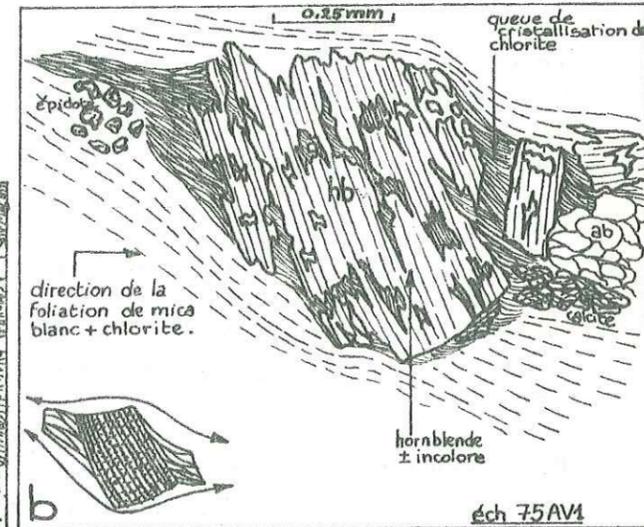
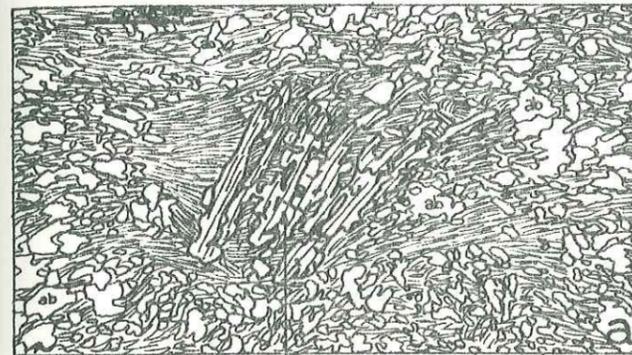
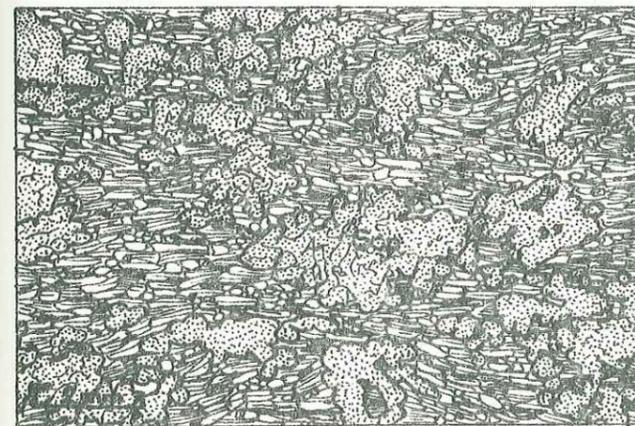


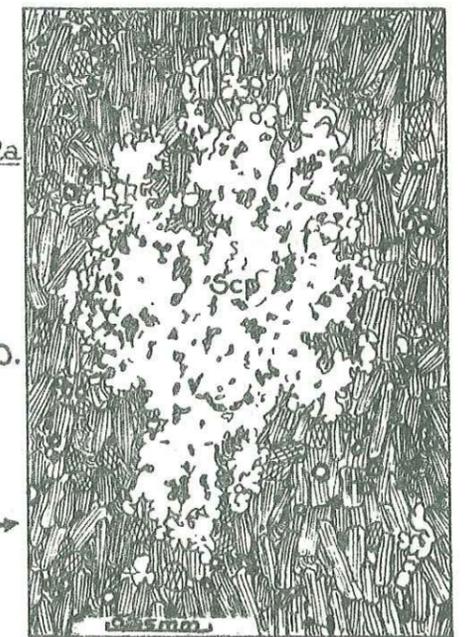
Fig:51a et b - Deux exemples de hornblende anté foliation (Tchir - Tang Maur)



Porphyroblastes de scapolite - Matrice granoblastique à hornblende + chlorite + biotite + épidote + opaques; fond d'albite.

Détail d'un porphyroblaste dans une zone riche en hornblende verte - Grains d'épidote et d'opaques - Chlorite et albite interstitielles

Fig:52a et b - Métavolcanites scapolitisées. (Hene shk)



- dans l'échantillon 74 AV 84 (complexe de Heneshk) des lattes autoblastiques d'assez grande taille de biotite brune cristallisent en équilibre avec des porphyroblastes de hornblende verte laquelle peut être altérée en actinote.

Micas blancs : peu fréquents, ils apparaissent en fines lamelles associées à la chlorite. Nous avons mentionné précédemment leur présence sporadique dans certaines pseudomorphoses. Ils peuvent cristalliser postérieurement à la paragenèse $ab \pm act \pm chl \pm ép \pm cc$ dans des clivages recoupant la roche.

Minéraux accessoires : l'apatite est pratiquement toujours présente en cristaux autoblastiques, quelquefois très gros (jusqu'à 2 mm) et inclus dans des minéraux néoformés (albite, amphibole). Les minerais recristallisés semblent pour l'essentiel être la magnétite et surtout l'hématite en plages xénoblastiques ou plus rarement en tablettes automorphes. Associée à des hydroxydes de fer, aux carbonates etc, elle remplit souvent des clivages postérieurs. Le sphène en grains et des xénoblastes de leucoxène ou pseudomorphoses squelettiques (fig.46) sont en quantité très notable.

- Faciès particuliers

Trois faciès particuliers sont à distinguer du reste des métavolcanites :

- des métavolcanites scapolitisées de l'ensemble SQ1 affleurent dans le grand virage de la piste Gushti-Heneshk.

- des métavolcanites silicifiées qui affleurent en des points divers des deux complexes.

- un niveau de métavolcanite de l'ensemble SV1 affleurant au SE du relais de la télévision de Koliokosh; ce niveau, riche en chrome présente une particularité minéralogique.

. Métavolcanites scapolitisées

Macroscopiquement ces roches présentent de grandes plages blanchâtres xénoblastiques de scapolite. Celles-ci ayant " poussé " de façon un peu " exubérante " on peut arriver à un faciès à sphérules blanchâtres régulières se détachant sur un fond chlorito-amphibolique.

L'échantillon 75 AV 82a est le plus significatif : la structure est granonématoblastique et il s'y surimpose des porphyroblastes très poecilites et plus ou moins allongés de scapolites, développés à partir des anciens phénocristaux de plagioclase. La scapolite est de type marialite-dipyre.

Les porphyroblastes sont tardi à post cinématiques et " fossilisent " la foliation fruste marquée par les amphiboles et les minerais en amas allongés ainsi qu'éventuellement la biotite brune. Ils incluent aussi d'abondants granules de pistachite (fig.42a et b). L'amphibole est une hornblende bleu vert cristallisant en grands porphyroblastes aciculaires; les petites lamelles de biotite brune plus ou moins chloritisée et la pistachite y sont associées.

Cette hornblende peut être légèrement calcitisée.

Au coeur d'un porphyroblaste de scapolite et préservé de la scapolitisation a été observé un amas de plagioclase en plages subautomorphes maclées polysynthétiquement, de composition $An \approx 30$ (olig-and) et plus ou moins albitisées. L'albite cristallise en xénoblastes postérieurs à la hornblende.

Dans des déchirures et fractures postérieures aux porphyroblastes de scapolites cristallisent des amas de chlorite assez ferrifère (pléochroïsme moyen - teintes de polarisation bleu violet à brun cuivré). De même, dans les clivages et petites fractures de scapolites se développent des paillettes fines de micas blancs associées à la calcite. Ces micas semblent appartenir à la même paragenèse que les chlorites.

Dans d'autres échantillons des fantômes de plagioclase magmatique peu scapolisés peuvent être abondants. De fines aiguilles d'actinote cristallisent dans la matrice et peuvent altérer la hornblende qui peut aussi être incluse dans des plages d'albite postérieures. Des lamelles de biotite de grande taille fortement chloritisées et n'ayant pas l'habitus des biotites néoformées appartiennent peut-être à la paragenèse primaire. Les ilménites squelettiques plus ou moins leucoxénisées sont quelquefois abondantes. Des filonnets à quartz (souvent lamellaire) et hématite recoupent la roche.

Il y aurait la succession paragenétique suivante :

- Minéralogie initiale : biotite ? + plagioclase calcique + ilménite + ?
- . 1ère paragenèse syncinématique (foliation principale)
hornblende verte + biotite + plagioclase (An 30) ? + épidoite + leucoxène ?
- . 2ème paragenèse : scapolitisation tardi à post cinématique
- . 3ème paragenèse : albite (syn à post cinématique) + chl ± micas blancs
actinote + épidoite ? + leucoxène ? ± calcite

et les transformations :

olig and \rightarrow ab + ép ?

bi \rightarrow chl

hb v \rightarrow act ± cc ?

scap \rightarrow chl ± mi bl ± cc ?

- Métavolcanites silicifiées

Les échantillons 75 AV 61 b et 74 AV 378 c sont très significatifs

75 AV 61 b: dans une matrice grano blastique à $ab+chl+ép$ s.l. (clinozoisite et pistachite en masse très sale) s'observent des plages de grandes dimensions formées de cristaux xénoblastiques de quartz de taille variable à sutures plus ou moins engrenées, extinction roulante et bandes de pliage.

Ces plages montrent des golfes et " queues de têtard " comme s'il y avait eu passage par un état visqueux (fig.43 et 44).

74 AV 378 c : de telles plages se rencontrent dans une matrice très porphyrique à fantômes de plagioclase très calcique et peut-être de ferromagnésiens.

De toute évidence la présence des plages de quartz est en contradiction avec le chimisme basique de la métavolcanite. De plus, de telles structures ne peuvent être interprétées comme des flammes de tufs acides ou d'ignimbrites (MILESI communic.pers.). Une interprétation cohérente peut être proposée : il s'agirait d'anciennes volcanites basiques très bulleuses (bulles aplaties et étirées par écoulement visqueux) remplies postérieurement par la silice. La chronologie de cet apport de silice est difficile à préciser mais il paraît logique de le rattacher à la recristallisation métamorphique.

. Niveau de métavolcanite riche en chrome

Les échantillons 74 AV 260 a et 74 AV 260 b et 75 AV 75 ont été prélevés dans ce niveau. Ces roches présentent une matrice à structure grano lépidoblastique finement cristallisée avec localement de grands porphyroblastes de pistachite et de la chlorite très abondante, amassée en plages plus ou moins ovales de lamelles bien orientées, quelquefois plissotées.

Les minéraux présents sont les suivants :

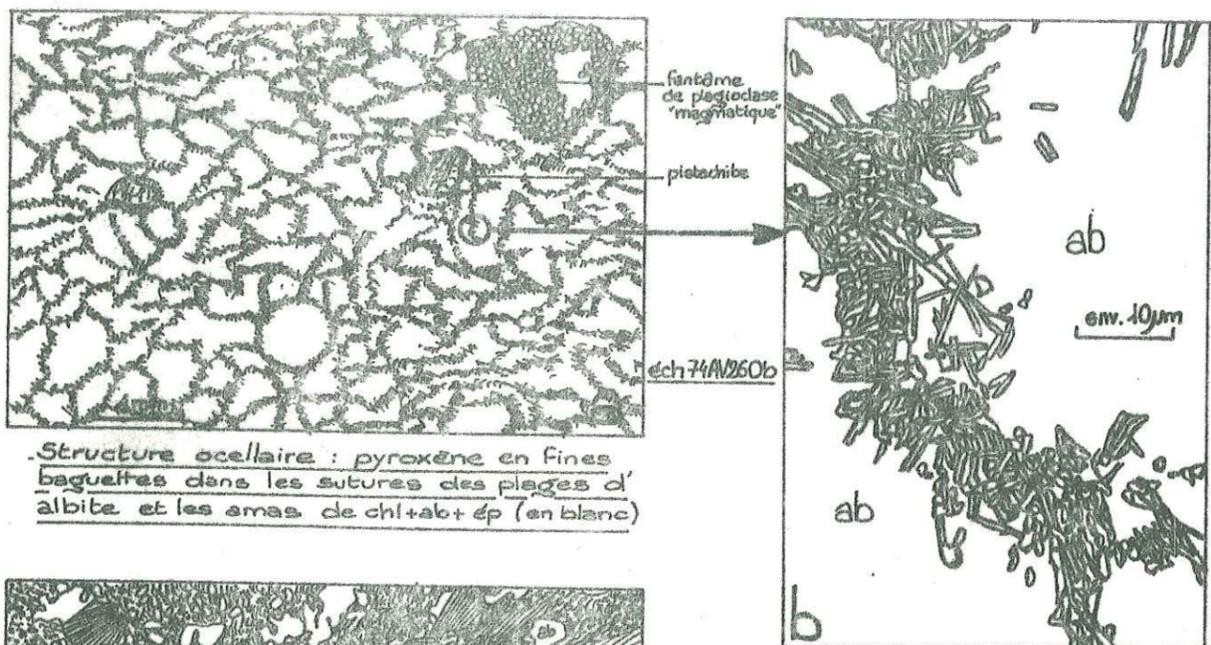
albite : 14 à 25 %; chlorite: 25 à 35 %; calcite: 0 à 25 %; épidoite : 10 à 20 %; biotite verte: 2 à 5 %, accessoires : opaques et rare quartz. Un minéral particulier est présent par 3 à 20 % du volume.

Caractéristiques optiques :

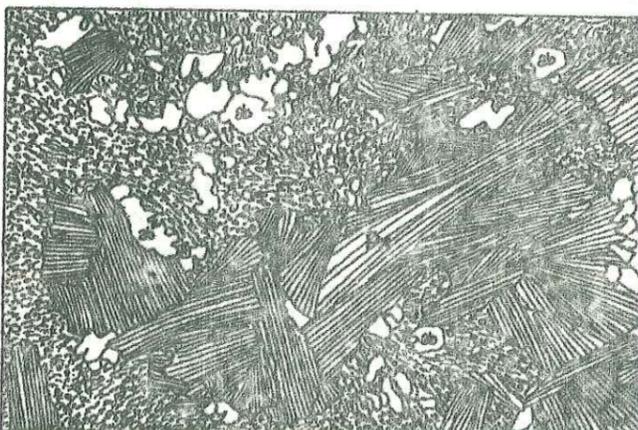
- Incolore à légèrement brunâtre et pléochroïsme nul à faible.
- Un clivage parallèle à l'allongement des fibres ou aiguilles
- Réfringence \gg réfringence pistachite ($n \approx 1,7$ à $1,8$)
- Biréfringence : teintes de polarisation dans les gris et les jaunes du 1er ordre : teintes anormales fréquentes analogues à celles de la clinozoisite)
- Extinction maximum par rapport au clivage : 40 à 45 °.
- Biaxe négatif.

Il apparaît de toute évidence néoformé sous plusieurs habitus, de syncristallisation ou même de cristallisation tardive par rapport au reste de la paragenèse. Seule de l'albite interstitielle peut lui être postérieure (fig.53 a, b, c):

- amas de petites plages fibreuses formant des houppes parsemant la matrice. Ces amas peuvent recouper de façon plus ou moins nette les microplis de la chlorite.

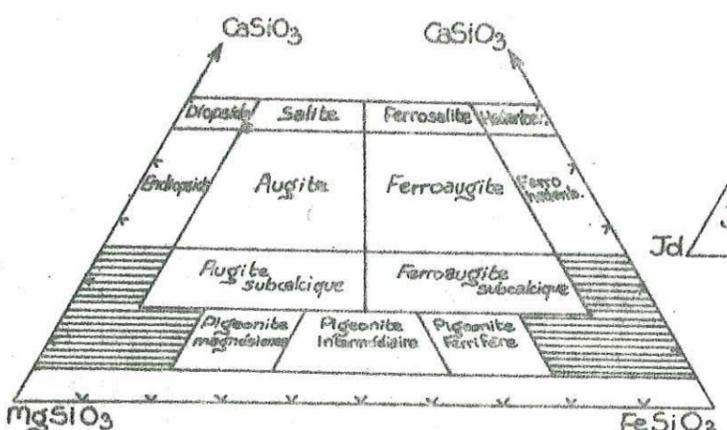


Structure ocellaire : pyroxène en fines baguettes dans les sutures des plages d'albite et les amas de chl+ab+ép (en blanc)

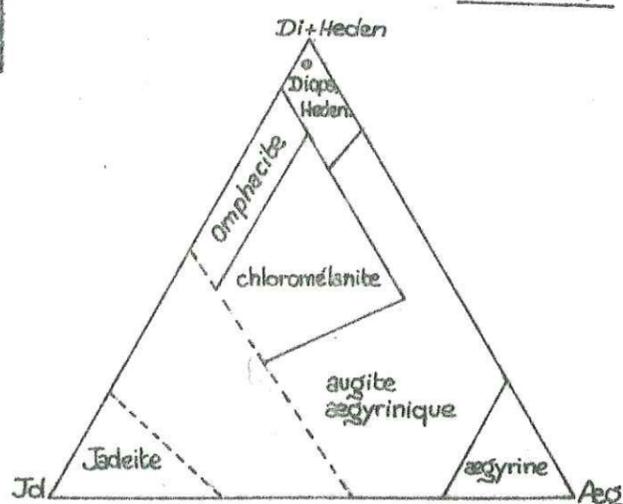


Pyroxène fibreux en houppes - éch 74AV260a
matrice granoblastique: ab+chl+ép...
longueur de l'amas : 4mm

Fig:53 a,b,c : Metavolcanites à pyroxène néoformé (Heneshk-Kolikosh)



a. tableau de classification de POLDERVAART et HESSE (1951)



b. classification des pyroxènes sodiques (compilation de BOUQUET 1974 - Formules de BANNO 1969)

Fig:54 aetb - Place dans les classifications du pyroxène néoformé analysé à la microsonde

- amas très ronds à contours nets remplis de cristaux plus ou moins fibreux (aspect de bulles remplies postérieurement).
- petites aiguilles autoblastiques en amas soulignant les sutures de plages granoblastiques d'albite, de porphyroblastes d'épidote et d'amas de chlorite. En lumière naturelle la roche prend un faciès caractéristique de plages ocellaires, soulignées par ce minéral. Ce type de structure apparaît aussi mais de façon moins nette avec l'habitus fibreux. Ce minéral peut d'autre part être inclus dans des plages d'albite quelquefois en contact avec des petits xénoblastes de quartz.

Des analyses à la microsonde ont été effectuées sur ce minéral.
(Microsonde de l'Ecole Normale Supérieure - Paris - analyste : M. FONTAINE-VIVE). La meilleure analyse (éch.75 AV 75) donne les résultats ci-dessous, seul le calcul d'une formule de pyroxène s'est avéré possible.

	% Poids	Proportions ionique 0=6	
SiO ₂	52,39	1,985	Si
Al ₂ O ₃	5,64	0,015	IV
		0,223	VI
Fe ₂ O ₃	6,01	0,171	Al ²⁺
			Fe ³⁺
FeO	5,44	0,172	Fe
MgO	11,64	0,662	Mg
CaO	17,68	0,718	Ca
Na ₂ O	0,34	0,025	Na
K ₂ O	0,07	0,003	K
TiO ₂	0,72	0,020	Ti
Cr ₂ O ₃	0,18	0,005	Cr
Total	100,11	3,999	Total

Dans la classification de POLDERVAART et HESSE (1951) l'analyse est celle d'une salite très proche des champs du diopside et des augites (fig.54 a et b).

Compte tenu des caractères optiques du minéral il pourrait plutôt s'agir d'une augite aegyrinique riche en Mg, cependant le calcul d'un pyroxène sodique d'après les formules de BANNO (1969) donne :
jd ≈ 2,1% aeg ≈ 1,6% di + hed ≈ 96,3%

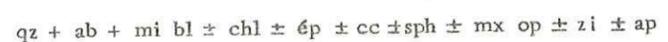
On aurait donc un pyroxène de type diopside (à moins d'un sous-dosage du Na à la microsonde ?).

Il est à noter d'autre part la forte teneur en Cr (1800 ppm de ce pyroxène que l'on peut rattacher à la teneur de 1024 ppm sur la roche totale (cf.IV.1.3). De même pour l'échantillon 74 AV 260 b : Cr minéral ≈ 1950 ppm... Cr roche totale ≈ 1605 ppm. Compte tenu du pourcentage de ce pyroxène (3 à 20 %) il s'en suit qu'il n'est pas le seul minéral à contenir de fortes teneurs en chrome (l'anomalie doit se retrouver au niveau des rares minéraux opaques, de la biotite, la chlorite, l'épidote... C'est la composition globale en Cr de la roche et non la teneur particulière du pyroxène qui constitue une anomalie.

Une étude plus précise des compositions de toute la paragenèse serait nécessaire pour expliquer ces teneurs aberrantes. L'existence d'un pyroxène métamorphique semble par contre assez bien confirmée.

- Les metavolcanites acides

La minéralogie des metavolcanites acides (brèches ou laves) est peu variée. D'éventuelles successions chronologiques entre différentes paragenèses n'y ont pas pu être détectées. La recristallisation très importante et souvent une forte cataclase postérieure les affectent. La structure est granoblastique à porphyroblastique; le quartz est en proportion majeure et l'association minérale rencontrée est la suivante :



Une foliation de micas blancs existe, qui peut être replissotée et dans les clivages des plans axiaux des microplis se développent souvent des filonnets de calcite.

Dans certains échantillons (75 AV 61a - 75 AV 65) se développent de finnes lamelles de micas blancs dans des clivages postérieurs à la schistosité à laquelle est liée la paragenèse précédente. Les relations avec les filonnets de calcite sont inconnues.

III. 3. 3. - METAVOLCANITES DE L'ENSEMBLE DE TCHIR-TANG MAUR

Ces métavolcanites très peu abondantes montrent des faciès tout à fait analogues aux métavolcanites rencontrées dans les complexes de Heneshk et de Hassanabad. Cependant, dans certains échantillons l'antériorité de porphyroblastes de hornblende verte par rapport à une foliation associée à la paragenèse ab + chl + ép apparaît très nettement. Ces porphyroblastes (ex : éch 75 AV 1) sont déstabilisés en chlorite et manifestement antérieurs à la foliation : ils sont plus ou moins sigmoïdes avec des queues de cristallisation de chlorite (fig. 51 a et b).

Une mylonitisation peut apparaître avec des couloirs de cisaillement fortement broyés (75 AV 131). La roche montre alors une matrice très finement recristallisée d'albite, d'épidote très sale et de chlorite. Les porphyroblastes reliques de hornblende verte montrent souvent une zonation à coeur gris vert et bordure bleu vert.

Des pseudomorphoses de plagioclases à clinozoisite ± chlorite peuvent être pour partie ou entièrement constituées de grandes lamelles de micas blancs. Il semble alors qu'il faille invoquer une certaine métasomatose à l'échelle du minéral lors de sa déstabilisation.

RICOU (1974), dans des métavolcanites du flanc sud de l'antiforme (S.SW de Tang Maur) a décrit l'association de stilpnomélane avec des paragenèses analogues à celles décrites précédemment mais pour notre part nous n'avons jamais détecté ce minéral.

III. 3. 4. - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES METAVOLCANITES

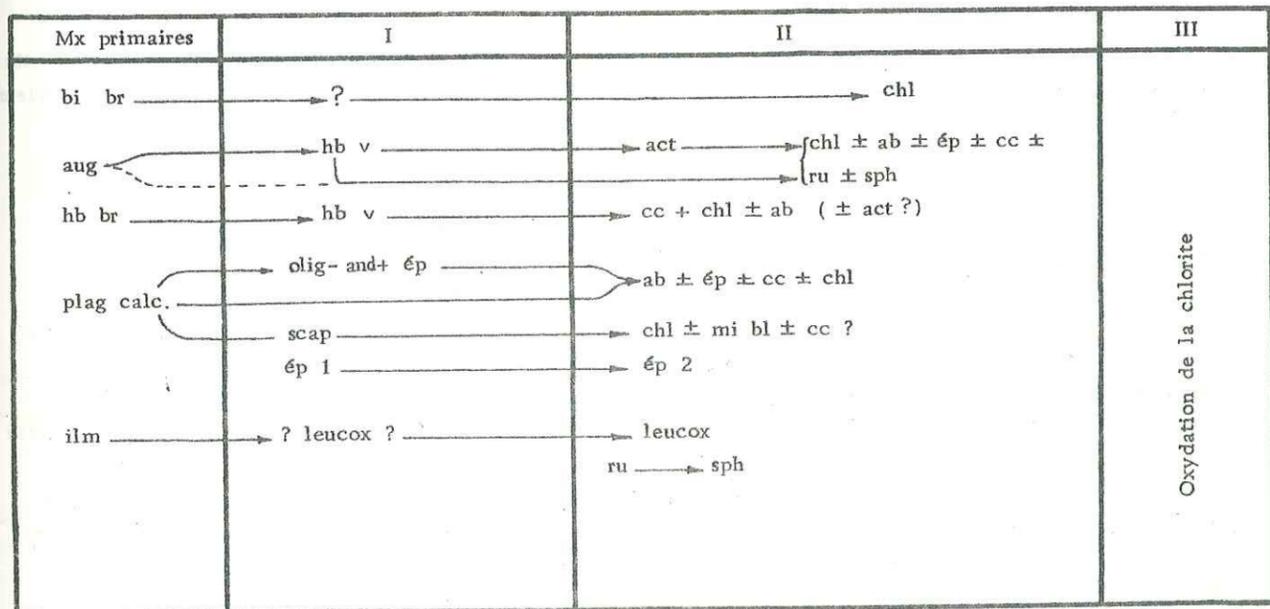
L'étude minéralogique des métavolcanites basiques à intermédiaires révèle qu'elles ont subi deux phases distinctes de recristallisation métamorphiques; la seconde ayant pu se dérouler en " deux temps " (cf. p.63 et p.80: transformation hb v → act → chl ± ab ± ép ± cc ...).

Les successions sont les suivantes :

- paragenèse magmatique primaire
plagioclase calcique ± pyrox (augite) ± hb brune ± biotite ± magnétite ± ilménite ± apatite ?
- paragenèse I métamorphique
hornblende verte ± plagio calcique (olig-and ?) ± épidote ± leucoxène ± sphène ? ± biotite brune ± quartz ± scapolites ± carbonates ? ± magnétite
- paragenèse II métamorphique
albite ± chlorite ± quartz ± actinote ± épidote ± carbonates ± biotite verte ± micas blancs + magnétite + leucoxène-sphène ± rutile ± apatite ± pyroxène (di) ± hématite
- paragenèse III - altérations tardives liées à une cataclase-filonnets
carbonates ± quartz ± hématite ± hydroxydes Fe ± albite ? ± micas blancs.

Les minéraux syn et tardi à post cinématiques ont été groupés. Les tableaux p.81 résument les recristallisations rencontrées et les déstabilisations des minéraux des différents paragenèses (cf. ci-contre). La paragenèse unique rencontrée, dans les métavolcanites acides (cf. III. 3) est tout à fait analogue à la paragenèse II des volcanites basiques; seules les proportions varient.

	Paragenèse primaire magmatique	Paragenèse I		Paragenèse II		Parag. II
		cristallisation syncinématique	cristallisation tardi ou postcinématique	cristallisation syncinématique	cristallisation tardi ou postcinématique	
Actinote-Trémolite						
Albite			?			
Apatite						
Augite						
Biotite brune						
Biotite verte						
Carbonates						
Chlorite			?			
Epidote s.l.						
Hématite						
Hornblende brune						
Hornblende verte						
Ilménite						
Leucoxène-sphène						
Magnétite						
Micas blancs			?			
Plagioclase calcique		An 30 ?				
Pyroxène métam.						
Quartz						
Rutile						
Scapolites						



III.4. - CONDITIONS DE METAMORPHISME DES META-INTRUSIONS ET METAVOLCANITES BASIQUES

III.4.1. - INTRODUCTION

L'étude pétrographique des méta-intrusions et des métavolcanites (III.3.2 et 3) a montré l'existence de deux paragenèses successives de même type dans les deux groupes de roches.

Les paragenèses néoformées ainsi que les données expérimentales concernant les différents minéraux rencontrés et leurs éventuelles déstabilisations permettent de préciser les conditions de ces deux phases de métamorphisme. Pour les courbes des réactions citées dans le texte on se référera à la fig. 77.

III.4.2. - CONDITIONS D'EQUILIBRES DES MINERAUX NEOFORMES - DONNEES EXPERIMENTALES

Feldspath

L'albite est le minéral principal de la seconde paragenèse. THOMPSON (1971) a étudié la réaction :

$$\text{analc} + \text{qz} \rightleftharpoons \text{ab} + \text{H}_2\text{O}$$

La courbe univariante passant par les points 190°C/2 kb et 170°C/4 kb définit la limite inférieure de stabilité de l'albite. La présence de plagioclase calcique, lié semble-t-il à la paragenèse 1, n'a été détectée que dans un échantillon (limite olig-and An ≈ 30). TURNER et VERHOOGEN (1960) à la suite d'ESKOLA (1920) définissent la limite du faciès amphibolite par le changement brusque de composition du plagioclase, de l'albite An 0-7 à l'oligoclase ou l'andésine An 15-30. Du fait de la possibilité de coexistence de l'albite et de l'oligoclase sur une marge étroite de température (WENK et KELLER 1969), WINKLER (1975) préfère utiliser l'isograde "(An 17-20 + hornblende) in " comme la limite entre le métamorphisme de bas degré et celui de degré moyen. Cette limite pourrait se situer (?) autour de 520° / 5 kb et 540°C / 8kb.

Amphiboles

Hornblende verte (paragenèse 1)

L'apparition de la hornblende verte définit l'isograde de réaction " hornblende-in " (WINKLER 1975) avec une réaction du type :

$$\text{act} + \text{chl} + \text{qz} \rightleftharpoons \text{hb}$$

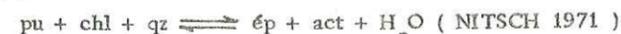
Elle se situerait autour de 500°C, la température n'augmentant que peu pour une pression croissante.

LIU et al. (1974) décrivent la formation d'amphibole calcique dans des conditions de température légèrement supérieure (cf. chlorite).

La transformation $\text{hb} \rightarrow \text{chl} \pm \text{ab} \pm \text{ép} \pm \text{cc}$ est à relier à une élévation de PCO_2 (cf. ci-dessous).

Actinote (paragenèse 2)

La paragenèse $\text{act} + \text{ab} + \text{ép}$ caractérise le domaine de métamorphisme de bas degré (faciès schistes verts) dont la limite supérieure est donnée par les isogradés précédemment cités. La limite inférieure de l'assemblage $\text{ép} + \text{act}$ ou tout au moins l'absence de pumpellyite dans la paragenèse peut être caractérisée par la réaction :



Les données expérimentales pour la stabilité de l'actinote, citées par BOCQUET (1974) sont les suivantes :

Ferrotrémolite : 450°C/A kb et 515°C/2 kb (ERNST 1968)

Trémolite-actinote à 7 mol. % Al_2O_3 : stable à partir de 410-440° C (SCHURMANN 1967).

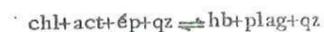
La transformation $\text{act} \rightarrow \text{chl} \pm \text{ép} \pm \text{ab} \pm \text{cc}$ est en grande partie à relier à une élévation de PCO_2 : la disparition de l'actinote a été décrite par BILLING et WHITE (1950). Le fait que l'épidote soit le minéral calcique encore stable impliquerait une PCO_2 relativement peu élevée pour cette transformation.

Biotite : Elle est de couleur brune dans la paragenèse 1, verte dans la paragenèse 2 et les paragenèses 1 et 2 des méta-intrusions. Cette couleur verte serait à relier aux teneurs relatives en Ti et Fe^{3+} (HAYAMA 1959 - OKI 1961). La biotite occupe un large domaine de P/T jusqu'au degré élevé. Elle peut apparaître dans le très faible degré (FREY et al. 1973). Dans le faciès schistes verts et le début du faciès amphibolite, la biotite serait verte ou vert brun et brune à rouge dans les faciès plus élevés (MIYASHIRO 1973).

Micas blancs :

En l'absence de données sur la nature réelle des micas blancs ceux-ci sont de peu d'intérêt pour l'estimation des conditions de métamorphisme. Les données expérimentales concernant certains micas blancs sont données dans le paragraphe concernant les métasédiments.

Chlorite : son champ de stabilité est extrêmement vaste. Dans les systèmes de composition basaltique elle commence à disparaître autour de 475°C/2kb et elle est entièrement remplacée par l'amphibole à 550°C/2 kb ou 575°C/5 kb (LIU et al. 1974) avec la réaction :

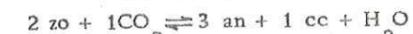


Epidote et carbonates

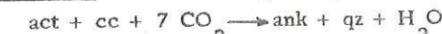
L'épidote s.l. provient essentiellement de la déstabilisation des anciens plagioclases : plagioclase (Na, Ca) \rightarrow albite (Na, Ca) + ép. Elle peut aussi provenir de l'altération des minéraux ferro-magnésiens calciques. La limite supérieure de stabilité de l'épidote dépend de la composition totale du système et de $f\text{O}_2$ et XCO_2 (compilation des données dans BOCQUET 1974). A 30 kb en conditions oxydantes, l'épidote s.s. est stable jusqu'à 394°C, la clinozoisite jusqu'à 658°C et le mélange clinozoisite + quartz jusqu'à 682°C (HOLDOWAY 1972). Les épidotes zonées à coeur plus ferrique ont été décrites par plusieurs auteurs. Elles seraient probablement significatives d'une réduction partielle de Fe^{3+} de l'épidote et de son transfert dans d'autres minéraux avec l'augmentation de la température (MIYASHIRO 1973).

L'existence d'assemblages minéralogiques à épidote seule, calcite seule ou calcite + épidote est liée à XCO_2 .

La clinozoisite n'est stable que pour XCO_2 très faible et au-dessus de 2 moles % à 2 kb ou 10 moles % à 7 kb elle se transforme en calcite et plagioclase (système exempt de fer).



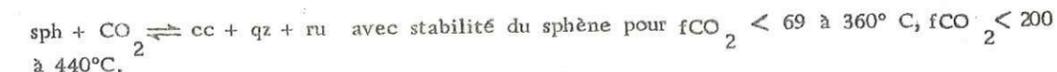
La succession épidote \rightarrow épidote + calcite \rightarrow calcite \rightarrow ankérite avec PCO_2 croissante a été décrite par BILLING et WHITE (1950). Ces données s'accordent avec le fait que la calcite ferrifère et l'ankérite apparaissent dans les méta-intrusions et métavolcanites où le carbonate est abondant, sans épidote ni amphibole. L'actinote disparaît pour une XCO_2 très élevée suivant la réaction.



La courbe de stabilité calcite \rightleftharpoons aragonite (JOHANNES et PUHAN 1971) fixe la limite supérieure de pression pour les paragenèses rencontrées, limite qui peut se déplacer vers des P plus élevées (surtout aux H.T.) avec l'augmentation du pourcentage de dolomite (GOLDSCHMIDT et NEWTON, 1969).

Sphène et rutile

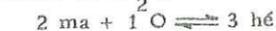
Le sphène est le seul minéral de déstabilisation des ilménites magmatiques. L'augmentation de XCO_2 favorise la déstabilisation du sphène et la transformation du rutile (SCHUILING et VINK 1967, ERNST 1972).



La présence de rutile transformé en sphène a été décrite dans une métavolcanite (cf. III.3.2). Il faut cependant noter que dans les paragenèses significatives de PCO_2 élevées le sphène est le seul minéral titané présent (persistant à l'état métastable ou en équilibre ?).

Magnétite et hématite

La présence de ces minéraux est liée à $f\text{O}_2$ dans la roche, l'hématite étant favorisée par une augmentation de $f\text{O}_2$ (CHATTERJEE 1966) :



Il faut noter cependant la fréquence de l'association carbonates-hématite dans les filonnets postérieurs aux paragenèses métamorphiques.

Pyroxène métamorphique

Nous avons posé le problème de l'existence d'un pyroxène type diopside très pauvre en jadéite et aegyrine et manifestement néoformé (cf. p. 79). L'association de ce pyroxène avec du quartz a pu être rarement mise en évidence.

Les données expérimentales sur les pyroxènes sodiques ont été rassemblées par BOCQUET (1974). L'augmentation de la teneur en diopside du pyroxène sodique en présence de quartz diminue les valeurs de la pression nécessaire à la stabilité des pyroxènes sodiques.

La limite de stabilité pour l'association $di_{80}jd_{20}+qz$ est donnée par WIKSTRÖM (1970) pour le domaine 550 à 650° C. Il est vraisemblable que le pyroxène, très pauvre en jadéite et associé à des minéraux de T assez basse ($ab + ép + chl$) reflète des conditions de P encore plus basses (autour de 4 - 5 kb ?). La paragenèse 2 si l'on considère la stabilité de ce pyroxène correspondrait peut-être à un domaine de pressions moyennes.

Scapolites

Les scapolites qui se développent dans les métavolcanites du complexe de Heneshk (cf. p. 76) sont des minéraux typiquement métamorphiques fréquents dans des roches variées de métamorphisme régional. DEER et al. (1963) donnent une synthèse de la scapolitisation et SHAW (1960) en a particulièrement étudié la géochimie.

Si les scapolites sont surtout fréquentes dans les roches métamorphiques dans les conditions de la partie supérieure du faciès amphibolite, ces auteurs font remarquer que ces minéraux peuvent apparaître dans pratiquement n'importe quel degré de métamorphisme, donc dans un domaine P/T très large.

Les conditions de synthèse expérimentale sont mal connues ; FYFE et al (1958) ont étudié le système $An - CaCO_3 - CaCl_2$ et la synthèse de scapolites a pu être effectuée à $P_{H_2O} = 500$ bars dans la zone $T = 400 - 700^{\circ}C$.

L'altération du plagioclase en scapolites a été décrite par divers auteurs. En ce qui concerne les roches basiques, pour WEISS (1947) la scapolitisation de métagabbros résulterait de la recristallisation pendant un métamorphisme dynamique et de l'introduction de solutions hydrothermales; BRØGGER (1935) et d'autres auteurs soulignent l'importance d'une altération pneumatolytique postmagmatique par des gaz et des solutions riches en Cl_2 , CO_2 et H_2O . SUNDIUS (1915) dans des métamorphites de Kiruna (Suède) décrit un assemblage minéralogique analogue à celui des métavolcanites décrites dans cette étude : scap - plag - ép - bi - hb; la formation des scapolites étant postérieure aux autres minéraux. Cette particularité (ainsi que l'abondance minéralogique des assemblages) suggérerait que dans certains cas les conditions nécessaires à un équilibre n'ont pas été atteintes (SHAW 1960). Une condition nécessaire à la formation des scapolites est une augmentation des pressions partielles en CO_2 surtout Cl_2 et SO_2 . Un apport métasomatique ne serait cependant pas une condition suffisante (SHAW 1960). Pour des roches basiques, selon cet auteur l'apport nécessaire serait : CO_2 , B, Be, Li, Sr et Pb. L'apport en Cl qui se trouve en quantité notable dans les roches ignées et sédimentaires ne serait pas impératif.

Pour ce même auteur, la source d'apport est avant tout à chercher dans des fluides métasomatiques liés à des corps intrusifs. Une seconde source potentielle en Cl, S, B, Na et Ca consiste en une quantité suffisante de minéraux d'évaporites dans la série initiale (halite, gypse et anhydrite). Il est difficile d'envisager ici une scapolitisation liée à des corps intrusifs, les seules intrusions étant les metabasites liées au même métamorphisme et les rhyolites hololeucocrates qui seraient nettement postérieures à ces phases métamorphiques.

Par contre l'existence de niveaux importants de dolomies et dolomies ankéritiques à proximité des métavolcanites scapolitisées (cf. II.1.2) pourrait suggérer que les apports métasomatiques nécessaires sont liés à ces niveaux qui ont pu contenir des minéraux évaporitiques.

Cette métasomatose n'aura cependant été que très localisée et de faible extension.

III.4.3. - FACIES ET CONDITIONS DE METAMORPHISME

Deux phases ont donc pu être mises en évidence dans les méta-intrusions et les métavolcanites des complexes de Heneshk-Gushti, Hassanabad et de l'ensemble de Tchir-Tang Maur.

La première paragenèse à hornblende verte, plagioclase (olig-and ?) et épidote correspond à la partie inférieure de l' "almandine-amphibolite faciès " de TURNER et VERHOOGEN (1960) et à un métamorphisme de degré moyen (WINKLER 1976). Du point de vue de la pression cette paragenèse ne donne que peu d'indications. La coexistence épidote - oligoclase ou andésine serait liée à une pression relativement haute (type Barrow) (TURNER et VERHOOGEN 1960) mais pour WINKLER (1966) elle peut apparaître à d'assez basses pressions.

La fin de cette phase peut éventuellement être marquée par une scapolitisation (métasomatose à PCO_2 et PCl_2 élevées).

La seconde paragenèse à $ab \pm chl \pm act \pm ép \pm bi$ est symptomatique d'un métamorphisme de bas degré de faciès schistes verts (WINKLER 1976) et constitue une rétromorphose de la première paragenèse.

La pression serait moyenne à élevée si l'on se réfère à l'existence d'un pyroxène métamorphique (cf. III.3.3).

Cette phase peut montrer une variation notable de P_{CO_2} avec augmentation au cours du temps (déstabilisation de l'actinote), mais cette variation n'est pas uniquement chronologique; elle peut être simplement spatiale (existence de paragenèses sans actinote et à carbonates).

III.4.4. - CONCLUSIONS : RESUME DES EVENEMENTS MAGMATIQUES ET METAMORPHIQUES POUR LES META-INTRUSIONS ET METAVOLCANITES

Intrusions : basiques (dolérites essentiellement)
intermédiaires à acides (granodiorites surtout)

Volcanites : basiques à intermédiaires
acides, très peu abondantes

Stade tardimagmatique dans les intrusions basiques : $pyrox \longrightarrow hb$ br

Métamorphisme :

1ère phase : - début du faciès amphibolite
- métasomatose : silification essentiellement, scapolitisation éventuelle en fin de phase dans les métavolcanites.

2ème phase : - rétro-morphose dans le faciès schistes verts - moyenne pression ?

Altérations postérieures : cataclase, filonnets recoupants (carbonates et hématite surtout).

III.5. - LES METASEDIMENTS DES COMPLEXES DE HENESHK-GUSHTI ET DE HASSANABAD ET DE L'ENSEMBLE DE TCHIR-TANG MAUR (Complexe du Kuh-e-Sefid)

III.5.1. - INTRODUCTION

Ces ensembles de métamorphites sont extrêmement monotones. Ce qui les caractérise c'est la prédominance de la séquence détritique (quartzites et métapélites quartzitiques). Les minéraux y sont fort peu variés et d'un intérêt restreint dans l'estimation des conditions de métamorphisme. De plus, les relations chronologiques entre minéraux y sont assez difficiles à mettre en évidence.

III.5.2. - COMPLEXES DE HENESHK-GUSHTI ET DE HASSANABAD

III.5.2.1. Quartzites

Faciès dominant, les quartzites constituent 30 à 40 % de l'ensemble des métasédiments. Ce sont des roches massives, grises à verdâtres en fonction de leur pourcentage de chlorite, leur recristallisation est plus, ou moins poussée.

La structure est relativement peu variée, porphyroblastique hétérogranulaire et plus ou moins bien orientée.

Les xénoblastes sont souvent amiboïdes mais peuvent aussi présenter des sutures persillées. Selon SPRY (1969) de telles sutures sont à relier à de légères déformations postérieures à la cristallisation du minéral. Selon ce même auteur les structures à xénoblastes amiboïdes sans grande orientation préférentielle auraient pour origine une recristallisation post-tectonique détruisant l'orientation préférentielle du métamorphisme régional et tendant à former une structure granoblastique polygonale (annealed texture = structure de "recuit ")

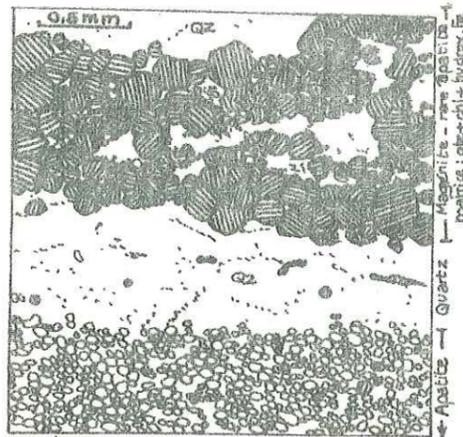


Fig:55 - Quartzite rubané concentrations de minéraux lourds - éch 74AV258

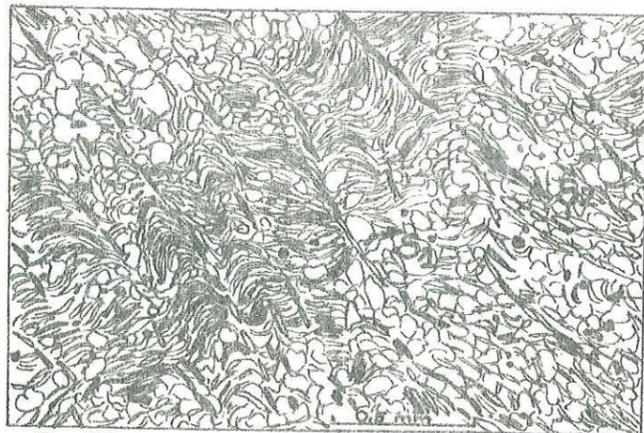


Fig:56: Quartzite à deux foliations phylliteuses éch 74AV219

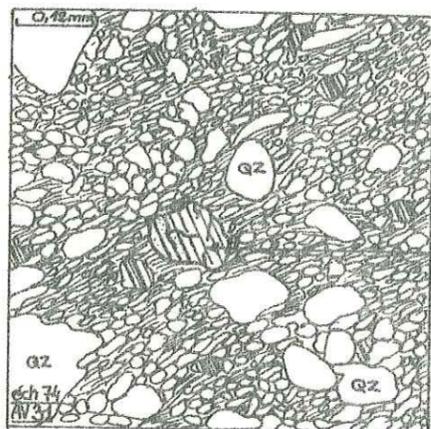


Fig:57 Amphibole bleue dans une quartzite peu recristallisée

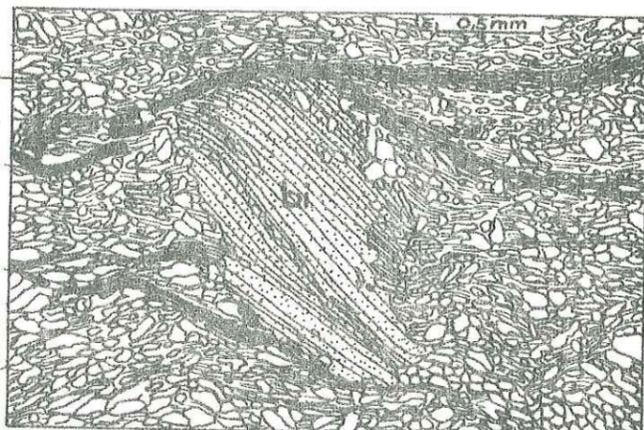


Fig:58 Biotite antefoliation, à tendance sigmoïde dans un chloritoschiste (éch 74AV 375)

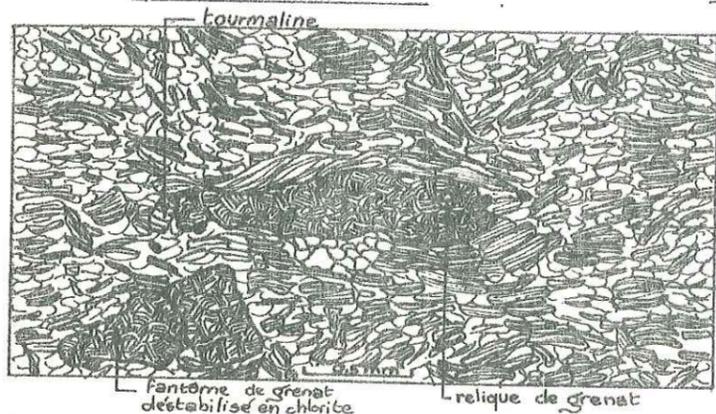


Fig:59 Schiste à micas blancs : grenats entièrement déstabilisés, antefoliation. éch 74AV3

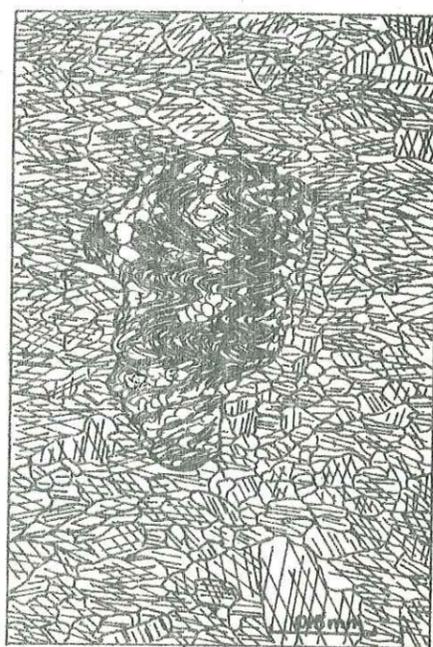


Fig:60 Lit calciteux d'un calcschiste: zone pélitique montrant une foliation replissée de micas blancs et antérieure à la schistosité marquée par l'allongement de la calcite. éch 74AV287

Métasédiments des complexes de Heneshk et de Hassanabad

De telles structures granoblastiques polygonales (sutures droites et points triples caractérisant l'équilibre maximal) sont d'ailleurs très répandues, SPRY (1969) met l'accent sur le phénomène surtout thermique qu'impliquent de telles structures.

Une cataclase postérieure à la recristallisation est très fréquente avec progressivement :

- extinctions roulantes et bandes de pliage
- individualisation de sous-grains
- apparition d'une structure en mortier

Dans la plupart, des filonnets à hydroxydes de fer + hématite ± quartz ± calcite y sont associés.

Ces quartzites sont en général très purs mais peuvent aussi présenter une matrice interstitielle carbonatée (petits xénoblastes) ou pélitique (cloisonnement phylliteux).

Certains quartzites sont suffisamment peu recristallisés pour permettre de caractériser la sédimentation originelle.

La taille des grains dépasse rarement 1 à 2 mm et la matrice ne dépasse guère une moyenne de 8 à 10 % du volume total. Les grains sont mal arrondis, souvent même très anguleux.

Les sédiments originels seraient donc à classer parmi les grès immatures ou submatures (FOLK 1968 dans PERRIAUX 1974).

Minéralogie

- Minéraux détritiques reliques

Il s'agit surtout de minéraux accessoires : zircon, tourmaline (en partie non recristallisée), minéraux opaques. Rarement, ce sont quelques lamelles altérées de biotite et de micas blancs.

Il faut noter certains quartzites à niveaux très riches en minéraux lourds (ils présentent un faciès rubané). Ainsi, l'échantillon 74 AV 22 présente 20 à 25 % de magnétite et l'échantillon 74 AV 258 montre une succession caractéristique de litages (fig. 55)

- matrice quartzo-albitique à lits minces de magnétite et de rares cristaux d'apatite.
- un lit (1mm) de magnétite (rare apatite)
- un lit d'au moins 3 mm constitué à 70 % et plus de petits cristaux d'apatite.

Le feldspath potassique relique est rare (microcline séricitisé) de même que le plagioclase calcique d'origine détritique. Les reliques sont de l'oligoclase et cette origine n'est pas toujours sûre : certaines plages pourraient être néoformées.

- Minéraux recristallisés et/ou néoformés

Quartz : abondance variable jusqu'à 80 à 90 % du volume total. Les divers habitus sont décrits dans le paragraphe précédent.

Albite : souvent abondante, elle montre le même habitus que le quartz. Elle forme fréquemment des lattes subautomorphes (anciens plagioclases détritiques peu remaniés, la roche originelle étant un grès feldspathique peu évolué).

Phyllites : Dans la plupart des cas elles n'apparaissent qu'en formant une foliation très fruste ou un cloisonnement orienté des plages de quartz et d'albite. La chlorite est prépondérante, plutôt magnésienne, plus ferrifères dans les quartzites riches en biotite, minerais ou carbonates ferrifères. Elle est seule ou associée à des lamelles de biotite brune ou verdâtre. Le mica blanc, plus rare, peut-être le seul minéral phylliteux ou être associé à la chlorite et à la biotite. Dans quelques échantillons on observe deux foliations; ainsi l'échantillon 74 AV 219 (fig. 56) :

- foliation 1 : mica blanc surtout + chlorite + biotite verte; replissée fortement en plis aigus et symétriques.
- foliation 2 : même paragenèse recristallisant dans les plans axiaux des microplis

Plus riche en biotite et chlorite.

La matrice quartzo-albitique tend à se réorienter parallèlement à la foliation 2.

Dans d'autres cas l'existence de deux foliations successives est possible mais le cloisonnement de grandes plages de quartz et l'angle très fermé qu'elles forment rendent une interprétation hasardeuse.

Hornblende verte : Quelques lattes dans un quartzite à carbonates ferrifères (74 AV 87). Elle est néoformée et antérieure à la foliation de biotite avec laquelle d'ailleurs, elle n'est pas en équilibre. Au contact, la hornblende est altérée en un fin feutrage riche en chlorite.

Carbonates : Présents en quantité très moyenne en petites plages xénomorphes interstitielles mais aussi en rhomboèdres de dolomite ou d'ankérite.

Epidote s.l. : Granules de pistachite dispersés dans la matrice en abondance variable.

Minéraux accessoires :

Sphène, apatite et surtout tourmaline, très abondante en cristaux de taille notable.

Elle peut être brune, verte ou bleue et fréquemment zonée (coeur bleu ou vert, couronne incolore, bordure brune).

Amphibole bleue (fig. 57)

Un cristal d'amphibole sodique bleue a été détecté dans un quartzite peu recristallisé du complexe de Heneshk (75 AV 31). C'est le seul et unique cristal de ce type détecté dans tout l'échantillonnage. Il est peu probable qu'elle soit détritique : elle est très fraîche et paraît en équilibre avec les minéraux néoformés (mi bl et chl Mg).

Les quartzites montrent donc la paragenèse suivante :

$qz + ab \pm mi \text{ bl} \pm chl \pm bi \pm cc \pm dol \pm ank \pm \acute{e}p \pm sph \pm ap \pm tour \pm hb \text{ v} \pm amph \text{ bl}$

Avec dans quelques cas deux foliations successives :

1 - $bi + chl + mi \text{ bl}$

2 - $bi + chl \pm mi \text{ bl}$

III.5.2.2. Méta-arkoses

Il y a lieu de faire une distinction entre ces faciès et les quartzites. Macroscopiquement ces roches se ressemblent et la paragenèse de métamorphisme est tout à fait identique mais la proportion de feldspath (albite) est extrêmement importante et le quartz est relégué au second rang. La roche originelle est un grès à plus de 30 % fth (ce pourcentage pouvant atteindre 70 à 80 % fth), c'est-à-dire une arkose au sens de PETITJOHN (1957-1972). Ce faciès est présent en abondance moyenne, mais on a toutes les variations possibles entre des quartzites purs (anciens grès), des quartzites à albite (anciens grès feldspathiques avec 5 à 30 % fth) et ces méta-arkoses (plus de 30 % fth).

III.5.2.3. Métagrauwakes

La CHAMBRE SYNDICALE (1961) reprenant les définitions de plusieurs auteurs propose la définition suivante du terme de grauwacke " Roche sombre, détritique, pauvre en quartz, dans laquelle la proportion de débris de roches l'emporte sur les feldspaths et dont le ciment détritique, relativement abondant, est riche en chlorite ". De ce fait, la recristallisation métamorphique complique la distinction de tels faciès : il est bien évident qu'une brèche volcanique métamorphosée et une métagrauwake auront beaucoup de ressemblances. PETITJOHN (1960) donne une moyenne de 27 % de quartz pour une grauwake et MATTIAT (1960) donne une valeur analogue pour la région type. Aussi considérons-nous comme brèche volcanique (et métavolcanite s.l.) et non comme grauwake tous les échantillons à paragenèse " basique " ou " intermédiaire " ne présentant pas de quartz détritique ou très pauvres en quartz recristallisé. De ces définitions il ressort que les métasédiments des complexes sont pauvres en niveaux de métagrauwakes et que ce sont les méta-arkoses qui dominent après les quartzites s.l. et les faciès plus pélitiques.

Les paragenèses rencontrées sont assez analogues à celles des métavolcanites (cf. III.3.2). C'est surtout la proportion de quartz qui est la plus importante. Un litage d'épidote apparaît fréquemment et d'anciens phénocristaux de plagioclases albitisés à coeur d'épidote montrent des queues de cristallisation de chlorite. Une foliation de chlorite peut se développer mais la chlorite apparaît aussi, en amas étirés (anciens ferromagnésiens). Le leucoxène peut être abondant.

La paragenèse la plus courante est la suivante :

$qz + ab + chl \pm \acute{e}p \pm cc \text{ Fe} \pm sph$

On peut de plus observer des lattes de hornblende décolorée à extinction ondulante, fortement chloritisées; fréquemment tronçonnées et étirées, antérieures à la foliation de chlorite (74 AV 300). Il y a donc lieu de considérer l'existence d'une paragenèse à hornblende antérieure à la paragenèse principale.

Quelques rares échantillons peu recristallisés montrent des fragments lithiques préservés. L'échantillon 75 AV 92 est le plus typique avec des éléments anguleux de lave microlitique (microlites albitisés dans un fond riche en oxydes de fer). La matrice granoblastique riche en quartz contient d'anciens plagioclases détritiques déstabilisés. L'assemblage minéralogique est le suivant : $qz + chl + cc + mi \text{ bl} + ab + mx \text{ op}$.

III.5.2.4. - Métapélites

Faciès le plus important avec les quartzites, les métamorphites de la séquence pélitique montrent des variations notables. Dans la plupart des cas ce sont des roches où la fraction grossière était encore importante avec une quantité variable de quartz; les métapélites franches sont les moins fréquentes. Ce sont des schistes chloriteux plus ou moins riches en biotite et en micas blancs. Les schistes graphiteux de Hassanabad constituent un faciès particulier qui sera décrit à part.

La structure est granolépidoblastique, les xénoblastes d'albite et de quartz étant en général orientés parallèlement à la foliation et ne montrant que plus rarement une structure granoblastique polygonale.

Elle peut être aussi porphyroblastique, soit du fait de porphyroblastes antéfoliation (grenat) ou syn à postfoliation (quartz, albite). Les éléments ou les cristaux antérieurs à une foliation phylliteuse induisent, qu'ils soient détritiques ou néoformés:

- des ombres de pression (grenats, quartz, opaques) de quartz et d'albite avec plissements des phyllites dans ces zones abritées.

- des queues de cristallisation (pyrite, magnétite, grenat ...) de chlorite ou/et de quartz fibreux.

La foliation de phyllites peut être plissotée avec cristallisation syncinématique des phyllites (plis en chevrons aigus, les phyllites cristallisant dans les flancs et jamais tordues). Cette foliation peut être aussi plissée postérieurement, les phyllites étant tordues. Une structure de crénelation apparaît, en général sans recristallisation, seuls des oxydes marquant la schistosité plan-axiale.

Une seconde foliation peut cependant apparaître, plan-axiale par rapport aux micro-plis de la première. Le plissement très intense peut aller jusqu'au plis pygmatiques et à la formation d'amandes étirées. Ainsi les litages minéralogiques correspondent à une pseudostratification et à une schistosité post-S₀. La stratification originelle n'apparaît que rarement, fossilisée dans des plages de quartz ou d'albite ou marquée par des minéraux détritiques reliques.

Minéralogie

- Minéraux détritiques reliques : Quartz en grandes plages anguleuses non recristallisées, magnétite et pyrite oxydée en quantité notable; rares lamelles de biotite fortement chloritisée.

- Minéraux néoformés ou recristallisés

Quartz : 5 à 40 % en xénoblastes étirés ou en mosaïque (cf. structure).

Souvent riche en inclusions diverses (sphène, épidote, etc.).

Albite : en proportion extrêmement variable. Elle peut être pratiquement absente dans certains chloritoschistes. Les habitus sont variés :

- xénoblastes étirés ou en mosaïque comme le quartz.
- porphyroblastes syn à tardicinématiques, très poeciloblastiques.

Phyllites : très abondantes, jusqu'à 70-80 % dans les métapélites franches. On peut avoir une plus ou moins grande proportion de chlorite (Mg à Mg Fe, rarement ferrifère) de biotite brune à faible pléochroïsme verdâtre et de micas blancs.

Composition des foliations : - chl seule ou mi bl seul
- chl + mi bl ou chl + bi
- chl + bi + mi bl

Dans les cas où apparaissent deux foliations, il n'y a pas de distinction au niveau de la nature des phyllites constituantes, seules les proportions peuvent varier. Dans certains chloritoschistes des biotites néoformées sont antérieures à une foliation unique (fig. 58).

Epidote s.l. : pistachite surtout, plus rarement clinozoisite en proportion faible à moyenne. Grands cristaux aciculaires allongés parallèlement à la foliation ou grains xénoblastiques ; les litages plus riches en epidote sont fréquents.

Grenat : il est présent dans quelques schistes chloriteux, sous deux formes :

- antérieur à une foliation unique de micas blancs et pratiquement entièrement déstabilisé en chlorite Mg Fe. Les fantômes sont très étirés (fig. 59) ou plus rarement autoblastiques. Les rares reliques sont celles d'un grenat incolore de type pyralspite qui compte tenu de son altération était riche en pyrope et très pauvre en grossulaire (pas d'epidote) (éch. 74 AV 3).

- Grenats autoblastiques, faiblement hélicitiques et de syncristallisation avec la foliation à mi bl + chl.

La présence de grenats de chronologies différentes par rapport à une foliation apparemment unique pose le problème de la valeur de celle-ci : on peut se demander si elle correspond à une paragenèse unique ou suivant les cas, à deux paragenèses distinctes. Ceci est à relier à l'existence dans certains cas d'une seconde foliation (cf. structure).

- Chloritofde : TARAZ (1974) donne la description d'un schiste phylliteux et charbonneux prélevé au nord du col de Kolikosh avec l'association minérale : qz + mi, bl + chl + gr + chloritofde. Ce chloritofde est " très obscurci par des inclusions opaques, probablement charbonneuses ". Nous n'avons pour notre part jamais détecté de chloritofde même dans les faciès très alumineux des schistes graphiteux de Hassanabad. Cette détermination nous semble d'ailleurs, compte tenu de l'aspect du minéral, entachée de beaucoup d'incertitude.

Minéraux accessoires

Opaques : magnétite en petits grains, très abondante.

Matière charbonneuse : paillettes allongées dans la foliation, quelquefois abondante.

Tourmaline : toujours présente et quelquefois abondante. Ce sont des cristaux automorphes brun ou bleu vert fréquemment zonés.

Apatite : très faible quantité, recristallisant en cristaux automorphes.

Carbonates : interstitiels dans la matrice quartzo-albitique, peu fréquents.

Hématite et hydroxydes de fer : filonnets recoupants, altération de la pyrite.

Les métapélites présentent donc dans la plupart des cas la paragenèse :

qz + ab ± bi ± chl ± mi bl ± ép ± gr ± carb ± mx op ± tour ± graph ± hé

III. 5. 2. 5. - Les schistes graphiteux du complexe de Hassanabad

Ce sont des schistes riches en micas blancs, très facilement clivables et surtout riches en matière graphitoïde charbonneuse, ce qui leur confère une couleur gris noir luisante. Ils sont souvent très riches en petits grenats autoblastiques, plus ou moins altérés, de taille millimétrique.

La structure est granolépidoïdique à foliations bien marquées par des phyllites et lits très minces de quartz et d'albite. Elle peut être très porphyroblastique du fait des grenats, de plage d'albite

ou de chlorite. L'intensité d'un plissement très dysharmonique et la succession des minéraux néoformés peut donner à ces schistes une structure très complexe. L'assemblage minéralogique et les pourcentages moyens sont les suivants :

qz : 15 à 30 % - ab : 5 à 20 % - chl : 8 à 20 % - mi bl : 25 à 40 % - bi : 3 à 12 %
gr : 2 à 15 % - graph : 5 à 15 % - mx op et ép : moins de 1 %.

La matrice quartzo-albitique, xénoblastique, a une orientation préférentielle plus ou moins bien marquée. Quelques plages de plus grandes tailles de quartz forment de petits yeux étirés.

Dans certains échantillons l'existence de deux foliations est très nette :

- Foliation 1 de micas blancs fortement plissée. Ce sont en général des plis dissymétriques avec formation d'une " schistosité de flanc inverse " et d'une foliation 2 synschisteuse.

- Dans d'autres cas il semble que l'on ait une foliation unique, mais l'examen de la disposition des micas dans les lits quartzo-albitiques suffisamment épais montre l'existence d'une foliation antérieure très fortement plissée; plissement extrêmement serré qui la fait paraître subparallèle à la foliation 2.

Nature minéralogique des foliations :

Foliation 1 replissée : micas blancs

Foliation 2 : micas blancs ± chlorite ± biotite ± graphite

La chlorite apparaît fréquemment en grandes lamelles cristallisant dans les zones abritées (grenat et graphite). La biotite est de plusieurs types :

- biotite brune synfoliation 2 : fines lamelles, ou grandes lattes cristallisant en ombre de pression des grenats.

- biotite antéfoliation 2, : post-stratification : lamelles plus ou moins chloritisées, très sales, fossilisant une foliation de fines particules charbonneuses constituant très vraisemblablement la stratification originelle, transverse par rapport à S₂. Cette biotite serait néoformée et à relier à la première paragenèse (foliation 1).

Le grenat est incolore à légèrement rosé en lame mince, rose violacé en grains triés. Il est en général autoblastique.

Caractéristiques : a. ≈ 11,576 - D ≈ 4,14

Très approximativement suivant les données de WINCHELL (1958) c'est un grenat proche des pôles almandin et spessartine.

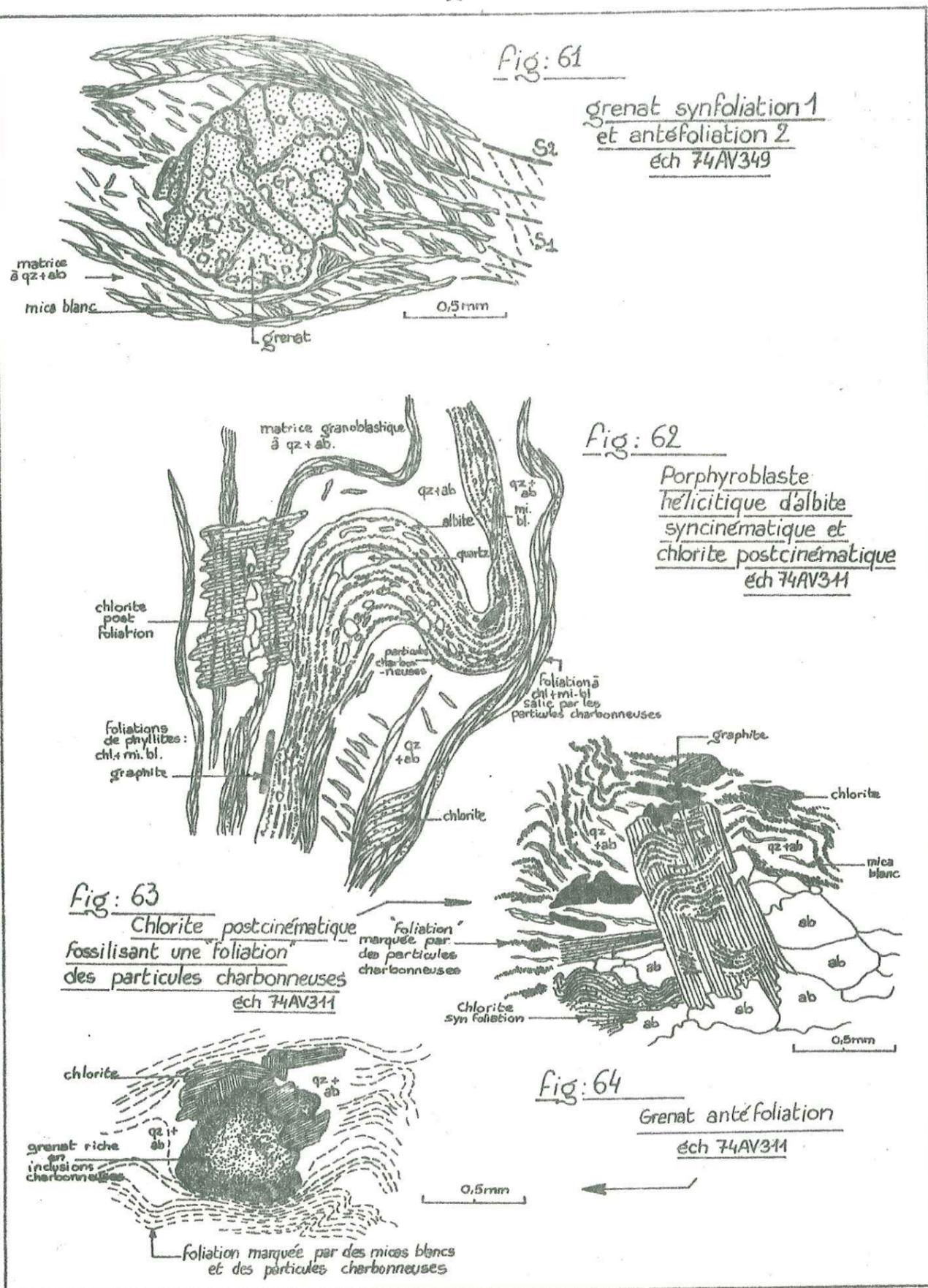
Dans des échantillons à deux foliations (74 AV 349) ces grenats sont synfoliation 1 et antéfoliation 2 (fig. 61). Ils sont souvent cassés et tronçonnés avec cristallisation de chlorite et plus rarement de biotite dans les cassures. Dans les échantillons à foliation unique cependant, ils sont plus ou moins hélicitiques et synfoliation (1 ou 2 ?).

La matière graphitoïde est en baguettes de tailles variables, parallèles à la foliation principale ou transverses avec ombres de pression de chlorite et de quartz.

L'échantillon 74 AV 311 présente une structure plus complexe et des successions minéralogiques assez nettes, il mérite une description approfondie.

La roche présente une foliation très fortement replissée avec des plis très dysharmoniques perturbés par l'abondance des grenats. Cette foliation est riche en micas blancs et particules charbonneuses ainsi qu'en chlorite dans une moindre mesure. Les micas blancs sont pour la plupart synfoliation, cristallisant dans les flancs de microplis (peu ou pas de recristallisation polygonale dans les charnières très aiguës).

Dans quelques cas ils sont antéfoliation, tordus à extinction ondulante. Cela implique l'existence d'une foliation antérieure en grande partie oblitérée vu l'intensité du plissement. D'autre part quelques grandes lattes transverses sur la foliation lui sont manifestement postérieures.



Les grenats autoblastiques, sont très salis par des inclusions charbonneuses plus denses en bordure et ils en fossilisent même un véritable rubanement (stratification originelle). Ils sont plus ou moins enveloppés par la foliation (fig. 64) et tronçonnés avec des queues de cristallisation de chlorite. L'altération peut être forte (chlorite et rare épidote).

De grandes lattes de chlorite cristallisent postérieurement à la foliation (fig. 63). Elles sont souvent groupées en amas.

Les lits quartzo-albitiques sont très irréguliers, à structure granoblastique polygonale. L'albite apparaît en grands porphyroblastes plissés, hélicitiques et syncinématiques.

L'analyse pétrographique des schistes graphiteux fait donc ressortir l'existence possible de deux paragenèses successives avec :

- S 0 - Stratification à lits pélitocharbonneux et quartzofeldspathiques
- S 1 - Grenat + micas blancs + biotite ? + albite + quartz.
- S 2 - (contemporaine du plissement de S1) quartz + albite + chlorite + micas blancs ± biotite + matière graphitofde.
- post S2 : chlorite + micas blancs.

III.5.2.6. - Marbres, calcschistes et épidotites

- Les marbres : Ils sont très purs et ne renferment guère que quelques lamelles de chlorite et quelques grains d'épidote.

- Les calcschistes : Les minéraux observés sont très analogues à ceux des métapélites hormis l'abondance des carbonates (calcite ± dolomite) en xénoblastes hétérogranulaires formant un litage alternant avec quartz, albite et foliation de phyllites. La paragenèse est la suivante :



Un calcschiste, quartzeux du complexe de Heneshk (75 AV 100) montre quelques grenats mais les relations avec la foliation de $mi \pm bi$ sont peu évidentes. On observe par contre des porphyroblastes de plagioclase $An \approx 13$ manifestement antéfoliation et fossilisant la stratification originelle très plissotée (matière charbonneuse, tourmaline, zircon et apatite détritiques, quartz et mica blanc). Dans un autre calcschiste une foliation de phyllite plissotée et transverse sur l'allongement des carbonates s'observe dans une zone plus pélitique (fig. 60). Des filonnets à $cc + chl + qz$ peuvent recouper la roche de même que des clivages remplis d'hydroxydes.

- Les épidotites : Elles sont rares (quelques niveaux dans le complexe de Heneshk) et présentent en général une structure granoblastique orientée ou quelquefois une structure pseudobréchique due à des filonnets recoupants de $cc + chl \text{ FeMg} + qz$. L'épidote s.l. constitue 40 à 80 % du volume total; la pistachite étant prépondérante sur la clinozoisite. La paragenèse est la suivante :

$$ép + qz + ab + chl \pm mi \text{ bl} \pm ap \pm mx \text{ op}$$

III.5.3. - ENSEMBLE DE TCHIR-TANG MAUR

Les métasédiments de cet ensemble sont pour la plupart analogues à ceux des complexes de Heneshk et de Hassanabad.

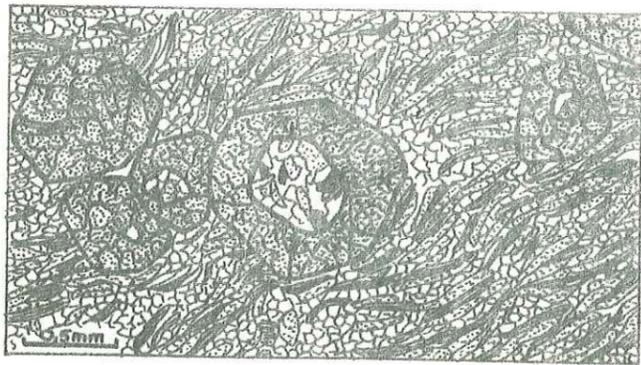
Les quartzites présentent une paragenèse identique :



Certaines possèdent une foliation ondulée de chlorite avec une schistosité ou tout au moins des clivages plan axiaux où recristallisent quelques chlorites.

Certains quartzites riches en anciens plagioclases détritiques (ancien grès arkosiques) sont fortement tectonisés et l'on y observe de grandes biotites plus ou moins chloritisées, riches en inclusions de zircons et antérieures à une foliation à $bi + chl \pm mi \text{ bl}$. Ces biotites présentent des knicks et sont probablement détritiques (fig. 68). Des ilménites sont altérées en leucoxène et forment des amas étirés dans la foliation. La plupart des métapélites possède une paragenèse unique avec une foliation de phyllites,

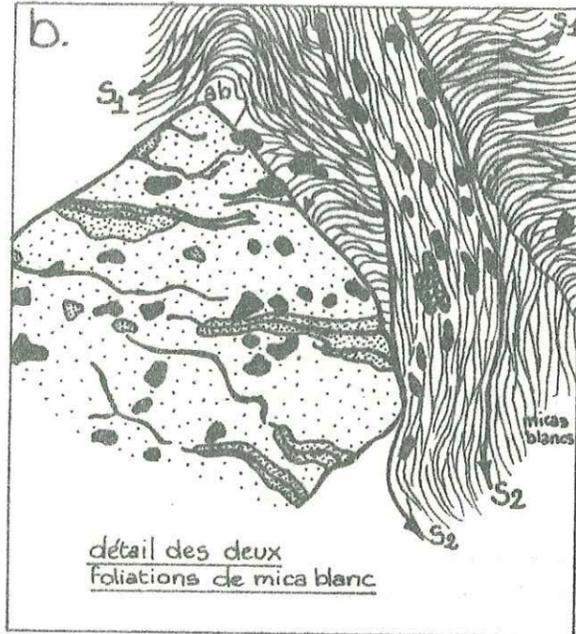
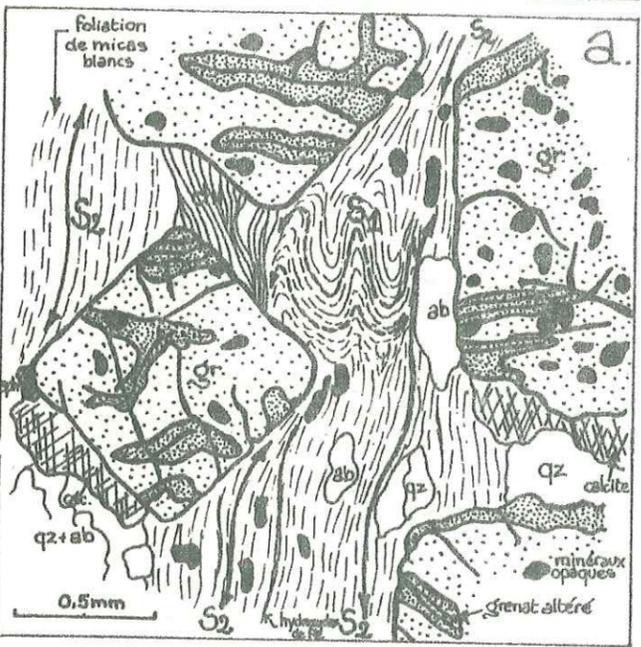
- Les Schistes graphiteux du complexe de Hassanabad -



éch 75AV7

garnat
mica blanc
matrice
qz+ab
biotite

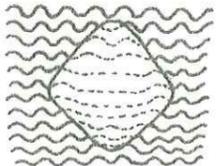
fig: 65 Schiste à biotite ; micas blancs et grenats en "atolls" (Murshedi)



détail des deux foliations de mica blanc

Croissance d'un grenat pendant le microplissement d'une foliation préexistante

d'après ZWART 1961-63



Mécanisme proposé pour les recristallisations successives (foliations de mica blanc et grenat):

1. Formation de la 1^{ère} foliation - S₁
2. Plissement de S₁ - syncristallisation du grenat formation de la 2^{ème} foliation - S₂
3. Aplatissement selon S₂ - Tronçonnement du grenat et queues de cristallisation de chlorite.

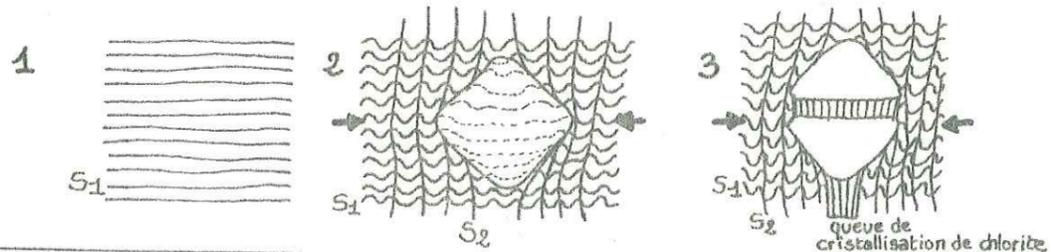


Fig: 66 a,b,c. Schiste à deux foliations de mica blanc et grenat

éch 75AV39

— LES SCHISTES A GRENATS DE MURSHEDI —

identique à celle des deux complexes précédents. Dans un schiste chloriteux, au contact des marbres M1 (75 AV 6) on peut observer des biotites antérieures à la foliation de chlorite : ces grandes lamelles très fraîches et sans inclusions (néoformées ?) sont enveloppées dans la foliation avec ombres de pression et peuvent être sigmoïdes. Il en est de même pour des amas de leucoxène qui peuvent aussi former de belles figures sigmoïdes (fig. 69).

Les schistes à garnat sont un faciès caractéristique de la base de la formation de Tchir-Tang Maur, surtout sur le flanc NW et à la terminaison de l'antiforme (cf.II.1.2.4). Les grenats peuvent être très abondants, 15 à 30 % en moyenne et quelquefois jusqu'à 60 % environ. Nous en décrivons les trois faciès les plus typiques :

- Schiste à grenats en atolls (75 AV 7)

Structure porphyroblastique (gr : 30 %) avec une foliation de biotite (8%) et de micas blancs (12 %). La matrice de quartz et d'albite limpide est en mosaïque hétérogranulaire. Les grenats de type pyralspite sont millimétriques. Ce sont des grenats "en atolls" (fig. 65) syncinématiques, quelquefois légèrement hélicitiques. Ils peuvent être de deux types :

- " lagon " formé de lamelles de biotite et de micas blancs associés à de l'albite et / ou de quartz.
- " lagon " de biotite en très fines paillettes et albite interstitielle. C'est le type qui prédomine.

Les structures "en atolls" sont actuellement mal expliquées (DESMONS communication pers.). Dans beaucoup de cas le minéral en atoll est considéré comme le plus jeune (SPRY 1969) mais ce peut être aussi un remplacement par le coeur, l'atoll étant considéré comme plus ancien (RAST 1965). On peut se borner à faire les constatations suivantes :

- L'association bi + ab ± qz ± mi bl ne peut, compte tenu de la nature chimique de l'association être considérée comme résultant de l'altération du grenat. Il est bien postérieur à cette association. De même on ne peut guère envisager une transformation du grenat à partir de ces minéraux.
- Les " lagons " polycristallins ne montrent pas, comme dans la matrice, d'orientation préférentielle. On peut donc penser qu'ils sont plus ou moins antécinématiques, la croissance du grenat syncinématique se faisant sur ce germe.

- Schistes à deux foliations (75 AV 39)

Ces schistes à matrice de quartz et d'albite réduite (20 % environ) possèdent deux foliations de micas blancs. La plus récente, épaisse, reprend et masque en général entièrement la première. Cette foliation antérieure est visible dans quelques zones; elle est très fortement replissée, la foliation 2 étant plan-axiale. Quartz et albite recristallisent parallèlement à la foliation 2.

Les grenats (fig. 66 a,b), de 1 à 4 mm, sont très peu altérés (rare chlorite) et poecilites (qz-ab-mx op). Caractéristiques : a₀ ≈ 11,595; D autour de 4,1 . Ce sont grossièrement des grenats riches en almandin et spessartine. Leur chronologie du fait de l'absence fréquente de la foliation 1, est délicate à établir. Ces grenats, si l'on en juge par l'aspect de la foliation 1 fossilisée dans certains porphyroblastes correspondraient à une croissance pendant le microplissement de la foliation 1 préexistante cf. fig. 66 c, ZWART 1961, 1963).

Ces grenats sont plus ou moins enveloppés par la foliation 2 et fréquemment tronçonnés. Les queues de cristallisation de chlorite sont courantes et paraissent contemporaines de la foliation 2. On peut donc proposer la chronologie suivante (fig. 66 c):

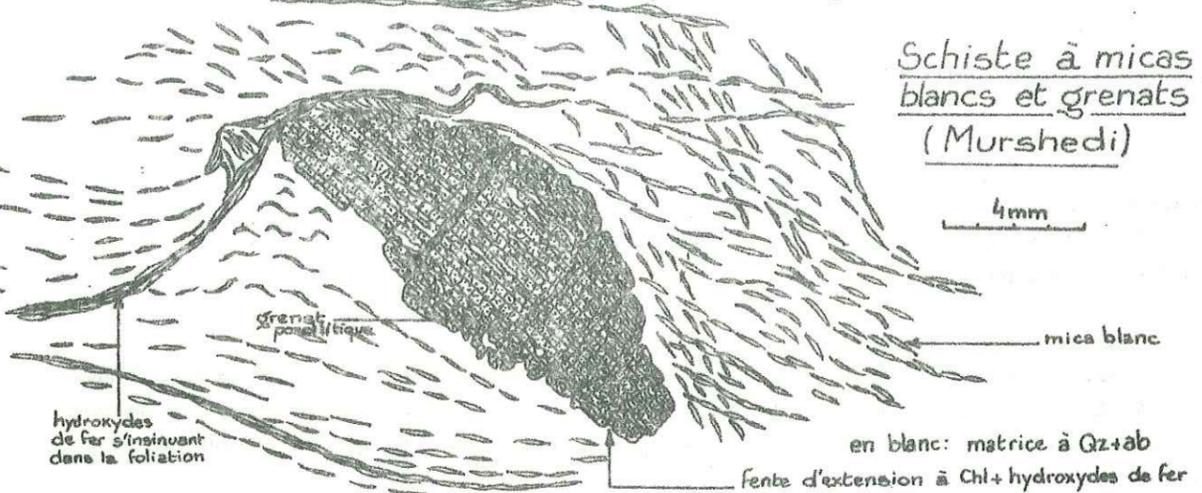
- formation de la foliation 1
- plissement de la foliation 1 avec croissance simultanée du grenat.
- le plissement continuant, individualisation de la foliation 2 plan-axiale (ce qui donne au grenat des caractères anté à syncinématiques)

Minéraux accessoires : mx op, sph, ap, clnz et cc. Tous ces minéraux tendent à cristalliser parallèlement à la foliation 2.

éch 75 AV41

Fig: 67 a.b.c.d

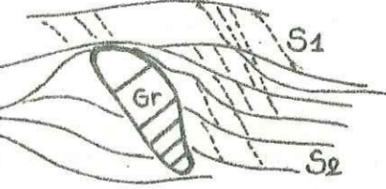
Schiste à micas blancs et grenats (Murshedi)



d: aspect en lame mince. Ombre de pression peu marquée



c: aspect macroscopique ombres de pression de quartz. Grenats marrons d'orientations variables



b: les deux foliations

d: mécanisme proposé:

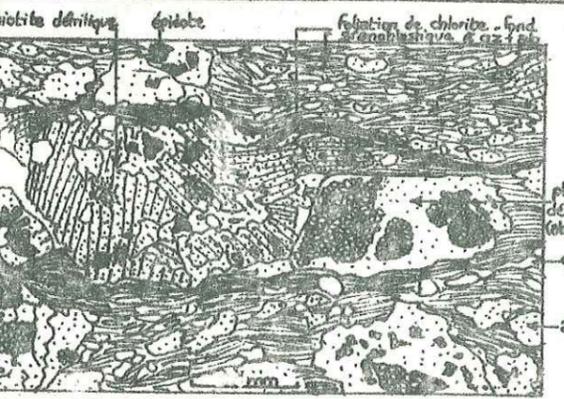
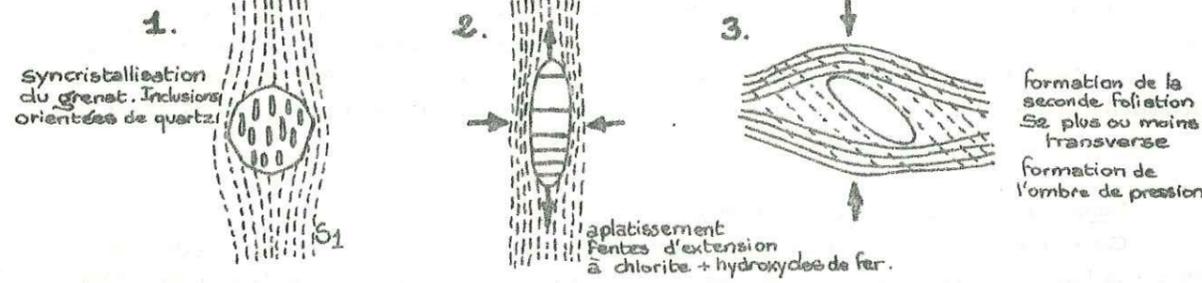


Fig: 68 Biotite et plagioclase détritique dans un chloritoschiste (éch 75 AV5)

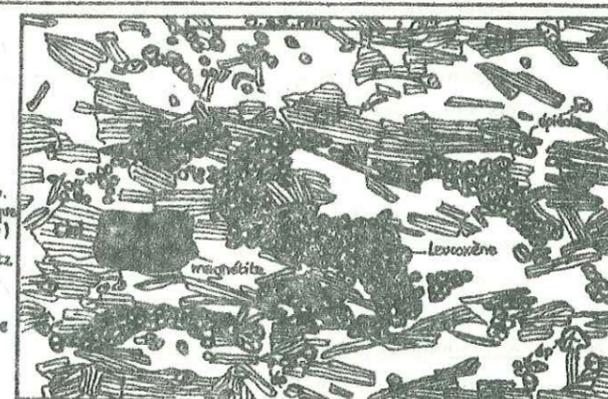


Fig: 69 Chloritoschiste: amas de leucoxène sigmoïde, foliation de chlorite. en blanc: matrice qz+ab - éch 75 AV6

Métapelites de l'ensemble de Tchir-Tang Maur (Kuh-e-Sefid)

- Schistes à faciès " yeux de chat " (75 AV 41)

Schistes riches en quartz et en albite, à deux foliations ondulées de micas blancs formant un angle de 15 à 40°. L'une d'elle plus marquée, semble postérieure, mais les relations sont peu nettes. Les minéraux accessoires sont des grains d'épidote, d'opales, de sphène, des xénoblastes de calcite et de rares zircons. Les grenats, de type pyralspite sont de gros grenats aplatis en ellipses plus ou moins obliques ou franchement perpendiculaires à la foliation principale avec des ombres de pression de quartz ce qui donne cet aspect " yeux de chat " (fig. 67 a, b, c). L'analyse de la disposition des inclusions dans le grenat, de l'aplatissement et des fentes d'extension remplies de chl ± carb ± hydrox. ainsi que la position par rapport aux foliations nous conduisent à la chronologie suivante (fig. 67 d) :

- 1. foliation 1 - syncrystallisation du grenat.
 - 2. aplatissement, fentes d'extension dans le grenat.
 - 3. foliation 2 plus ou moins transverse sur la foliation 1 et formation de l'ombre de pression.
- Postérieurement, la foliation 2 plus pénétrante est envahie par des hydroxydes de fer.

III. 5. 4. - CONCLUSIONS

- Récapitulation des paragenèses observées dans l'ensemble des métasédiments :

- Séquence détritique et pélitique
foliation unique : qz + ab ± bi (v ou br) ± chl ± gr ± mi bl ± ép ± carb ± sph ± ap ± tour ± mx op ± graph
- Deux foliations successives :
1 - bi + chl + mi bl ± gr ± hb ou gr + mi bl
2 - bi + chl ± mi bl ou mi bl
matrice : qz + ab + accessoires

- Séquence carbonatée

cc ± dol ± qz ± ab ± mi bl ± chl ± bi ± gr ± ép ± graph ± mx op

A cela il faut ajouter :

- l'existence d'oligoclase antéfoliation (2 ?) vraisemblablement lié à une première paragenèse.
- des micas blancs postérieurs à ces paragenèses.
- des altérations postérieures à hydroxydes et carbonates ± qz ± ab ± chl

- Conclusions à l'étude pétrographique

Les foliations et les successions paragenétiques

On peut s'interroger sur la valeur de la paragenèse unique observée dans la plupart des cas. Elle peut, en effet, être liée à la foliation 1 dans certains cas (grenat syncinématique avec la foliation unique, le grenat semblant dans les autres échantillons être lié à la foliation 1) mais compte tenu de la minéralogie, dans les autres cas, il semble impossible de trancher.

De même ce problème est à rattacher au fait que l'on n'observe qu'une schistosité S1 associée à une foliation cristallophyllienne comme on n'observe en lame mince qu'une foliation unique. Il est probable que cette schistosité n'a pas toujours la même valeur et correspondrait soit à S1 soit à S2.

La chronologie des grenats peut laisser supposer que les deux paragenèses se sont succédées dans un temps relativement court (cf. schistes à grenats de Tchir-Tang Maur). Ainsi, compte tenu de ce qui a été dit précédemment sur les foliations, l'hypothèse de deux phases de métamorphisme correspondant en fait à deux " sous-phases " liées à une même phase tectonique (paléocimérienne - cf. II. 2. 7) serait la plus cohérente.

Minéraux	Détritiques Sédimentaires ou dia- génétiques	Foliation 1		Foliation 2			Altérations postérieures
		syncristall.	postcristall.	cristall. anté	syncristall.	postcristall.	
Albite							
Amphibole bleue					---	---	
Apatite							
Biotite brune							
Biotite verte							
Carbonates							
Chlorite							
Epidote s.l.	?						
Graphite	mat. org.						
Grenat							
Hématite			?		?		
Hornblende verte		---	---				
Ilménite							
Magnétite							
Micas blancs							
Microlite							
Plagio. calc.		?	ol An ≈ 13-?				
Pyrite							
Quartz							
Sphène-Leucox.							
Tourmaline							
Zircons							

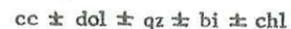
Le tableau ci-dessus résume les recristallisations et néoformations successives.

III. 6. LES FORMATIONS INFÉRIEURES DU COMPLEXE DU KUH-E-SEFID : ENSEMBLES DE DAST-E-ALI ET DES MICASCHISTES NOIRS

III. 6. 1. - ENSEMBLE DE DAST-E-ALI

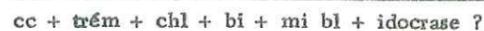
III. 6. 1. 1. Marbres

Les marbres, pour l'essentiel sont très purs et recristallisés avec une texture plus ou moins saccharoïde. Plus ou moins riches en dolomite et en quartz ils présentent un assemblage de xénoblastes de carbonates, hétérogranulaires. Outre ces minéraux peuvent exister quelques paillettes de biotite et/ou des lamelles de chlorite magnésienne un peu plus abondantes. La paragenèse est donc la suivante :



Un certain nombre de faciès d'anciens calcaires plus ou moins argileux présentent des assemblages minéralogiques plus diversifiés.

- Marbres à trémolite (ex : éch 75 AV 8a - fig. 70)



Calcite : prépondérante, mosaïque hétérogranulaire et grandes plages porphyroblastiques.

Trémolite : jusqu'à 20 % - Grandes aiguilles plus ou moins orientées et fréquemment boudinées.

Chlorite : magnésienne (incolore - teinte de polarisation grise). Elle forme quelquefois une foliation nette de lamelles très minces en équilibre avec la trémolite.

Biotite : verte à brun vert et faible pléochroïsme, associée en faible quantité à la chlorite.

Isolé dans la matrice carbonatée : rares lamelles de micas blancs et quelques xénoblastes de quartz.

On peut d'autre part observer de très rares plages, subautomorphes, assez globuleuses, d'un minéral de caractéristiques suivantes :

- incolore; un clivage discontinu peu net.
- réfringence $\approx 1,68 - 1,70 ?$ ($n > n$ carbonates, $n \geq n$ trémolite).
- extinction subdroite et allongement négatif par rapport au clivage.
- biréfringence du début du 1er ordre : 0,006 environ
- biaxe, subuniaxe négatif.

Ces caractéristiques optiques sont très proches de celles de l'idocrase (uniaxe négatif biaxe anormale fréquente). Malheureusement, vue la rareté de ce minéral une vérification aux RX est impossible.

- Marbres dolomitiques à foliation de mi bl + chl (éch 75 AV 10)

Ces marbres (cf. II. 2.4) présentent un rubanement de lits épais calcaréodolomitiques beige sombre alternant avec une foliation de phyllites couleur vert d'eau. La paragenèse rencontrée est : $cc + dol + qz + mi\ bl (2\ M\ 1 + 3\ T ?) + chl + clnz + ru + mx\ op$

Calcite et dolomite forment une matrice granoblastique très hétérogranulaire riche en amas de quartz en mosaïque.

La foliation est constituée essentiellement de fines lamelles de micas blancs et de chlorite incolore, magnésienne. Cette chlorite en lamelles très fines associées aux micas est pratiquement impossible à distinguer mais l'étude aux rayons X révèle la présence d'une chlorite très magnésienne et d'un mélange de micas blancs à structures 2 M1 et 3 T semble-t-il.

De la biotite très pâle de type phlogopite apparaît en lamelles peu abondantes (2 à 4 %) associées aux micas et à la chlorite.

- Minéraux accessoires : clinozoisite en grandes aiguilles autoblastiques, minéraux opaques et petits cristaux de rutile très abondants.

- Faciès pélitiques et calcaréopélitiques intercalés (M1 et lentilles de M2)

Calcschistes micacés



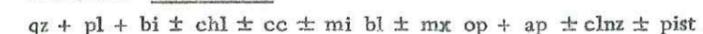
Ces calcschistes sont peu fréquents, le litage originel peut être conservé, la foliation de phyllites le recoupant.

La calcite cristallise en xénoblastes parallèles à la foliation. Quartz et plagioclase se présentent en plages polygonales ou le plus souvent en xénoblastes à sutures lobées. Le plagioclase est limpide et de type oligoclase.

La foliation est formée de biotite brune plus ou moins chloritisée et de fines lamelles de chlorite magnésienne, abondantes, ainsi que de mica blanc en plus faible quantité. De grandes lattes de chlorite, postérieures, recoupent la foliation.

Minéraux accessoires : grains de clinozoisite et de sphène, rares cristaux de tourmaline verte et quelques cristaux d'allanite inclus dans la biotite.

III. 6. 1. 2. Micaschistes



La structure est granolépido-blastique et la minéralogie est peu variable. La matrice de quartz et de plagioclase de type oligoclase est un assemblage en mosaïque. La biotite est de deux types :

- petites lattes fortement chloritisées de biotite brune vraisemblablement détritique.
- biotite néoformée, vert kaki très pléochroïque. Elle forme une foliation bien individualisée mais existe en maille désordonnée dans la matrice quartzofeldspathique.

De la chlorite Mg et quelques lamelles de mica blanc sont associées à la biotite en quantité variable.

L'épidote en quantité moyenne est surtout de la pistachite.

Minéraux accessoires : apatite, opaques, rares zircons et surtout de l'allanite en inclusions dans la biotite et la chlorite. Ce sont des grains automorphes, souvent de grande taille et très abondants.

III.6.1.3. Micaschistes amphiboliques

Ils sont associés aux micaschistes dans les lentilles M2, en particulier au niveau de Murshedi (cf. II.1.2.4). La minéralogie est tout à fait analogue à celle des micaschistes exception faite d'une plus grande abondance de quartz et de micas blancs associés à la biotite ainsi qu'un litage régulier de hornblende verte.

III.6.1.4. - " Trémolite " et talcschiste

Les deux petits niveaux affleurent à la base de M1 (entrée de la piste de Dast-e-Ali).

La " trémolite " est constituée :

- soit uniquement de grandes aiguilles d'amphibole de type trémolite-actinote fréquemment zonée (cœur bleu vert et bordure incolore ou cœur incolore, couronne bleu vert et bordure incolore).
- soit de trémolite à faciès asbeste associée à de la chlorite magnésienne (10 % environ) en lamelle très fines et très longues.

Le talcschiste possède la paragenèse : talc + chl + dol ± cc ± qz ± et/ou olig ? + trém. La structure est lépidoblastique. Le talc (60 %) en grandes lamelles assemblées anarchiquement est associé à une chlorite magnésienne. Le carbonate se présente en lits plus ou moins plissotés, c'est essentiellement de la dolomite, la calcite étant en très faible quantité (diffraction X). Quelques rares petits xénoblastes de quartz et/ou d'oligoclase non maclé sont dispersés dans la roche ainsi que quelques aiguilles de grande taille de trémolite.

III.6.1.5. Les niveaux de la mine Dast-e-Ali

- brèche carbonneuse

Outre la matière organique plus ou moins transformée, les minéraux présents dans cette brèche sont de la calcite essentiellement, du quartz, et une très faible quantité de chlorite (diffraction X).

- Concentrations ferrugineuses

Une étude en diffraction X du minerai a montré qu'il est constitué d'hématite et de ses minéraux d'altération superficielle, goethite et lépidocrocite. Un peu de calcite y est associée. Un test qualitatif (fusion avec KOH) sur le minerai (sans grenats) montre qu'il contient une quantité notable de manganèse probablement substitué dans la calcite ou dans l'hématite (pas d'oxydes de Mn). Des grenats brun rouge ou orangés sont fréquents. Les spectres de diffraction RX de ces grenats sont très analogues au pôle spessartine :

- gros grenats (1,5 cm) - $a_0 \approx 11,603$
- grenats triés (75 AV 96) - $a_0 \approx 11,601$ - $D > 3,6$
- Concentrations à biotite-grenat

Ces concentrations apparaissent au toit du niveau majeur d'hématite dans des marbres dolomitiques. L'étude en diffraction X montre que la biotite est magnésienne, proche du pôle phlogopite et que le grenat, brun rouge a des caractéristiques proches des précédents : $a_0 \approx 11,587$ - $D \gg 3,8$.

III.6.1.6. Roche intrusive basique métamorphisée

Elle a été trouvée dans un éboulis vif des plus hauts niveaux des marbres M2, l'affleurement est inconnu (cf. II.1.2.4). L'ancienne structure porphyrique a été préservée avec des grandes lattes trapues de plagioclase andésine $An \approx 31$ (primaire ou métamorphique ?) généralement déstabilisé au cœur de clinozoisite + albite. La matrice recristallisée correspond à un enchevêtrement d'aiguilles d'amphiboles bleu vert souvent zonées (hornblende verte et peut être actinote en bordure), en voie d'altération en chl ± ép ± cc et de grandes lamelles de chlorite FeMg. Le fond xénoblastique est constitué d'albite, de quartz peu abondant et d'une grande quantité d'épidote.

Minéraux accessoires : sphène, ilménite leucoxénisée et minéraux opaques.

Deux paragenèses successives seraient à distinguer :

- 1 - Paragenèse à hornblende verte (+ andésine ?)
- 2 - Paragenèse à chl + ab + ép + cc (+ act ?) avec altération de la hornblende précédente.

III.6.1.7. Les amphibolites (fig. 71)

hb v + olig (and) qz + bi ± chl ± gr + ép ± sph ± cc + mx op ± ru ± ilm ± hé ± ap.

Ce sont des roches massives vert sombre, à structure granoblastique avec un mauvais litage des amphiboles. La schistosité très fruste est conditionnée par l'abondance des phyllites qui forment une foliation unique qui peut être plissotée (ce plissement donnant une linéation de crénelation).

Amphibole : quantité moyenne, variable (35 à 60 %) en aiguilles plus ou moins trapues. C'est une hornblende bleu vert à verdâtre, très fraîche et souvent très poecilitique (épidote, feldspath, apatite, opaques, rutile).

Plagioclase : 30 à 40 % maximum. Mosaïque ou xénoblastes plus ou moins orientés parallèlement aux amphiboles. Rarement maclé polysynthétiquement, déterminé par son indice c'est de l'oligoclase ou la limite olig-and. D'après la diffraction X, il s'agit d'oligoclase.

Quartz : en quantité faible ou inexistante (RX), il apparaît en mosaïque ou xénoblastes.

Biotite : en abondance très variable ou absente. Lamelles très fraîches ou quelquefois fortement chloritisées. Nettement associée en équilibre avec la hornblende verte.

Chlorite : peu abondante, en altération de la biotite ou néoformée dans la matrice. C'est une chlorite FeMg intermédiaire.

Epidote : petits grains subautoblastiques cristallisant surtout entre les aiguilles d'amphibole et les lamelles de biotite mais aussi en inclusions dans l'amphibole ou dispersés dans la matrice.

Grenat : rarement présent et en quantité moyenne (10 % environ). Il est rose grisâtre, plus ou moins calcique (faible biréfringence) et très poecilitique (ép, pl, bi, ru, sph, mx op). Ce grenat est syncinématique, cristallisant en association avec la hornblende et la biotite. Il peut être légèrement altéré en chlorite.

Minéraux accessoires sphène (inclusions et grains interstitiels) ilménite à bordure de leucoxène, minéraux opaques, apatite, rares cristaux de rutile et de zircon, calcite interstitielle ou en filonnets recoupants comme l'hématite.

Une paragenèse apparaît nettement avec :

hb v + olig (and) + ép ± gr

La chlorite est probablement postérieure.

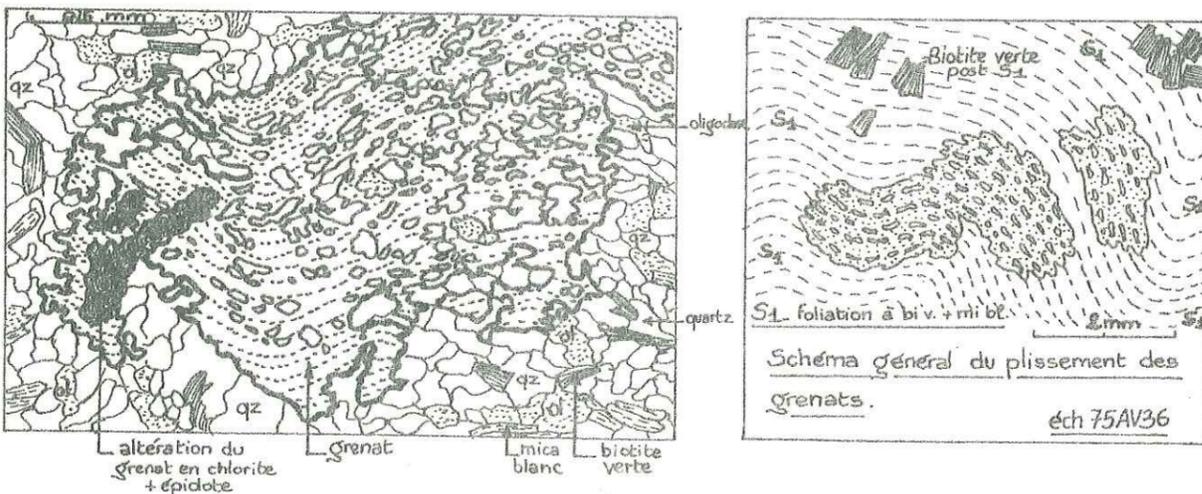
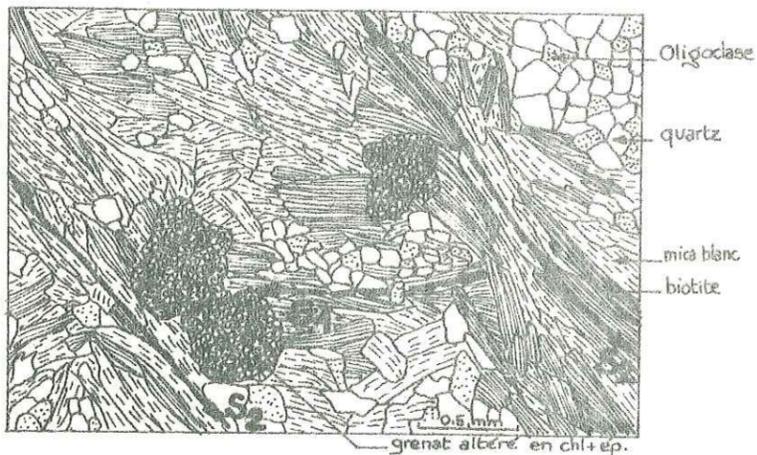
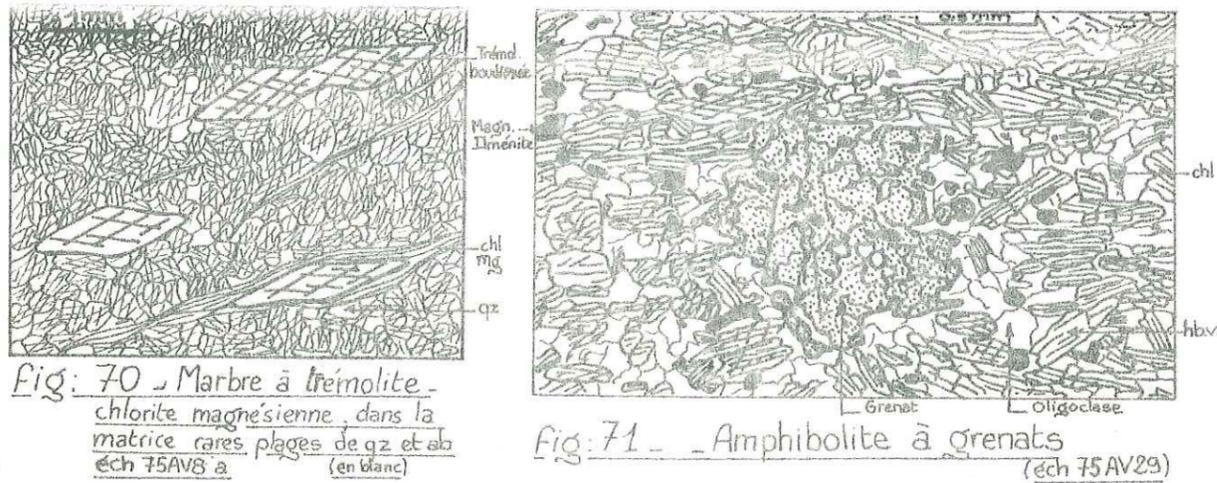
III.6.2. - ENSEMBLE DES MICASCHISTES NOIRS (Bs)

Cet ensemble montre une relative monotonie (cf. II.1.2.4), ce sont des roches massives très sombres possédant deux foliations de micas noirs, très fines. Ces caractères macroscopiques se retrouvent en lame mince.

La structure est granolépidoblastique avec deux foliations plus ou moins nettement exprimées, quelquefois porphyroblastique (grenat et accessoirement plagioclase). L'une des foliations peut être fréquemment replissée avec la seconde foliation plan-axiale aux microplis. Le plus souvent ces foliations sont simplement ondulées. On n'observe pratiquement jamais de cataclase et d'altération postérieure et les minéraux sont très frais à l'exception de quelques grenats et biotites altérés.

Minéralogie

Quartz : 20 à 55 % environ. Matrice très hétérogranulaire de xénoblastes plus ou moins orientés parallèlement à la première foliation. Quand celle-ci est replissée ce sont des xénoblastes plus trapus



ou une mosaïque.

Plagioclase : 20 à 35 % environ.

Associé au quartz avec en général les mêmes habits. C'est systématiquement un plagioclase limpide, rarement maclé avec $n > n$ du baume et $n \geq n$ qz. Les quelques mesures possibles en font un oligoclase au moins An 22 ou 23.

Il se présente aussi en grands porphyroblastes allongés fossilisant nettement la foliation 1 (qz, sph, mx op, ép). S'ils sont manifestement tardi à postfoliation 1, ils sont légèrement tordus par le plissement de celle-ci et ne paraissent jamais liés à la foliation 2.

L'albite n'a jamais été détectée ni optiquement, ni en diffraction X.

Les foliations de phyllites

Ces deux foliations sont constituées de biotite et de mica blanc. Celui-ci est plus abondant dans la foliation 2 en général. Cette foliation 2 peut être fruste, "pointillée" ou franchement plus épaisse que la foliation 1. Elle peut aussi se résumer à quelques lamelles des deux minéraux, sécantes sur la foliation 1.

La biotite est brune ou brun vert, très pleochroïque en général, et très poecilitique (ap, zi, sph, ép, allan, qz). La chloritisation est peu fréquente mais très intense.

Le mica blanc est en paquets exempts de biotite, ou étroitement associé à celle-ci.

L'étude en diffraction X sur deux échantillons triés donne les résultats suivants :

$$75 \text{ AV } 21 - C_0 \sin \beta \approx 19,783 \text{ \AA} - b_0 \approx 8,928$$

$$75 \text{ AV } 22 - C_0 \sin \beta \approx 19,933 \text{ \AA} - b_0 \approx 8,990$$

Structure 2 M

Si l'on se réfère au diagramme b_0 (A) f. RM ($0,5 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$) (CIPRIANI et al. 1968) en utilisant la droite de régression donnée par ces auteurs, ces micas blancs appartiendraient au groupe des muscovites.

Grenat : 3 à 10 % du volume total. Il s'agit en général de grenats de petites tailles mais dans certains niveaux ils peuvent atteindre 2,5 à 3 mm de diamètre. Ils sont roses en grains, incolores à rose pâle en lame mince.

Caractéristiques : $a_0 \approx 11,606$ $D \approx 3,9$

Grossièrement cela en fait un grenat pyralspite plutôt intermédiaire, mais avec une teneur notable en grossulaire.

Il est présent sous deux formes :

- Porphyroblastes autoblastiques à subautoblastiques très poecilitiques (qz, pl, bi, ép, ru, ap, mx op, sph). Quelquefois fortement altérés en chlorite MgFe et rare calcite. Ce grenat apparaît antérieur à la seconde foliation et vraisemblablement de syncristallisation avec la première (fig. 72)
- Porphyroblastes étirés et replissés (fig. 73), manifestement synfoliation 1. Ils peuvent être très cassés avec cristallisation de biotite dans les cassures.

Epidote s.l. : pistachite et clinozoisite peu abondantes ou même absentes. Grands cristaux aciculaires synfoliation 1, souvent tordus lors du plissement de celle-ci. Fréquemment, de l'allanite est présente en quantité accessoire mais notable, dispersée dans la matrice ou incluse dans les biotites avec de larges auréoles de radioactivité. C'est une allanite claire à l'état métamicté et non recristallisée.

Minéraux en quantités accessoires

Rares petits prismes de hornblende verte. Tourmaline verte, rare, quelquefois de grande taille associée à la foliation 1. Sphène autoblastique souvent abondant, pour partie associé à la première paragenèse. Rutile quelquefois abondant en très petits cristaux isolés dans la matrice. Rutile et sphène semblent mutuellement s'exclure. Minéraux opaques en grains peu abondants et graphite en baguettes. Rares filonets recoupants de calcite et hématite.

Le tableau de la page suivante résume les successions observées :

Complexe du kuh-e-Sefid : marbres et amphibolites micaschistes noirs

vraisemblable que ces paragenèses correspondent à des conditions P/T supérieures à l'isograde de réaction :
(stilpnomélane + muscovite) out (biotite + muscovite) in

Les données expérimentales pour la réaction :

stilp + pheng + act \rightleftharpoons bi + chl + ép + H₂O (NITSCH 1970) définiraient les

conditions P/T de cette isograde (WINKLER 1976) avec : 1 kb - < 430°C

4 kb - 445 ± 10°C (fig. 77)

7 kb - 460 ± 10°C

Cette isograde correspond à la limite inférieure de la zone à biotite du faciès schistes verts dans le métamorphisme de type Barrow.

L'apparition du grenat de type pyralspite se fait sur un large domaine de P et T et débute dans la partie supérieure du faciès schistes verts dans les roches de composition pélitique (BOCQUET 1974). Cette apparition est contrôlée dans les zones de basse température par la teneur en MnO et CaO de la roche hôte (MIYASHIRO 1973). Avec l'augmentation de la température, le grenat s'enrichit en FeO et MgO (almandin et pyrope) au détriment de CaO et MnO (grossulaire et spessartine) et l'isograde + almandin correspond à la limite supérieure du faciès schistes verts (STURT 1962, ATHERTON 1968).

Pour WINKLER (1976) le grenat riche en almandin apparaît dans la partie de plus haute température du métamorphisme de faible degré, c'est-à-dire nettement au-dessus de la limite (sti + mus) out / (bi + mus) in.

La réaction d'équilibre alm \rightleftharpoons qz + chl Fe est très influencée par la fO₂ de système; elle a lieu à 528°C/1 kb ; 542°C/2kb et 552°C/3kb (HSU 1968) fO₂ étant définie par le tampon Fe + qz + fayalite.

La spessartine s'altère en qz + chl Mn pour 405°C/2kb et 414°C/3kb sans influence de fO₂ (HSU 1968).

Le grenat peut aussi être altéré en épidote suivant la réaction:

2 alm + 4 CaO + 1H₂O + 6O \rightleftharpoons 1 ép (Z₂₀) + 10/3hém (BOCQUET 1974)

Les grenats des schistes graphiteux de Hassanabad et des schistes à grenats de l'ensemble de Tchir-Tang Maur sont liés à la première paragenèse et seraient riches en almandin mais aussi en spessartine. Ainsi il est assez difficile de faire la part entre l'élévation de température enrichissant le grenat en almandin et le contrôle chimique de la roche hôte.

- Le problème des silicates d'alumine : les filons quartzofeldspathiques à disthène

Ces filons du complexe de Heneshk (cf. II. 1. 2. 3) présentent la paragenèse suivante :

qz + ab + bi + chl + mi bl + ky

Le disthène est en grandes lattes de 2 à 5 cm et très peu altéré. Les micas sont peu abondants et la biotite plus ou moins chloritisée. La présence d'un plagioclase calcique n'a pas été détectée (diffraction X).

L'éventualité d'une appartenance de ces filons à la phase de rétro-morphose de faciès schistes verts (cf. III. 4) pourrait être prise en compte : le disthène peut apparaître dans ce faciès (WINKLER 1973 - données expérimentales de HEMLEY 1967 et KERRICK 1968); cependant la position de ces filons sur l'affleurement, affectés par la schistosité S₁, tendrait plutôt à leur conférer une certaine antériorité par rapport au métamorphisme de faciès schistes verts. Il est alors logique de considérer que ce disthène est à relier à la première phase, de faciès amphibolite. Il aurait persisté alors de façon métastable pendant la rétro-morphose en étant très peu altéré.

On peut se demander pourquoi le disthène n'a jamais été détecté dans les métapélites des séries encaissantes : il est nécessaire de considérer que la rétro-morphose a été suffisamment intense pour altérer entièrement celui-ci.

Le disthène ne se conserve dans les métapélites que si elles sont faiblement potassiques et/ou peu hydratées (EUGSTER 1970) ce qui n'est vraisemblablement pas le cas de la plupart des métapélites riches en mica blanc et en chlorite. Sous de telles conditions et avec la diminution de température le disthène a pu être entièrement altéré, par exemple avec une réaction du type :

3 ky + 3 qz + 2 K + 3H₂O \rightleftharpoons 2 mu + 2 H (CARMICHAEL 1969).

Minéraux	détritiques	Foliation 1		Foliation 2		altérations postérieures
		syn.	post.	syn.	post.	
Allanite						
Biotite						
Calcite						
Chlorite				?		
Epidote				?		
Grenat						
Hématite						
Micas blancs		mu		mu		
Opaques						
Plagioclase		oligoclase		?		
Quartz						
Rutile sphère						
Tourmaline						

Conclusions à l'étude pétrographique

Dans les marbres et les métapélites qui leur sont associées, une paragenèse unique peut être mise en évidence. Elle est en particulier caractérisée par la présence d'oligoclase et de hornblende verte (micaschistes amphiboliques). De même les amphibolites ne montrent qu'une seule association caractéristique : hb v + olig(amd) ± gr. Seule la présence de chlorite postérieure dans des calcschistes et les amphibolites (?) pourrait suggérer l'existence de deux paragenèses successives.

Dans les micaschistes noirs par contre, deux paragenèses successives sont très nettement mises en évidence. Il y a donc a priori une certaine contradiction qui sera discutée plus loin.

III. 7. CONDITIONS DE METAMORPHISME DES METASEDIMENTS

III. 7. 1. CONDITIONS DE STABILITE DES MINERAUX

On se référera pour l'essentiel des minéraux au paragraphe III. 4. 2 p. 82 qui résume les conditions de stabilité de la plupart des minéraux observés. Dans le paragraphe au dessous seront précisées les conditions de stabilité d'assemblages minéralogiques spécifiques des métasédiments ainsi que le problème du chloritoïde et des silicates d'alumine.

III. 7. 2. - FACIES ET CONDITIONS DE METAMORPHISME

- Complexes de Hassanabad, Heneshk-Gushti et ensemble de Tchir-Tang Maur

Les deux paragenèses successives sont très analogues et apportent peu de renseignements quant aux conditions P/T du métamorphisme. L'association chl-mi bl en équilibre est présente dans les deux paragenèses. ceci implique que dans les deux cas les conditions P/T n'ont pas été atteintes pour la production de cordiérite ou de staurotide. Les réactions :

chl + mu \rightleftharpoons staur + bi + qz + H₂O

ou chl + mu + alm \rightleftharpoons staur + bi + qz + H₂O

définissent une bande d'isoreaction (st-cd) in (chl-mu) out (WINKLER 1976). La limite de stabilité de l'assemblage mu + chl (HOSCHEK) est donnée dans la fig. 77.

D'autre part dans les deux paragenèses l'assemblage bi + mi bl est stable et l'on n'a jamais observé de stilpnomélane. Malgré le manque de données sur la nature du mica blanc il est donc

Le système des polymorphes du silicate d'alumine a été étudié par divers auteurs (compilation des données sur les champs de stabilité et position du point triple dans BOCQUET 1974). Le point triple et les courbes données dans la fig. 77 sont d'après RICHARDSON et al. (1969).

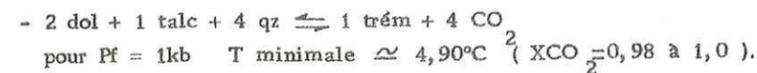
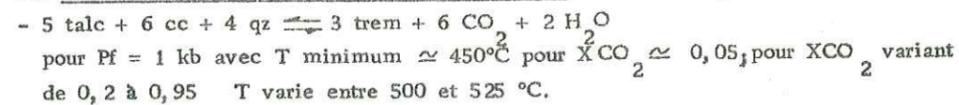
La présence de disthène indiquerait pour la première phase de métamorphisme un domaine de pression supérieur à 4-5 kb.

- Ensemble de Dast-e-Ali

Dans les marbres de Dast-e-Ali les minéraux néoformés les plus courants sont la biotite et la chlorite magnésienne. La formation de ceux-ci dans les marbres est essentiellement liée à un contrôle chimique; c'est particulièrement le cas pour la chlorite Al-Mg influencée par la teneur en Al_2O_3 initiale. Les conditions physico-chimiques d'apparition de ces minéraux dans les faciès carbonatés sont très mal connues (WINKLER 1976).

De nombreuses réactions de formation de la trémolite sont possibles dans les calcaires métamorphiques, particulièrement lorsqu'ils sont dolomitiques et siliceux. Un grand nombre de ces réactions ont été étudiées par TURNER (1968), METZ et TROMMSDORF (1968). Ces réactions sont contrôlées par P_{tot} - $T^\circ C$ et X_{CO_2} .

Les limites inférieures de stabilité de la trémolite sont données par les réactions.



Avec $P_f = 5 \text{ kb}$, les températures de ces deux réactions sont plus élevées: $540^\circ C$ pour $X_{CO_2} = 0,1$ et jusqu'à $600^\circ C$ pour X_{CO_2} variant de 0,5 à 1,0 (METZ dans WINKLER 1976).

Quant à l'apparition du talc elle peut ne nécessiter qu'une température encore plus basse ($400^\circ C$ à 1 kb pour $X_{CO_2} = 0,4$ et autour de $450^\circ C$ à 5 kb pour $X_{CO_2} \approx 0,1$).

La présence possible de mica blanc 3 T dans les marbres dolomitiques a été décrite précédemment (cf. III.6.1.1). La synthèse de ce polymorphe a été réalisée à des pressions élevées (VELDE 1965) mais des facteurs autres que P et T en contrôlèrent l'apparition (YODER et EUGSTER 1955).

En ce qui concerne l'idocrase, ce minéral peut tout aussi bien apparaître dans le faciès amphibolite (TROMMSDORF 1968) que dans le faciès schistes verts (CHATTERJEE 1962).

Les marbres n'apportent donc que peu de renseignements quant aux conditions P/T . Tout au moins peut-on dire que la température n'a pas été inférieure à $450^\circ C$ (cf. précédemment) et qu'elle n'a pas été suffisamment élevée pour l'apparition de diopside ou de forstérite. Cependant l'apparition de ces minéraux est très fortement influencée par X_{CO_2} ; ainsi pour le diopside, à 1 kb la température peut descendre à $494^\circ C$ ($X_{CO_2} = 1,0$) (WINKLER 1976).

La paragenèse rencontrée dans les amphibolites: $hb + v + olig + gr$ est symptomatique du faciès amphibolite de même que la paragenèse à $hb + and$ dans la roche intrusive basique, métamorphosée de M_2 (cf. III.6.1.7) qui indique des conditions P/T supérieures à l'isograde ($hb + An_{17}$) in (cf. III.6.1.8).

Seule cette roche intrusive montre une rétro-morphose dans le faciès schistes verts, telle qu'elle a été décrite dans les ensembles supérieurs (cf. III.4). Dans les micaschistes et amphibolites, seules des chlorites postérieures à la paragenèse de faciès amphibolite pourraient en être la trace mais cela reste une donnée aléatoire, tant au point de vue P/T qu'au point de vue chronologie relative.

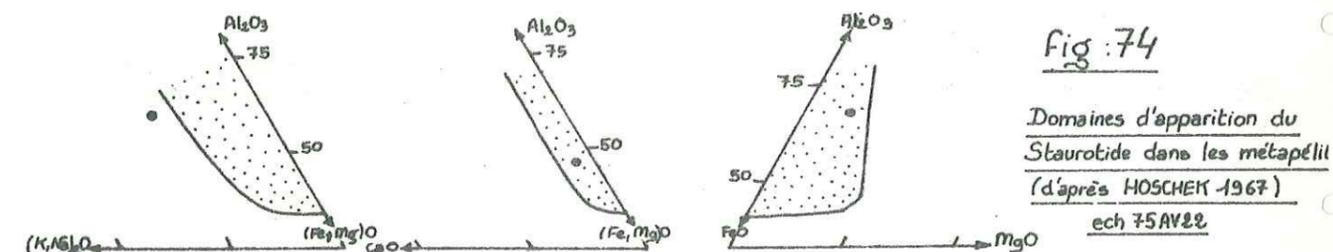
- Micaschistes noirs

Ils sont situés directement en dessous des amphibolites et il est probable, qu'au moins pour leur première paragenèse ($bi + mu + pl + gr$) il s'agisse du faciès amphibolite, mais la paragenèse n'est pas très significative. L'absence de minéraux tels que le staurotide ou même la cordiérite, ainsi que les silicates d'alumine pose un problème.

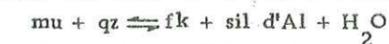
Dans le cas du staurotide (et d'ailleurs du chloritoïde dans des conditions P/T plus basses) HOSCHECK (1967) a étudié le contrôle de la composition chimique de la roche hôte dans l'apparition de ces minéraux (fig. 74)

Si l'on considère l'analyse de l'éch. 75 AV 22 de micaschiste noir (cf. IV.4), le point représentatif rentre dans les champs d'apparition du staurotide pour deux systèmes ($Al_2O_3, CaO, (Fe, Mg)O$ et Al_2O_3, FeO, MgO) mais se situe nettement en dehors pour le système $Al_2O_3, (FeMg)_2O, (K,Na)_2O$. L'absence du staurotide pourrait donc être liée à une composition chimique défavorable.

Il en est vraisemblablement de même pour les silicates d'alumine: pour ce qui est du disthène, une forte teneur en potassium serait défavorable (cf. p. 105) ce qui semble le cas pour les micaschistes noirs riches en mica blanc et biotite ($K_2O = 3,35\%$ - éch 75 AV 22). Pour DAS (1971) l'absence de silicates d'alumine dans des schistes pélitiques et des gneiss de la région d'Almora (Inde), serait à relier à un rapport $Al_2O_3 / FeO + MgO$ trop faible, c'est-à-dire à un excès en Al_2O_3 insuffisant. Pour les schistes pélitiques présentant la même paragenèse à $mu + bi + gr$ ces rapports sont compris entre 2,35 et 2,73. Pour l'échantillon 75 AV 22 il est encore plus faible (2,07).



Pour les deux paragenèses observées l'association $mu + qz$ apparaît stable. Elle définit des conditions maximales déterminées pour la réaction suivante:



Des courbes expérimentales pour cette réaction ont été établies par ALTHAUS et al. (1970), DAY (1973) et EVANS (1965) (fig. 77). Une autre réaction de déstabilisation de l'assemblage $mu + qz$ avec production de $ky + phlog + qz$ est possible pour des pressions supérieures à 6 kb. La courbe expérimentale a été étudiée par BIRD et FAWCETT (1973) (fig. 77).

En ce qui concerne la seconde paragenèse, l'absence d'albitisation fait paraître assez douteuse l'hypothèse d'une rétro-morphose dans le faciès schistes verts. Les conditions P/T ont pu tout aussi bien être équivalentes à celles de la première paragenèse. L'altération des grenats de paragenèse 1 peut suggérer une température légèrement plus basse.

- Conclusion

Dans les marbres de Dast-e-Ali et les formations associées une phase de métamorphisme a atteint le degré moyen (faciès amphibolite) et très probablement, tout au moins dans la partie supérieure de cet ensemble, une rétro-morphose dans le faciès schistes verts les affecte postérieurement.

En ce qui concerne les micaschistes noirs, si pour la première phase observée il s'agit d'un métamorphisme de degré moyen, pour ce qui est de la seconde les données sont insuffisantes. Très probablement les conditions ont été assez analogues (T légèrement plus basse ?), la rétro-morphose est douteuse.

III.8. - LES METADOLOMIES ET LA MINERALISATION DE FER ASSOCIEE

III.8.1. - RAPPEL DES OBSERVATIONS DE TERRAIN (cf. II.1.2.1)

Les métadolomies affleurent principalement dans le complexe de Heneshk. Elles se présentent sous deux faciès :

- un faciès peu développé de métadolomies brun jaune. Celles-ci affleurent généralement en petits bancs et ne sont pas associées à des minéralisations.
- un faciès brun chocolat qui représente la majeure partie des métadolomies. Ces dernières peuvent atteindre une épaisseur assez forte. A leur mur sont souvent présentes des lentilles ferrugineuses, d'épaisseur variable mais généralement faible et concordantes dans la pseudostratification. Métadolomies chocolat et lentilles de fer sont souvent associées à des sills de rhyolite hololeucocrate.

III.8.2. - PETROGRAPHIE

- Les métadolomies brun jaune

Elles sont constituées uniquement de dolomite disposée en gros cristaux xénomorphes qu'englobe une matrice microgranulaire.

Ce faciès confère à la roche une structure bréchique et correspond probablement à une dolomitisation secondaire de calcaire lors de la diagenèse. Mais il ne faut pas oublier que ces roches ont été affectées par le métamorphisme et leur structure bréchique est peut-être liée à la recristallisation de la dolomite.

- Les métadolomies chocolat

Ces roches présentent à leur base, une structure vacuolaire caractéristique d'une dolomitisation secondaire incomplète. Ces vacuoles ont de petites dimensions (quelques mm à quelques dm) et renferment les minéraux suivants :

quartz + hématite + goethite + mica blanc + tourmaline + albite + chlorite

La métadolomie elle-même est constituée d'ankérite (ou de dolomite ankéritique)

. L'ankérite se présente en grosses plages subautomorphes et montre à sa périphérie et dans ses clivages, une exsudation de minéraux opaques qui peut l'envahir complètement.

. Le quartz se présente sous deux faciès :

- en mosaïque de cristaux xénomorphes, associé aux phyllites, au plagioclase et aux oxydes de fer.

- plus rarement, en plages parfaitement automorphes et englobées dans l'hématite cristallisant dans de petites cavités (géodes).

. Le plagioclase est de l'albite pure (An 05), subautoblastique et très fraîche.

. La tourmaline est associée au quartz et à l'albite en petites plages. Elle est peu répandue.

. Mica blanc et chlorite sont peu développés, en agrégats ou en paillettes isolées

. Les minéraux opaques : ce sont de l'hématite et de la goethite et ils constituent avec le quartz les minéraux prépondérants dans les vacuoles.

L'hématite est aussi disposée entre les cristaux d'ankérite de la métadolomie et en exsudation le long de leurs clivages en petits prismes autoblastiques. Elle est souvent altérée en goethite (déterminée par diffraction X) qui se développe au coeur des plages d'hématite en fines paillettes, ou en rognons à leur périphérie.

La roche est traversée par des filonnets de quartz, de calcite ou de goethite rouge et jaune.

Microscopiquement, il apparaît donc qu'à l'origine, ces métadolomies fortement ankéritiques ont résulté d'une dolomitisation secondaire incomplète engendrant à leur base une roche de type

cargneule. La grande richesse en quartz des vacuoles indiquerait que la dolomitisation s'est arrêtée sur des niveaux quartzeux, ces derniers pouvant être des grès (?).

D'autre part, l'exsudation importante d'oxydes de fer à partir de l'ankérite est liée à une phase fluide que l'on peut attribuer au métamorphisme, puisque celui-ci affecte tout le complexe.

- Les lentilles ferrugineuses

Comme il a été dit plus haut, ces lentilles ne sont présentes qu'au mur des métadolomies chocolat.

En section polie ou en lame mince, l'association minérale observée est la suivante : hématite + goethite + quartz ± ankérite ± chalcopryrite ± calcite.

Les échantillons déterminés par diffraction X montrent une proportion importante de quartz et de goethite, à côté d'une faible quantité de calcite, d'hématite et d'ankérite. La pauvreté en hématite, est liée à la très forte altération météorique des échantillons analysés (hématite goethitisée) Microscopiquement, l'hématite se présente en masse xénomorphe incluant du quartz en petits grains et quelques débris d'ankérite. Elle peut être aussi disposée en longues lamelles d'épaisseur variable, affectées d'un plissement dysharmonique. La goethite peut altérer complètement ces lamelles. Quelques mouches de chalcopryrite parsèment le minerai que traversent des filonnets de quartz ou de calcite.

Les résultats intéressants de cette observation sont d'une part l'importante quantité de quartz associé au minerai, et d'autre part la présence d'un microplissement affectant le minerai :

- on peut rattacher ce dernier au métamorphisme, ce qui tendrait à prouver que l'hématite a cristallisé avant ou pendant celui-ci.

- les fortes quantités de quartz contenues dans le minerai et dans les vacuoles de la dolomie située au-dessus peuvent correspondre à un même niveau gréseux dont l'existence hypothétique a été évoquée plus haut.

III.8.3. - ORIGINE DES LENTILLES DE FER

A partir des observations pétrographiques et de terrain et des hypothèses faites ci-dessus nous pouvons proposer deux modèles de mise en place des lentilles ferrugineuses :

- un modèle métasomatique : le métamorphisme est le moteur de la mise en place du minerai.

- un modèle sédimentaire : le fer est déjà présent dans la série sédimentaire sous forme sulfurée.

III.8.3.1. Modèle métasomatique

TARAZ (1973) a déjà proposé une origine de l'hématite par métasomatose, mais en liaison avec une fracturation profonde (cf. II.1.2.1.) et surtout en liaison avec les accidents mettant en contact tectonique les métamorphites et les sédiments du Jurassique.

Les observations de terrain montrent qu'il ne peut en être ainsi car si la région où affleurent les métadolomies est assez tectonisée, on ne trouve aucune trace de minéralisation associée à ces fractures. Seule l'observation microscopique (cf. II.1.3.) montre qu'une phase fluide a entraîné la cristallisation, dans les microfractures, d'oxydes de fer, de quartz, d'albite etc., mais n'a provoqué aucune minéralisation plus importante.

La conformité des lentilles de fer à la pseudostratification et leur présence dans un contexte dolomitique fortement ankéritique nous invitent plutôt à proposer le modèle suivant :

Lors de la sédimentation, la mise en place de petits niveaux de grès a précédé, chaque fois, le dépôt de sédiments évaporitiques ou carbonatés. Puis lors de la diagenèse, une saumure riche en fer provoque l'ankéritisation des dépôts précédents et s'arrête au toit des minéraux gréseux. Il en résulte la formation de dolomies fortement ankéritiques et cargneulisées à leur base. Ensuite la phase fluide liée au métamorphisme général entraîne l'exsudation d'hématite à partir de l'ankérite, sa recristallisation dans les niveaux gréseux sous-jacents servant de roche magasin et l'apparition de minéraux tels qu'albite, mica blanc, chlorite, tourmaline.

Ce modèle qui est compatible avec les observations faites implique une imprégnation plus ou moins diffuse des roches situées au toit des métadolomies. Or cette imprégnation n'apparaît pas sur le terrain.

III.8.3.2. - Modèle sédimentaire

La sédimentation se fait comme précédemment mais lors de la diagenèse, le milieu étant très réducteur, les eaux connées riches en fer qui provoquent l'ankérisation des sédiments évaporitiques ou carbonatés donnent naissance, dans les niveaux quartzitiques, à des concentrations de sulfure de fer (pyrite). Puis la phase fluide du métamorphisme transforme par oxydation in situ la pyrite en hématite, ce qui donne les lentilles actuelles et provoque aussi l'exsudation in situ de l'hématite à partir de l'ankérite dans les métadolomies.

Ce modèle est intéressant car il ne nécessite pas une mobilité importante de la phase fluide, mais aucune relique de pyrite, témoin de la présence de sulfure de fer originel dans le minerai actuel, n'a été observée. Par contre, il existe un peu de chalcopryrite.

En conclusion, on peut penser que les lentilles de fer ne sont pas liées comme le pense TARAZ (1973) à une métasomatose de fracture, mais plutôt au métamorphisme. L'origine de l'hématite serait liée à la phase fluide, à partir de gisements sulfurés sédimentaires transformés in situ, ou par métasomatose à partir de la dolomie ankéritique; la combinaison de ces deux modèles étant très possible.

L'intérêt économique du minerai est nul car son tonnage est faible et son accès difficile. Néanmoins la dolomie ankéritique et certaines lentilles de fer sont exploitées artisanalement par une cimenterie (Shiraz Cement Plant).

III.8.3.3. Relations entre le métamorphisme et les métadolomies

Si le métamorphisme est responsable de la genèse des lentilles hématitiques comme nous le supposons, c'est surtout par le jeu d'une phase fluide très oxydante (PO_2 forte). Même si le fer se trouvait déjà sous forme de sulfures et que sa transformation en oxydes n'a donc pas nécessité de remobilisation importante, l'exsudation d'hématite à partir de l'ankérite dans les métadolomies a exigé un PO_2 forte, ce qui semble un peu paradoxal en milieu carbonaté. Mais les effets d'une phase volatile sont liés à de nombreux facteurs (contexte chimique, fracturation, pression solide, température, pression fluide etc.) et sont donc sujets à de nombreuses variations locales qui pourraient expliquer ce phénomène à l'échelle du massif métamorphisé. Les autres effets du métamorphisme sur les métadolomies très massives (absence de schistosité) ne semblent avoir été que ceux cités précédemment : recristallisation d'une association minérale à quartz + mica blanc + tourmaline + chlorite + albite représentant un degré faible de métamorphisme de faciès schistes verts et correspondant peut-être à la deuxième phase (rétromorphose) du métamorphisme.

III.9. L'ORTHOGNEISS DE BAND-E-NO

L'orthogneiss de Band-e-No affleure au cœur de l'anticlinal du Kuh-e-Sefid (cf. II.1.2.4).

Macroscopiquement, sa structure est variable, depuis un faciès gneissique jusqu'à un faciès à gros porphyroblastes de feldspath. Une linéation de micas est visible, associée parfois à une deuxième très fruste.

Microscopiquement, sa structure est granolépidoblastique. Les lits micacés cloisonnent les phénoblastes. Une seule foliation est notable. La composition minéralogique est homogène et l'association minérale est la suivante :

$qz + bi + pheng \pm chl + plag + fk + ap + zi \pm \epsilon p + sph + ru \pm hé \pm ma$.

- le quartz est prépondérant et constitue 40 à 60 % de la roche. Il se présente :

- . en grosses plages xénomorphes à extinction roulante associées aux phénoblastes de feldspath.
- . en cristaux plus petits, de recristallisation, à suture déchiquetée et liée aux déformations postérieures.
- . inclus parfois dans le feldspath (myrmékite).

- Le feldspath potassique et le plagioclase sont présents en proportion variable suivant le chimisme de la roche. Ils sont très altérés (séricitisation et kaolinisation).

Le plagioclase : ses macles polysynthétiques, quand elles sont visibles, sont très déformées. La détermination d'un plagioclase par diffraction X a donné oligoclase (An 17). L'albite ne semble pas présente, hormis dans le feldspath potassique (perthite) et peut-être en altération de l'oligoclase (?).

Le feldspath potassique : ce peut être du microcline aux macles caractéristiques plus ou moins déformées. L'indice de triclinicité (GOLDSMITH et LAVES, 1954) de ce feldspath est $\Delta = 0,92$ (microcline maximum $\Delta = 1$). Lorsque les macles sont absentes, le feldspath présente aussi un fort indice de triclinicité ($\Delta = 0,85$). Ceci souligne la nette tendance à la triclinicité du feldspath potassique qui correspond à une stabilité pour des conditions de température et de pression peu sévères (jusque dans le début du faciès amphibolite), alors que pour des conditions plus sévères le feldspath est monoclinique (la triclinicité tend vers zéro) (MERGOIL, 1970).

Certaines plages feldspathiques sont cassées et traversées par des filets de biotite et de mica blanc.

- La biotite est toujours présente et sous deux faciès :

. en grosses plages monocristallines dispersées anarchiquement dans la roche. C'est alors une biotite brune, qui englobe zircon, apatite, rutile. Elle appartient probablement, par son faciès, à la paragenèse magmatique; elle est d'ailleurs reprise dans la foliation de micas (fig. 75) ou, parfois, traversée par elle et ses clivages sont plissés.

. en paillette, elle souligne avec le mica blanc et le sphène la foliation elle-même plissotée; c'est la seule foliation nette.

- La chlorite est très peu répandue; c'est une chlorite ferromagnésienne riche en fer qui alterne à la fois biotite magmatique et biotite néoformée. Elle est disposée surtout à proximité de fractures et doit être liée à une altération postérieure au métamorphisme.

- Le mica blanc est associé à la biotite dans la foliation. Il altère aussi le feldspath (séricitisation).

Deux échantillons de micas étudiés par diffraction X, ont les caractères suivants :

- espacement basal ($c_0 \sin \beta$) = 19,974 (éch. 75 AV 25)
= 19,938 (éch. 75 AV 99)

- paramètre réticulaire b_0 : 9,048 pour les deux échantillons.

Ces micas sont donc des phengites (CIPRIANI et al, 1968, BOCQUET, 1974).

- L'épidote est quasiment absente néanmoins de rares plages d'allanite à bordure de clinozoisite ont été observées dans certaines roches.

- Minéraux opaques et minéraux accessoires

Hématite et magnétite sont peu répandues et associées à la biotite magmatique qui inclut zircon et rutile. L'apatite est assez peu développée, en gros granules.

L'étude pétrographique de l'orthogneiss reste assez imprécise quant aux indications qu'elle peut apporter sur les conditions de métamorphisme :

biotite + phengite + sphène représentent la seule paragenèse sûre.

Le plagioclase est de l'oligoclase An 17 qui est dénué d'épidote. Ceci et le chimisme du granite (cf. IV.5.) tendraient à prouver que le plagioclase n'était pas plus calcique à l'origine et peut correspondre au plagioclase magmatique resté stable pendant le métamorphisme. Il est montré dans l'étude des micaschistes noirs Bs (cf. p. 101) encaissants du granite, que les deux paragenèses de métamorphisme appartiennent au même faciès amphibolite. Il apparaît donc que, dans l'orthogneiss, l'oligoclase An 17 est en équilibre avec la paragenèse à biotite + sphène + phengite qui souligne la seule foliation visible en lame mince.

Si dans les micaschistes noirs BS, le mica blanc est de la muscovite; dans l'orthogneiss, il s'agit de phengite et son association avec l'oligoclase An 17 semble indiquer une pression de formation assez forte (5-6 kb) qui sera discutée p. 115.

Le problème de la deuxième foliation, nette dans les micaschistes et fruste dans l'orthogneiss

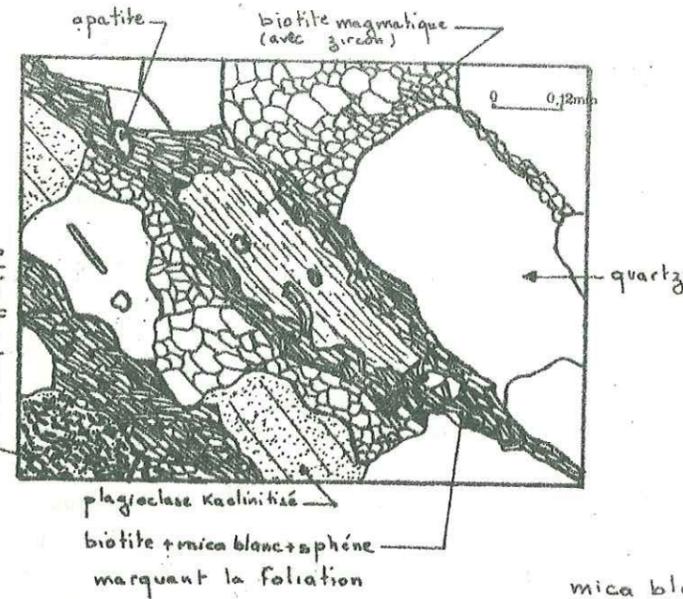


FIG.75

**BIOTITE MAGMATIQUE REPRISE
DANS LA FOLIATION DE MICAS
orthogneiss de Band-e-No**

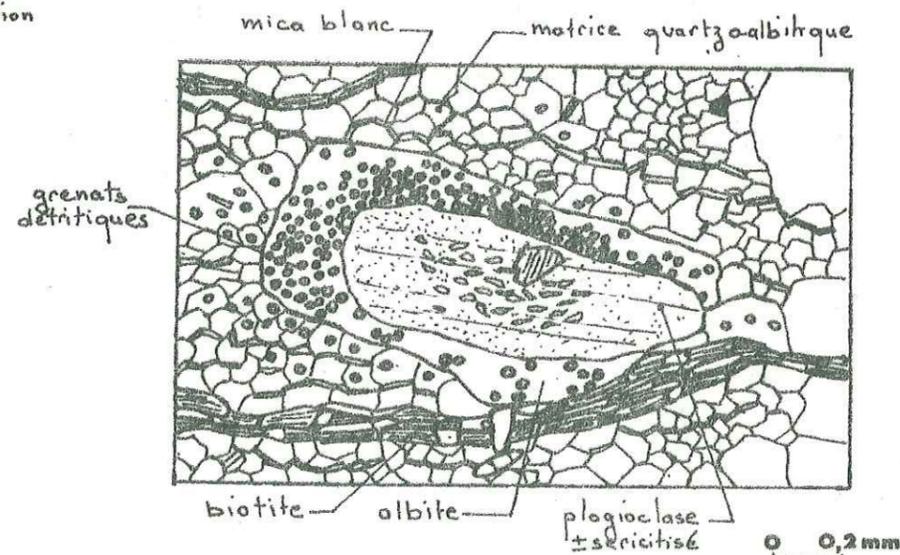


FIG.76

**GRENAT DETRITIQUE INCLUS DANS
UNE ALBITE DE 2^e PHASE
matrice du conglomérat de Murshedi**

n'est pas résolue. On peut essayer d'expliquer son absence en faisant une hypothèse sur le mode de mise en place du granite :

Les observations de terrain ont montré que ce dernier ne pouvait pas provenir de l'anatexie des sédiments encaissants (absence de traces de migmatitisation, limite entre granite et micaschistes nette); l'étude géochimique (cf. IV.5) le confirme.

La disposition du granite en ellipsoïde, concordant avec la structure générale de l'anti-forme, indiquerait plutôt qu'il s'est mis en place syncinématiquement (?) lors du métamorphisme. Ce dernier étant biphasé, la mise en place aurait pu se faire :

- dès le début de la déformation accompagnant le métamorphisme; la première linéation fruste correspondrait alors à la première phase de compression et la deuxième (foliation à biotite et mica blanc) serait liée à la seconde phase. Mais pourquoi la première linéation aurait-elle plus ou moins disparu, alors qu'elle est nette dans l'encaissant ?

- on peut aussi faire l'hypothèse, puisqu'une seule des deux foliations est nettement visible, que le granite s'est mis en place pendant ou postérieurement à la première phase. La linéation fruste première serait celle du granite lui-même et la foliation à micas serait liée à la deuxième phase du métamorphisme (?).

En conclusion, l'orthogneiss de Band-e-No ne présente pas de caractères nets permettant de préciser les conditions du métamorphisme si ce n'est la présence de phengite associée à l'oligoclase et indiquant une pression assez forte. Les autres hypothèses sont basées uniquement sur la comparaison entre les observations faites dans l'orthogneiss et dans les micaschistes noirs Bs et restent donc autant de questions posées.

III. 10 - LE GNEISS DU NIVEAU A BLOCS ET CONGLOMERATS DE MURSHEDI

III. 10. 1. - LE GNEISS

Le niveau à blocs et conglomérats qui affleure en contact faillé près du village de Murshedi contient proparte des éléments de gneiss emballés dans une matrice quartzofeldspathique (cf. II. 1. 2. 4.). Le gneiss, intéressant par son origine magmatique probable, a été analysé dans le but de le comparer avec l'orthogneiss de Band-e-No (cf. IV. 5). Mais aucune relation chimique, entre ces deux types de roche, n'a été mise en évidence et l'origine du conglomérat et du granite qui lui a donné naissance reste un problème.

La structure du gneiss est granoblastique. Aucune foliation n'est visible.

- Le quartz représente 40 % du volume de la roche, sous forme de grandes plages tectonisées (quartz magmatique) ou en mosaïque de recristallisation.

- Le plagioclase est le seul feldspath présent. Il est associé à l'épidote et disposé en grosses plages séricitisées et kaolinisées. Les déterminations optiques, quand elles sont possibles, ont donné oligoclase An13. Une analyse aux rayons X a donné oligoclase An17.

L'albite est aussi présente en petites plages de recristallisation mais elle n'a pas été vue en altération de l'oligoclase.

- La biotite est dispersée anarchiquement en grandes plages vert foncé pas très fraîches. Elle inclut apatite, minéraux opaques, et surtout de nombreux zircons (soulignant l'origine magmatique de la biotite).

- La chlorite est verte et ferromagnésienne. Elle provient de l'altération de la biotite.

- Le mica blanc, peu développé, altère le plagioclase en paillettes sériciteuses.

- L'épidote [clinozoisite et pistachite] est dispersée en granules dans la roche, associée au sphène. Elle est associée aussi au plagioclase de métamorphisme (ce qui implique que le plagioclase magmatique était probablement assez calcique).

- Magnétite et hématite sont associées à la biotite ou éparées dans la roche.

- Zircon et apatite sont inclus dans la biotite ou (apatite) dans le feldspath.

En conclusion, le gneiss du niveau à blocs et conglomérats de Murshedi, par sa structure préservée du métamorphisme, par la présence de biotite en grosses plages riches en zircon lui conférant une origine magmatique, correspond probablement à un ancien granite. Les effets du métamorphisme (chloritisation de la biotite, altération du plagioclase en oligoclase + épidote, recristallisation d'albite et de quartz, absence de foliation) ne montrent pas de relations nettes entre les différents minéraux et n'apportent aucune précision sur les conditions de pression et de température. On peut seulement rattacher l'albite à la deuxième phase du métamorphisme et l'oligoclase à la première (?).

III. 10. 2. - LA MATRICE EMBALLANT LES GALETS DE GNEISS

Sa structure est granolépidoblastique.

- Le quartz représente avec le plagioclase 80 % de la roche. Il est disposé en grains de taille variable à extinction roulante.

- Le plagioclase peut être de l'albite associée au quartz en petites plages xénomorphes. Il peut se présenter aussi en phénoblastes poeciloblastiques plus ou moins altérés, difficilement déterminables. Le cœur est peut-être un plagioclase un peu plus calcique, mais la périphérie est généralement albitisée.

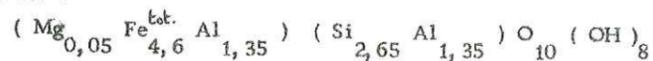
- Le grenat est absent ou très développé suivant l'échantillon, en granules anisotropes très réfringents (andradite ?) disposés en amas ou isolés dans la roche. Sa disposition la plus curieuse est son inclusion dans la bordure albitique d'un phénoblaste de plagioclase (fig. 76). Cette disposition, qui ne peut refléter une éventuelle réaction métamorphique, est à lier très probablement à l'origine détritique du grenat.

- La biotite se présente en tant que minéral détritique (provenant du granite précédent ?) quand elle disposée anarchiquement en grosses plages englobant du zircon. Elle est alors instable, ondulée par la foliation.

Elle appartient aussi à une paragenèse métamorphique soulignant la foliation en lamelles de petites tailles, associée au mica blanc et incluant parfois du grenat.

- Le mica blanc, outre son association avec la biotite dans la foliation, recoupe cette dernière (cristallisation post-tectonique).

- La chlorite altère biotite détritique et biotite néoformée. Elle se présente aussi en amas vert émeraude épars dans la matrice. C'est une chlorite ferrifère. Sa détermination par diffraction X (AUMAITRE et BUFFET, 1973) en fait une daphnite-bavarélite dans la classification de HEY (1954) ou une thuringite dans la classification de FOSTER (1968). Sa formule structurale calculée d'après l'analyse cristallographique est :



- Les minéraux opaques sont plus ou moins abondants, en inclusions dans la biotite (magnétite), dispersés dans la roche ou en filonnets (hématite).

- Le zircon est inclus dans la biotite détritique ou isolé comme l'apatite dans la roche. La tourmaline peut apparaître.

En résumé, la matrice du conglomérat de Murshedi est un ancien grès feldspathique à biotite et grenat détritiques.

Du métamorphisme l'ayant affecté, on ne retrouve plus qu'une paragenèse nette à biotite + mica blanc + albite + quartz. Celle-ci appartient à la deuxième phase du faciès schistes verts du métamorphisme. Le plagioclase plus calcique peut être d'origine détritique, car il se présente en phénoblastes dispersés dans une matrice finement recristallisée.

Le mica blanc qui recoupe les minéraux de deuxième phase et la chlorite qui altère la biotite disposée dans la foliation appartiennent probablement à une phase d'altération postérieure.

III. 10. 3. - CONCLUSIONS

Si le niveau à blocs et conglomérats de Murshedi présente certains caractères que l'on peut rattacher à la deuxième phase de métamorphisme -- présence d'albite de néoformation dans le gneiss, présence

d'albite + biotite + mica blanc dans la matrice quartzo feldspathique - ou à la première phase - présence d'oligoclase An 17 dans le gneiss, relique possible de la première paragenèse - ; son contact tectonique avec les métamorphites avoisinantes et la présence de grenat détritique ne nous permettent pas de préciser son origine qui reste un problème.

III. 11. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES METAMORPHITES DES TROIS COMPLEXES ETUDIES

Les différents événements métamorphiques et leurs conditions que l'on a tenté de préciser à l'aide des paragenèses et des données expérimentales, sont résumés dans le tableau (fig.79). Les courbes expérimentales citées précédemment sont groupées dans le diagramme P/T de la fig.77.

A la vue de ce tableau, plusieurs remarques s'imposent avant de proposer un modèle pour le métamorphisme des trois complexes.

- Détermination des conditions P/T

C'est surtout dans la détermination des conditions de pression que l'incertitude est assez grande, car elle repose sur des bases fragiles, en l'occurrence la très rare apparition de quelques minéraux capables de fournir des données géobarométriques.

Il faut remarquer néanmoins la relative uniformité de toutes ces valeurs : que ce soit dans la première ou dans la seconde phase, la valeur minimale de P est autour de 5 kb. Elle a pu être un peu plus élevée dans la seconde phase.

- Phases de métamorphisme

Deux phases successives de métamorphisme ont été mises en évidence mais s'agit-il de deux métamorphismes différents séparés par une longue période et à relier à des orogénèses distinctes ? En fait il n'y a aucune évidence de discordance métamorphique à l'intérieur des complexes étudiés bien qu'ils correspondent à une accumulation considérable de sédiments. Ces deux phases sont celles d'un métamorphisme polyphasé associé à une seule période d'activité tectonique en l'occurrence l'orogénèse paléocimérienne (cf. II. 2. 7. 1).

- La rétro-morphose

Deux groupes se dégagent nettement (fig. 78a) :

- un groupe des ensembles lithostratigraphiques supérieurs, rétro-morphosé dans le faciès schistes verts.

- un groupe des ensembles lithostratigraphiques inférieurs où la recristallisation s'est faite dans des conditions analogues à celles de la première phase.

Ainsi au cours de la seconde phase s'est opérée une modification spatiale des isothermes du métamorphisme (abaissement des isothermes ou soulèvement tectonique par exemple).

Il est à noter que la polarité du métamorphisme est conforme à la polarité stratigraphique.

L'étude pétrographique a montré que cette rétro-morphose est en général suffisamment intense pour oblitérer de façon complète les paragenèses de première phase. Ceci peut se relier à deux phénomènes :

- phase tectonique plus importante . Le plissement de la première foliation est souvent intense et la seconde foliation mieux développée. D'autre part la pression serait plus élevée.

- durée suffisamment longue de cette rétro-morphose . Il est vraisemblable que les deux phénomènes entrent en ligne de compte.

Un modèle peut être proposé pour le métamorphisme paléocimérien des trois complexes étudiés. Les figures (78a et b) donnent une idée extrêmement schématique du déroulement de ce métamorphisme :

- métamorphisme de type Barrow du début du moyen degré à une pression de l'ordre de 5 kb au minimum. Ce métamorphisme syncinématique est aussi post cinématique : avec une période de " relaxation "

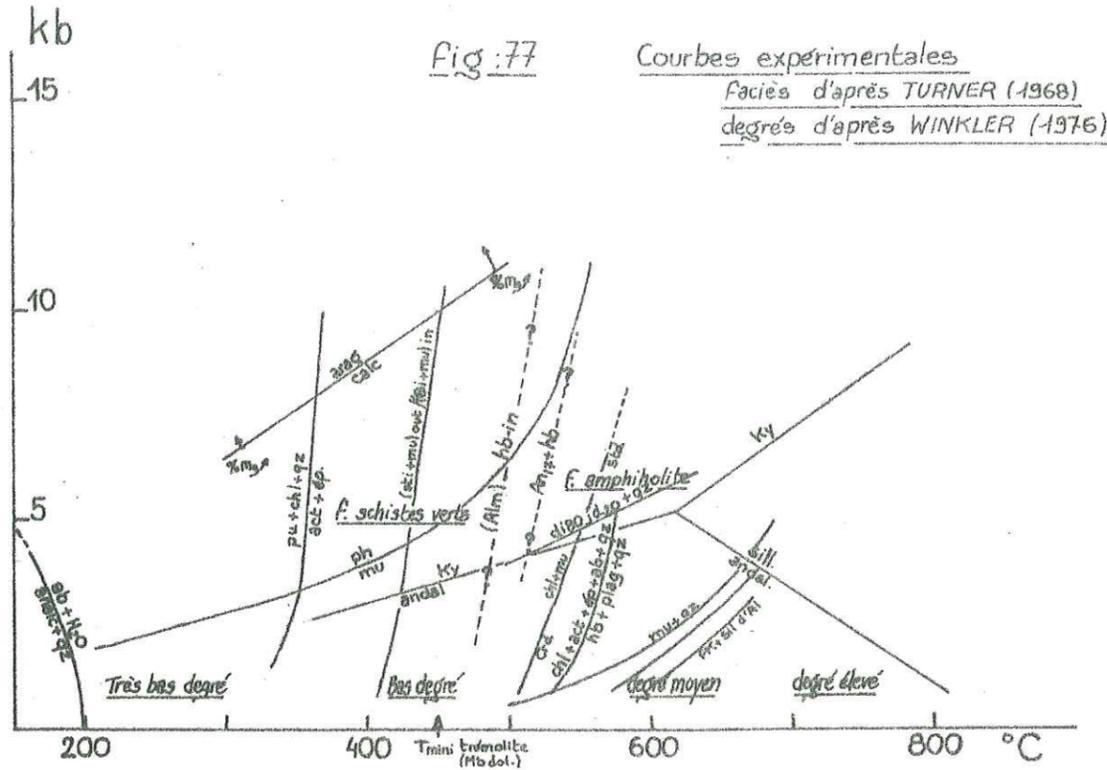


Fig. 77 Courbes expérimentales
facies d'après TURNER (1968)
degrés d'après WINKLER (1976)

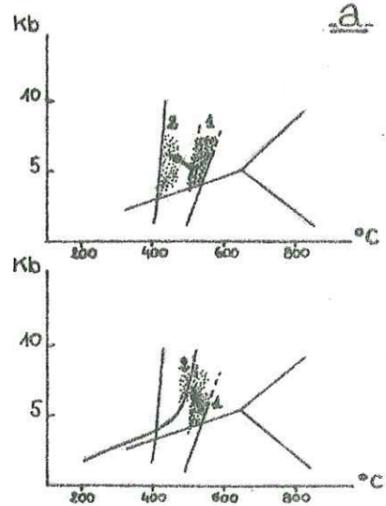


Fig. 78 a.b. Conditions P/T du métamorphisme dans les trois complexes étudiés

Profils très schématiques des conditions du métamorphisme durant la phase paléocimérienne dans les trois complexes étudiés.

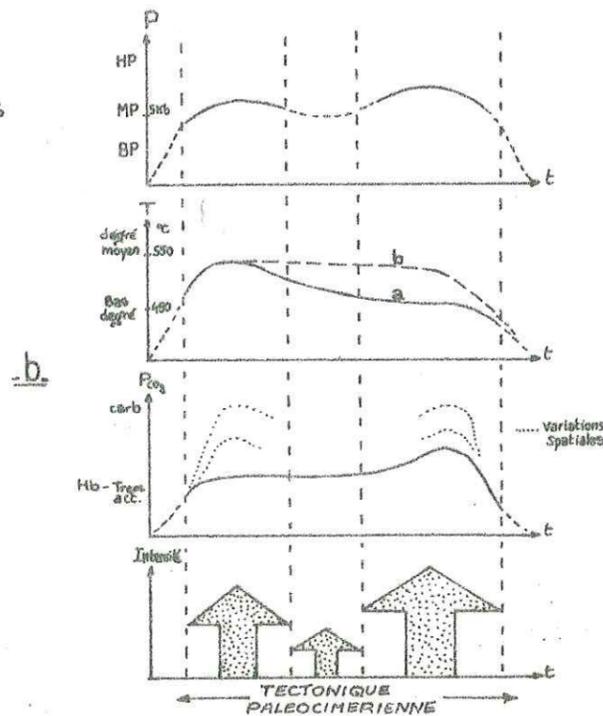


Fig. 79

TABLEAU RÉSUMÉ DES ÉVÉNEMENTS MÉTAMORPHIQUES ET DE LEURS CONDITIONS DANS LES COMPLEXES ÉTUDIÉS

ENSEMBLE STRATIGRAPHIQUE	FACIÈS PÉTROGRAPHIQUE	Première phase		Seconde phase		Phases Postérieures	REMARQUES
		faciès et type de métamorphisme	T	P	T		
COMPLEXE HENESHK-G. ET DE HASSANABAD	INTRUSIONS BASIQUES	début du faciès amphibolite degré moyen	500-550°C	type BARROW ?	350-450°C	Cataclase Filonites à carbonates et hématite surtout.	
COMPLEXE HENESHK HASSANABAD ENSEMBLE DE TCHIR-TANGMAUR	VOLCANITES BASIQUES À INTERMÉDIAIRES	"	"	"	"	"	
COMPLEXE DE HENESHK	INTRUSIONS LEUCOCRATES	"	"	"	"	"	Muscovitisation postérieure à la phase de quartz
COMPLEXE DE HENESHK - GUCHKI	FILONS QUARTZOFELDSPATHIQUES	Fin du faible degré début du degré moyen	supérieure à 500°C	type BARROW ?	> 400-420°C	"	Intervalle de temps relativement réduit entre les deux phases
COMPLEXE DE HENESHK-G. HASSANABAD ENSEMBLE DE TCHIR-TANGMAUR	SEDIMENTS PELITO-DÉTRITIQUES ET CARBONATÉS	début du faciès amphibolite degré moyen	supérieure à 500°C	type BARROW ?	"	"	
COMPLEXE DE HENESHK-G. HASSANABAD ENSEMBLE DE TCHIR-TANGMAUR	DOLOMITES À LENTILLES FERRUGINEUSES	début du faciès amphibolite degré moyen	supérieure à 500°C	type BARROW ?	"	"	
COMPLEXE DE HENESHK-G. HASSANABAD ENSEMBLE DE TCHIR-TANGMAUR	SEDIMENTS ARGILO-CALCAIRES ET ARGILO-CALCAIRES ASSOCIÉS	début du faciès amphibolite degré moyen	supérieure à 500°C	type BARROW ?	"	"	
ENSEMBLE DES MICASCHISTES NOIRS	MICASCHISTES À DEUX MICRAS NOIRS	début du faciès amphibolite degré moyen	supérieure à 500°C	type BARROW ?	"	"	
ORTHOGNEISS DE BAND-E-NO.	GRANITE	début du faciès amphibolite degré moyen	supérieure à 500°C	type BARROW ?	"	"	
NIVEAUX À BLOCS DE MURSHEDI	GNEISS - MATRIQUE PELITIQUE ET ARKOSIQUE	début du faciès amphibolite degré moyen	supérieure à 500°C	type BARROW ?	"	"	

tectonique les effets thermiques persistent et des métasomatoses locales peuvent intervenir (scapolitisation),

- Rétromorphose dans le faciès schistes verts dans les niveaux supérieurs par abaissement des isothermes, les niveaux inférieurs étant maintenus à des conditions P/T voisines de celles de la première étape. Le métamorphisme est syncinématique et la tectonique plus intense. La pression aurait été plus élevée (autour de 6 kb au minimum ?). La durée est assez importante.

La pression en CO_2 varie spatialement, mais semble globalement s'élever dans toutes les zones affectées par la rétromorphose à la fin de celle-ci.

Avec la "relaxation" tectonique, des recristallisations mineures s'effectuent.

Postérieurement des cataclases, filonnets divers et d'éventuelles cristallisations (micas blancs) affectent les complexes.

Il n'est pas exclu qu'une partie de ces phénomènes soit à relier au métamorphisme anchizone affectant les formations jurassiques ainsi qu'au métamorphisme de très faible degré affectant les rhyolites hololeucocrates.

Ces cataclases sont de toute façon à mettre en liaison avec les multiples phases tectoniques alpines affectant les complexes métamorphiques durant le Secondaire et le Tertiaire.

III. 12. - PETROGRAPHIE DES SEDIMENTS ET DES VOLCANITES POSTERIEURS AU METAMORPHISME

PALEOCIMERIEN

III. 12. 1. - LE METAMORPHISME ANCHIZONE DE LA COUVERTURE JURASSIQUE DU

COMPLEXE DE HASSANABAD

- Introduction

Compte tenu de l'aspect satiné et schistosé conférant aux sédiments versicolores du Jurassique moyen et supérieur un "faciès" faiblement métamorphique (cf. II. 1. 1), quelques échantillons ont été prélevés pour l'étude de la cristallinité de l'illite. Cette méthode permet de caractériser les métamorphismes de très faible degré (de la diagenèse à l'épizone).

L'échantillonnage a été fait suivant deux coupes dans le complexe de Hassanabad :

- . coupe I : au Nord de Hassanabad, en direction des calcaires crétacés.
- . coupe II : sur la bordure ouest du complexe, près de la "crushed zone" (fig. 80b)

+ un échantillon près de Hassanabad.

Un échantillon de shale du Jurassique inférieur et un échantillon du calcschiste gréseux de la base du Jurassique supérieur discordant sur les métamorphites de Heneshk, ont été également prélevés.

- Méthode d'analyse

La méthode utilisée est celle mise au point par KUBLER (1968). Elle consiste à mesurer la largeur à mi-hauteur du pic à 10 \AA de l'illite ou des micas. La valeur obtenue représente l'indice de cristallinité de l'illite (I.C), mais dépend des conditions expérimentales d'analyse diffractométrique. Les conditions expérimentales de l'Institut Dolomieu sont les suivantes :

- . Diffractomètre Phillips.
- . 40 Kv - 20 mA - Cu K α - Filtre Ni.
- . Vitesse $1/2^\circ (2\theta) / \text{mn} - 400 \text{ mm/h}$.
- . Sensibilité $3 \cdot 10^2$ - Inertie 4 s - Fentes $1^\circ - 1^\circ$.

Dans ces conditions, les limites obtenues actuellement sont les suivantes (d'après J. APRAHAMIAN) :

- . zone de diagenèse - anchizone : I.C = 5, 1
- . anchizone - épizone : I.C = 2, 8

- Interprétation

Les résultats obtenus ont été portés sur le diagramme d'ESQUEVIN (1969) (fig. 80a). Le rapport $I(001) / I(002)$ représente le rapport d'intensité des pics à 5 et 10 \AA et donne une idée du rapport Al / Fe + Mg dans les octaèdres des différents micas.

Les échantillons analysés se groupent dans l'anchizone, et montrent donc bien le caractère de métamorphisme de très faible degré de la couverture jurassique.

On peut aussi faire les observations suivantes :

. l'échantillon 75 AV 128 et ceux de la coupe II présentent les indices de cristallinité les plus faibles et les plus homogènes ($2,5 \leq I.C \leq 3$) (traits pleins fig. 80a).

. ceux de la coupe I (en pointillés sur la figure) montrent une évolution depuis une cristallinité forte (I.C = 5,35 (1)), jusqu'à une cristallinité faible (I.C = 3,05 (2)).

. L'échantillon prélevé dans les shales du Jurassique inférieur présente un I.C = 4, 1. Celui prélevé dans les calcschistes situés à la base du Jurassique supérieur, discordant sur les métamorphites de Heneshk présente un indice de cristallinité de 3, 3. Ces deux échantillons sont représentés par une croix sur la figure 80a, mais n'ont pas été reportés sur le schéma de localisation.

Quelle peut être l'origine du métamorphisme anchizone : une élévation des conditions de température, due à la propagation d'un flux de chaleur à travers le socle métamorphique, ou bien cette origine est-elle tectonique ?

Si la cause principale de ce métamorphisme était liée uniquement à un flux de chaleur trans-

mis par le socle, les échantillons situés le plus près de celui-ci devraient présenter les plus faibles indices de cristallinité. Mais il ne semble pas que ce soit le cas puisque les deux échantillons prélevés à la base du Jurassique inférieur (au col de Kolikosh) pour l'un et à la base du Jurassique supérieur discordant sur les métamorphites (près de Heneshk) pour l'autre et donc les plus proches dans l'espace du socle présentent des indices de cristallinité moyens (3,3 et 4,1).

En revanche, les échantillons de la coupe I (cf. fig. 80), présentent une diminution de I.C lorsqu'on se déplace vers une zone tectonique très broyée bordant au Sud-Ouest la région étudiée appelée "crushed zone", (cf. I. 4). De plus l'échantillon 75 AV 128 et ceux de la coupe II, prélevés à proximité de cette "crushed zone", ont les indices de cristallinité les plus faibles et les plus homogènes.

Ceci invite plutôt à penser que l'origine du métamorphisme anchizone est à lier aux mouvements de la "crushed zone", même si le socle métamorphique a permis une conduction plus rapide du flux thermique lié à ces mouvements.

Les mouvements de la "crushed zone" ont été datés, dans la région étudiée (POURKERMANI, 1977). Ils ont commencé après le Cénomaniens et se sont continués après le Miocène supérieur. Donc, dans la mesure où le métamorphisme anchizone affectant les sédiments jurassiques est lié à la "crushed zone", son âge est au moins post-Cénomaniens.

Bien sûr l'hypothèse d'un tel métamorphisme lié à des mouvements tectoniques est basée seulement sur quelques analyses. Il aurait été intéressant de procéder à un échantillonnage mieux choisi dans l'espace et dans le temps, ce qui aurait permis d'être plus affirmatif.

- Les autres minéraux du métamorphisme

La chlorite accompagne toujours l'illite (dans les analyses diffractométriques). Ils représentent les seuls minéraux phylliteux caractérisant le "faciès à illite et chlorite" de l'anchizone (DUNOYER, 1969).

Quelques échantillons de sédiments jurassiques (roches gréseuses) ont été observés en lame mince. Ils sont constitués de quartz représentant 90 % de la roche. Ce dernier est néoformé quand il recrystallise en toutes petites plages à partir de grains détritiques. Il semble aussi que celui-ci est associé, dans la matrice intergranulaire, à de l'albite de néoformation (?) peu maclée. Des filonnets de quartz, albite et oxydes de fer traversent ces roches.

- Les conditions de température et pression du métamorphisme anchizone

Ces conditions ne sont pas connues avec précision mais on peut les localiser grossièrement à partir des courbes expérimentales de réaction des minéraux phylliteux (compilation des données in BOCQUET, 1974) représentées fig. 80c.

L'association illite + chlorite, caractéristique du métamorphisme anchizone, aurait une limite supérieure de stabilité, située à 200 °C / 2 kb (courbe a), selon VELDE (1972). Selon cet auteur, l'illite disparaîtrait vers 400 °C pour 1 kb et ferait place à un mica 2M₁. Cette valeur (extrapolée pour 2 kb, courbe b) constituerait une limite entre épizone et anchizone. Mais cette température élevée, doit être plutôt considérée comme une limite supérieure de température non atteinte dans des conditions naturelles où le temps est un facteur important (BOCQUET, 1974). D'autre part la présence de mica 2M₁ a été observée dans l'anchizone (APRAHAMIAN, comm. orale).

Les limites extrêmes du domaine de stabilité du métamorphisme anchizone seraient donc :

- . 260 et 400 °C pour 1 kb
- . 300 et (440 °C ?) pour 2 kb

- Relations entre la propylitisation et le métamorphisme

Il est montré (cf. III.12.3) que la propylitisation affectant le massif volcanique jurassique supérieur de Hassanabad s'était probablement faite à des températures comprises entre 150 et 300 °C sous une pression fluide riche en CO₂.

On peut se demander, en regard du contexte métamorphique de la propylitisation, si celle-ci est liée au métamorphisme anchizone ou simplement à l'action d'une phase fluide magmatique.

Le domaine de température du métamorphisme étant supérieur à celui de la propylitisation, il n'était pas impossible de penser que lors de ce dernier, l'augmentation de température avait provoqué une remobilisation de fluides riches en CO₂ contenus dans les volcanites, engendrant ainsi leur

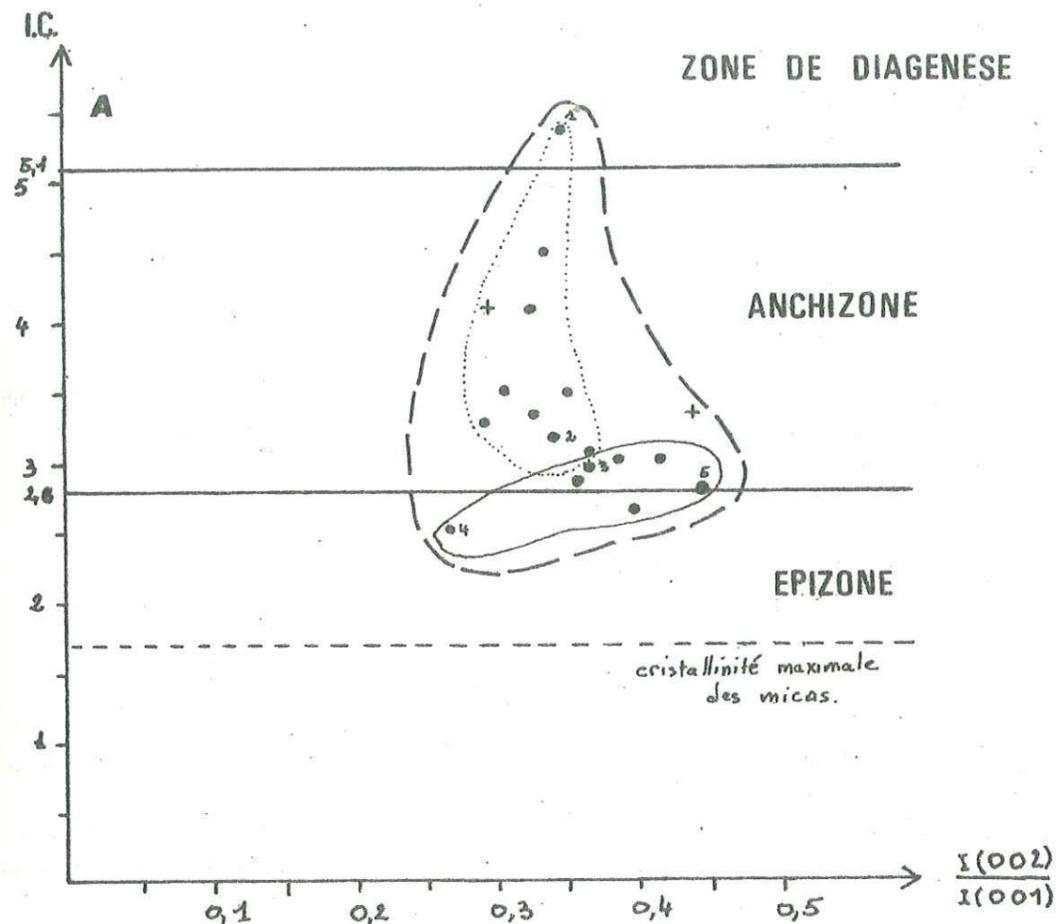
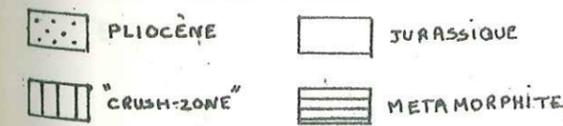
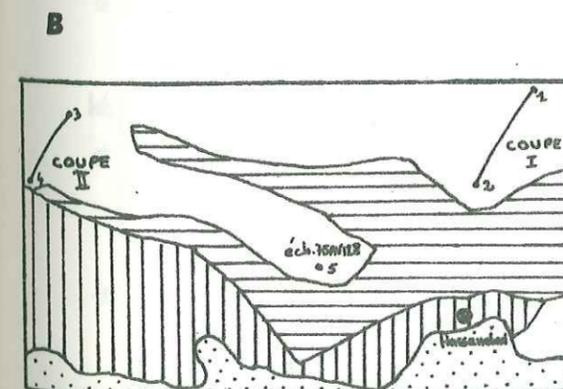


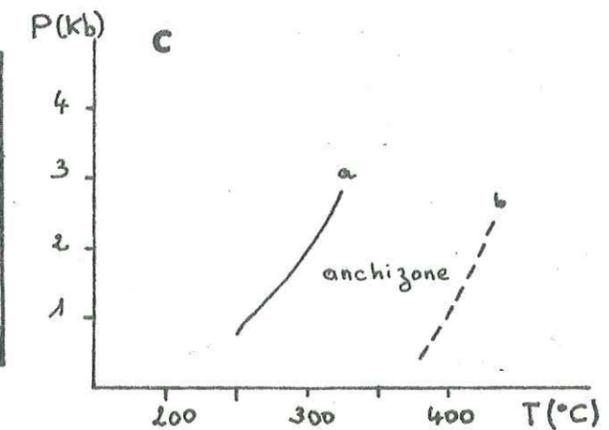
FIG. 80

CRISTALLINITE DE L'ILLITE (d'après ESQUEVIN, 1969)

Les points chiffrés représentent l'indice de cristallinité de l'illite aux extrémités des coupes I et II et de l'échantillon 75AV128.



Localisation des échantillons d'illite par rapport à la "Crush-zone". (W du complexe de Hassanabad)



Données expérimentales sur la stabilité de l'illite :

a: limite inférieure de stabilité Illite + chlorite
b: Illite ⇌ mica 2M₁
courbe extrapolée pour 2 kb. (d'après VELDE, 1972)

altération. Cependant, les observations de terrain semblent indiquer qu'il n'en est rien : Le massif volcanique est recouvert par les calcaires du Jurassique supérieur terminal (cf. II. 1. 1. 1); les nombreux filons d'épidote issus de la propylitisation traversent les volcanites et les sédiments jurassiques déposés entre les coulées, mais n'affectent ni les sédiments encaissant le massif volcanique, ni les calcaires qui le recouvrent. Or, si la propylitisation était effectivement due au métamorphisme, et donc associée aux mouvements, de la "crushed zone", post-Cénomaniens, on devrait trouver au moins quelques filons d'épidote traversant les dépôts du Jurassique extrêmement fracturés dans cette zone. Ceux-là sont absents et laissent donc supposer que la propylitisation est liée à une phase fluide magmatique, qui a affecté le complexe volcanique pendant ou après sa mise en place et avant le dépôt des calcaires du Jurassique terminal.

- Conclusions

L'étude de la cristallinité de l'illite nous a permis de mettre en évidence, la présence d'un métamorphisme anchizional affectant les dépôts du Jurassique, lié aux mouvements de la "crushed zone" et donc d'âge post-Cénomaniens. Ce métamorphisme ne semble pas responsable de la propylitisation des basaltes de Hassanabad.

III. 12. 2. - LES RHYOLITES HOLOLEUCOCRATES ET BRECHES ASSOCIEES

III. 12. 2. 1. - Description

- Les rhyolites

Les rhyolites affleurant en sills dans le complexe de Heneshk-Gushti (cf. II. 1. 1. 2) constituent un faciès pétrographique assez homogène tant du point de vue de la structure que de la composition minéralogique.

Macroscopiquement il s'agit de rhyolites à texture porphyrique. La pâte recristallisée, très blanche, est riche en phénocristaux globuleux de quartz et en phénocristaux de feldspath blanchâtres moins visibles. Ces rhyolites sont plus ou moins fluidales dans les petits sills, mais apparaissent massives et sans orientation dans les sills épais. Aux épontes s'observe une bordure fluidale en général aphyrique, de 20 cm à 1 m d'épaisseur (paroi froide) et l'on a souvent des panneaux de dolomie emballés dans la rhyolite. Au contact d'amas ferrugineux la rhyolite montre un faciès gris bleu plus ou moins imprégné d'hématite et de limonite.

Microscopiquement les différents échantillons montrent une ancienne structure hyaloporphyrique à mésostase recristallisée. L'intensité de la recristallisation est très variable jusqu'à l'oblitération totale de l'ancienne structure, y compris les phénocristaux. Une cataclase postérieure se marque, elle aussi plus ou moins fortement. Les rhyolites peu transformées montrent une mésostase microgrenue, plus rarement felsitique. Avec une recristallisation plus intense apparaît une mésostase granoblastique et en général une véritable foliation soulignée par les micas blancs. Les phénocristaux montrent alors des débuts de recristallisation, voire de déstabilisation pour le feldspath potassique. Enfin, on peut arriver à des amandes avec individualisation de sous-grains.

La composition minéralogique de ces rhyolites est la suivante :

qz + ab ± fk + mi bl + mx op. + hé ± bi ± chl ± ép ± zi ± sph ± py ± ap

On distingue trois types de paragenèses :

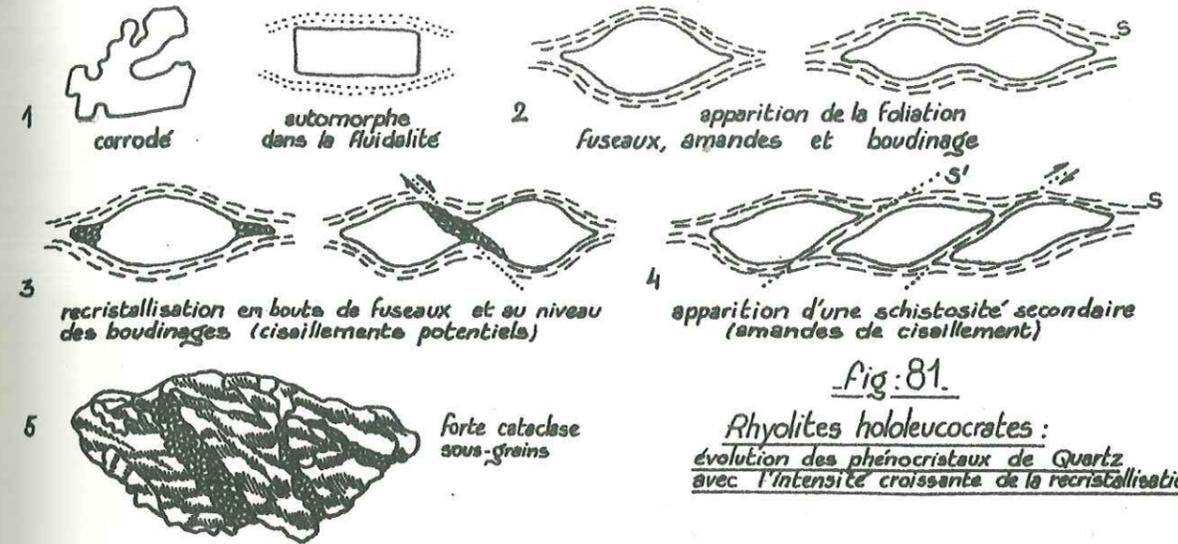
- à phénocristaux d'albite uniquement
- à phénocristaux de feldspath potassique uniquement
- à phénocristaux des deux feldspaths en proportion variable.

Suivant assez bien l'intensité de la recristallisation, le feldspath potassique est plus ou moins albitisé et peut être réduit à l'état de rares reliques.

Le quartz constitue 40 à 60 % des phénocristaux. Dans les roches peu recristallisées il s'agit de phénocristaux automorphes à globuleux avec d'importantes corrosions en "doigts de gants" (taille : 1 à 3 mm en moyenne, jusqu'à 10 mm). Différents stades de recristallisation et cataclase s'observent sur ces phénocristaux (fig. 81) :

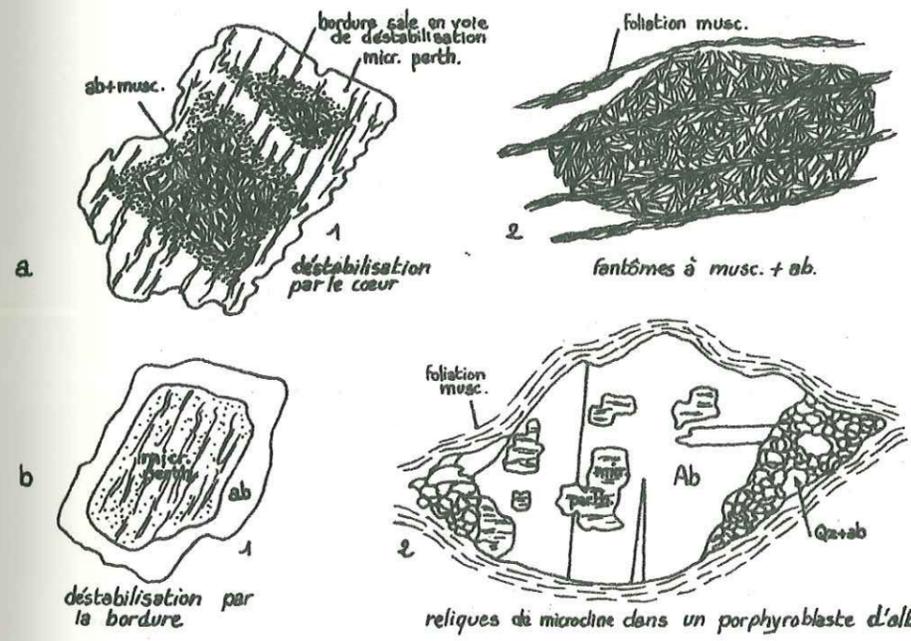
- simples cassures et tronçonnement de phénocristaux, cataclase faible avec extinction roulante;

tion roulante;



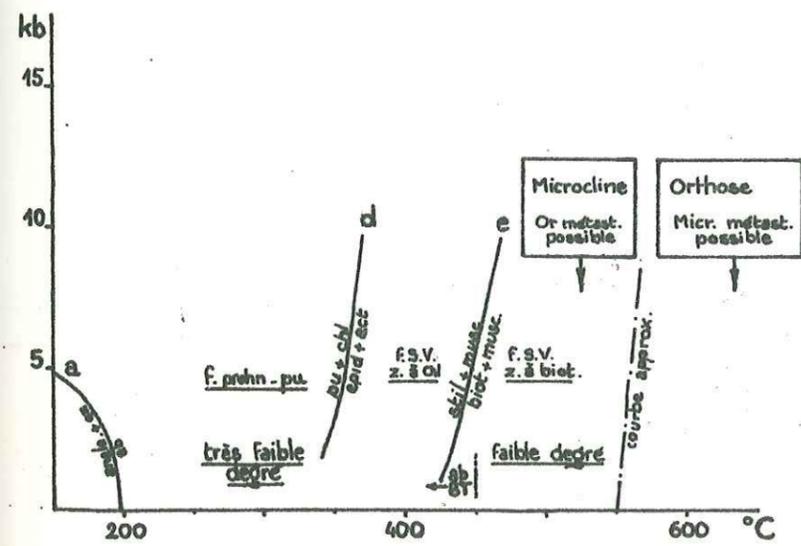
- Fig: 81.

Rhyolites hololeucocrates :
évolution des phénocristaux de Quartz avec l'intensité croissante de la recristalliation.



- Fig: 82.

Rhyolites hololeucocrates :
- Deux processus de déstabilisation du microcline



- Fig: 83.

Conditions de métamorphisme des Rhyolites hololeucocrates
Données expérimentales citées dans le texte

f.s.v. : faciès Schistes verts degrés et faciès d'après WINKLER (1976)

- étirement et aplatissement : formation d'amandes ou de fuseaux avec recristallisation microgranoblastique en bout des fuseaux. Amandes sigmoïdes apparaissant par glissements dans une schistosité plus ou moins bien exprimée;

- boudinage des amandes. Ces boudinages peuvent s'exagérer et une schistosité secondaire apparaît, qui joue le rôle de plans de cisaillement avec recristallisation microgranoblastique à leur niveau. Cela peut se traduire aussi par la formation d'amandes dissymétriques.

Dans la mésostase recristallisée le quartz se présente sous forme de granoblastes polygonaux à amibofdes.

Dans le cas d'une forte recristallisation ils deviennent franchement orientés en cristaux lobés.

Le feldspath potassique, quand il est présent, constitue jusqu'à 15 % des phénocristaux. Ce sont des phénocristaux automorphes à subautomorphes de microcline souvent moiré et en général perthitique. Sa déstabilisation est progressive, débutant par une légère kaolinisation (ou une damouritisation) et un très mince liséré d'albite. Puis l'albite apparaît sous deux formes (fig. 82) :

- déstabilisation au cœur du cristal : amas de paillettes de muscovite avec fond albitique. Le cristal peut finalement être réduit à un fantôme de muscovite et d'albite.

- frange plus ou moins épaisse d'albite autour du feldspath potassique jusqu'à réduction à de très rares reliques de microcline dans une plage subautoblastique d'albite. Il y a donc un type de déstabilisation avec formation de muscovite "in situ" (au cœur du cristal). Dans l'autre type, il semble que cette muscovite se soit formée dans la mésostase.

- Indice de triclinicité du microcline (diffraction X, méthode des poudres).

L'indice est calculé selon la méthode de GOLDSMITH et LAVES (1954) ou $\Delta = 12,5 [d(131) - d(\bar{1}\bar{3}1)]$. La mesure a été faite sur deux échantillons de minéraux triés et sur roche totale avec une erreur de 8 % par rapport aux minéraux triés. L'indice de triclinicité varie de 0,89 à 0,96, ce qui correspond à un microcline maximum.

L'albite apparaît en quantité très variable. Elle existe en tant que minéral primaire, associée ou non au microcline, en phénocristaux automorphes trapus finement maclés polysynthétiquement. Les angles des phénocristaux sont arrondis. Le plagioclase primaire devait bien être de l'albite compte tenu de la rareté des cristaux d'épidote et (ou) de carbonates dérivant de sa déstabilisation. Ce minéral existe aussi comme minéral de déstabilisation du microcline; il est alors limpide ou irrégulièrement maclé. Dans la mésostase dévitrifiée les cristaux d'albite ont un habitus analogue à celui du microcline.

En diffraction X il s'agit toujours d'albite $BT \text{ An} \approx 0$.

Les micas blancs : ils sont présents en quantité très variable (1 à 20 %, moyenne 8-10 %). Dans les rhyolites peu métamorphisées ce sont de fines paillettes de séricite soulignant la fluidalité. Avec la recristallisation celle-ci apparaît en lamelles plus grandes formant une foliation plus ou moins fruste qui peut être légèrement plissée. La paragonite qui pourrait apparaître dans certaines de ces rhyolites très sodiques (SAGON, 1976) n'a pas été détectée aux RX dans quatre échantillons contenant de l'albite, sans microcline.

La biotite apparaît en rares lamelles brun vert à inclusions de zircon, plus ou moins chloritisée. Elle est primaire et il n'y a jamais de biotite néoformée.

La chlorite : outre celle dérivant de l'altération de la biotite, une chlorite ferrifère bleu vert intense à teinte de biréfringence cuivrée (type ripidolite) a pu être observée. Il s'agit d'une chlorite néoformée dans la mésostase en rares lamelles isolées.

Les carbonates peuvent être très abondants en tant que minéraux secondaires. Il s'agit de calcite en amas xénoblastiques ou filonnets, qui peut être associée à des rhomboédres de calcite ferrifère ou de dolomie.

Epidote s.l : rares granules de pistachite ou de clinozoisite.

Tourmaline verdâtre : elle peut se présenter en cristaux automorphes à la queue leu leu épousant la forme de phénocristaux de quartz et soulignant la fluidalité.

Les autres minéraux, en quantités accessoires, sont le sphène, le zircon, la magnétite et très rarement la pyrite.

L'hématite apparaît en filonnets recoupants. Dans le "faciès bleu" de contact avec les lentilles ferrugineuses la mésostase peut être littéralement imprégnée d'hématite, de limonite et d'hydroxydes divers en amas ou en filonnets.

- Enclave

Une enclave a été trouvée dans un sill affeurant à mi-chemin entre Gushti et Heneshk (virage de la piste; en rive droite). Il s'agit d'une roche à grain fin, brunâtre et riche en carbonates. En lame mince la roche, entièrement recristallisée, montre un agrégat microcristallin à structure grano-blastique de quartz, d'albite et de carbonates très abondants. Des filonnets de calcite recoupent la roche. D'autre part on y observe beaucoup de grains opaques et de très abondants cristaux de rutile très petits et souvent automorphes avec macles "en genou". On observe en outre quelques lamelles de muscovite.

Ces rhyolites hololeucocrates, compte tenu de leur structure et de leur composition minéralogique, peuvent être considérées comme des rhyolites alcalines légèrement métamorphisées. Une remarque d'ordre terminologique s'impose. En effet, ces roches présentent des analogies frappantes avec les roches décrites par différents auteurs comme des quartz-kératophyres ou des quartz-orthokératophyres, ce en fonction du feldspath présent, l'albite ou le feldspath potassique (pour exemple, JUTEAU et ROCCI 1965, JUTEAU 1971, SAGON 1976). En outre, leur description est tout à fait conforme aux définitions que donne SCHERMEHORN (1973) des quartz-kératophyres ou des quartz-orthokératophyres. Nous n'avons pas utilisé ces termes, car la confusion est très grande dans la littérature quant à leur définition et à leur emploi. D'autre part ils reflètent souvent un certain a priori quant à l'interprétation génétique de ces roches.

- Les brèches du grand sill (NW point 2627)

Les brèches du grand sill ne peuvent être rattachées avec certitude aux rhyolites à l'aide de la stratigraphie (cf. II.3.1). Cependant l'analyse microscopique de ces roches montrent qu'elles n'appartiennent pas à l'ensemble des métamorphites paléocimériennes. L'analogie de structure et de composition minéralogique permet de penser que ces brèches sont à relier aux sills rhyolitiques.

Ces brèches montrent une recristallisation peu poussée avec une structure initiale assez bien conservée malgré une cataclase postérieure qui peut être relativement importante. La métastase grano-blastique (grisâtre en échantillon) est riche en éléments de lave rhyolitique (blancs en échantillon) étirés ou anguleux à caractères clastiques, ainsi qu'en cristaux isolés. Les éléments ont les mêmes caractères que le ciment de la brèche, mais la proportion de muscovite y est beaucoup plus faible.

Le quartz est très abondant et peut atteindre 40 % des phénocristaux (isolés dans la matrice ou dans les éléments). Il se présente en plages xénomorphes ou subautomorphes sous forme d'esquilles allongées et plus ou moins tordues. Il est rarement corrodé. Ce quartz constitue d'autre part l'essentiel de la matrice, en très fins xénoblastes.

L'albite est d'abondance variable, en xénoblastes dans la matrice ainsi qu'en grands cristaux primaires cataclasés.

Le feldspath potassique est un microcline perthitique qui peut être assez abondant et peu albitisé ou réduit à l'état de reliques suivant les échantillons. On peut avoir des phénocristaux automorphes mais plus généralement il s'agit de plages subautomorphes à bordure albitique de largeur variable.

La biotite, toujours primaire, est rare. Elle se présente en lattes groupées en amas, plus ou moins chloritisée et avec quelques inclusions de zircon.

La muscovite est en fines paillettes soulignant plus ou moins la fluidalité encore visible. Très abondante dans le ciment recristallisé, elle est rare dans les éléments de rhyolite.

Hématite et carbonates sont en quantité variable, en plages xénomorphes disséminées "imprégnant" la brèche postérieurement à sa recristallisation.

En quantité accessoire apparaissent l'apatite, l'épidote et le sphène. Ce sont de rares petits cristaux disséminés.

On peut donc constater que plusieurs caractéristiques rapprochent ces brèches des rhyolites :

- brèches hololeucocrates à composition minéralogique identique et éléments de rhyolites.
- recristallisation plus ou moins poussée.
- présence de microcline perthitique avec ses différents stades de déstabilisation.

III. 12. 2. 2. - Paragenèses successives - conditions du métamorphisme

Trois paragenèses semblent pouvoir être distinguées dans ces rhyolites :

. Une paragenèse magmatique primaire :

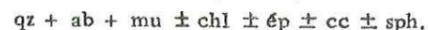


Le microcline est en général moiré et l'on peut dire que le feldspath potassique a cristallisé primordialement sous la forme monoclinique. Le moirage témoigne de l'inversion à la forme triclinique (MERGOIL 1970).

Le problème de l'albite primaire sera évoqué avec la géochimie des rhyolites (cf. IV. 6).

A cette paragenèse s'associent des minéraux correspondant à une altération deutérique : la tourmaline dont la disposition des cristaux révèle l'influence des fluides, la pyrite et éventuellement une partie de la muscovite (dévitrification du verre).

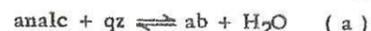
. Une paragenèse métamorphique en relation avec un événement tectonique (formation d'une foliation plus ou moins exprimée) :



. Contemporaine ou succédant à une cataclase qui peut être importante une paragenèse à hématite + carbonates apparaît, liée à des fluides particulièrement chargés en fer, à proximité des lentilles ferrugineuses des dolomies encaissantes.

Les conditions de métamorphisme qui font apparaître une paragenèse de basse température dans les rhyolites sont délicates à préciser : les données expérimentales concernant des "réactions-clés" dans une séquence magmatique acide sont rares. S'agit-il d'un métamorphisme de faible degré ou de très faible degré ? (fig. 83).

L'albite a sa limite inférieure de stabilité définie par la réaction :



La courbe univariante passe par 190 °C / 2 kb - 170 °C / 4 kb (THOMPSON 1971)*. La forme d'albite BT, toujours présente dans ces rhyolites est stable seulement en-dessous de 450 °C à P ≈ 1 kb (MAC KENZIE 1957).

Le feldspath potassique est un microcline de triclinicité maximale. Ce microcline représente la forme d'équilibre du fk à BT, dans l'épizone. La transition microcline-orthose apparaît à 550 °C (limite inférieure du faciès amphibolite) avec un domaine d'équilibre qui augmenterait avec la pression (MERGOIL 1970). La déstabilisation de ce feldspath potassique pourrait résulter de la réaction : $pl + or \rightarrow mu + ab + qz + Ca^{++}$ (LAMEYRE 1966). L'apparition de la muscovite est surtout liée à l'activité chimique du K (EUGSTER 1970) :



Elle est favorisée par une baisse de température et le déplacement de la réaction vers la gauche est lié soit à une perte en K, soit à une diminution du pH.

Nous avons constaté l'absence de paragonite même dans les rhyolites les plus sodiques. Cette absence peut s'expliquer par l'incompatibilité de ce minéral avec le fk (ALBEE 1968). Ils réagiraient pour former albite et muscovite selon la réaction : $fk + par \rightarrow mu + ab$ (HEMLEY et JONES 1964). Cela implique cependant une faible quantité de paragonite présente dans les rhyolites sodiques compte tenu du peu de fk qui devait y être présent.

Des lamelles de chlorite ont été observées en contact franc avec le microcline. FREY et HUNZIKER (1973) décrivent la transformation suivante dans des sédiments détritiques à glauconite :



Cette réaction s'effectue alors que la pumpellyite est toujours stable dans les roches basiques, c'est-à-dire dans les conditions d'un métamorphisme de très faible degré (limite supérieure à 345 °C / 2,5 kb - 360 °C / 6 Kb pour la réaction $pu + chl + qz \rightarrow \acute{e}p + act + H_2O$ (d) in BOCQUET. 1974).

* Les réactions a, b, d sont compilées d'après BOCQUET (1974)

Pour WINKLER (1976) cette réaction ne s'observerait que dans des sédiments de composition restreinte ayant originellement contenu de la glauconite. Cependant la glauconite n'intervient pas dans la réaction et le système concernant la réaction se limite à l'assemblage $fk + chl$. Si l'on admet la possibilité d'une telle réaction dans les rhyolites, la présence de chlorite ferrifère et de feldspath potassique en équilibre reflèterait des conditions de métamorphisme de très faible degré, inférieures à celles où apparaît cette réaction. Les autres minéraux de la paragenèse sont parfaitement compatibles avec de telles conditions. Une limite supérieure aux conditions de métamorphisme peut être donnée avec assez de certitude : l'absence de biotite néoformée confirme que nous sommes en-dessous de la limite de la zone à chlorite et de la zone à biotite du faciès schistes verts (bande d'isoréaction ($stilp + mu$) out / ($bi + mu$) in définie par la courbe (e) WINKLER 1976). Le métamorphisme affectant les rhyolites avait donc au plus les conditions du début du faible degré.

Il semble que les rhyolites hololeucocrates n'ont pas subi le métamorphisme paléocimérien qui affecte l'encaissant où la recrystallisation est plus importante et les conditions bien plus sévères. L'intrusion de ces rhyolites serait donc postérieure à ce métamorphisme. On notera qu'il n'y a aucune liaison entre l'intensité du métamorphisme subi par les rhyolites et leur localisation.

III. 12. 2. 3. - Conclusions

Des sills de rhyolites alcalines à teneur variable en albite ou feldspath potassique semblent donc intrusifs dans un encaissant ayant déjà subi le métamorphisme paléocimérien. Un métamorphisme postérieur affecterait l'ensemble, peut-être de très faible degré, au plus dans le début du faible degré. Ces intrusions antérieures au Jurassique supérieur (cf. II. 1. 1. 2) seraient donc finitriasiques à liasiques. Quant à ce métamorphisme postérieur peut-être faut-il le relier au métamorphisme anchizonal affectant les formations du Jurassique moyen à supérieur (cf. III. 12. 1).

III. 12. 3. - LE VOLCANISME DU JURASSIQUE MOYEN A SUPERIEUR DE HASSANABAD

A l'Est du village de Hassanabad, des niveaux volcaniques (coulées et brèches pyroclastiques) affleurent en alternance avec des niveaux détritiques (conglomérats, grès, argilites). Témoin de la mise en place d'un centre éruptif interstratifié dans le sommet des formations du Jurassique moyen à supérieur, cet ensemble a été fortement basculé vers le Sud, intensément fracturé et affecté d'une altération deutérique. Le volcanisme, très homogène, est de nature basaltique (cf. IV. 7).

III. 12. 3. 1. - Caractères généraux du matériel volcanique

Dans les niveaux volcaniques, nous avons distingué deux types de faciès pétrographique :

- . les basaltes porphyriques
- . les brèches

Beaucoup de caractères macroscopiques sont communs à ces roches. Néanmoins quelques caractères particuliers permettent de les individualiser.

. Les basaltes porphyriques

Leur structure est porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase atteignant 4 à 12 millimètres se présentent en grandes lattes automorphes. Celles-ci sont groupées généralement en agrégats disposés en étoile, en gerbe, ou quelquefois de façon plus anarchique.

. Les brèches

A l'échelle de l'affleurement ces roches sont assez homogènes. Macroscopiquement elles sont formées d'éléments monogéniques (ce que confirme l'observation microscopique), le plus souvent anguleux, parfois émoussés. La taille de ces éléments, généralement inférieure à 2 cm, dépasse parfois 3 cm. Le ciment riche en hématite (couleur brun foncé) peut atteindre 20 % du volume total de la roche. Ces dernières sont donc dans la classification des téphras, des brèches volcaniques monogéniques.

Laves porphyriques et brèches présentent aussi des caractères communs :

- leur couleur peut être verdâtre (chloritisation de la mésostase), mais le plus souvent, elle va du brun au violet foncé (coloration de la mésostase par l'hématite).

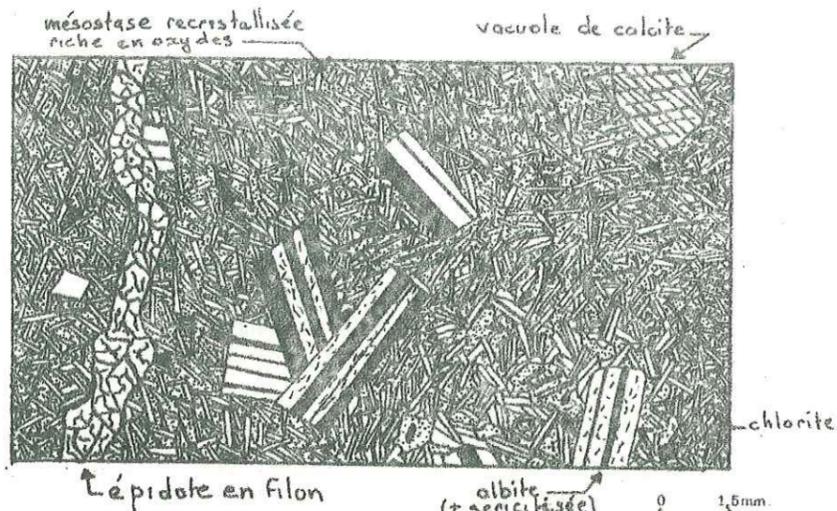


FIG. 84

**STRUCTURE MICROLITIQUE
PORPHYRIQUE**

FIG. 85

STRUCTURE BRÉCHIQUE

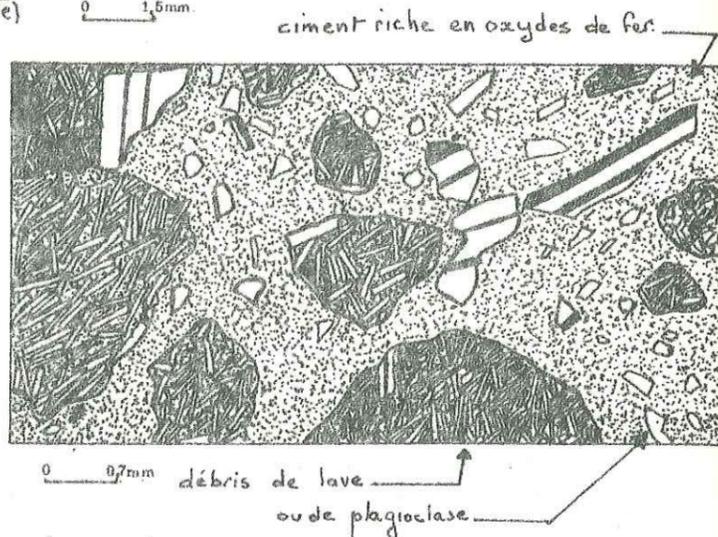


FIG. 86

VACUOLE CHLORITEUSE

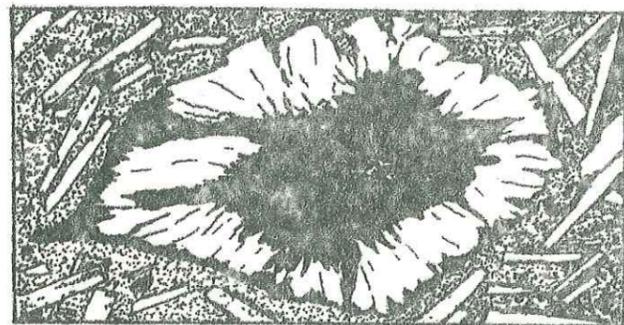
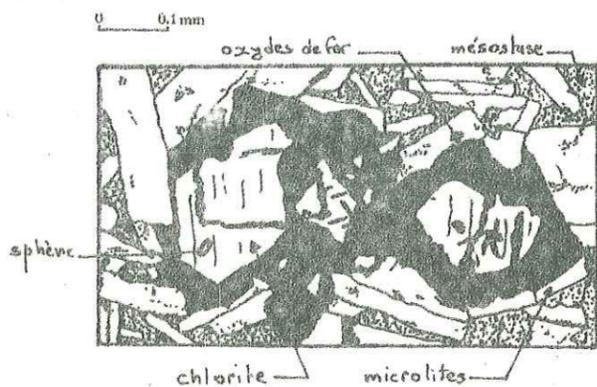


FIG. 87

**ALTERATION DE PYROXÈNE EN
CHLORITE + OXYDES DE FER**



- des vacuoles bleu vert, présentes surtout dans les basaltes porphyriques, sont occupées par la calcite, la chlorite, le quartz et donnent à ces roches, un aspect "spilitique".

- d'autre part, à l'échelle macroscopique, certains niveaux, qu'il s'agisse de coulées ou de brèches, ou plus rarement de niveaux détritiques, sont recoupés par de nombreux filonnets riches en épidote. (cf. log. stratigraphique fig. 5). Des enclaves d'épidote très fréquentes correspondent probablement à des sections de filons atteignant parfois un mètre de section ou à une épidotisation locale plus intense. Quelques placages de chlorites étirées ont été observés dans ces niveaux. La malachite, présente habituellement en mouches isolées, est plus développée lorsqu'elle est associée à ces gros filons d'épidote.

III. 12. 3. 2. - Pétrographie

Nous retrouvons à l'échelle microscopique les deux faciès pétrographiques précédemment distingués.

- Au premier de ces faciès, correspondent des laves dont la structure microcrystalline porphyrique, à tendance parfois intersertale, peut devenir localement trachytique. Ce sont les basaltes porphyriques banaux (fig. 84).

- Les brèches monogéniques correspondent au second faciès. Les éléments de ces roches, sont constitués par des débris de basalte porphyrique, anguleux ou arrondis, et de quelques cristaux de plagioclase isolés, cimentés par une matrice riche en hématite. La nature originelle du ciment de ces brèches est difficilement reconnaissable, mais on peut penser qu'un ciment formé de débris volcaniques très fins (cendres ?) à l'origine, aurait recristallisé lors de l'altération deutérique en une matrice quartzofeldspathique riche en hématite (fig. 85).

Nous allons étudier la minéralogie, homogène dans l'ensemble, de ces deux types de roche, en faisant la distinction entre la paragenèse magmatique originelle (minéraux primaires) et la paragenèse liée à l'altération deutérique postérieure (minéraux secondaires).

- Les minéraux primaires

Les seuls minéraux reliques de la paragenèse magmatique originelle sont la magnétite et l'ilménite. Elles sont disséminées en plages xénomorphes à subautomorphes de taille variable dans la roche. Les minéraux ferromagnésiens sont absents et seuls, des fantômes de cristaux entièrement déstabilisés, témoignent de la présence à l'origine de pyroxène (fig. 87).

Le plagioclase initialement plus riche en calcium est fortement albitisé. Néanmoins l'albitisation conserve parfaitement la structure primaire de la roche qui se présente de la façon suivante :

. Les phénocristaux

Ils sont disposés en faisceaux de grandes lattes dans les basaltes porphyriques. Dans les brèches, ils se présentent plus anarchiquement en agrégats dans la matrice des éléments monogéniques et plus rarement isolés en plages cassées dans le ciment.

. Les microlites

Ils sont très bien développés dans toutes les roches, en prismes parfois très fins. Ils ne présentent pas de structure fluidale mais parfois leur disposition en paquets flexueux caractérise une certaine orientation.

D'une manière générale, phénocristaux et microlites baignent dans une mésostase finement recristallisée postérieurement et très riche en oxydes de fer.

- Les minéraux secondaires

. L'albite

Elle est très répandue et représente 65 à 80 % du volume total de la roche pour les andésites porphyriques et 35 à 45 % pour les brèches monogéniques. Elle résulte de l'altération du plagioclase primaire et peut être accompagnée ou non de séricite, calcite, (épidote). L'albite accompagne aussi parfois la déstabilisation complète des minéraux ferromagnésiens primaires avec quartz, chlorite, épidote, leucoxène, calcite.

. La chlorite

Ce minéral est présent dans tous les échantillons étudiés à l'exception d'une

brèche où le mica blanc prédomine. La chlorite représente 4 à 12 % du volume de la roche environ. La détermination optique permet d'en distinguer deux types :

- . une chlorite ferromagnésienne (type clinocllore) représentant une faible part du volume total des chlorites. Elle cristallise en agrégats de petites lamelles disséminées dans la mésostase entre les lattes de plagioclase (structure intersertale).

- . une chlorite verte pléochroïque, aux teintes de polarisation anormales (bleu nuit à jaune du 1^o ordre). Ce minéral correspondrait à une chlorite plus ferrifère (type ripidolite) (AUMAITRE et BUFFET, 1973). Un diagramme de Rayons X sur un concentré grossier de ces chlorites l'a confirmé. La ripidolite se présente en divers endroits de la roche :

- . en remplissage de vacuoles (fig. 86), la chlorite a cristallisé en plages fibroradiées ou en fines paillettes, accompagnée parfois de calcite, de quartz et rarement d'épidote. La chlorite est quelquefois disposée à la périphérie de ces vacuoles et présente un cœur de calcite.

- . dans la mésostase, en altération des ferromagnésiens. Disposée le plus souvent en plages xénoblastiques, elle épigenise parfois le pyroxène (fig. 87). Elle est généralement accompagnée de leucoxène, ou d'hématite et dans une moindre mesure, d'albite, de quartz et d'épidote.

- . elle peut être disséminée, dans la pâte microlitique recristallisée, en agrégats.

- . elle s'insinue parfois dans les cassures des phénocristaux de plagioclase, ou dans la matrice de la roche; elle est alors accompagnée de calcite, de quartz, d'épidote.

. L'épidote

Il s'agit essentiellement de pistachite. Néanmoins quelques grains présentent une bordure de clinozoisite. Généralement peu répandue (3 à 5 %), l'épidote atteint cependant 35 % du volume de certaines roches très poreuses (laves très diaclasées, brèches mal consolidées). Elle cristallise en granules xénoblastiques de petite taille dans la mésostase de différentes roches, participant en faible part à l'altération in situ du plagioclase et des minéraux ferromagnésiens primaires. En revanche, elle cristallise en grosses plages autoblastiques dans les discontinuités des roches précédemment citées, en filons atteignant un centimètre à l'échelle de la lame mince et traduisant une circulation fluide importante dans les diaclases.

. Le quartz

Assez peu répandu, il est surtout présent dans les vacuoles, accompagnant les minéraux de néoformation. On le trouve aussi dans des filonnets associés toujours à ces mêmes minéraux.

. Les carbonates

Il s'agit de calcite ou de dolomite. Leur volume très variable suivant l'échantillon (3 à 15 %) est néanmoins plus important que celui de l'épidote. Les carbonates sont présents dans les vacuoles, les fractures et la mésostase des roches. Ils se rencontrent aussi fréquemment en petites plages xénoblastiques sur le plagioclase primaire ou comme produit de déstabilisation in situ des ferromagnésiens avec séricite et chlorite.

. Le mica blanc

Le mica blanc est plus ou moins répandu mais toujours présent dans les roches. Il altère le plagioclase primaire et la pâte microlitique en fines paillettes (séricite) mais il peut être associé plus rarement, en plages de taille millimétrique, à la calcite dans les filonnets.

Dans un échantillon, la chlorite est absente et le mica blanc très développé altère le plagioclase primaire en grosses lamelles. Ce phénomène correspond peut-être à une modification des conditions de l'altération deutérique.

. Le sphène (leucoxène)

Il est associé en granules xénoblastiques à la chlorite de déstabilisation in situ des ferromagnésiens (fig. 87). Il est présent en bordure d'altération autour de l'ilménite. On le trouve aussi dispersé en grains isolés dans la mésostase.

. L'apatite

Elle est disséminée dans la mésostase en faible quantité.

. Les minéraux opaques

L'hématite est très répandue dans toutes les roches. Elle est associée :

- . à la chlorite ou aux produits de déstabilisation des minéraux ferromagnésiens, en liséré épais d'exsudation ou en plages xénoblastiques; très rarement en filonnets traversant la roche.

- . en petits grains, intimement mêlés à la mésostase des laves et au ciment des brèches, recristallisés. Elle est disséminée aussi dans toutes les roches en plages subautoblastiques.

Un cristal de pyrite ou de chalcopryrite a été observé.

- Conclusions

Les roches de cet ensemble volcanique, dont la paragenèse originelle (plagioclase calcique, minéraux ferromagnésiens (pyroxène)) est de type basaltique (cf. IV.7), sont affectées d'une altération secondaire. Celle-ci déstabilise en partie la première paragenèse et entraîne la formation de minéraux nouveaux; chlorite, séricite, carbonates, albite, épidote, quartz, leucoxène, apatite. Cette paragenèse est analogue à celle d'un métamorphisme de faible degré. Néanmoins, bien que le contexte géologique des formations du Jurassique supérieur soit caractérisé par un métamorphisme anchizonal (cf. III.12.1), l'absence de schistosité ou d'orientation préférentielle des minéraux néoformés, les remobilisations importantes dans les niveaux plus poreux (laves diaclasées, brèches peu consolidées) ou faibles dans les niveaux plus imperméables (argilites, grès) soulignent le rôle important qu'ont joué certains fluides lors de l'altération.

Ces phénomènes sont caractéristiques de la propylitisation ou altération propylitique (SEKI, 1973); les propylites étant définies au sens strict comme le produit de remplacement partiel ou total des minéraux des volcanites de nature andésitique par une paragenèse à chlorite + séricite + épidote + albite ± quartz ± calcite.

III.12.3.3. - La propylitisation

- Chronologie de la propylitisation

L'observation des minéraux détritiques intercalés dans la série volcanique, nous permet de faire les constatations suivantes :

- les éléments des galets présentent une paragenèse de propylite.
- le ciment des conglomérats est recristallisé en une matrice très riche en hématite.
- les filons d'épidote recoupent volcanites et roches détritiques.

Ceci nous invite à penser que l'altération deutérique s'est faite postérieurement aux dernières émissions volcaniques au Jurassique supérieur et antérieurement au dépôt des calcaires terminaux du Jurassique qu'elle n'affecte pas.

- Les conditions de la propylitisation

La propylitisation entraîne la déstabilisation totale des minéraux ferromagnésiens anhydres et l'albitisation du plagioclase accompagnée d'une séricitisation plus ou moins poussée. La paragenèse secondaire riche en minéraux hydroxylés ou carbonatés et les remobilisations importantes mettent en évidence le rôle joué par les fluides tels que CO₂ et H₂O. Ces derniers ont migré le long des fractures en liaison avec un apport de chaleur (fluides hydrothermaux, ou interstitiels).

. Conditions de température

Les conditions de température sont estimées par BURNHAM (1972) à 400-600 °C, sur la base de travaux expérimentaux sur les paragenèses de métamorphisme de faible degré. LAUX et NATIVEL (1975) estiment à 300 °C au moins la température d'apparition de paragenèses à albite et épidote dans le métamorphisme en partie hydrothermal des séries volcaniques du Piton des Neiges (Réunion). Cependant SEKI (1973) considère que les estimations faites sur la base d'expériences à PH₂O = Ptotale ne peuvent pas être prises en compte, car elles négligent le rôle de la pression partielle de CO₂. Cet auteur, s'appuyant sur l'étude des gîtes épithermaux liés à l'altération propylitique et sur les tempéra-

tures estimées par mesure de décrépitation des inclusions fluides, montre que le domaine de 150 à 300 °C est le plus proche des conditions de température réelles.

. Composition de la phase fluide

La phase est, comme pour toute altération hydrothermale, une phase aqueuse. Cependant, les remobilisations importantes du calcium (filons d'épidote, paragenèse secondaire riche en carbonates et épidote) impliquent la mise en jeu d'une grande quantité de CO₂ dissout dans la phase aqueuse. En effet, pour une phase aqueuse pure, la solubilité du calcium est faible et diminue avec l'augmentation de température et ceci jusqu'à 400 °C au moins (MAURIN, 1972). En revanche, la présence de CO₂ augmente la solubilité du calcium (IYAMA, 1960. HOLLOWAY, 1971).

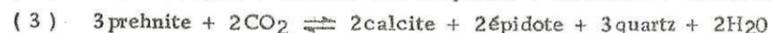
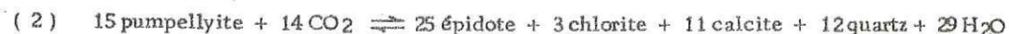
. Variations de la pression partielle de CO₂

BILLING et WHITE (1950) ont bien montré que la pression partielle en gaz carbonique (PCO₂) peut fortement modifier la nature des paragenèses. A une certaine PCO₂, relativement basse, le minéral essentiel fixant le calcium est l'épidote. Une augmentation progressive de PCO₂ favorise la production de calcite. VALLANCE (1974) confirme l'influence du potentiel chimique du CO₂ (μ_{CO_2}) sur la cristallisation préférentielle d'épidote ou de calcite. Cette transformation se fait suivant la réaction :



L'alumine résultante, dans le membre droit de la réaction, pourrait être utilisée par le mica blanc. Ceci se vérifie dans certaines lames où la quantité de séricite est plus importante lorsque la proportion de carbonate de calcium est nettement supérieure à celle de l'épidote.

SEKI (1973) constate que le domaine de température de la propylitisation est analogue à celui du métamorphisme de faible degré à prehnite-pumpellyite. Cet auteur fait remarquer qu'on pourrait s'attendre à une telle paragenèse mais que la PCO₂ très importante aurait rendu instables, dans leur domaine (P et T) de stabilité normale, la prehnite et la pumpellyite. Pour des valeurs de PCO₂ élevées ou une augmentation du rapport CO₂/H₂O dans le liquide hydrothermal (à P et T constantes), pumpellyite et prehnite donnent respectivement une paragenèse à épidote, chlorite, calcite (2) et une paragenèse à épidote et calcite (3), suivant les réactions :



De même ALBEE et ZEN (1965) et SEKI (1973) proposent un remplacement de l'ensemble prehnite + pumpellyite par une paragenèse à calcite, chlorite (dépourvue d'épidote) lorsque le potentiel chimique (μ_{CO_2}) du gaz carbonique est encore plus élevé que précédemment (réaction (1)). Ceci va dans le sens de nos observations macroscopiques et microscopiques. La pression fluide entraine la cristallisation préférentielle des carbonates dans la matrice ou dans les microfractures des laves (milieu peu poreux où PCO₂ est forte) et provoque la cristallisation d'épidote dans les discontinuités plus larges de certaines roches (milieu très poreux où PCO₂ est plus faible) représentées par des volcanites très diaclasées ou des brèches mal indurées. Ainsi peut-on distinguer deux types de paragenèses (avec et sans épidote) en fonction du potentiel chimique (ou de la pression partielle) du CO₂, telles qu'elles ont été définies plus haut (fig. 88).

Néanmoins une réserve s'impose : il nous paraît difficile de faire une comparaison directe entre une altération hydrothermale et un métamorphisme régional, les deux phénomènes mettant en jeu des pressions lithostatiques différentes. Si le domaine de température de la propylitisation est analogue à celui du faciès métamorphique prehnite-pumpellyite, la pression lithostatique mise en jeu lors de la propylitisation est faible. Seule la pression fluide a joué un rôle important.

III.12.3.4. - Conclusions

Le complexe basaltique du Jurassique moyen à supérieur de Hassanabad, représenté par des coulées et des brèches, correspond à un centre éruptif mis en place dans un contexte paléogéographique continental.

La nature des produits émis par le volcan (dont la localisation est inconnue) nous permet de faire quelques hypothèses sur les épisodes successifs de sa mise en place.

. Epanchements de laves de type basaltique précédés ou non d'épisodes explosifs

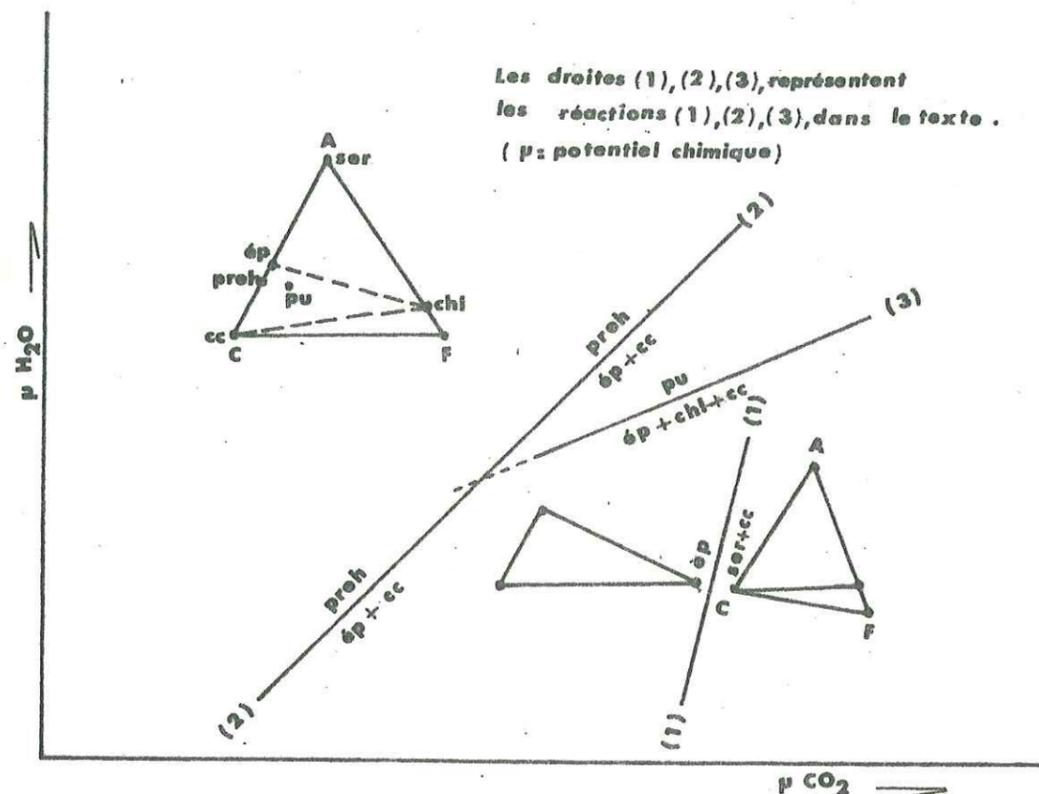


Diagramme μ_{CO_2} - μ_{H_2O} des associations minérales comportant pu-preh-ép à T et P arbitraires. (d'après Seki, 1973)

FIG. 88

donnant lieu à des dépôts pyroclastiques.

. Chaque période de repos du volcan correspond à un épisode d'érosion et de sédimentation de roches détritiques (grès, conglomérats).

Postérieurement à sa mise en place, le complexe volcanique sera affecté d'une propylitisation responsable de la cristallisation de minéraux hydroxylés ou carbonatés (épidote, calcite, mica blanc, chlorite) au détriment de la paragenèse magmatique primaire des roches.

Si cette altération, présente certains caractères de métamorphisme régional de faible degré (paragenèse de faciès schistes verts, domaine de température analogue à celui du faciès prehnite-pumpellyite) et un contexte de métamorphisme anchizonal (cf.III.12.1), elle est plutôt liée à la mise en jeu d'une phase fluide, d'origine magmatique très riche en CO_2 et se traduit par des processus métasomatiques à plus ou moins grande échelle dans un centre volcanique très diaclasé et sous une pression lithostatique faible.

IV_ Géochimie

IV.1. - LES META-INTRUSIONS ET LES METAVOLCANITES BASIQUES

IV.1.1. - INTRODUCTION

Trente-trois échantillons dont seize méta-intrusions et dix-sept métavolcanites ont été analysés dans les laboratoires de l'Institut Dolomieu (cf. I.S.4). Le fer a été dosé sous forme $Fe_2O_3^*$ (= Fe_2O_3 total). Tous les éléments volatils (H_2O , CO_2 , SO_2 , Cl, F...) ont été dosés en bloc et constituent la perte au feu (P.F.) (fig. 89 et 90).

La plus grande partie des échantillons analysés provient des complexes de Heneshk et de Hassanabad; seules deux dolérites et deux volcanites proviennent du complexe du Kuh-e-Sefid.

Les observations de terrain ne permettent pas de séparer chronologiquement les faciès intrusifs des faciès effusifs. Au contraire, les sills interstratifiés dans les ensembles volcanodétritiques semblent montrer une association étroite de ces faciès. Ceux-ci seront donc étudiés ensemble.

IV.1.2. - ELEMENTS MAJEURS

Si pour les méta-intrusions aucun problème ne se pose quant à leur origine magmatique (la plupart des échantillons ont une structure doléritique bien conservée), il n'en est pas de même pour les métavolcanites qui peuvent être facilement confondues, sous l'effet du métamorphisme, avec des métagrauwackes.

Le diagramme $(Al + Fe + Ti) / 3 - Na - (Al + Fe + Ti) / 3 - K$ (MOINE et de LA ROCHE, 1968, fig. 92), utilisé à cet effet, montre bien que l'ensemble des metabasites se groupent dans le champ des basaltes. Quatre échantillons sortent néanmoins un peu de ce domaine. L'un est une métadolérite (74 AV 112) dont la forte teneur en potassium est due à l'altération. Les trois autres sont des métavolcanites (74 AV 56, 74 AV 390b, 75 AV 75) particulièrement affectées aussi par l'altération. En revanche deux échantillons (représentés par le signe + sur le diagramme) se distinguent nettement du groupe précédent. Ceux-ci présentent une silicification trop importante et seront écartés lors de l'étude géochimique. Ils sont néanmoins portés sur les histogrammes suivants, uniquement pour comparaison.

Fig: 89 - Tableau d'analyses des Meta-intrusions -

Ref.	74AV68	74AV77	74AV84	74AV112	74AV123	74AV127	74AV173 a.	74AV173 b.	74AV215	74AV218	74AV273	74AV281	75AV38	75AV43	75AV53	75AV54
Local.	Zone Centre - O Heneshk	Piste de Guchti à Heneshk	Piste de Guchti à Heneshk	Piste de Guchti à Heneshk	Piste de Guchti à Heneshk	Piste de Guchti à Heneshk	Est Kolkosh C. Heneshk	Est Kolkosh C. Heneshk	zone Nord Heneshk	zone Nord Heneshk	Talweg rivière de Hassanabad	Talweg rivière de Hassanabad	Nord de Murshedi K. e. Sefid	Fianc Nord K. e. Sefid	Talweg de la riv. de Hassanabad	Talweg de la riv. de Hassanabad
Caractères particuliers	structure doléritique	structure doléritique	structure doléritique	Forêt albétrie postérieure struct. dolér.		structure doléritique	structure porphyrique	structure porphyrique		cataclyse importante struct. dolér.	structure doléritique grossière reliques pyrox	structure doléritique grossière	structure doléritique grossière	structure doléritique grossière	structure doléritique grossière pour grande intrusion	structure porphyrique, borate, grande intrusion reliques pyrox
%																
SiO ₂	49,50	45,57	49,62	47,58	49,67	54,88	48,10	50,56	48,23	49,71	48,91	42,35	47,75	49,10	50,54	42,61
Al ₂ O ₃	13,11	12,20	16,46	14,95	19,58	12,18	19,05	14,49	12,21	17,16	12,75	14,59	14,31	15,46	19,94	14,17
Fe ₂ O ₃ tot.	14,11	10,84	10,30	13,04	9,50	15,81	9,94	12,93	13,13	11,29	14,22	8,60	11,21	9,74	12,76	8,19
MgO	3,87	5,00	5,36	4,28	4,55	1,91	4,34	5,04	1,89	5,20	7,06	7,66	6,00	8,00	4,69	9,66
CaO	7,28	10,42	10,14	4,77	8,86	5,68	9,58	7,41	10,97	7,81	9,46	10,08	12,00	8,54	9,69	10,27
Na ₂ O	3,81	1,20	3,20	3,34	4,02	3,65	3,59	2,04	4,34	4,47	2,94	2,54	3,33	4,03	4,18	2,94
K ₂ O	1,32	2,95	0,47	3,42	1,55	1,33	1,34	1,56	0,44	0,37	0,10	0,02	0,05	0,16	0,13	tr.
TiO ₂	2,63	2,05	1,87	2,03	1,43	2,44	1,97	2,26	2,60	2,13	1,86	1,21	1,70	1,29	2,12	0,75
P ₂ O ₅	0,46	0,29	0,34	0,28	0,26	0,94	0,24	0,29	0,40	0,27	0,15	0,08	0,24	0,15	0,15	0,16
Perte au feu	3,25	9,89	1,59	5,65	3,15	1,45	2,22	2,76	5,71	7,51	1,95	12,54	2,95	3,57	1,58	11,57
Total	99,36	100,41	99,35	99,34	99,57	100,27	99,77	99,34	99,92	99,92	99,40	99,61	99,45	100,04	99,73	100,26
FeO*	12,68	9,74	9,26	11,72	8,54	14,21	8,94	11,62	11,80	10,15	12,78	7,73	10,00	8,76	11,47	7,31
FeO*/MgO	3,28	1,95	1,73	2,74	1,88	7,44	2,06	2,31	6,24	1,95	1,81	1,01	1,67	1,09	2,44	0,76
ppm																
Ba	91	130	<20	270	262	169	252	376	<20	75	<20	0	30	96	<20	<20
Rb	<20	28	<20	90	40	25	28	41	<20	155	<20	11	<20	32	<20	<20
Sr	191	133	272	108	40	149	105	191	213	20	180	337-342	220	230	<20	141
K/Ba	120	77	<195	105	49	65	44	34	>180	41	>40	→∞	0,00-14	14	>50	0
K/Rb	>550	356	<195	315	322	440	397	68	>180	150	>40	15	>20	41	>50	0
Rb/Sr	<0,105	0,21	0	0,83	0,1	0,172	0,2666	0,2146	0	0,129	0	323	<0,091	0,139	→0	<0,14
Ca/Sr	272	560	266	315	158	272	652	277	368	360	376	212	390	265	>3462	520
Cr	30	10	67	23	50	0	27	20	15	52	137	359	229	326	26	250
Ni	11	<5	21	3	10	<5	29	8	18	<5	20	60	48	<5	14	203
V	267	280	275	367	233	117	200	292	307	344	343	254	327	238	357	169
Co	40	30	44	33	30	27	33	53	31	30	60	35	39	40	39	26
Cu	59	11,5	82	8,5	10	32,5	15,6	65	56	3	93,5	52	107	114	11	32
Ni/Co	0,275	<0,17	0,48	0,09	0,33	<0,18	0,89	0,15	0,58	0,17	0,33	1,75	1,23	<0,125	0,36	7,81

Analyses Institut Dolomieu - Majeurs, Ba, Rb, Sr : FluoX - F.KELLER Cr, Ni, V, Co, Cu : abs. atom. - B. USELLE - préparation G. ALRIC - D. VIRLOGEUX.

Fig: 90 - Tableau d'analyses des Metavolcanites -

Ref.	74AV56	74AV99	74AV107	74AV260 b.	74AV278	74AV282 a.	74AV283	74AV284	74AV288	74AV378 a.	74AV378 b.	74AV390 b.	74AV391	75AV129	75AV131	75AV55	75AV75
Local.	Piste de Guchti à Heneshk	Piste de Guchti à Heneshk	Piste de Guchti à Heneshk	zone Nord Heneshk	Talweg de la riv. de Hassanabad	zone Centre Hassanabad	zone Centre Hassanabad	Talweg de la rivière de Hassanabad	Talweg de la rivière de Hassanabad	S.E. Hassanabad	S.E. Hassanabad	S.S.E. Hassanabad	Talweg SSE vers Hassanabad	Fianc SW Murshedi - Sefid NW Tang Maur	Fianc SW Murshedi - Sefid NW Tang Maur	zone N Heneshk	Est Kolkosh N. Heneshk
Caractères particuliers	Structure granoblast. forte calcitite.	Metavolcanite scapolitite		Pyroxène métamorphe	Grands phénocrist. de Pts zonés	Porphyrobl. calcitisation	Phénoc. plagioclase ferromagn.	Porphyrique	Silicifère	Structure bréchique	Structure bréchique	Porphyroblastique		Porphyrique	Altitration Silic + Muscov importante	Reliques d'Augite	
%																	
SiO ₂	46,40	48,85	47,97	43,42	55,52	47,30	47,10	44,80	75,40	43,23	49,18	54,53	48,76	55,79	77,50	49,89	42,31
Al ₂ O ₃	12,90	15,40	17,39	11,51	16,02	13,89	15,32	14,78	12,53	15,66	16,99	12,72	16,15	18,20	14,00	11,49	10,79
Fe ₂ O ₃ tot.	5,20	11,43	9,79	10,95	9,75	11,26	8,67	9,14	0,82	8,49	9,45	6,90	7,19	7,52	1,05	10,01	8,01
MgO	8,80	5,80	4,76	15,38	3,35	5,47	4,59	8,78	0,28	3,40	4,27	9,36	6,40	2,87	0,55	8,83	10,56
CaO	13,40	9,12	8,10	9,70	7,92	11,21	11,24	9,79	2,44	15,43	12,33	9,29	11,56	8,79	0,15	12,61	14,15
Na ₂ O	4,80	3,79	2,84	2,06	2,91	2,27	3,97	2,17	2,98	2,63	2,06	2,60	3,91	2,26	2,59	0,90	3,25
K ₂ O	0,38	0,82	1,17	0,16	0,57	0,39	0,12	0,03	2,90	0,08	0,15	1,71	0,37	0,92	3,03	0,26	0,34
TiO ₂	1,93	1,63	1,50	0,42	0,77	1,82	0,71	1,21	0,20	0,64	0,74	0,43	1,34	0,42	0,14	0,52	0,40
P ₂ O ₅	0,20	0,30	0,27	0,11	0,13	0,30	0,12	0,13	0,05	0,08	0	0,23	0,27	0,08	0	0,03	0,07
Perte au feu	11,69	2,72	6,77	5,80	2,70	4,52	8,58	9,33	2,48	10,50	5,20	3,00	9,74	2,49	1,48	5,35	9,30
Total	100,38	99,86	100,56	99,51	99,79	99,19	100,42	100,10	100,08	100,18	100,37	100,71	99,69	99,28	100,49	99,83	99,18
FeO*	4,67	10,27	8,80	9,84	8,76	10,75	7,79	8,22	0,74	7,58	8,49	6,20	6,46	6,76	0,94	9,0	7,20
FeO*/MgO	1,23	1,77	1,85	0,64	2,615	1,965	1,70	0,93	2,64	2,23	1,99	0,66	1,01	2,355	1,71	1,02	0,68
ppm																	
Ba	117	162	185	39	108	225	60	27	529	56	40	300	165	449	195	93	53
Rb	155	274	55	<20	28	24	<20	<20	84	<20	<20	50	<20	27	105	26	20
Sr	155	<20	230	341	150	139	217	177	91	170	165	140	449	222	254	116	310
K/Ba	25,5	>340	52,5	34	44	14,4	16,6	9,2	45	12	31	47	18,6	17	129	23	53
K/Rb	19,3	>340	176,6	>66,4	169	135	>50	124,5	286	>33	>60	284	>153	283	240	83	141
Rb/Sr	1	<0,073	0,239	<0,058	0,187	0,1726	<0,092	0,113	0,923	<0,117	<0,121	0,36	<0,0445	0,1216	0,413	0,224	645
Ca/Sr	604	238	252	203	377	576	370	393	192	649	534	470	184	281	42,2	777	297
Cr	13	23	62	1605	19	239	111	600	20	83	107	570	69	48	0	513	1024
Ni	<5	<5	<5	629	<5	74	24	160	8	<5	6	159	50	14	<5	23	400
V	325	53	213	200	235	293	262	213	292	288	275	138	314	183	33	275	171
Co	6	6	34	80	28	39	29	45	53	20	28	35	34	20	2	48	44
Cu	2,5	11	26	104	108	16	94	59	65	85	71	156	61	129	6	76	28
Ni/Co	<0,8	<0,8	<0,15	7,86	<0,18	1,90	0,82	3,55	0,15	<0,25	0,21	4,54	1,47	0,7	<2,5	0,48	9,09

IV. 1. 2. 1. - Histogrammes de fréquences

Les histogrammes sont reportés fig. 91. Les faciès intrusifs sont représentés en noir, les volcanites en blanc et les deux échantillons silicifiés en grisé.

. SiO₂

Les teneurs s'étalent entre 42 et 56 % mais vingt-sept des trente et une métabasites ont une teneur inférieure à 51 %. Un mode apparaît pour SiO₂ = 49 % et un autre, mineur, pour SiO₂ = 43 %.

. Al₂O₃

Aucun mode net ne se dessine dans l'histogramme, les teneurs sont très étalées entre 10,5 et 20 %. Néanmoins, dans les intrusions, un petit mode apparaît pour Al₂O₃ = 14,25 %.

. Fe₂O₃*

Les teneurs s'étalent entre 5 et 16 % avec un domaine compris entre 5 et 12 % pour les métavolcanites et un autre situé entre 8 et 16 % pour les méta-intrusions. Un mode assez net apparaît pour Fe₂O₃* = 9,75 %.

. MgO

Malgré le grand étalement des teneurs, entre 1,5 et 15,5 %, un mode net se dessine pour MgO = 5,25 %. On peut remarquer que, pour les faciès intrusifs, trois échantillons (74 AV 68, 74 AV 127, 74 AV 215) se caractérisent par les teneurs en MgO les plus faibles (<4 %) et en Fe₂O₃* les plus fortes (>14 %). A l'opposé, trois autres échantillons (75 AV 54, 74 AV 281, 75 AV 43) ont les teneurs; en MgO les plus fortes (>7,5 %); en Fe₂O₃* les plus faibles (<10 %); caractères que présentent aussi certaines métavolcanites. Nous reviendrons sur ces observations p. 148.

. TiO₂

Les teneurs s'étalent entre 0,2 et 2,8 %. Un mode mineur se dessine pour l'ensemble des métabasites (TiO₂ = 2 %), mais les méta-intrusions en présentent un, assez net, pour TiO₂ = 2,10 %. Les volcanites se séparent en deux groupes: le premier situé entre 0,2 et 0,8 %, le second entre 1,2 et 2 % de TiO₂.

. CaO

L'histogramme présente un mode net pour CaO = 9,5 %. Les teneurs s'étalent entre 4 et 16 %, avec un domaine de 4 à 12 % pour les méta-intrusions et un autre compris entre 8 et 16 % pour les métavolcanites et qui indique pour ces dernières une plus grande richesse en calcium.

. Na₂O

Un mode apparaît pour Na₂O = 3,6 % pour l'ensemble des métabasites mais les faciès intrusifs en montrent un plus net pour Na₂O = 3,4 % alors que les teneurs des volcanites sont un peu plus dispersées.

. K₂O

L'histogramme se caractérise par le très grand étalement de K₂O entre 0 et 3,4 %. Un mode mineur apparaît quand même (K₂O = 0,15 %); un autre est moins net (K₂O = 0,35 %).

. P₂O₅

Deux modes apparaissent dans l'ensemble des métabasites :

- le premier pour P₂O₅ = 0,14 %

- le second pour P₂O₅ = 0,30 %

Les métavolcanites ont des teneurs <0,32 %. Celles des méta-intrusions sont comprises entre 0,08 et 0,36 % pour douze des quinze échantillons; les trois autres dont les teneurs dépassent 0,40 % correspondent aux mêmes échantillons riches en fer et pauvres en magnésium évoqués précédemment (cf. MgO).

. Perte au feu (P.F.)

Elle présente un mode marqué pour P.F. = 2,5 % et un autre plus faible pour P.F. = 5,5 %. Les teneurs sont quand même étalées entre 1 et 13 %.

. Caractérisation géochimique approchée des métabasites

L'examen des histogrammes de fréquence a permis de mettre en évidence, malgré le petit nombre d'échantillons, que la distribution des éléments majeurs dans les métabasites n'est pas anarchique. Si certains histogrammes sont étalés, il se dégage quand même dans chacun un mode plus ou moins net pour l'ensemble des métabasites (Fe₂O₃*, MgO, SiO₂, Na₂O, K₂O) ou uniquement pour les

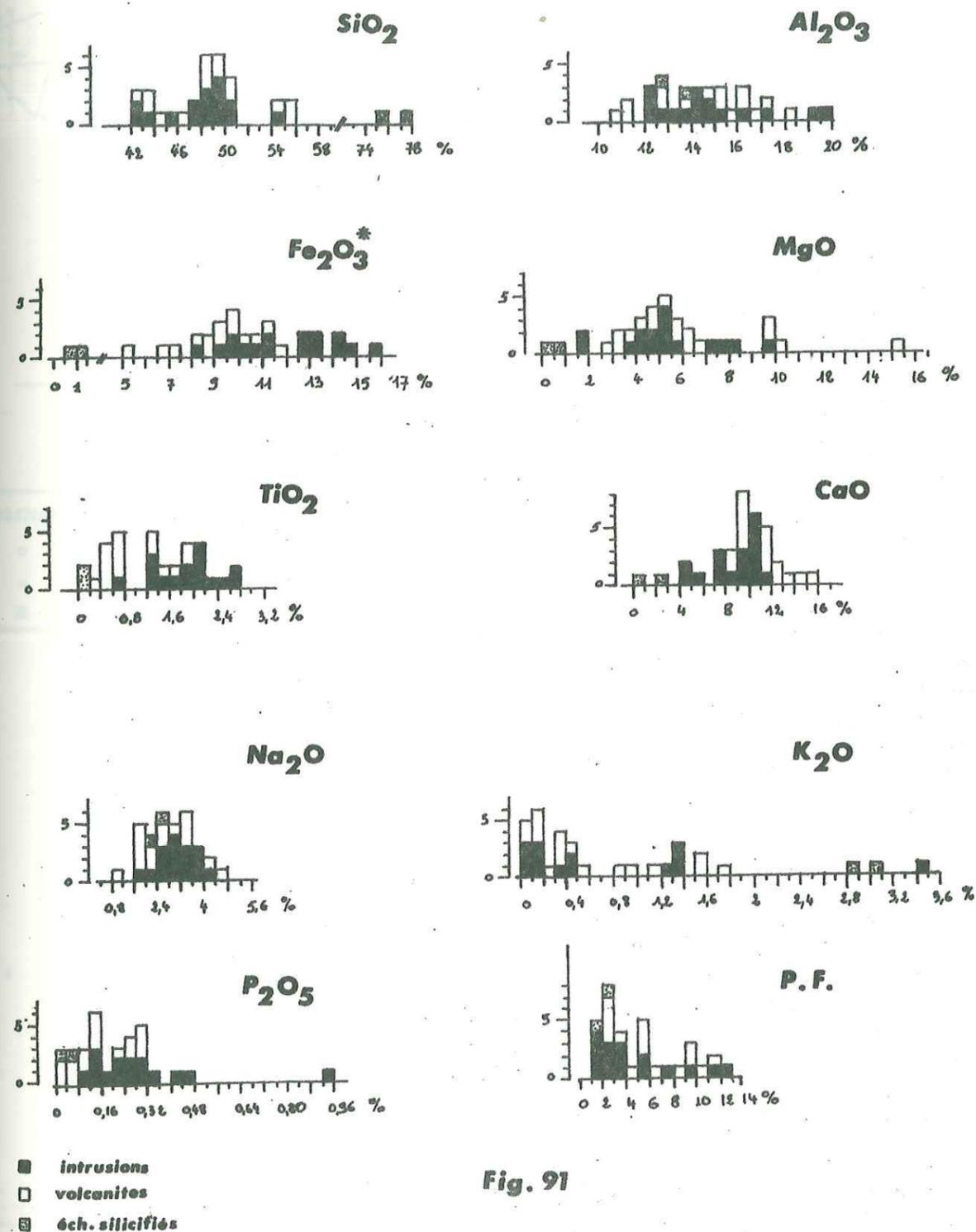


Fig. 91

HISTOGRAMMES DE FREQUENCES

Eléments majeurs

faciès intrusifs (TiO_2 , Al_2O_3). Chaque mode semble donc représenter la teneur moyenne des métabasites pour chaque élément.

Nous pouvons donc maintenant comparer ces dernières à un basalte moyen résultant de la compilation des données mondiales (MANSON, 1967).

Les teneurs moyennes du basalte et celles des métabasites, représentées par les différents modes observés sur les histogrammes, sont figurées dans le tableau ci-dessous. Les domaines de teneurs basaltiques extrêmes pour chaque élément (MANSON, 1967) y ont été ajoutés.

% Poids d'oxydes	Basalte moyen	Domaines des teneurs basaltiques		Métabasites
SiO_2	49,30	—	56,00	49,00
Al_2O_3	16,00	10,50	22,00	14,25
Fe_2O_3	11,90	2,80	22,80	9,75
MgO	6,60	3,00		5,25
CaO	9,90	5,00	15,00	9,50
Na_2O	2,80	—	5,50	3,40
K_2O	1,00	—	—	0,15
TiO_2	2,00	—	5,50	2,00
P_2O_5	0,32	—	1,50	0,14-0,30
P.F.	0,90	—	4,50	2,50

Les métabasites se situent bien dans le domaine des roches basaltiques. SiO_2 , CaO , TiO_2 sont très proches de la moyenne basaltique; Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 sont un peu inférieurs et Na_2O un peu supérieur. En revanche, K_2O s'en éloigne beaucoup et évoque une teneur de basaltes tholéitiques océaniques ($\text{K}_2\text{O} = 0,16\%$ - ENGEL et al., 1965 - $\text{K}_2\text{O} = 0,24\%$ - PEARCE, 1976), alors que Na_2O évoque plutôt une teneur de basalte alcalin océanique ($\text{Na}_2\text{O} = 3,99\%$ - ENGEL et al., 1965 - $\text{Na}_2\text{O} = 3,37\%$ - PEARCE, 1976).

Il y a donc là une divergence que le métamorphisme et les phases d'altération postérieures peuvent en partie expliquer.

IV. 1. 2. 2. - Effets du métamorphisme et des altérations postérieures

Nous avons vu dans l'étude pétrographique (cf. III.1 et 3) que métavolcanites et métaintrusions avaient subi un métamorphisme suivi d'altérations. Il est important de savoir si les phases fluides associées à ces phénomènes n'ont pas perturbé la distribution de certains éléments dans ces roches.

L'histogramme de fréquence de la teneur en éléments volatils (P.F.) est très étalé entre 1 et 13%. Dix des seize faciès intrusifs ont une P.F. < 4% et celle-ci dépasse 4% pour dix des quinze métavolcanites. La forte teneur moyenne en éléments volatils de ces dernières laisse supposer déjà leur plus grande sensibilité à l'altération fluide. D'autre part, l'observation pétrographique a montré aussi l'hétérogénéité des métavolcanites liée : à leur porosité que leur confère la présence de vacuoles dans leur structure primaire, à leur schistosité et à leur fracturation importante qui ont constitué autant de drains empruntés plus facilement par les fluides. A l'opposé, les roches intrusives plus homogènes, avec leur structure magmatique, l'absence de schistosité et la faiblesse de la fracturation, ont moins ressenti l'effet des fluides.

Chaque élément (sous sa forme oxydée) a été reporté sur un diagramme en fonction de la P.F. de la roche correspondante. Seuls K, Ca, Si montrent une corrélation :

- SiO_2 présente une corrélation négative, plus ou moins nette, dans l'ensemble des métabasites.

- si on considère seulement les volcanites, K_2O montre une corrélation négative et CaO une corrélation positive.

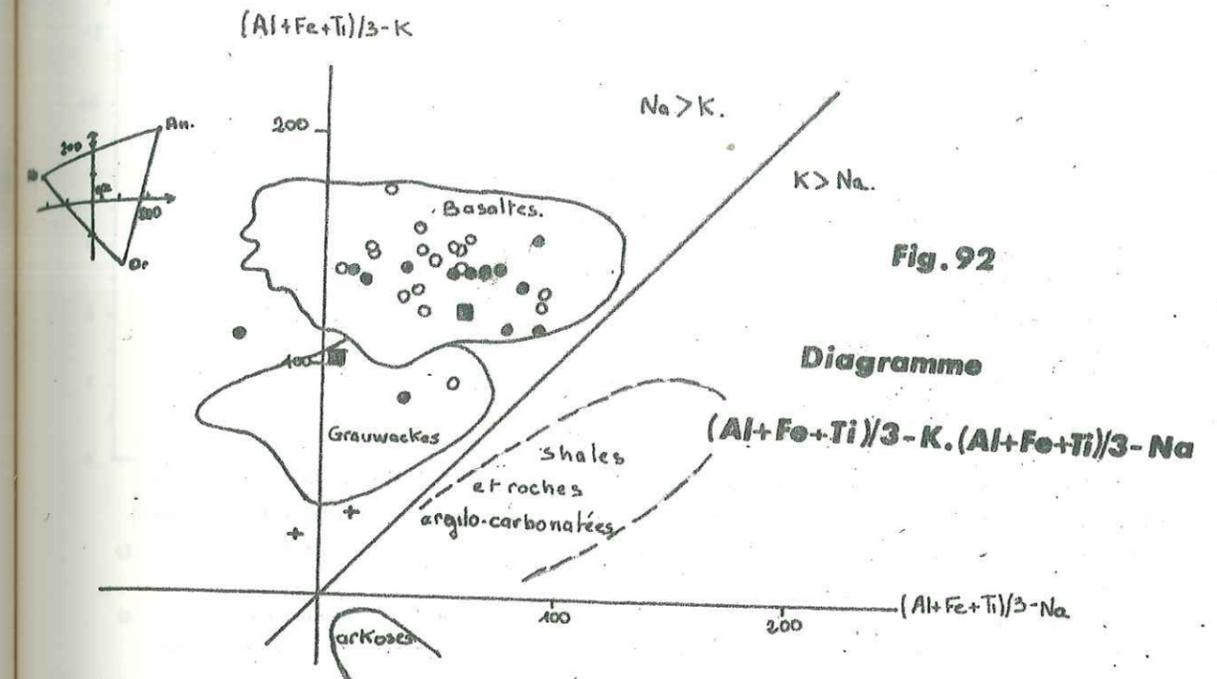


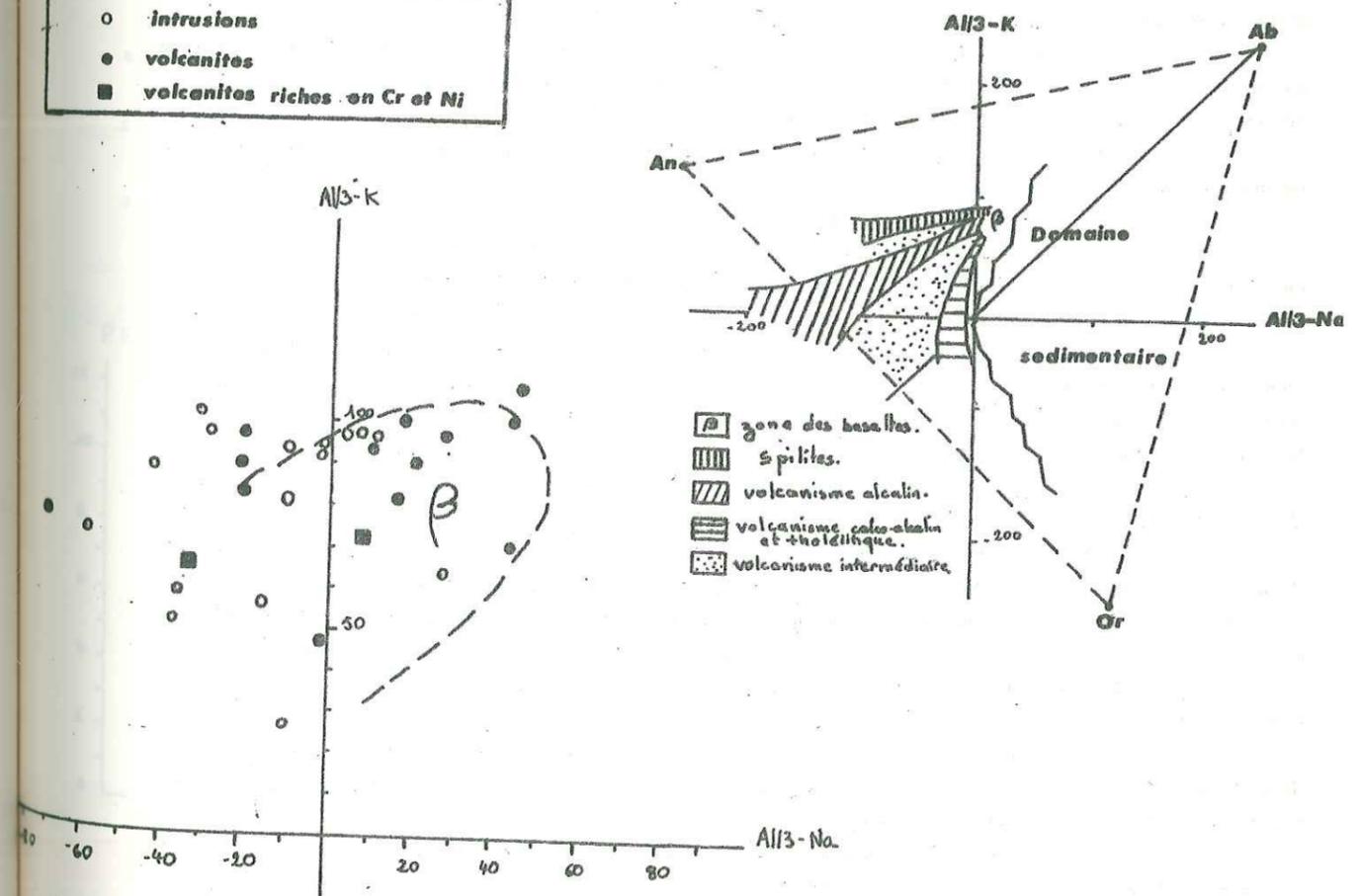
Fig. 92

Diagramme

 $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3-\text{K} \cdot (\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3-\text{Na}$

LEGENDE COMMUNE AUX METABASITES

- intrusions
- volcanites
- volcanites riches en Cr et Ni

Fig. 93 Diagramme $\text{Al}/3-\text{K}, \text{Al}/3-\text{Na}$

. SiO_2 - P.F. (fig.94)

La corrélation négative montre que les roches sont d'autant plus pauvres en SiO_2 qu'elles sont riches en éléments volatils; la silice a donc subi un lessivage partiel lié à l'enrichissement des métabasites en fluides. Il faut préciser aussi que l'intensité du lessivage nous est inconnue puisque nous ignorons la teneur initiale en SiO_2 des métabasites, teneur qui était probablement variable d'un échantillon à l'autre. Et la corrélation négative, dans ce cas précis, ne signifie pas que la teneur en silice a diminué de 55 à 42 % avec l'augmentation de P.F., mais seulement, que cette dernière est responsable du départ d'une quantité inconnue et probablement assez faible de silice qui est fonction de la quantité d'éléments fluides rentrant en jeu.

Nous ne pouvons pas dire non plus qui du métamorphisme ou des phases d'altération postérieures est responsable de ce lessivage.

Néanmoins, il est évident que les très fortes teneurs en éléments volatils de certains échantillons sont trop élevées pour être associées uniquement au métamorphisme. En effet, même en considérant la cristallisation d'un volume de chlorite (minéral contenant 11 % d'eau dans son réseau) représentant 60 % du volume total de la roche, ceci ne suffisait pas à expliquer la $\text{P.F.} > 7\%$. De plus, cette proportion très exagérée n'a jamais été observée dans les métabasites.

Il faut donc faire intervenir le jeu de phases fluides postérieures au métamorphisme responsable par ailleurs de la cristallisation dans les fractures postmétamorphiques de minéraux hydratés ou carbonatés.

. K_2O - P.F. (fig. 95)

Nous avons vu précédemment que le potassium se caractérisait par un histogramme très étalé soulignant ainsi sa très forte dispersion dans les roches.

Si K ne montre aucune corrélation avec P.F. dans les faciès intrusifs, il en montre une en revanche dans les volcanites qui caractérise ainsi son lessivage partiel. Cette observation s'accompagne de toutes les réserves faites à propos de la silice.

Ce départ de potassium peut donc expliquer, les faibles teneurs moyennes observées dans les métabasites ($\text{K}_2\text{O} = 0,15\%$).

. CaO - P.F. (fig. 96)

Malgré la grossièreté du nuage de points, la corrélation positive entre CaO et P.F. traduit l'apport très probable de calcium dans les volcanites, apport que suggérait déjà l'histogramme de fréquences.

Le diagramme $\text{Si} / 3 - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} / 3) - \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ (de LA ROCHE et al., 1964) figure 97, a permis, dans le cas des métabasites, de contrôler l'absence de silicification et de feldspathisation potassique et de mettre en évidence un phénomène de carbonatation. L'unité utilisée est le milli-atome pour 100 g de roche.

Comme le montre le diagramme, la presque totalité des échantillons tombe dans le champ des basaltes.

Excepté pour un échantillon (74 AV 112) particulièrement enrichi en potassium et qui s'éloigne de l'axe du nuage, les valeurs maximales du paramètre $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ ne dépassent pas - 170 et excluent donc toute feldspathisation potassique. Celle-ci, si elle avait eu lieu, aurait tendu alors à rapprocher le nuage de l'axe des ordonnées en direction du pôle orthose. On pouvait d'ailleurs s'attendre à cette absence de feldspathisation, puisqu'il a été vu précédemment que K avait été au contraire lessivé dans les volcanites.

Il en est de même pour la silicification dont l'absence est caractérisée par les valeurs du paramètre $\text{Si} / 3 - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} / 3)$ inférieures à 120 et qui a lieu pour des valeurs du paramètre supérieures à 250 (de LA ROCHE, 1974).

En revanche, le nuage coupe l'axe des abscisses en direction du pôle calcite et montre la tendance à la carbonatation de quelques échantillons et principalement des volcanites. Il est à noter que parmi ces dernières, les roches qui présentent la plus forte carbonatation, sont celles qui sont le plus altérées, ce qui implique le rôle important joué dans ce cas-là par les phases fluides postérieures au métamorphisme.

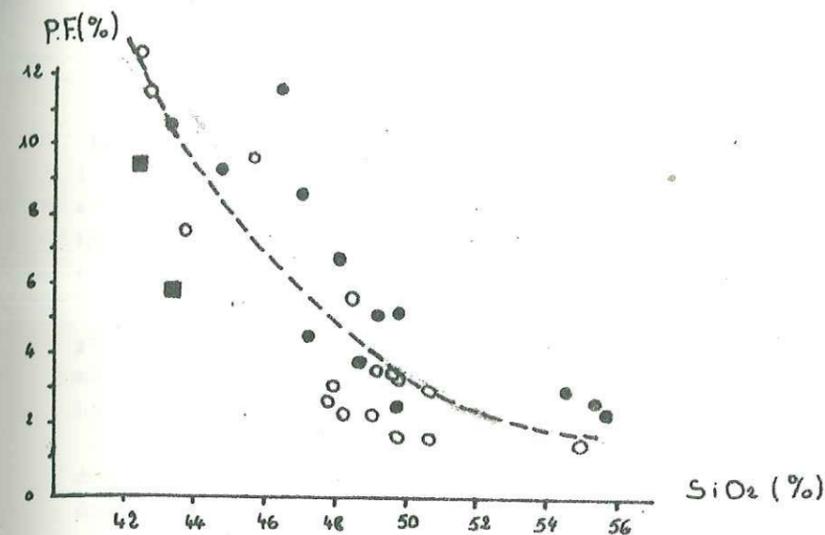


Fig.94

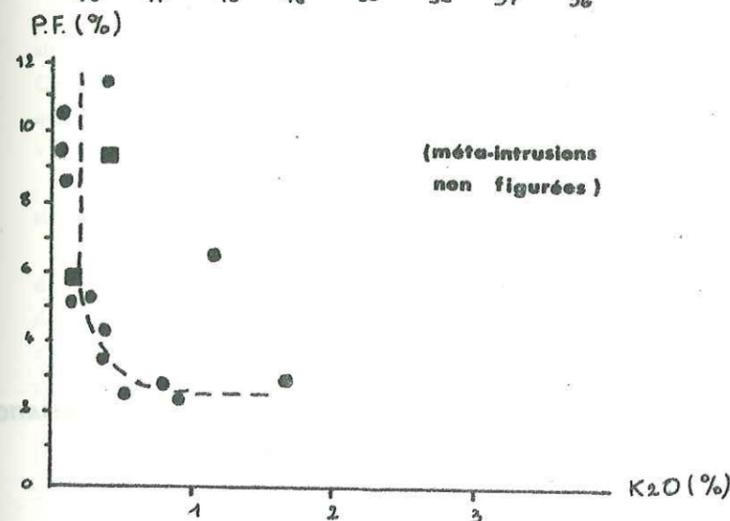


Fig.95

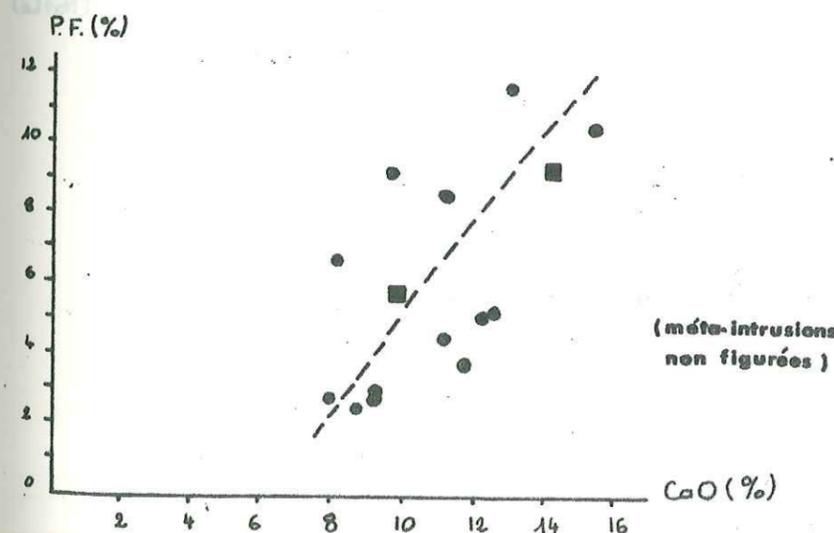


Fig.96

DIAGRAMMES SiO_2 , K_2O , CaO — Perte au feu.

(légende p 143)

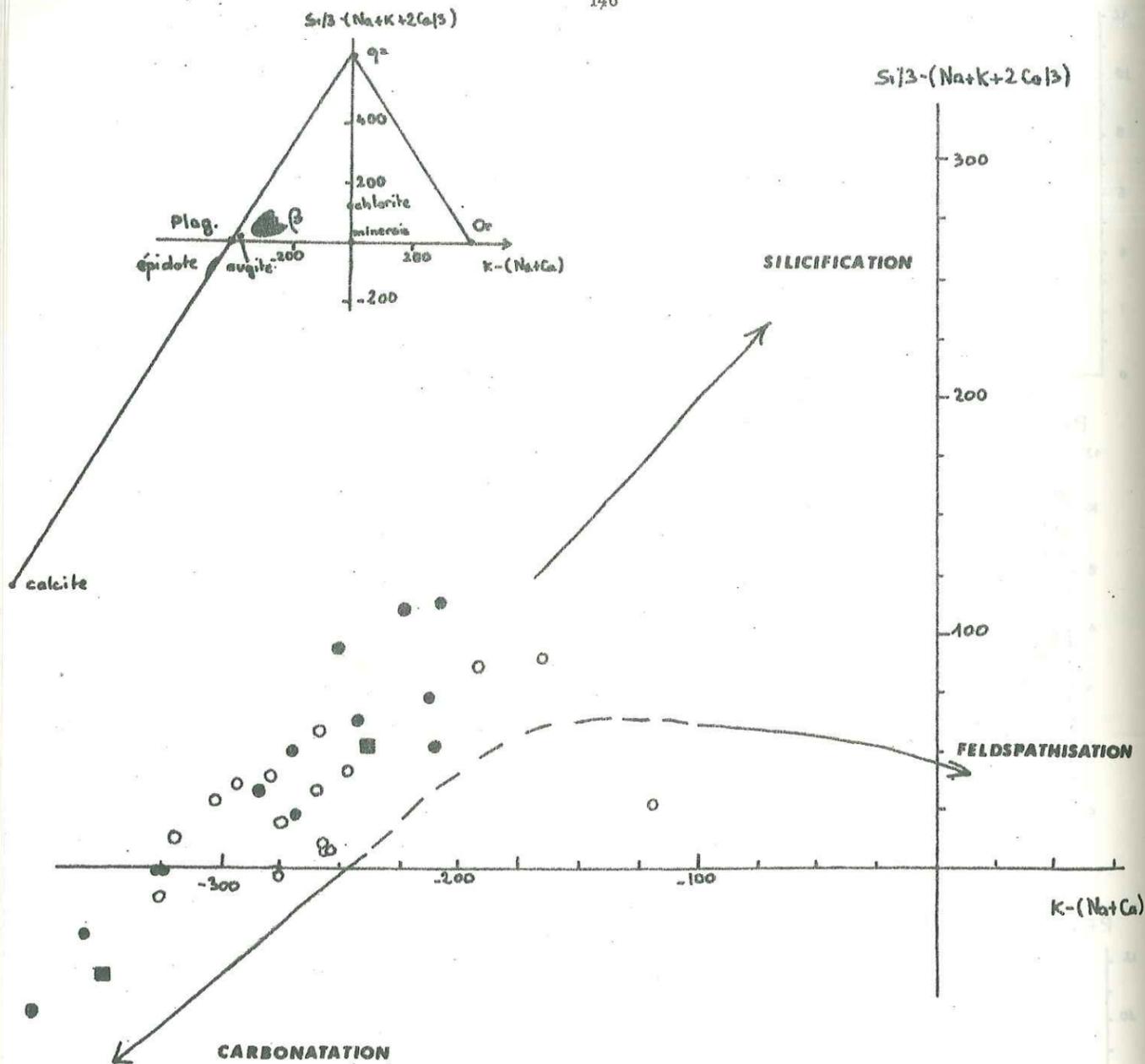


Fig. 97 DIAGRAMME $Si/3-(Na+K+2Ca/3) . K-(Na+Ca)$
(légende p143)

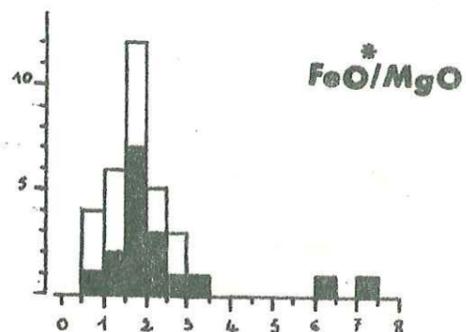


Fig. 98 Histogramme de fréquences

Le sodium

Nous avons vu que les roches contenaient une quantité assez élevée de sodium ($Na_2O = 3,4\%$) suggérant un caractère alcalin des metabasites qui s'opposait au caractère tholéiitique que leur conférait leur faible teneur en potassium. Si cette dernière est liée au lessivage (au moins pour les volcanites), il serait intéressant aussi de savoir si Na_2O n'a pas subi l'influence des phénomènes métamorphiques ou postérieurs.

Le diagramme $Al/3 - K - Al/3 - Na$ (fig. 93) de de LA ROCHE et al. (1974), généralement utilisé pour mettre en évidence les effets d'une albitisation et plus particulièrement de la spilitisation, montre surtout les relations entre albite et anorthite, minéraux disposés aux extrémités d'un long segment.

Les effets d'un métamorphisme de faible degré (tel celui qui a affecté la région étudiée) entraînent eux aussi le même phénomène de transformation du plagioclase en albite; nous utiliserons donc ce diagramme. Les unités sont les mêmes que les précédentes.

La plupart des échantillons tombent dans le champ des basaltes. Seuls quelques uns se situent à la limite basaltes-spilites. Mais peut-on invoquer pour ces roches un enrichissement en sodium? Celles-là ont un paramètre $Al/3 - Na > -40$ pour un paramètre $Al/3 - K$ compris entre 90 et 100, alors que les basaltes très enrichis en Na_2O comme les spilites ont un paramètre $Al/3 - Na$ qui peut dépasser -100 pour des valeurs de $Al/3 - K$ à peu près semblables aux précédentes.

De plus, nous avons vu que K avait subi un lessivage partiel, sinon dans les faciès intrusifs, du moins dans les métavolcanites.

Et les faibles valeurs de K dans les metabasites, entraînent une augmentation relative du paramètre $Al/3 - K$ qui exagère l'excès relatif en sodium dans ces roches par rapport aux domaines des basaltes et des différentes lignées basaltiques. Et si une correction, tenant compte des faibles teneurs en K, devait être apportée, il faudrait déplacer vers l'axe des abscisses l'ensemble du nuage qui se rapprocherait donc plutôt du domaine alcalin.

Il apparaît donc, à partir du diagramme, que les teneurs en sodium relativement élevées (par rapport à celles faibles de K) ne sont pas liées à un enrichissement (associé au métamorphisme ou aux phases postérieures d'altération) mais plutôt au caractère alcalin primaire des metabasites.

Conclusions

L'examen de quelques diagrammes a permis de montrer que lors du métamorphisme et des phases d'altération postérieures, les metabasites ont subi une métasomatose gouvernée par la porosité secondaire (structure, fracturation, schistosité) des roches, et qui a provoqué :

- un départ de SiO_2 dans les faciès intrusifs peu perméables.
- un lessivage de K_2O et SiO_2 et un apport de CaO dans les volcanites schisteuses et plus fracturées.

Le sodium, quoique généralement sensible à l'altération fluide comme Ca, Si, K, ne semble pas avoir varié et sa teneur assez élevée dans les metabasites doit être plutôt liée à leur nature alcaline primaire.

Les autres éléments, Al, Fe, Ti, Mg, ne montrent pas de remobilisations ce qui est en accord avec leur faible mobilité reconnue par de nombreux auteurs. C'est donc à l'aide de ces éléments que nous essaierons de préciser le caractère géochimique originel des metabasites.

IV. 1. 2. 3. - Caractérisation géochimique des metabasites

Rappel des données pétrographiques

- Les métavolcanites (cf. III. 3)

Elles ne montrent aucun caractère particulier; seuls deux échantillons prélevés dans le même niveau contiennent des pyroxènes néoformés très riches en chrome.

- Les méta-intrusions (cf. III. 1)

Elles sont représentées par :

- . des dolérites banales associées à quelques faciès porphyriques.
- . des dolérites grossières présentant à leurs épontes une bordure figée.
- . des dolérites grossières uniquement.

Elles sont constituées d'albite, de chlorite, d'amphibole et d'ilménite; minéralogiquement :

(a) Les deux premiers groupes constituent un ensemble homogène caractérisé par une chlorite ferromagnésienne.

(b) Trois échantillons (74 AV 68, 74 AV 127, 74 AV 215) se distinguent de l'ensemble précédent par une teneur en apatite plus importante, et par du quartz exprimé.

(c) Les dolérites grossières du 3^e groupe (75 AV 43, 74 AV 281) et la bordure figée (74 AV 54) sont caractérisées par une chlorite assez magnésienne et une association à albite + épidote dérivant d'un plagioclase originel assez calcique.

Il semble donc que les variations minéralogiques observées dans les faciès intrusifs reflètent grossièrement leur composition minéralogique initiale et que l'ensemble (c) devait contenir des minéraux magmatiques de cristallisation précoce riches en Mg (pyroxène, olivine ?) et en calcium (plagioclase calcique, pyroxène) à l'opposé des roches de l'ensemble (b) qui, par leur richesse en apatite, leur plagioclase plus acide (dont l'équivalent métamorphique est de l'albite associée à peu ou pas de clinozoisite), leurs minéraux plus ferrifères et leur teneur en quartz, ont dû cristalliser à partir d'un magma plus évolué.

Il apparaît ainsi qu'une différenciation a affecté le magma qui a donné naissance aux metabasites.

Utilisation du rapport $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ comme indice de différenciation

Classiquement, dans les séries magmatiques, on utilise le rapport $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ comme indice de différenciation, car lors de celle-ci, FeO^* et MgO présentent une corrélation négative.

Dans les metabasites nous pouvons constater que :

- les roches définies en (b), présentant des caractères minéralogiques de magma différencié, sont les plus riches en fer et les moins magnésiennes.

- certaines des volcanites et les faciès intrusifs définis en (c) et présentant des caractères de cristallisation plus précoce, sont à l'opposé les plus riches en magnésium et les moins ferrifères.

- FeO^* et MgO ont un histogramme unimodal et semblent donc peu affectés par le métamorphisme. De plus ceux-ci présentent des courbes de différenciation banales (fig.99 et 100).

Ainsi pouvons-nous utiliser leur rapport pour mettre en évidence les phénomènes magmatiques primaires camouflés par le métamorphisme qui sont à l'origine des metabasites actuelles.

Le mode $\text{MgO} = 5,25\%$ est très proche de la teneur moyenne des basaltes alcalins océaniques : $\text{MgO} = 4,79\%$, ENGEL et al. (1965) et $\text{MgO} = 5,55\%$, PEARCE (1976). En comparaison un basalte tholéitique océanique moyen contient $7,19\%$ de MgO pour ENGEL et al. (1965) et $7,69\%$ de MgO pour PEARCE (1976).

Celui du fer, $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 9,75\%$ est aussi en accord avec la teneur d'un basalte alcalin océanique ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 10,62\%$ - ENGEL et al., 1965).

Tout au long de cet exposé, les metabasites sont comparées, pour des raisons de commodités, à des basaltes océaniques alcalins. Il faut cependant préciser que seule, la tendance alcaline qui en ressort importe; en effet nous verrons plus loin, que ces roches ont un caractère continental accusé.

- Indice $\text{FeO}^* / \text{MgO}$

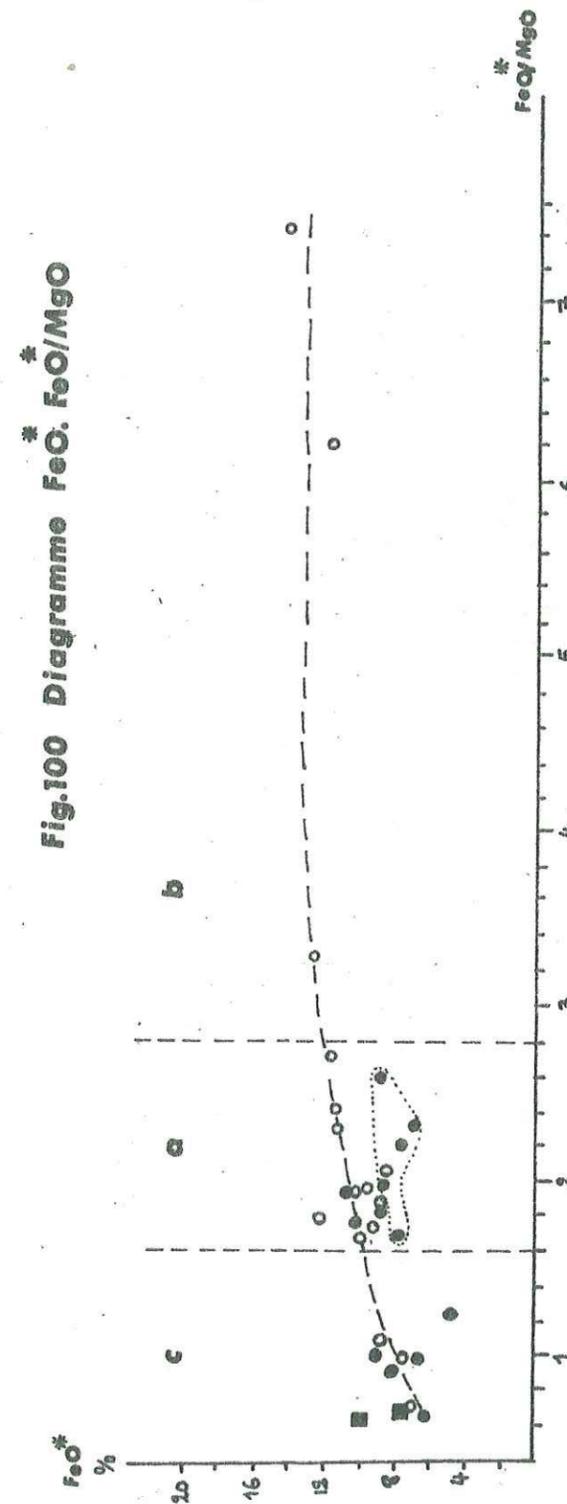
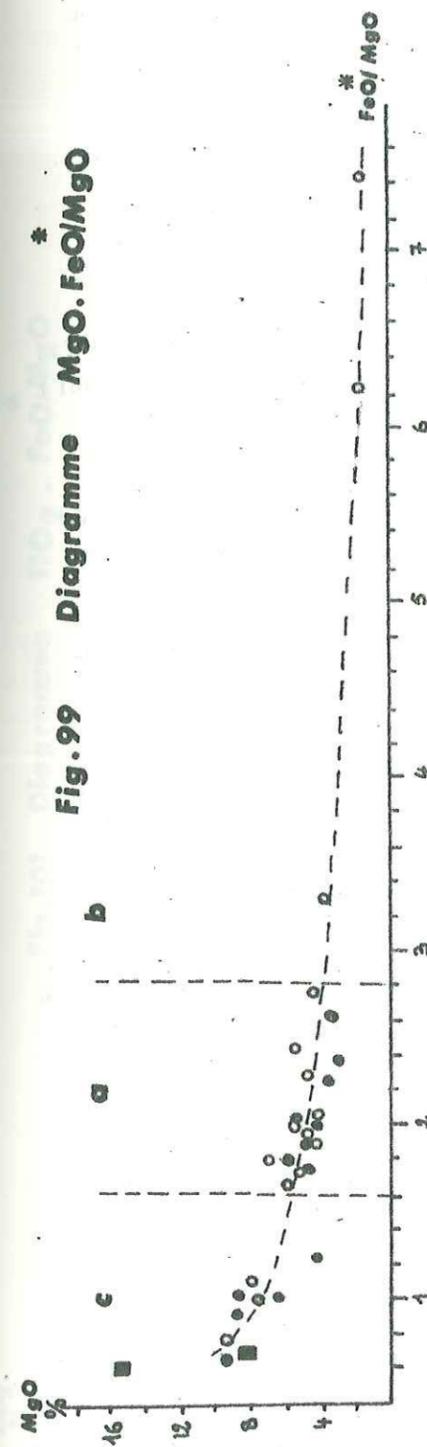
L'histogramme de fréquence (fig.98), présente un mode très net pour $\text{FeO}^* / \text{MgO} = 1,75$. Ce rapport est proche de celui des basaltes alcalins océaniques calculé à partir des moyennes données par ENGEL et al., 1965, $\text{FeO}^* / \text{MgO} = 1,97$. Celui des basaltes tholéitiques océaniques est $\text{FeO}^* / \text{MgO} = 1,20$ (ENGEL et al., 1965).

L'unimodalité très nette de l'histogramme souligne la stabilité du rapport qui ne semble donc pas avoir été modifié lors du métamorphisme et des phases d'altération postérieures.

$\text{MgO} - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ (fig. 99)

MgO montre une évolution nette, depuis les fortes valeurs jusqu'à des valeurs très faibles ($1,9\%$) situées à la limite des teneurs minimales acceptables pour un basalte (MANSON, 1967).

Il n'est pas possible de distinguer à partir du diagramme les faciès d'origine intrusive de ceux d'origine effusive. En revanche, trois groupes, dans lesquels les méta-intrusions sont associées ou



non aux métavolcanites, apparaissent :

- le premier est peu important et se situe au delà de $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3,27$ et atteint la valeur maximale (7,24) de ce rapport. Ce groupe correspond aux métadolérites précédemment définies comme l'ensemble (b) et constitue le groupe de "faciès différencié", caractérisé par les teneurs les plus faibles en magnésium.

- un autre groupe se situe en deçà de la valeur 1,23 du rapport et présente les teneurs en magnésium maximales. Il constitue le "faciès de cristallisation précoce" correspondant à l'ensemble (c) précédent.

- entre ces extrêmes, l'ensemble (a) comprenant le maximum d'échantillons (dix-huit sur trente et un) apparaît pour $1,6 < \text{FeO}^*/\text{MgO} < 2,8$. C'est à partir de ce groupe que les différents modes ont pu être mis en évidence sur les histogrammes de fréquence. Celui-ci, que nous appellerons groupe de "faciès moyen", semble donc représentatif d'un magma qui, lors de sa mise en place, a donné lieu, pendant la différenciation, à la cristallisation de roches de faciès plus précoce ($\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1,23$) et de roches de faciès plus différencié ($\text{FeO}^*/\text{MgO} > 3,27$). Mais nous verrons plus loin (cf. p. 161) que le groupe de faciès moyen est représentatif d'un magma déjà très évolué, provenant probablement d'un autre magma dont le représentant possible (et unique) serait la bordure figée (75 AV 54) associée aux métadolérites grossières.

Deux volcanites (75 AV 75, 74 AV 260b) prélevées dans le même niveau (représentées par ■ sur les diagrammes), présentent des teneurs élevées en MgO (74 AV 260b en contient plus de 15 %) associées à de très fortes teneurs de Cr, Ni, Co qui les distinguent des autres roches du "faciès de cristallisation précoce". Elles seront examinées p. 159.

Dans le diagramme, la courbe décroît assez rapidement depuis le "faciès de cristallisation précoce" jusqu'au début du "faciès moyen" ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2$) et MgO dans cet intervalle passe de 10 à 4,5 %. Puis la pente de la courbe diminue nettement et MgO atteint 1,9 % dans le terme le plus différencié.

Cette décroissance est caractéristique d'une différenciation classique : le magnésium rentre d'abord en grandes quantités dans les minéraux précoces (pyroxènes magnésiens, olivines) de début de cristallisation du magma et diminue rapidement dans le liquide résiduel jusqu'à un certain stade de la différenciation ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2$, dans le cas des metabasites). Puis les minéraux ferromagnésiens s'enrichissent en fer aux dépens du magnésium. Le volume de ce dernier continue alors à décroître mais très faiblement jusqu'aux termes différenciés.

La très bonne corrélation négative entre MgO et FeO^*/MgO dans toutes les metabasites, montre donc bien la présence d'une différenciation à l'intérieur de ces roches et la grande affinité chimique des faciès intrusifs et volcaniques qui semblent donc étroitement liés.

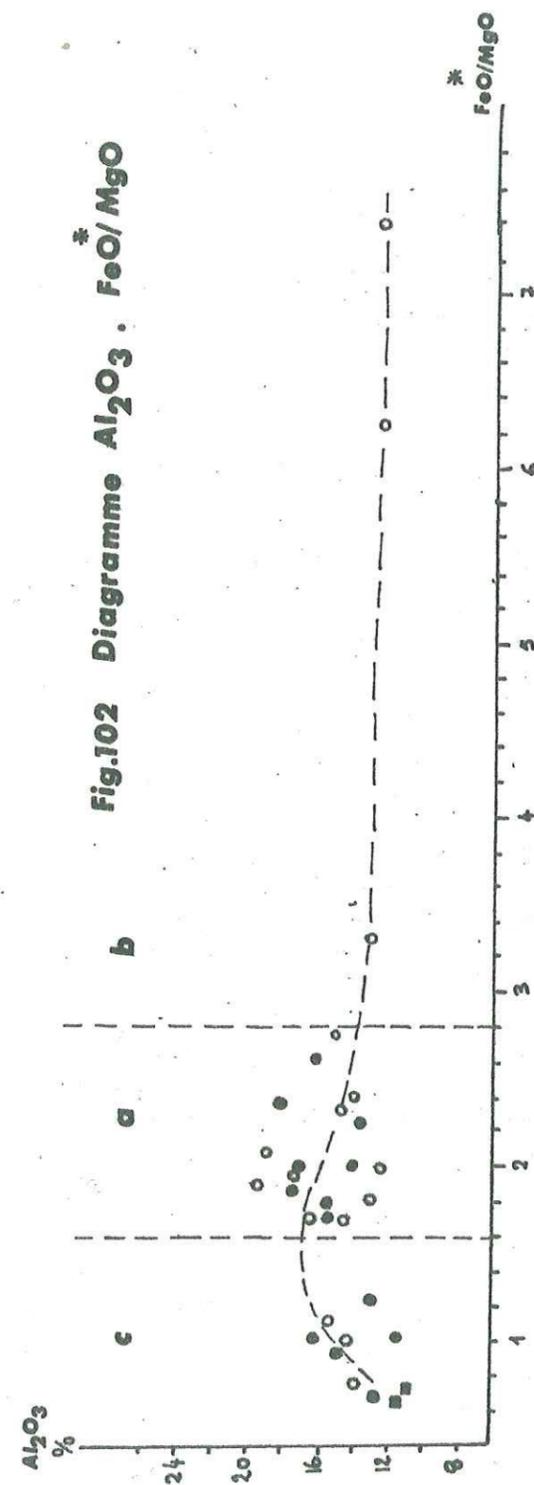
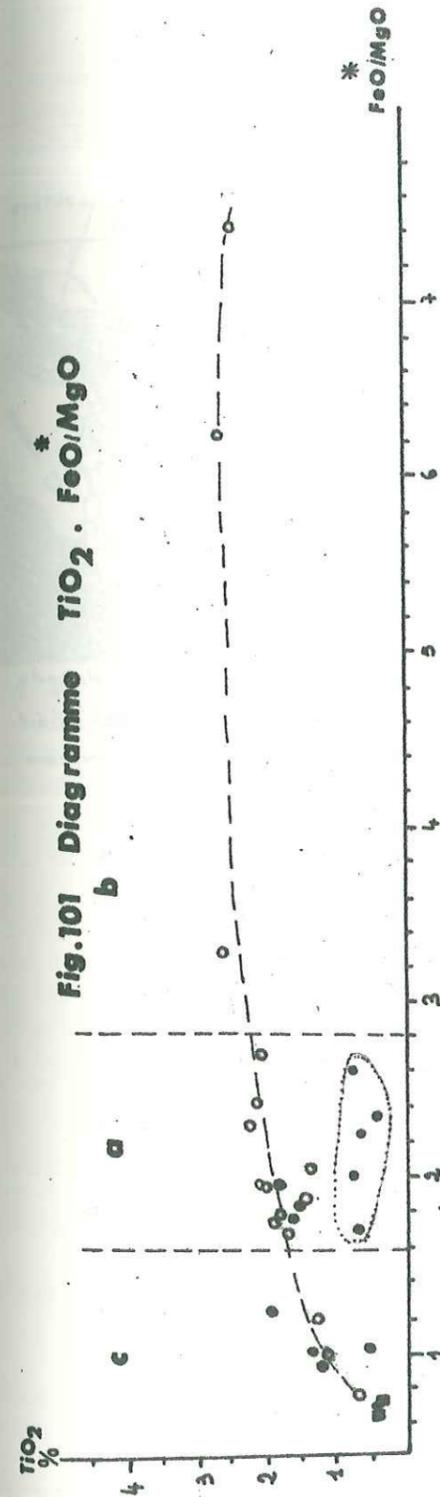
$\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (fig. 100 et 101)

L'allure de la courbe de FeO^* s'oppose à celle de MgO. FeO^* augmente assez rapidement depuis le "faciès de cristallisation précoce" jusqu'au début du "faciès différencié" ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3,2-3,4$) et passe de 5 à 12 %, puis plus faiblement jusqu'au terme extrême pour lequel il atteint 14 %.

L'évolution de la courbe de TiO_2 croît assez fortement depuis le "faciès de cristallisation précoce" jusqu'au niveau du rapport $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3,2-3,4$ et TiO_2 augmente de 0,5 à 2,6 %. Cette dernière valeur constitue un seuil que la courbe ne dépasse pas jusqu'au rapport $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 6,20$ pour diminuer très légèrement ensuite.

L'évolution des courbes de FeO^* et TiO_2 montre une assez grande similitude car ces deux éléments rentrent dans les mêmes phases minérales : les minéraux ferrotitanés, pyroxènes et minéral (ilménite). Excepté pour certaines volcanites du "faciès moyen" (groupe entouré d'un pointillé sur les graphes), ces deux courbes montrent aussi comme précédemment que métavolcanites et métaintrusions ont subi la même différenciation.

Si nous n'avons aucune donnée sur la nature du pyroxène présent initialement dans les roches, l'observation microscopique montre bien, en revanche, que l'ilménite (souvent leucoxénisée)



est présente dans toutes les métabasites.

Dans les faciès intrusifs, elle se dispose en plages de taille importante dans le "faciès de cristallisation précoce". Dans le "faciès moyen" et le "faciès différencié", elle a cristallisé en plages petites mais plus nombreuses et volumétriquement l'ilménite semble un peu plus développée dans ces derniers faciès.

Il apparaît donc que la cristallisation du minéral a représenté un phénomène assez homogène. D'abord volumétriquement plus faible dans le "faciès de cristallisation précoce", celle-ci a augmenté jusqu'au début du "faciès différencié" ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3, 2-3, 4$) puis a continué à volume à peu près constant à l'intérieur de ce faciès.

La présence d'ilménite dans ces roches est en accord avec celle observée dans les basaltes alcalins et qui, d'après OSBORN (1959), implique une pression d'oxygène relativement forte entraînant une valeur élevée du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ et provoquant ainsi la cristallisation du minéral dès le stade précoce de la cristallisation (KUNO et al., 1957).

. Métavolcanites déficitaires en Ti et Fe

Dans les faciès effusifs, le processus de cristallisation de l'ilménite semble un peu perturbé.

En effet, si la plupart des métavolcanites montrent une évolution des courbes de FeO^* et TiO_2 analogue à celles des faciès intrusifs, un sous-groupe (74 AV 283, 74 AV 378b, 74 AV 378a, 74 AV 278 et 75 AV 129) s'en distingue par les caractères suivants :

- de très faibles teneurs en titane ($0,4\% < \text{TiO}_2 < 0,8\%$)
- des teneurs plus faibles en fer ($7\% < \text{FeO}^* < 9\%$)

Microscopiquement, ces roches se caractérisent aussi par leur plus faible pourcentage d'ilménite.

Même si des variations de la cristallisation du pyroxène ont pu entrer en jeu, le métamorphisme en effaçant toute trace, le déficit en fer et titane dans ces roches est, au moins en partie, lié à la faible cristallisation de l'ilménite. Celle-ci a pu avoir lieu pour des conditions thermodynamiques régnant, à ce moment précis, dans le magma et incompatibles avec la cristallisation du minéral. Mais on peut supposer aussi que ce dernier a pu précipiter en masse à un stade de cristallisation plus précoce, pour des conditions thermodynamiques non représentées ici et opposées à celles du cas précédent, appauvrissant ainsi en fer et en titane le liquide résiduel qui est à l'origine de la cristallisation de ces roches.

Puisque toutes les métabasites semblent provenir du même magma, il apparaît que ce sous-groupe de métavolcanites constituant un ensemble homogène pauvre en ilménite ne peut être séparé du reste des métabasites mais souligne l'importance des variations thermodynamiques locales qui peuvent survenir dans les faciès effusifs lors de leur montée rapide à la surface; variations que ne montrent pas les roches intrusives étudiées ici.

Malgré l'absence de données pétrographiques sur les minéraux ferromagnésiens, les teneurs importantes de titane et de fer dans les "faciès moyens" et "différenciés" indiquent que le pyroxène était probablement titané et du type augite titanifère caractéristique aussi de magma alcalin.

D'une manière générale FeO^* et TiO_2 montrent comme MgO une évolution qui souligne bien la différenciation classique et régulière d'un magma sous forte pression d'oxygène.

Le domaine des teneurs de FeO^* se situe pour le groupe de "faciès moyen" entre 7 et 12%. Celui-ci encadre assez bien la teneur moyenne des basaltes alcalins océaniques $\text{FeO}^* = 9,55\%$, ENGEL et al., 1965.

En revanche, TiO_2 présente dans l'ensemble des métabasites un mode de 2%. Les faciès intrusifs qui ne présentent pas de perturbation au niveau de la distribution du titane montrent un mode plus net pour $\text{TiO}_2 = 2,1\%$. Cette teneur s'éloigne considérablement de celle des basaltes alcalins océaniques moyens :

- . $\text{TiO}_2 = 2,87\%$ ENGEL et al. (1965)
- . $\text{TiO}_2 = 3,04\%$ PEARCE (1976)
- . $\text{TiO}_2 = 3,00\%$ MANSON (1967).

GOTTINI et RITTMAN (in BEBIEN, 1972) ont mis en évidence la bimodalité de la teneur en TiO_2 des laves émises par des volcans en activité en fonction de leur position tectonique :

. $\text{TiO}_2 = 0,75\%$ dans les régions orogéniques (les matériaux émis sont des basaltes alumineux, andésites, trachytes).

. $\text{TiO}_2 = 2,25\%$ dans les régions cratoniques (tholéiites, basaltes alcalins, etc.).

Il apparaît donc que TiO_2 montre bien le caractère continental prononcé des métabasites ($\text{TiO}_2 = 2,1\%$) que confirment aussi les données de PEARCE (1976) sur les basaltes continentaux : $\text{TiO}_2 = 2,47\% \pm 0,83\%$.

. $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (fig. 102)

La courbe de l'aluminium est un peu différente des courbes précédentes. Elle croît à l'intérieur même du "faciès de cristallisation précoce" et atteint 14-15% au niveau du rapport $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1, 2$. Puis, elle diminue plus ou moins régulièrement jusqu'au terme le plus différencié pour lequel $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12\%$.

L'aluminium rentre principalement dans le plagioclase. Il se loge tout d'abord dans le plagioclase calcique (un labrador contient environ 30% d'alumine), puis, au fur et à mesure de l'évolution du magma, dans le plagioclase plus acide (un oligoclase ne contient plus que 21% d'alumine).

A cristallisation d'un volume de plagioclase égal, la courbe de l'alumine devrait donc se traduire par une décroissance faible et continue avec la différenciation.

Dans le cas des métabasites, l'allure irrégulière de la courbe et l'étalement assez important du nuage de points représentant le "faciès moyen" ne permet pas de faire beaucoup d'hypothèses.

Cependant, dans les faciès intrusifs, le plagioclase pseudomorphosé semble occuper un volume équivalent dans toutes les dolérites et la décroissance très irrégulière de la courbe pour ces roches, depuis le "faciès de cristallisation précoce" jusqu'au terme le plus différencié, peut refléter l'évolution d'un plagioclase plus basique (dont l'équivalent métamorphique est l'association albite + épidote) dans les dolérites du "faciès de cristallisation précoce" vers un plagioclase plus acide (albite associée à peu ou pas d'épidote).

Dans les volcanites, l'observation pétrographique ne permet pas de tirer de conclusions sur le volume ou la nature du plagioclase.

Les faibles teneurs en alumine, associées à la richesse en magnésium des volcanites du "faciès de cristallisation précoce", doivent être aussi liées à la cristallisation d'un volume faible du plagioclase dans ces roches, synchrone de la cristallisation d'un volume important de minéraux magnésiens.

Les métabasites présentent un mode assez net dans les faciès intrusifs pour $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,25\%$. Comme pour TiO_2 , cette moyenne est très faible par rapport à celle des basaltes alcalins océaniques :

- . $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,02\%$ ENGEL et al. (1965)
- . $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,45\%$ PEARCE (1976)

Mais l'observation faite précédemment sur la variation des teneurs en titane des roches volcaniques en fonction de leur position tectonique est aussi valable pour l'aluminium dont la teneur est élevée dans les volcanites des zones orogéniques et faible dans celles des régions cratoniques (BEBIEN, 1972).

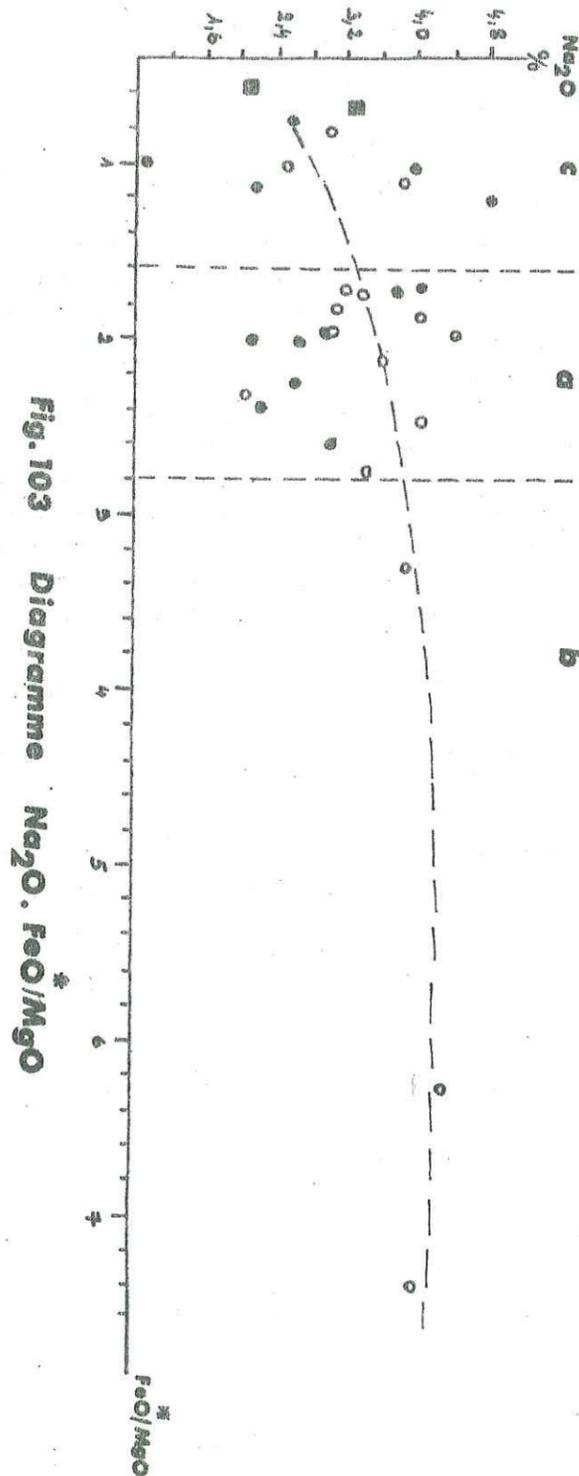
Ainsi la faible teneur en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,25\%$) des métabasites souligne une fois de plus leur caractère continental, ceci étant corroboré par les données de PEARCE (1976) sur les basaltes continentaux ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,41\% \pm 2,16\%$).

. $\text{Na}_2\text{O} - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (fig. 103)

Le diagramme montre une dispersion relativement importante de Na_2O dans les "faciès de cristallisation précoce" et "moyen". Cette dispersion est visible surtout au niveau des volcanites. Dans les faciès intrusifs, les valeurs sont plus homogènes.

La dispersion de Na_2O peut avoir plusieurs causes :

- l'altération : nous avons vu que celle-ci n'avait pas affecté sensiblement Na_2O dans les métabasites. Néanmoins la cristallisation d'albite dans les filonnets peut affecter certains échantillons et provoquer un enrichissement notable en sodium : la cristallisation d'un volume de 5% d'albite importée dans une roche fracturée provoque un enrichissement de plus de 0,5% de Na_2O .



- une variation de la nature du plagioclase joue aussi un rôle qui n'est pas négligeable : à volume égal de plagioclase, par exemple, le passage d'une albite moyenne ($\text{Na}_2\text{O} = 11,4 \%$) à un oligoclase moyen ($\text{Na}_2\text{O} = 9,3 \%$) entraîne une variation de plus de 1 % de Na_2O dans une roche comportant 50 % de plagioclase.

- enfin, la teneur en sodium d'une roche est fonction du volume de plagioclase qu'elle contient et une variation volumétrique même faible d'un échantillon à l'autre entraîne une variation relative du sodium assez importante.

Tous ces phénomènes combinés peuvent ainsi expliquer la dispersion de Na_2O dans les métabasites et surtout dans les volcanites.

Mais en tenant compte de toutes ces considérations, une corrélation positive apparaît dans les métabasites, et surtout dans les faciès intrusifs plus homogènes.

La courbe croît depuis le "faciès de cristallisation précoce" jusqu'au début du "faciès différencié" ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 3,4$) et Na_2O passe de 2,4 à 3,8 % puis la courbe ne croît plus que très faiblement jusqu'au terme le plus différencié, pour lequel Na_2O atteint 4 %.

Cette évolution traduit l'enrichissement en sodium du plagioclase avec la différenciation. Celui-là, basique dans le "faciès de cristallisation précoce" s'enrichit rapidement en Na jusqu'au début du "faciès différencié", à partir duquel le plagioclase devenu assez alcalin ne s'enrichit plus que très faiblement.

Na_2O présente un mode ($\text{Na}_2\text{O} = 3,6 \%$) dans l'ensemble des métabasites; les faciès intrusifs plus homogènes en montrent un plus net pour $\text{Na}_2\text{O} = 3,40 \%$. Cette moyenne est en accord avec celle des basaltes alcalins océaniques donnée par ENGEL et al. (1965) ($\text{Na}_2\text{O} = 3,99 \%$) et très proche de celle donnée par PEARCE (1976) ($\text{Na}_2\text{O} = 3,37 \%$).

La teneur moyenne en sodium, relativement élevée, constitue donc un argument supplémentaire en faveur du caractère alcalin des métabasites.

. Conclusions à l'étude des éléments majeurs peu ou pas perturbés par l'altération

L'examen de la distribution de Al, Fe, Mg, Ti, Na, dans les métabasites a montré que :

- les faciès effusifs et intrusifs dérivent de la cristallisation d'un même magma affecté d'une différenciation.

Si la quasi-absence, dans les métabasites, de la paragenèse magmatique ne permet pas de préciser les différents processus de la différenciation, l'allure des courbes pour chaque élément majeur, avec cette dernière, indique que l'évolution du magma s'est déroulée de façon classique et peu perturbée. Seule une variation locale des conditions thermodynamiques a pu être responsable de la faible cristallisation de l'ilménite dans certaines des métavolcanites.

La présence de minéral dans les roches, dès le stade de cristallisation précoce, est en accord avec la valeur généralement élevée du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$, caractéristique des basaltes alcalins (OSBORN, 1959).

En dehors de cette preuve de leur alcalinité, les métabasites présentent des caractères géochimiques hybrides :

- de basalte alcalin océanique ($\text{MgO} = 5,25 \%$ - $\text{Na}_2\text{O} = 3,40 \%$)
- de basalte continental assez prononcé ($\text{TiO}_2 = 2,10 \%$ - $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,25 \%$)

Ces résultats sont donnés, dans le tableau ci-dessous, et comparés aux moyennes des basaltes alcalins océaniques et des basaltes continentaux moyens (PEARCE, 1976).

% poids d'oxydes	basaltes océaniques	basaltes continentaux	métabasites
	PEARCE, 1976		
Al_2O_3	16,45	14,41	14,25
MgO	5,55	5,96	5,25
TiO_2	3,04	2,47	2,10
Na_2O	3,37	2,90	3,40

IV.1.3. - ELEMENTS EN TRACES

IV.1.3.1. - Eléments de transition : Ni, Cr, Co, V

Le rôle des éléments de transition dans les processus magmatiques est bien connu, particulièrement lors de la cristallisation fractionnée des magmas basiques (ex : intrusion de Skaergaard - WAGER et MITCHELL, 1951) et ils s'avèrent être d'excellents traceurs des processus pétrogénétiques. D'autre part, la répartition de ces éléments paraît peu ou peu influencée par des altérations ou des transformations postérieures comme le métamorphisme. De prime abord ces éléments paraissent donc être un excellent fil conducteur pour retrouver d'éventuelles filiations dans les métavolcanites et les méta-intrusions étudiées. Ils pourraient permettre de retrouver les processus pétrogénétiques qui ont prévalu et de corroborer les résultats obtenus à l'aide des éléments majeurs. Nous verrons cependant qu'il faut faire un certain nombre de réserves à cette approche des problèmes pétrogénétiques.

Comportement des éléments de transition pendant une différenciation par cristallisation fractionnée

D'une façon sommaire, l'étude de la différenciation de magmas basiques par cristallisation fractionnée a permis de faire les constatations suivantes :

- diminution des teneurs en Ni et Cr dans le liquide résiduel après les premiers stades de cristallisation. Cette diminution est liée à l'incorporation de ces éléments dans des minéraux précoces comme l'olivine et le clinopyroxène. Le chrome est incorporé préférentiellement dans le clinopyroxène; le nickel dans l'olivine.

- le cobalt tend à suivre la même évolution bien que l'enrichissement précoce (fixation préférentielle dans l'olivine) soit moins marqué. Il y a cependant une augmentation des teneurs puis une décroissance liée à la cristallisation des minerais (magnétite et ilménite) qui incorporent une quantité souvent plus importante de cobalt que les pyroxènes.

- le vanadium montre une augmentation de sa teneur dans le liquide résiduel pendant les stades précoces puis une décroissance liée, là aussi, à la cristallisation des minerais.

Histogrammes des fréquences (fig. 104)

- Nickel

Les teneurs sont faibles pour la grande majorité des échantillons. La dispersion des valeurs est réduite; plus de 84 % de ces valeurs sont compris dans la fourchette 0-80 ppm.

Un mode assez net à 10 ppm apparaît que ce soit dans les méta-intrusions ou les métavolcanites.

Compilation des teneurs moyennes pour les basaltes :

- EDEL'SHTEIN (1960) : 300 ppm
- TUREKIAN et WEDEPOHL (1961) : 130 ppm
- VINOGRADOV (1962) : 160 ppm
- PRINZ (1967) : 88 ppm - mode : 75 ppm
- avec pour les basaltes alcalins : 98 ppm - mode : 80 ppm
- " " tholéiites : 84 ppm - mode : 75 ppm

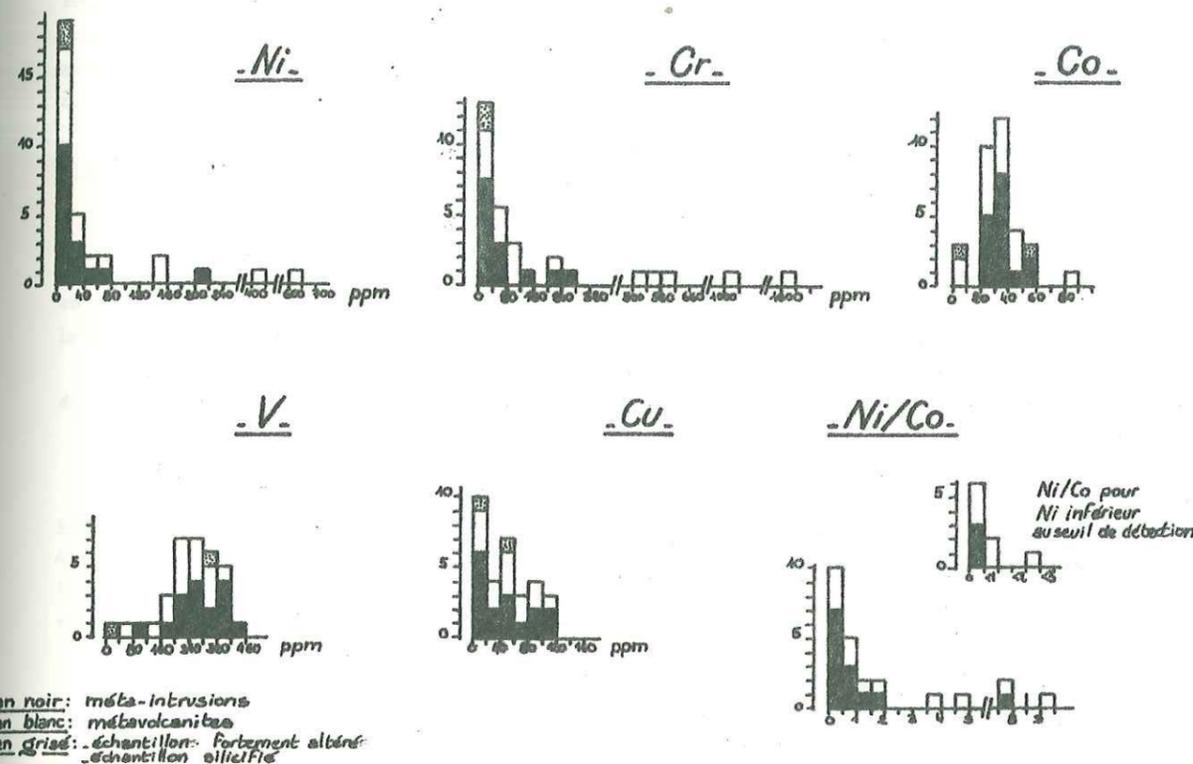
On constate donc que les teneurs en Ni de l'échantillonnage sont nettement plus faibles que pour les basaltes moyens, mais elles rentrent cependant dans la fourchette 3-350 ppm donnée par PRINZ (1967) pour l'ensemble des basaltes.

La valeur maximale de 350 ppm donnée par cet auteur souligne l'existence de deux échantillons à teneurs "anormales" : 75 AV 75 (400 ppm) et 74 AV 260b (629 ppm). Ce sont les métavolcanites à pyroxènes métamorphiques, riches en Cr et Ni déjà signalées (cf. III.3). Nous reviendrons plus loin sur ces deux échantillons.

- Chrome

Comme pour le nickel, les teneurs en Cr sont faibles (plus de 60 % des valeurs entre 0 et 80 ppm) mais la dispersion des valeurs est réduite si l'on excepte les deux échantillons précédemment cités (75 AV 75 : 1024 ppm - 74 AV 260b : 1605 ppm) les teneurs maximales pour les basaltes étant autour de 550 ppm (PRINZ, 1967).

Fig:104 Histogramme des fréquences (Ni, Cr, Co, V, Cu)



Ni/Co

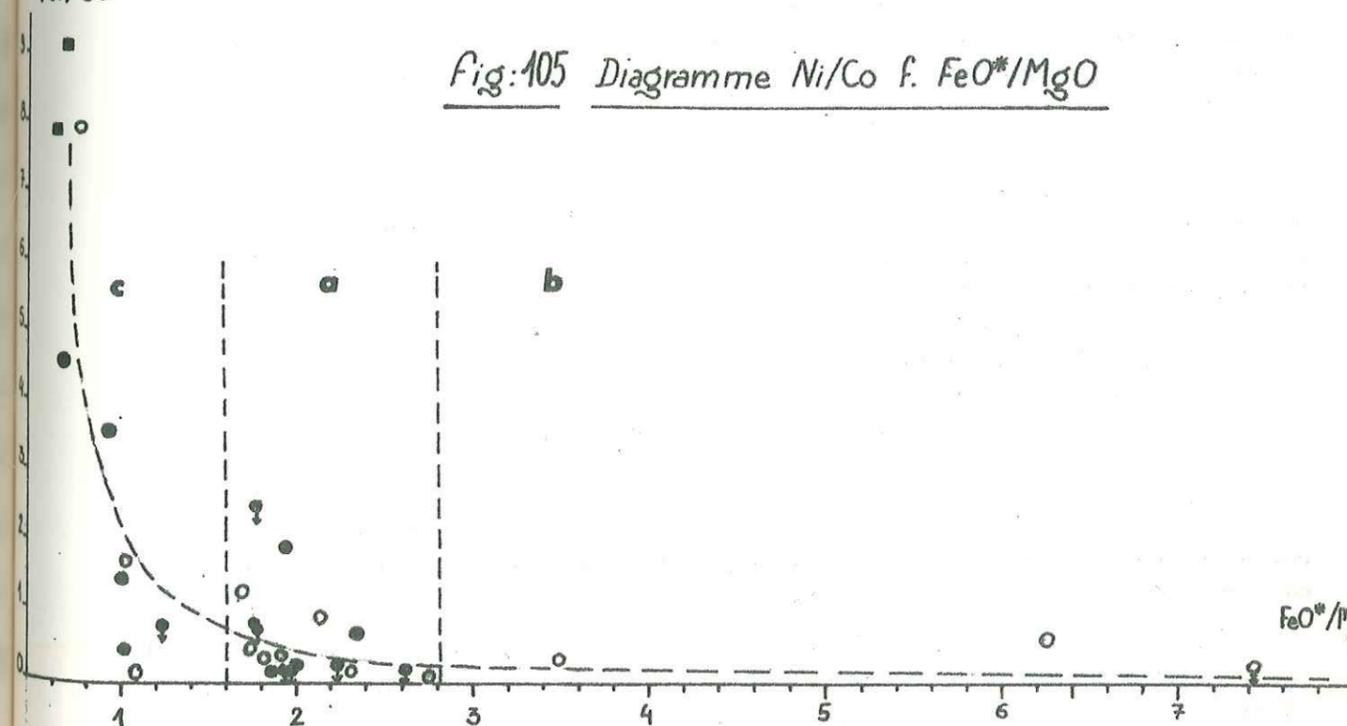


Fig:105 Diagramme Ni/Co f. FeO*/MgO

Compilation des teneurs moyennes pour les basaltes :

TUREKIAN et CARR (1963)	: 172 ppm
VINOGRADOV (1962)	: 200 ppm
TUREKIAN et WEDEPOHL (1961)	: 170 ppm
GOLDSCHMIDT (1954)	: 100 - 400 ppm
FAIRBAIRN et al. (1953)	: 220 ppm
PRINZ (1967)	: 162 ppm - mode : 140 ppm
et basaltes alcalins	: 168 ppm - mode : 140 ppm
tholéiites	: 160 ppm - mode : 142 ppm

Comme pour Ni, les teneurs en Cr sont faibles par rapport aux moyennes des basaltes mais on reste dans la fourchette de variation donnée par PRINZ (1967) : 0-550 ppm.

- Vanadium

La dispersion des teneurs est moyenne : 0-450 ppm et la nette distribution unimodale apparaît avec un mode autour de 260 ppm. Plus de 77 % des échantillons sont compris dans la fourchette 200-360 ppm.

Si l'on considère les métavolcanites seules, ce mode est légèrement plus faible : 220 ppm.

Compilation des teneurs moyennes pour les basaltes :

TUREKIAN et WEDEPOHL (1961)	: 250 ppm
VINOGRADOV (1962)	: 200 ppm
ENGEL et al. (1965)	:
basalte tholéitique océanique	: 290 ppm
basalte alcalin	: 252 ppm
PRINZ (1967)	: 247 ppm - mode : 240 ppm (10-600 ppm)
et basalte alcalin	: 236 ppm - mode : 225 ppm (37-500 ppm)
tholéiite	: 251 ppm - mode : 245 ppm (10-600 ppm)

Ce mode à 260 ppm correspond donc à des teneurs élevées si on les compare aux données de la littérature. On ne peut cependant pas tirer de conclusions quant à la comparaison avec les moyennes : les caractéristiques de l'échantillonnage seraient proches des tholéiites selon PRINZ mais proches des basaltes alcalins selon ENGEL et al.!

- Cobalt

L'étalement des valeurs est relativement faible et la répartition unimodale avec un mode net autour de 35 ppm. Celui-ci est légèrement inférieur (25-30 ppm) pour les métavolcanites seules. TUREKIAN et CARR (1963) font d'ailleurs remarquer que la distribution de cet élément dans les basaltes est le plus souvent lognormale avec une faible dispersion.

Compilation des teneurs moyennes pour les basaltes :

TUREKIAN et WEDEPOHL (1961)	: 48 ppm
UKSOV et LODOCHNIKOVA (1961)	: 35 ppm
PRINZ (1967)	: 40 ppm - mode : 38 ppm (7-80 ppm)
et basaltes alcalins	: 42 ppm - mode : 40 ppm (20-80 ppm)
basaltes tholéitiques	: 39 ppm - mode : 40 ppm (7-75 ppm)

Le mode de 35 ppm pour l'échantillonnage est très proche des données moyennes pour les basaltes mais la faible discrimination entre les différents types ne permet pas d'en tirer des conclusions plus précises.

En résumé l'examen de ces histogrammes des fréquences montre donc un certain accord avec les processus d'incorporation des éléments pendant la différenciation; tels que nous les avons décrits précédemment:

Ainsi, la plupart des échantillons semblent-ils correspondre à un matériel "moyen" déjà fortement différencié, appauvri en Ni et Cr, enrichi en V. Seuls quelques échantillons pourraient représenter des termes précoces.

. Faciès particuliers à teneurs "anormales" en Ni, Cr, Co

Nous avons déjà mentionné l'existence de deux échantillons d'une métavolcanite très enrichie en Cr (1605-1024) et Ni (629-400) et dans une moindre mesure en Co (80-44).

Ce problème a été évoqué p.77 (ch. III) à propos du pyroxène métamorphique et nous avons montré que l'anomalie était bel et bien liée à la roche totale et non pas à un minéral particulier comme le pyroxène.

KOGARKO (1973) a calculé les coefficients de partage de Ni pour Olivine-liquide et Clinopyroxène-liquide :

$$C_{Ni}^{cpx} = 2,13 - 1,40 \quad C_{Ni}^{ol} = 10 - 13$$

Ces coefficients montrent nettement que seule l'olivine pourrait expliquer des teneurs aussi importantes en Ni. D'autre part il y a lieu de faire intervenir le clinopyroxène car celui-ci incorpore préférentiellement le Cr (l'olivine en contenant cependant une quantité notable) et peut expliquer les très fortes teneurs en Cr.

Une étude détaillée des teneurs en Ni et Cr des minéraux de métamorphisme permettrait éventuellement de tirer quelques conclusions sur ces teneurs anormales.

Nous nous contenterons de suggérer deux possibilités :

- cette métavolcanite pouvait être extrêmement riche en petites enclaves de roches ultrabasiques. Une compilation des données pour une roche ultrabasique "moyenne" (cf. ci-dessous) montre que les fortes concentrations en Ni et Co peuvent s'expliquer par la présence de telles enclaves. Pour Cr il est cependant nécessaire de considérer que, outre les enclaves, la roche elle-même était riche en pyroxènes :

Roches ultrabasiques "moyennes" :	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm
TUREKIAN et WEDEPOHL (1961)	1600	2000	150
VINOGRADOV (1962)	2000	2000	200
GOLES (1967)	2400	~1500	110

La grande différence des teneurs en Ni et Cr sur les deux échantillons provenant d'un même niveau joue en faveur d'une grande hétérogénéité comme les enclaves. De plus si l'on observe des anomalies en Cr, Ni, Co il n'en est rien pour V et Cu ce qui s'explique bien avec cette hypothèse. Le métamorphisme a totalement oblitéré les structures et l'on n'observe qu'un fond très riche en chlorite. Il est à noter que ces échantillons sont très riches en Mg ce qui pourrait refléter l'abondance initiale de l'olivine.

- la forte teneur en Ni peut aussi s'expliquer par un enrichissement en olivine. Ainsi une dolérite draguée sur la ride médioatlantique au voisinage d'un basalte "normal" a révélé un fort enrichissement en olivine avec Ni = 1000 ppm - Cr = 700 ppm - Co = 55 ppm (MUIR et TILLEY, 1964).

. Importance du rapport Ni / Co

Les éléments Ni et Co sont principalement liés aux minéraux ferromagnésiens dont la cristallisation suit la différenciation des magmas basiques, ainsi le rapport Ni / Co peut être utilisé comme un bon indicateur des magmas originaires du manteau (KOGARKO, 1973). Compte tenu de l'enrichissement en Ni des fractions cristallisées pendant les stades précoces de la différenciation et de ce même caractère, moins marqué pour Co, Ni chutera plus vite que Co avec la différenciation entraînant ainsi une diminution du rapport Ni / Co.

KOGARKO (1973) a calculé les rapports Ni / Co théoriques produits par la fusion partielle de pyrolite à des pressions différentes :

- pour un rapport Ni / Co du manteau de 10, les produits de fusion partielle varient de Ni / Co = 2,2 à 7,6 pour 15 à 40 % de fractionnement et ce pour l'ensemble des basaltes. Pour un basalte alcalin Ni / Co = 2,3 à 5,0.

- pour un rapport Ni / Co du manteau de 15, ces produits varient de 3,4 à 7,5 pour 15 à 40 % de fractionnement (ensemble des basaltes). Cette variation est la même pour un basalte alcalin.

L'histogramme des fréquences (fig. 104) montre que la plupart des intrusions et volcanites présentent un rapport Ni / Co inférieur à 2 et près de 70 % sont inférieurs à 1. Cela confirme le fait

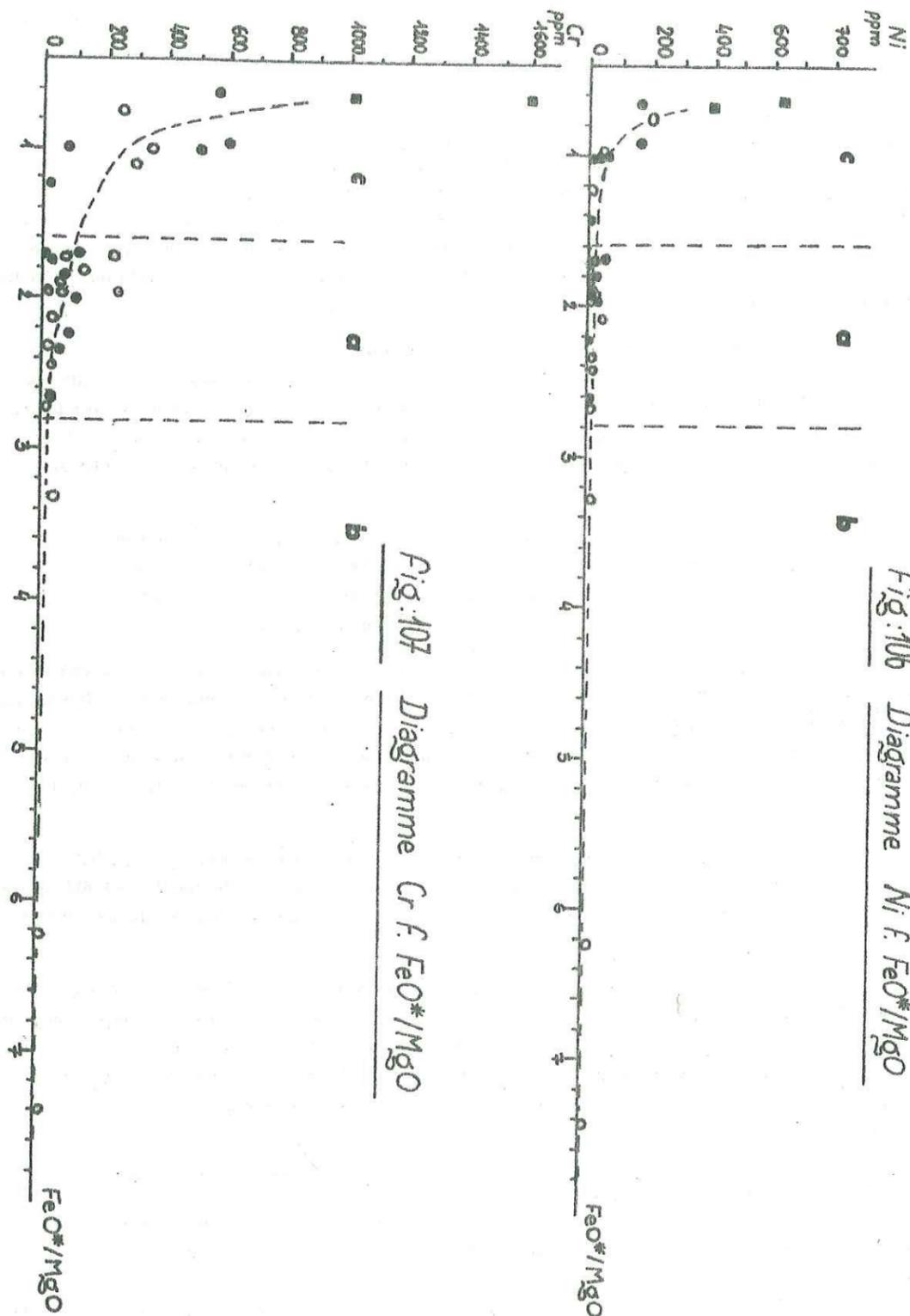


Fig. 107 Diagramme Cr F. FeO^*/MgO

que les métadolérites et les métavolcanites moyennes représentent déjà des termes très nettement évolués. Nous ne reviendrons pas sur les deux échantillons à teneurs anormales qui présentent un rapport Ni/Co extrêmement élevé; par contre une attention toute particulière doit être portée à l'échantillon 75 AV 54. Il représente un faciès de bordure d'une des plus grandes intrusions du complexe de Hassanabad. Alors que les faciès de cœur correspondent à des produits évolués analogues aux autres métaintrusions il n'en est pas de même pour celui-ci qui possède un rapport Ni/Co = 7,8, à la limite supérieure de celle donnée par KOGARKO (1973) pour des produits primaires de fusion partielle du manteau. Minéralogiquement s'il a contenu beaucoup de phénocristaux de pyroxène il est difficile de le considérer comme un faciès cumulatif lié à une différenciation par gravité qui l'aurait enrichi en Ni et Co. On peut suggérer l'hypothèse d'une injection précoce d'un magma résultant d'une fusion partielle du manteau et non différencié. Ce faciès de bordure aurait été refroidi rapidement ("chilled margin") sans différenciation. Cela impliquerait cependant une différenciation par gravité à l'intérieur de cette intrusion d'un volume réduit (30 à 50 m de diamètre); différenciation qui ne peut guère être prouvée car seule affleure la zone la plus haute de l'intrusion (termes très différenciés).

De même les échantillons de métavolcanites 74 AV 284 et 74 AV 390b (Ni/Co = 3,55 et 4,54) peuvent être considérés comme des injections très précoces d'un magma peu ou pas différencié. Il est à noter que ces métavolcanites appartiennent aux niveaux inférieurs du complexe de Hassanabad.

En résumé :

- les métadolérites et les métavolcanites "moyennes" ($FeO^*/MgO = 1,6 - 2,8$) représentent des termes fortement différenciés (Ni/Co < 1).
- quelques rares échantillons peuvent représenter des produits de fusion partielle de pyrolite, peu ou pas différenciés.

Le diagramme Ni/Co - FeO^*/MgO (fig. 105) résume cette évolution avec cependant de fortes dispersions des valeurs.

Evolution avec la différenciation : diagrammes Cr - FeO^*/MgO

- Chrome (fig. 107)

Le chrome montre une chute très brutale de ses teneurs à partir des termes précoces ($FeO^*/MgO = 0,6 - 1$). Ces termes ne semblent pas représenter des cumulates riches en pyroxènes; en effet si la minéralogie peut faire penser qu'il y avait une quantité notable de pyroxène, il n'y a cependant pas de structures de type cumulatif.

Les teneurs en Cr des termes moyens, sont très variables (jusqu'à 240 ppm). Deux hypothèses pourraient expliquer ces fluctuations :

- proportions variables de phénocristaux de pyroxènes dans les échantillons.
- variations plus ou moins aléatoires de la teneur en Cr des pyroxènes à l'intérieur de ce groupe.

- Nickel (fig. 106)

On peut remarquer que le groupe des dolérites et volcanites moyennes ($FeO^*/MgO = 1,6$ à $2,8$) a des teneurs en Ni au niveau ou en-dessous du seuil de détection; aussi est-il tout à fait vraisemblable que l'olivine n'était pas présente. On constate une chute très brutale des teneurs et seuls les termes très précoces sont riches en Ni : ils devaient contenir une proportion notable d'olivine.

Ce type d'évolution est très classiquement décrit dans l'étude des différenciations par cristallisation fractionnée des sills ou intrusions basiques (Palisade, Skaergaard, etc.) : termes précoces enrichis en Ni (et Cr) et diminution des teneurs jusqu'à des valeurs faibles dans les termes différenciés.

- Cobalt

Dans le diagramme Co - FeO^*/MgO (fig. 109) la dispersion est très importante mais on constate cependant une décroissance faible mais régulière des termes précoces aux termes plus différenciés.

Le cobalt est incorporé dans les olivines aux stades précoces et dans les stades plus avancés, dans les minerais (cf. p. 156). Ainsi pour l'intrusion de Skaergaard (WAGER et MITCHELL, 1951), dans un faciès de gabbro différencié, les teneurs en Co diminuent dans l'ordre : olivine, ilménite, magnétite, pyroxène. Cette décroissance régulière du cobalt montre qu'il n'y a pas eu de précipitation

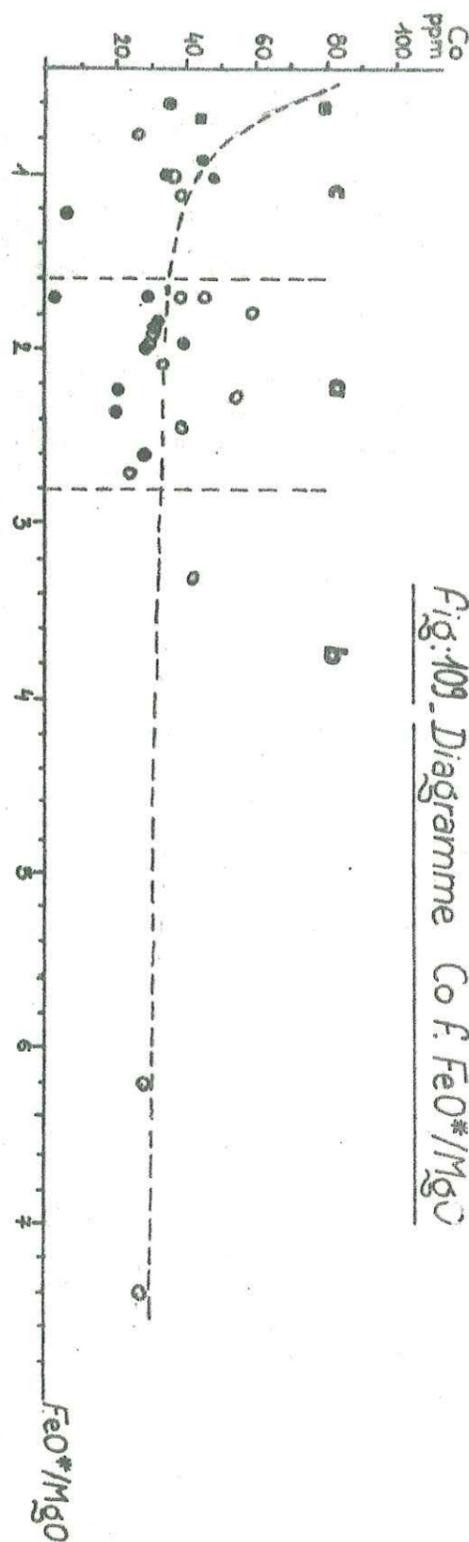


Fig. 109. Diagramme Co F. FeO*/MgO

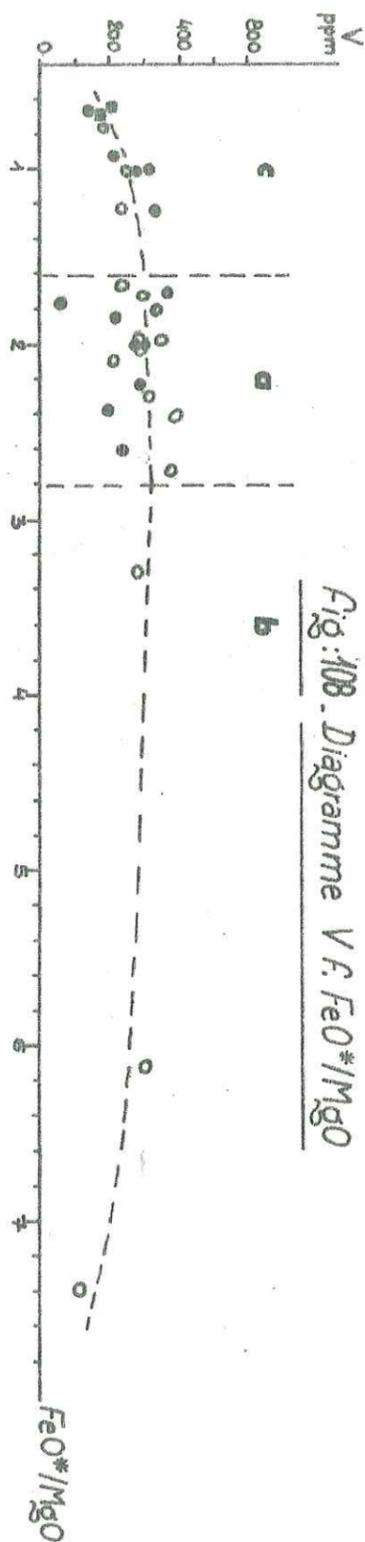


Fig. 108. Diagramme V F. FeO*/MgO

brutale de minerais qui se traduirait sur le diagramme par une élévation des teneurs en cobalt suivie d'une décroissance liée à l'appauvrissement en Co du liquide résiduel. Ceci est d'ailleurs à relier à la croissance relativement régulière de Fe et de Ti avec la différenciation. De plus le pyroxène incorpore lui aussi Fe, Ti et Co dans son réseau et, s'enrichissant en Fe et Ti, il s'appauvrit en Co avec la différenciation. Les deux phénomènes vont se surimposer. Il faut d'ailleurs noter que les corrélations Co-Ti et Co-Fe sont très mauvaises, vraisemblablement du fait de l'interférence de ces deux phénomènes : cristallisation des minerais et appauvrissement en Co du pyroxène qui s'enrichit en Fe et Ti.

- Vanadium (fig. 108)

Du fait du camouflage de l'ion V^{3+} dans les sites Fe^{3+} c'est essentiellement dans les pyroxènes et surtout les minerais (ilménite et magnétite) que s'incorporent les plus grandes quantités de vanadium. Le comportement de cet élément s'oppose ainsi à celui de Ni et Cr; par exemple, dans l'intrusion de Skaergaard (WAGER et MITCHELL, 1951), pour un gabbro moyen sans olivine (82 % de solidification du magma initial), les teneurs en vanadium des principaux minéraux sont : magnétite: 800 ppm, ilménite: 300 ppm, pyroxène: 100 ppm.

Une corrélation positive existe entre V et FeO^* ainsi qu'entre V et Ti (fig. 110 et 111) mais avec des fluctuations plus importantes de V à valeurs égales de Ti. Cette corrélation est évidemment à mettre en liaison avec le camouflage de V^{3+} dans les sites Fe^{3+} . De même pour Ti cette corrélation est à relier aux minerais ferrotitanés : ilménite essentiellement et pyroxène.

La variation des teneurs en V avec la différenciation est très faible (fig. 108). On observe une très légère augmentation depuis les produits précoces aux dolérites et aux métavolcanites moyennes, Fe et Ti montrant une évolution identique mais plus nette.

Deux phénomènes peuvent être reliés à cette évolution (comme pour le cobalt) :

-enrichissement en Fe et corrélativement en V dans les pyroxènes.

-cristallisation régulière des minerais, peut-être légèrement plus importante dans les termes moyens bien que les cristaux y soient de taille plus réduite.

Cependant l'enrichissement en minerais des termes moyens est peu important et il est plus logique de considérer que c'est l'enrichissement en Fe (et V) des pyroxènes qui prédomine tout au moins jusqu'à des rapports $FeO^*/MgO \approx 2$ car aux stades plus tardifs les teneurs se maintiennent aux mêmes valeurs et il n'y a plus d'enrichissement.

IV.1.3.2. - Le cuivre

Les études diverses sur la différenciation des magmas basiques ont montré que la différenciation se traduisait par un enrichissement en cuivre du liquide résiduel. Cet élément montre donc un comportement qui s'oppose aux éléments de transition : Cr, Ni, V, Co.

La substitution du cuivre se fait surtout sur les sites Fe^{++} des olivines, ilménites, magnétites et pyroxènes et dans une moindre mesure sur les sites Na^+ des plagioclases et Ca^{++} des apatites.

. Histogrammes des fréquences (fig. 104)

La dispersion des teneurs est notable : de 10 à 120 ppm. On observe d'autre part une certaine décroissance du nombre d'échantillons vers les teneurs les plus élevées. Il n'y a pas de mode nettement individualisé :

$\approx 47\%$ des teneurs se situent entre 0 et 40 ppm

$\approx 33\%$ des teneurs se situent entre 40 et 80 ppm

$\approx 20\%$ des teneurs se situent entre 80 et 120 ppm

Compilation des teneurs moyennes pour les basaltes :

VINOGRADOV (1962) : 100 ppm

WEDEPOHL (1962) : 88 ppm

TUREKIAN et WEDEPOHL (1961) : 87 ppm

PRINZ (1967) : 119 ppm - mode : 100 ppm (3 - 300 ppm)

et basaltes alcalins : 108 ppm - mode : 100 ppm (12 - 300 ppm)

tholéiites : 123 ppm - mode : 110 ppm (8 - 300 ppm)

Cependant ENGEL et al. (1965) donne des valeurs plus basses :

tholéiites : 77 ppm
basaltes alcalins : 36 ppm

On constate qu'une grande partie des métavolcanites et méta-intrusions est appauvrie en Cu par rapport à ces valeurs. Ces faibles teneurs pourraient à la rigueur être rapprochées de la teneur moyenne des basaltes alcalins citée par ENGEL et al. (1965).

Corrélations avec les autres éléments

Des diagrammes Na-Cu, Ca-Cu et Fe-Cu, montreraient qu'il n'apparaît pas de corrélations évidentes. Plusieurs phénomènes peuvent l'expliquer :

- le "partage" vraisemblable du cuivre dans les différents sites et ce dans des proportions variables.
- le fait que K et Ca ont vu leurs teneurs fortement modifiées par le métamorphisme, ce qui par contre semble ne pas être le cas du fer.

Le cuivre est un élément très mobile et très fortement influencé par les altérations hydrothermales (NICHOLLS et ISLAM, 1971 - HAJASH, 1975). Pour LASSERRE et LAVERNE (1976) la mobilité du cuivre dans les metabasites est liée à une spilitisation antérieure à un métamorphisme considéré comme un processus de déshydratation générale dont les effets sur le cuivre sont mineurs. En fait, nous avons montré que pour un métamorphisme de faciès schistes verts l'influence des fluides est très forte (PH_2O , PCO_2 , etc.). Le métamorphisme a bien provoqué de fortes fluctuations des teneurs en Cu mais on n'observe cependant pas de corrélation nette entre perte au feu et Cu. Il faut se garder de faire des conclusions dans un sens ou dans un autre car des apports ou des pertes en volatils ont pu avoir une influence sur le cuivre.

Qui plus est il peut aussi être question d'apports de cuivre. Les enduits de malachite ne sont pas rares dans des fissures de la couverture des complexes et la présence de chalcopryrite associée à des filons de quartz a été signalée au NW du complexe de Hassanabad (TARAZ, 1974).

Remarque sur le diagramme Cu-TiO₂ (fig. 112)

Deux droites de corrélations négatives peuvent être mises en évidence :

- l'une concerne l'échantillonnage des métavolcanites et quelques méta-intrusions.
- l'autre concerne l'essentiel des méta-intrusions.

Ces droites de corrélation sont pratiquement parallèles : on a donc des corrélations identiques à une constante près (une partie du titane substitué dans des minéraux où le cuivre n'est pas présent ?) Ceci est à relier au fait que Cu^{2+} se substitue comme le titane dans les sites Fe^{2+} des minéraux ferromagnésiens et des minerais. Ces deux éléments semblent s'exclure mutuellement.

Une telle corrélation pourrait être le reflet de la différenciation avec enrichissement en cuivre et appauvrissement relatif en titane tout au moins dans les minéraux où le cuivre se substitue.

IV.1.3.3. - Les éléments incompatibles

Les éléments incompatibles sont très fréquemment utilisés comme traceurs pétrogénétiques. C'est en particulier le cas du rapport K/Rb. Cependant, diverses objections peuvent être faites à cette utilisation :

- ALLEGRE et al. (1972) ont montré que les éléments incompatibles peuvent se concentrer dans les défauts des cristaux plutôt que se substituer à l'intérieur même du réseau. Ainsi l'application des raisonnements géochimiques utilisant les coefficients de partage perdrait-elle une partie de son sens.

- d'autre part les éléments incompatibles sont très sensibles aux diverses transformations que peut subir la roche : hydrothermalisme (HART, 1969 - PHILPOTTS et al., 1969), métamorphisme thermique et même variation de texture dans les volcanites originelles (LESCUYER et RIOU, 1976).

Histogrammes des fréquences (fig. 114)

- Rubidium

L'histogramme des fréquences de Rb montre un fort étalement des teneurs qui restent

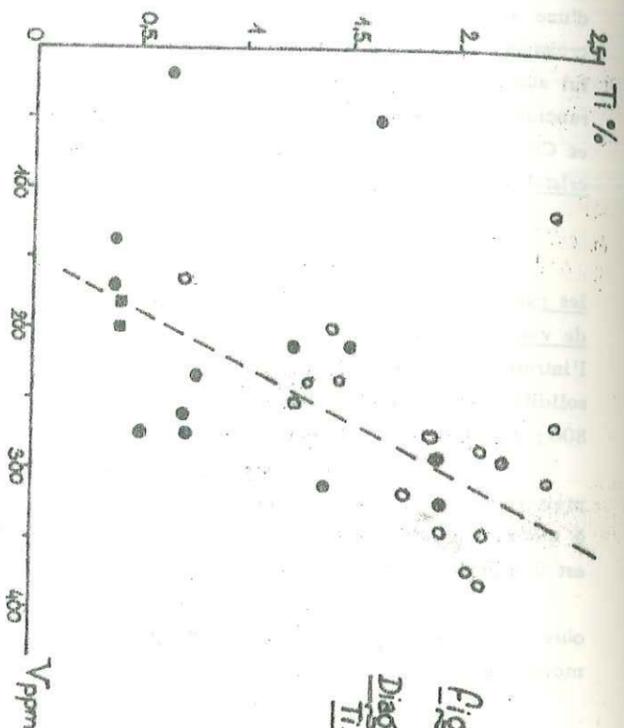


Fig. 110
Diagramme
Cu - V

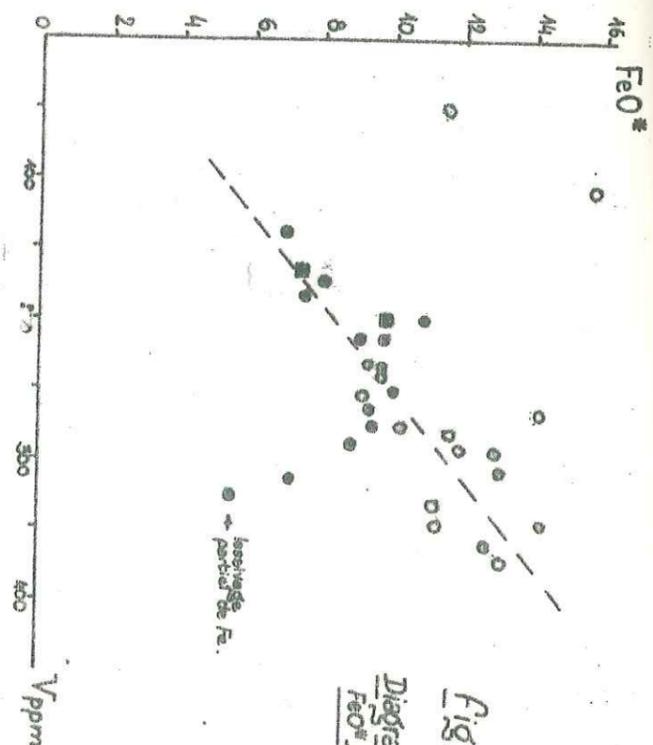


Fig. 111
Diagramme
Cu - FeO*

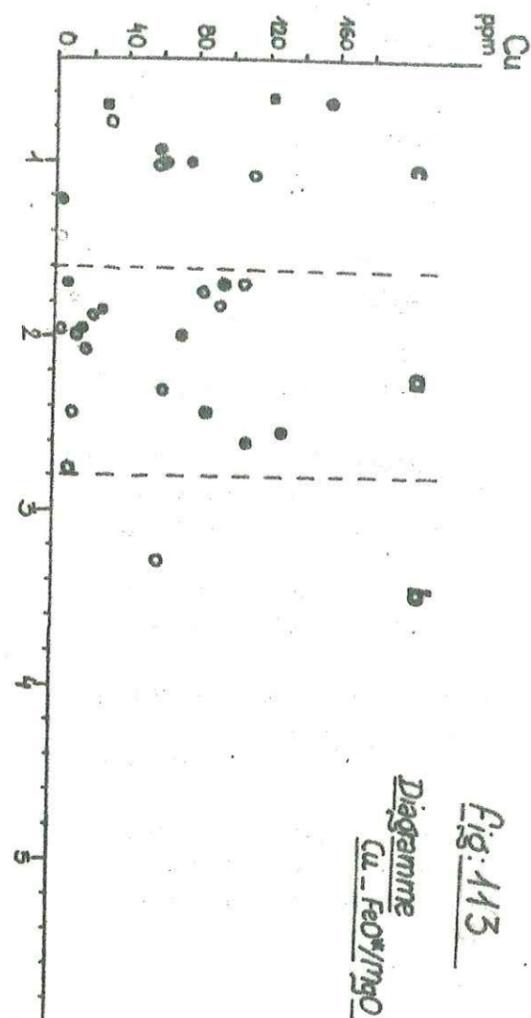


Fig. 113
Diagramme
Cu - FeO*/MgO

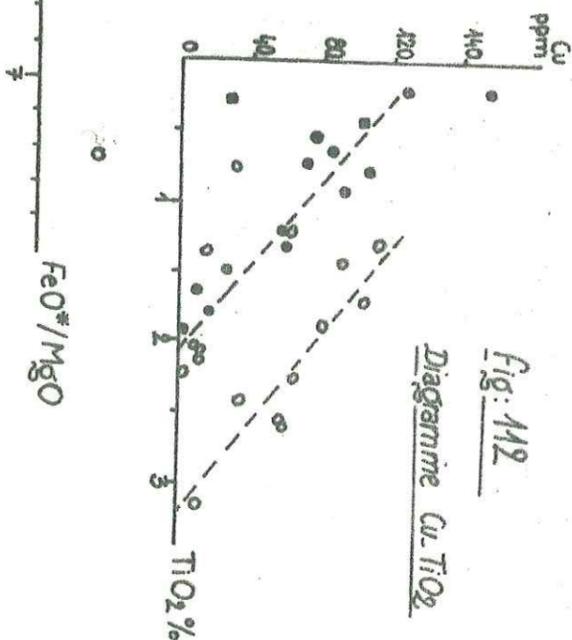


Fig. 112
Diagramme
Cu - TiO₂

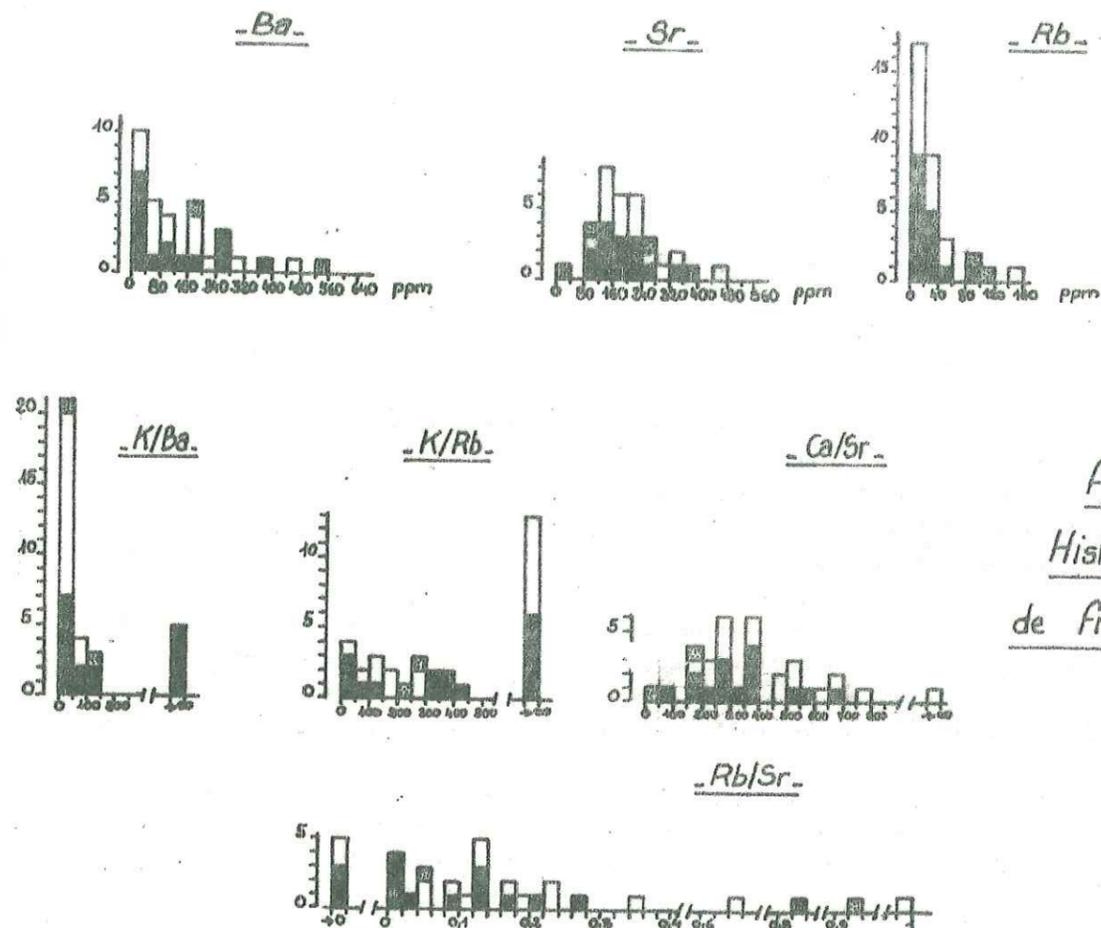


Fig. 14
Histogrammes
de fréquences

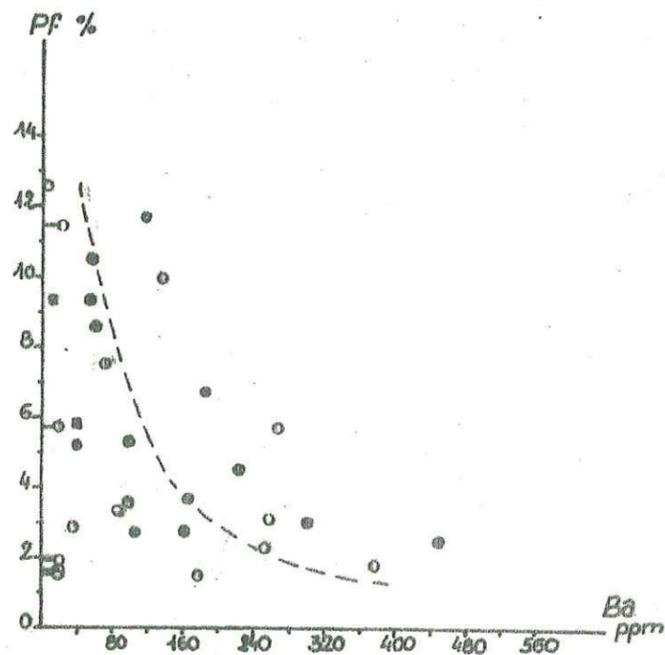


Fig. 15. Diagramme perte au feu - Ba.

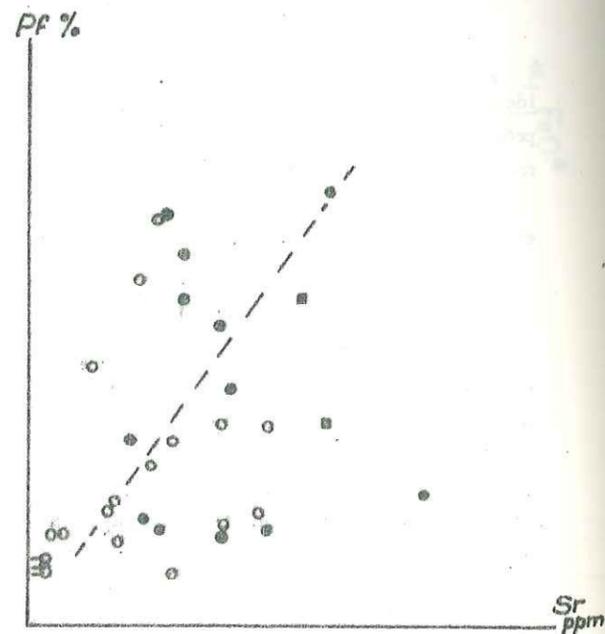


Fig. 16. Diagramme perte au feu - Sr.

relativement faibles :

- 51 % des teneurs sont compris dans la fourchette 0-20 ppm
- près de 80 % des teneurs sont compris dans la fourchette 0-40 ppm

Compilation des teneurs moyennes pour les basaltes :

- GAST (1960) : 29 ppm
- FAURE et HURLEY (1963) : 32 ppm
- PRINZ (1967) : 25 ppm - mode 10 ppm (0-150 ppm)
- et basaltes alcalins : 41 ppm - mode 30 ppm
- basaltes tholéiitiques : 17 ppm - mode 5 ppm
- CARMICHAEL et al. (1974) :
- basaltes continentaux : 10-50 ppm
- basaltes des fonds océaniques : 1 ppm

Il faut noter les teneurs nettement plus importantes des basaltes alcalins par rapport aux tholéiites. De telles teneurs existent dans beaucoup d'échantillons en particulier pour le rubidium ces teneurs apparaissent nettement rapprochées des basaltes alcalins.

De même si l'on se réfère aux moyennes données par CARMICHAEL et al. (1974) ces teneurs notables en Rb caractériseraient mieux les basaltes de type continental.

- Strontium

Une tendance vaguement unimodale apparaît sur l'ensemble de l'échantillonnage (mode autour de 140 ppm) mais avec une grande dispersion (0-480 ppm). Plus de 66 % étant compris entre 120 et 240 ppm.

Compilation des teneurs moyennes pour les basaltes :

- ENGEL et al. (1965) :
- basaltes tholéiitiques océaniques : 130 ± 25 ppm
- basaltes alcalins : 815 ± 375 ppm
- PRINZ (1967) :
- basaltes : 400 ppm - fourchette : 18 - 2000 ppm
- basaltes alcalins : 774 ppm - fourchette : 18 - 2000 ppm
- basaltes tholéiitiques : 450 ppm - fourchette : 57 - 2000 ppm
- CARMICHAEL et al. (1974) :
- basaltes continentaux : 100 à 800 ppm
- basaltes océaniques : 100 à 200 ppm

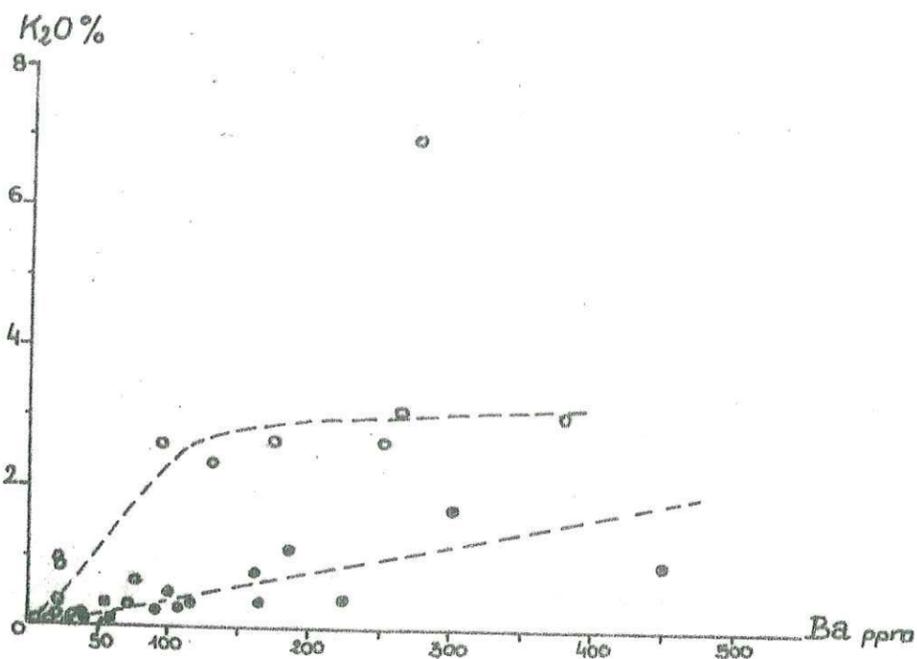
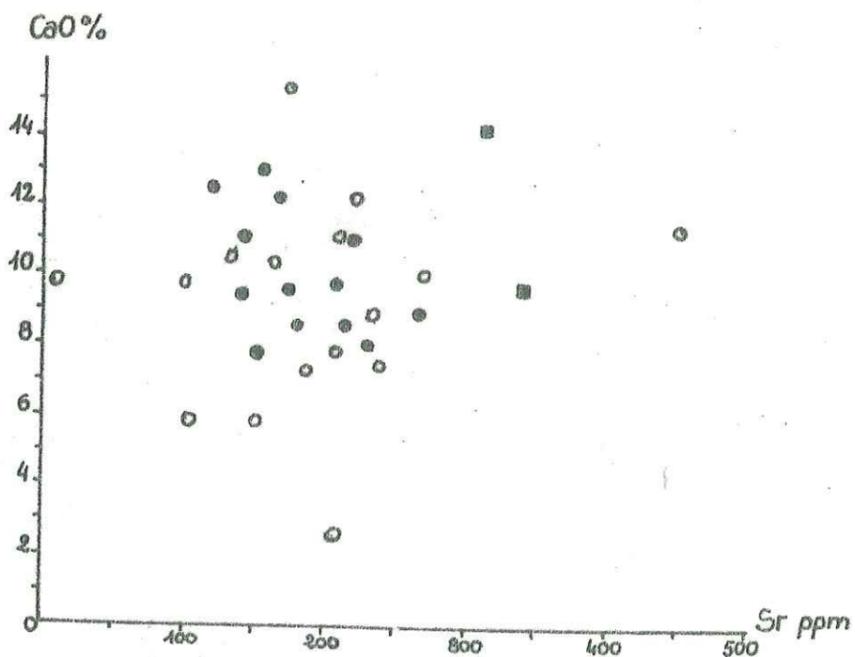
On peut constater que les teneurs en Sr sont relativement faibles mais une comparaison avec les moyennes données par les différents auteurs ne permet guère de conclusions du fait des fourchettes très étalées des teneurs.

- Baryum

L'histogramme des fréquences montre une très forte dispersion sur la fourchette 0-560 ppm et il n'y a pas de mode marqué. Il est à noter l'existence d'une plus forte concentration des valeurs sur la fourchette 0-80 ppm surtout et sur la fourchette 160-260 ppm.

Compilation des teneurs moyennes pour les basaltes :

- ENGEL et al. (1965) :
- tholéiites océaniques : 14 ± 7 ppm
- basaltes alcalins : 498 ± 136 ppm
- PRINZ (1967) :
- basalte moyen : 303 ppm - mode : 220 ppm (10-1200 ppm)
- basaltes alcalins : 444 ppm - mode : 400 ppm (20-1000 ppm)
- basaltes tholéiitiques : 244 ppm - mode : 200 ppm (10-1200 ppm)
- PUCHELT (1972) :
- tholéiites continentales : 246 ppm
- CARMICHAEL et al. (1974) :
- basaltes des fonds océaniques : 14 ppm
- basaltes continentaux : 10-700 ppm

Fig. 117 Diagramme K_2O -BaFig. 118 Diagramme CaO -Sr.

Compte tenu de la faiblesse des teneurs des basaltes des fonds océaniques (CARMICHAEL et al., 1974) ou des tholéiites océaniques (ENGEL et al., 1965) l'échantillonnage qui peut présenter des teneurs élevées en baryum, montre un caractère continental.

Influence du métamorphisme et des altérations postérieures

Comme il a été précédemment mentionné, les éléments incompatibles sont très sensibles aux diverses altérations.

En règle générale Ba et Rb sont liés à K alors que Sr est lié à K et/ou Ca. Or, les deux éléments K et Ca sont ceux qui ont subi le plus de variations du fait du métamorphisme et des altérations postérieures (cf. IV. 1. 2. 2) : le potassium a subi un lessivage partiel dans les métavolcanites et du calcium a pu être apporté. On peut donc s'attendre à ce que les fortes fluctuations ou les très faibles teneurs en éléments incompatibles soient à relier à l'influence des fluides.

Un diagramme perte au feu - Ba (fig. 115) montre une corrélation négative plus ou moins nette dans les métavolcanites à mettre vraisemblablement en relation avec le lessivage du potassium. De même il existe une vague corrélation positive entre perte au feu et strontium (fig. 116) dans les métavolcanites. Celle-ci est peut-être à relier aux apports de Ca (vague corrélation positive Ca - Sr : fig. 118). Dans le cas de Rb il n'y a pas de corrélation évidente mais le plus souvent les teneurs sont inférieures au seuil de dosage.

Comportement avec la différenciation

Compte tenu du rôle des fluides, les corrélations entre K, Ca et les éléments incompatibles sont rares et peu évidentes :

- diagramme K_2O -Ba (fig. 117)

Deux corrélations positives apparaissent :

- corrélation linéaire K-Ba dans les métavolcanites

- corrélation différente dans les méta-intrusions où un palier tend à s'amorcer

pour des valeurs de $K_2O > 2,5 \%$.

Il est cependant hasardeux d'en tirer des hypothèses car les fluides peuvent jouer un rôle et ce de plusieurs façons :

- différences de lessivage certaines entre les métavolcanites et les méta-intrusions.

- solubilités différentes de K et de Ba.

De plus on ne peut affirmer qu'une partie de Ba ne soit pas corrélée à un élément autre que K.

En ce qui concerne K-Rb, la plupart des valeurs étant inférieures au seuil de détection, aucune corrélation ne peut être mise en évidence. Un diagramme K-Sr ne montrerait aucune corrélation et quant à CaO-Sr, s'il montre une tendance très vague à la corrélation positive, on ne peut guère en tirer de conclusions.

Les histogrammes des rapports K/Rb, Rb/Sr et Ca/Sr (fig. 114), montrent une très grande dispersion des teneurs. L'influence des fluides a été très certainement différente suivant les éléments; les rapports s'en trouvent fortement modifiés et peu représentatifs. Ainsi le rapport Ca/Sr sera-t-il modifié par le simple fait que ces éléments sous l'action des fluides ont des sels de solubilités différentes (HOLLAND, 1967).

De ce fait toute conclusion d'ordre pétrogénétique à partir de ces rapports serait hasardeuse.

IV. 1. 3. 4. - Conclusions à l'étude des éléments en traces

Si l'étude des éléments en traces apporte quelques résultats c'est surtout pour corroborer les données fournies par les éléments majeurs. Une grande partie des conclusions que l'on peut tirer de cette étude est d'ordre méthodologique quant à l'utilisation de ces éléments.

- Les éléments de transition Ni, Cr, V, Co, s'ils sont d'excellents traceurs des processus magmatiques, peu sensibles aux événements métamorphiques ou à l'influence des fluides, n'apparaissent vraiment utilisables que dans la mesure où l'on dispose d'indices nombreux sur la minéralogie initiale de la roche (minéraux reliques) et sur la texture initiale de celle-ci (structures cumulatives, existence d'enclaves, etc.). De ce fait dans l'étude de matériaux aussi transformés par le métamorphisme les éléments de transition sont certes de précieux éléments de comparaison mais une certaine ambiguïté persiste

quant aux relations avec la minéralogie initiale et par là-même avec les processus pétrogénétiques. Pour caractériser le magmatisme initial leur utilisation est limitée. Les moyennes données dans la littérature sont peu discriminantes et les fourchettes de variations sont trop importantes.

Les éléments de transition ont toutefois permis de confirmer l'existence d'un magmatisme basique bien différencié où la cristallisation fractionnée paraît avoir joué un rôle important. Du point de vue minéralogique, ils montrent la pauvreté dans les termes précoces (ou l'inexistence dans les termes moyens) de l'olivine et l'importance du pyroxène.

Les éléments incompatibles, de même que le cuivre, se révèlent des éléments très mobiles, fortement influencés par les fluides (métamorphisme et altérations postérieures). Dans ces roches métamorphisées, ils apparaissent pratiquement inutilisables pour caractériser le magmatisme initial. Cependant les teneurs en rubidium les plus notables, malgré le lessivage subi par cet élément, rapprochent nettement ce magmatisme d'un type alcalin. De même cet élément ainsi que le baryum montrent un net caractère continental.

IV.1.4. - CONCLUSION A L'ETUDE GEOCHIMIQUE DES METABASITES

L'étude géochimique nous permet de proposer une synthèse de la succession des processus pétrogénétiques qui sont à l'origine des metabasites affleurant dans les complexes métamorphiques étudiés.

Une fusion partielle intervient au niveau du manteau supérieur, engendrant un magma dont le représentant possible est la bordure figée ($Ni/Co = 7,8$) des intrusions de dolérites grossières.

Ce magma subit des phénomènes de différenciation qui donnent naissance à un magma différent, très évolué ($Ni/Co < 1$) de type basaltique alcalin et continental. Celui-ci se met en place dans les sédiments détritiques sous la forme d'un cortège hypovolcanique (dykes, apophyses de taille réduite et sills doléritiques) ou volcanique (coulées et brèches subaériennes). Il est probable que ces cortèges soient l'expression superficielle d'intrusions beaucoup plus volumineuses en profondeur. Au cours du refroidissement une différenciation régulière et analogue à celles classiquement décrites s'opère dans les roches basiques. Elle entraîne dès les premiers stades (faciès précoces) la cristallisation de minéraux précoces : plagioclase calcique, pyroxène magnésien probable, peut-être olivine mais en faible quantité. Il n'y a pas de phase cumulative décelable tout au moins dans ce cortège hypovolcanique et volcanique.

La différenciation se poursuit avec une évolution du chimisme des roches qui cristallisent successivement (faciès moyens) : chute de Cr, Ni et Mg surtout, dans le liquide résiduel, augmentation corrélative de Fe et Ti. Les minéraux ferromagnésiens qui cristallisent alors sont probablement des pyroxènes de type augite titanifère. L'olivine a complètement disparu; le plagioclase est peu calcique.

En fin de cristallisation (faciès différenciés) l'enrichissement en fer du liquide résiduel devient très important. Il y a production de roches dont le rapport FeO^*/MgO atteint 7,44, très appauvries en Mg, Ni, Co, Cr et enrichies en P (apatite) et Si (quartz).

Dès le début de la différenciation, la cristallisation du minéral de fer constitue un phénomène régulier dans les roches intrusives et caractéristique de la différenciation d'un magma alcalin.

Dans une grande partie des métavolcanites de faciès moyen par contre, des variations des conditions thermodynamiques qui ont pu survenir lors de la montée rapide du magma à la surface, entraînent une diminution de la cristallisation du minéral.

Le métamorphisme paléocimérien puis diverses altérations postérieures affectent toute la région et perturbent la distribution de certains éléments à l'intérieur des roches transformées en metabasites :

- dispersion anarchique de Rb, Ba, Sr, Cu dans tous les faciès pétrographiques.
- les faciès effusifs plus poreux, diaclasés et schistosés, subissent en outre un lessivage partiel de SiO_2 et K_2O avec un apport de CaO .
- dans les faciès intrusifs, moins perméables, seule la silice est lessivée, K_2O ne présentant qu'une mobilisation anarchique.

Les autres éléments ne sont que peu ou pas affectés par ces transformations. Il faut préciser l'importance de ces éléments, qui ont permis de déterminer, malgré l'absence d'un support minéralogique primaire les grands traits des processus pétrogénétiques et le caractère alcalin continental du magma.

IV.2. - LES INTRUSIONS LEUCOCRATES

Six échantillons des différents faciès intrusifs qui affleurent à la base du complexe de Heneshk (cf. III.2) ont été analysés (fig.126).

IV.2.1. - DIFFERENTS TYPES PETROGRAPHIQUES OBSERVES

Ceux-ci peuvent être mis en évidence à l'aide du diagramme Plagioclase-Feldspath potassique-Quartz (GUISBURG et al., in STRECKEISEN, 1967).

Ce diagramme (fig. 119) montre que :

- les échantillons 75 AV 87 et 74 AV 1b tombent dans le domaine des diorites quartziques.
- les échantillons 74 AV 228, 74 AV 269b, 74 AV 227 se situent dans le champ des granodiorites et l'échantillon 74 AV 269a à la limite granite-granodiorite. Ce qui montre bien le caractère intermédiaire à acide de ces roches.

IV.2.2. - CARACTERE GEOCHIMIQUE DES INTRUSIONS LEUCOCRATES

Le diagramme de de LA ROCHE et LETERRIER (1973) qui constitue la projection du tétraèdre de Yoder et Tilley sur le plan critique de sous-saturation en silice permet de visualiser les différentes tendances géochimiques (l'unité utilisée est le milliotope pour 100 g de roche).

Les six échantillons sont dispersés suivant les lignes de différenciation calco-alcaline ou tholéitique (fig.121).

Le diagramme A.F.M. (KUNO, 1969) (fig. 120) met nettement en évidence la tendance calco-alcaline de ces roches. La ligne de différenciation calco-alcaline de l'intrusion de Sano (Japon) (YAJIMA, 1961) a été ajoutée en comparaison. Comme les échantillons étudiés ici, elle montre une nette tendance à l'enrichissement en alcalins sans présenter d'enrichissement en fer qui est symptomatique des associations calco-alcalines (KUNO, 1969).

Nous allons donc utiliser la classification de TAYLOR et al. (1969) pour les roches andésitiques, même si les termes employés ne sont pas toujours en accord avec ceux auxquels on aboutit en utilisant les normes C.I.P.W. (cf. précédemment).

Les coupures adoptées sont les suivantes :

Gabbro : $SiO_2 < 53\%$ - Diorite : $53\% < SiO_2 < 62\%$
 Granodiorite : $62\% < SiO_2 < 70\%$ - Granite : $SiO_2 > 70\%$

D'après cette classification, la nomenclature des différents faciès définis précédemment change un peu (fig. 122) :

éch. 75 AV 87 : gabbro
 éch. 74 AV 1b : diorite déficitaire en silice
 éch. 74 AV 228 : diorite banale
 éch. 74 AV 269a et 74 AV 269b : granodiorites
 éch. 74 AV 227 : granite

Le diagramme K_2O/SiO_2 (fig. 122), montre une bonne corrélation positive entre SiO_2 et K_2O pour les quatre faciès les moins siliceux, en revanche les deux autres très riches en SiO_2 ont des teneurs en potassium plus faibles.

Il apparaît donc, à partir de cette corrélation, que les quatre premiers termes de la série forment un ensemble qui présente certaines affinités géochimiques concernant K_2O et SiO_2 . Il serait intéressant de savoir si une relation existe aussi entre les autres éléments majeurs ou en traces et la silice, cette dernière pouvant servir d'indice de différenciation.

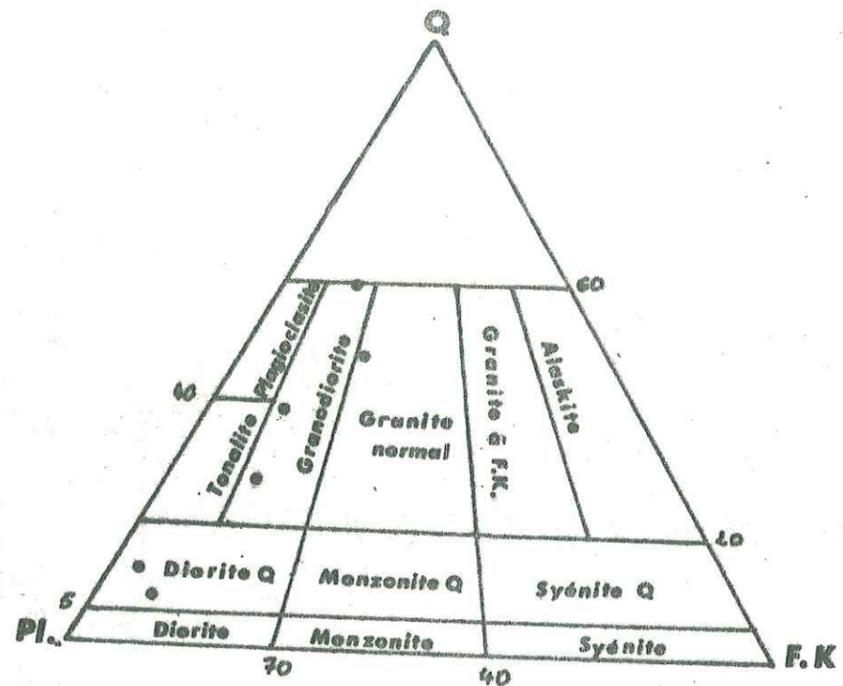


Fig.119 Diagramme de GUISBURG et al.

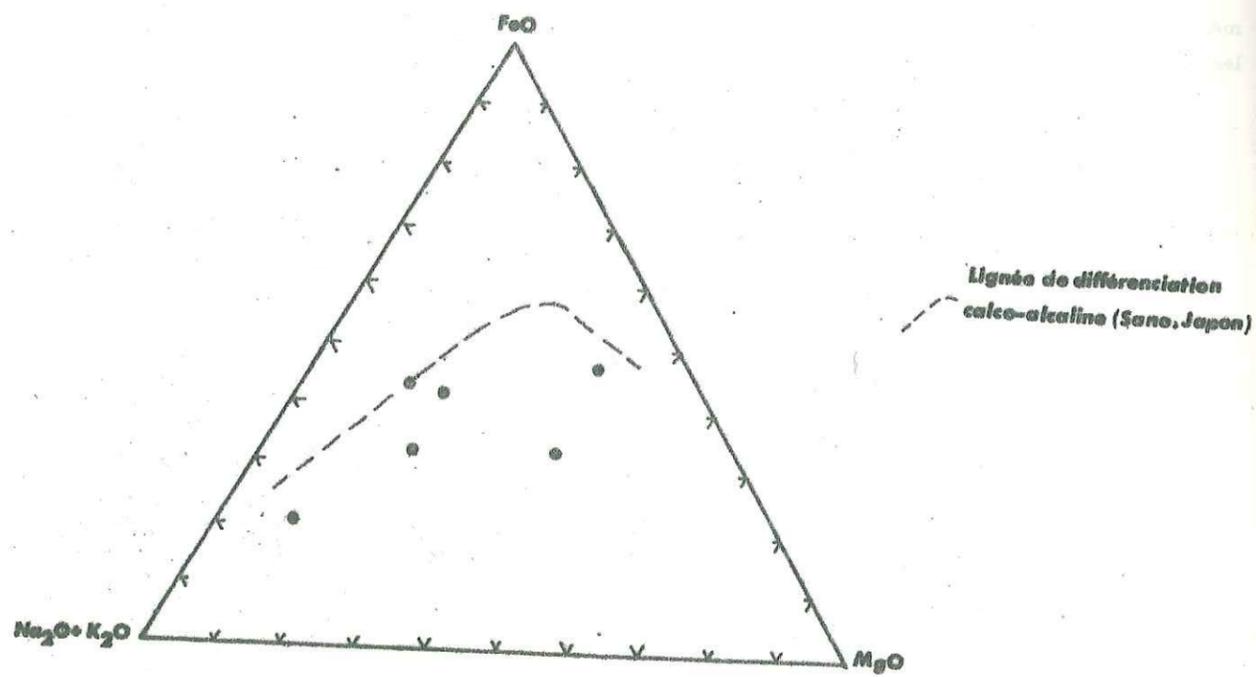


Fig.120 Diagramme A F M

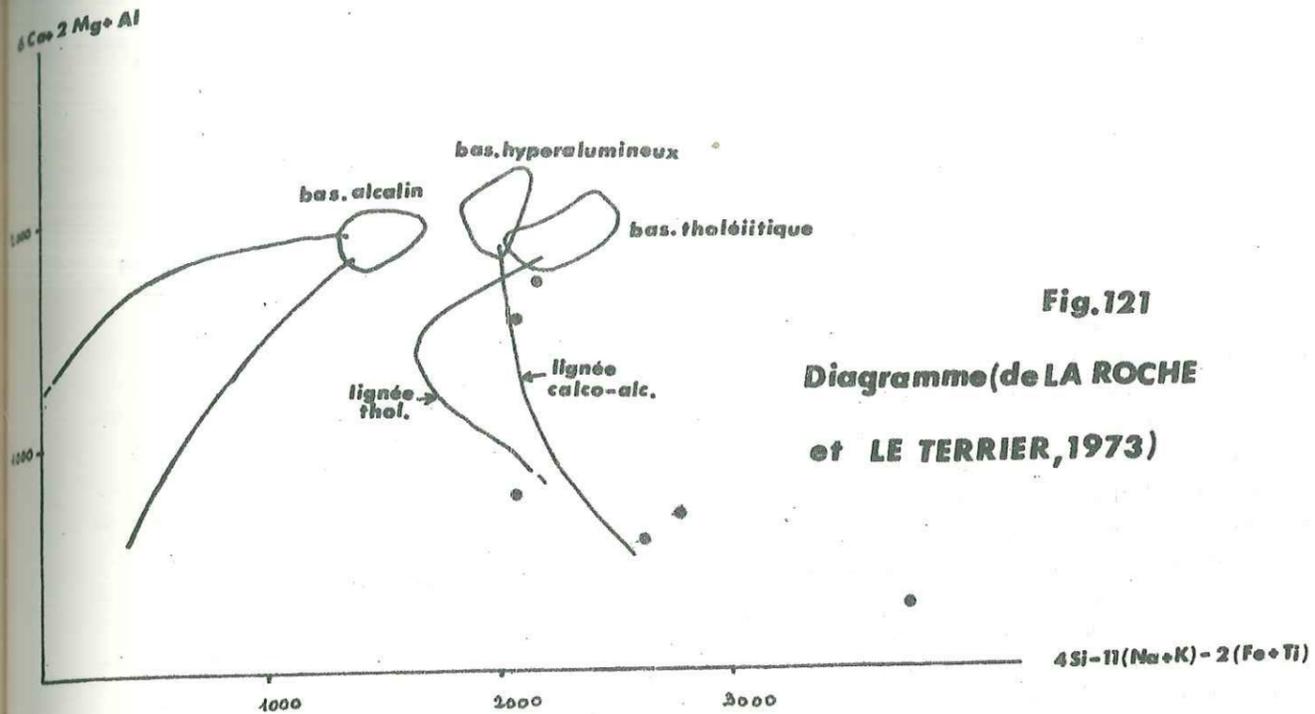


Fig.121 Diagramme (de LA ROCHE et LE TERRIER, 1973)

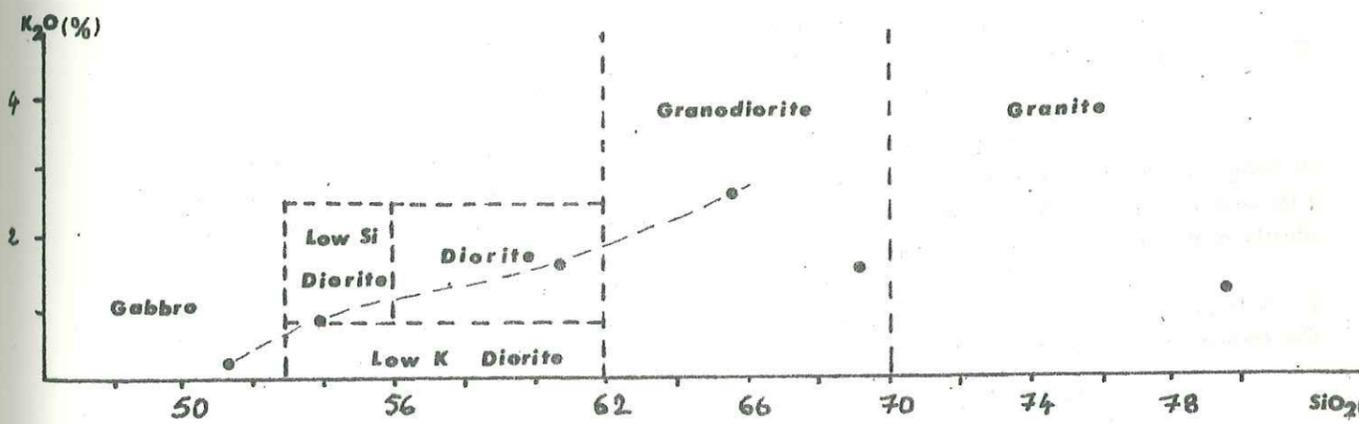


Fig.122 Diagramme SiO₂. K₂O

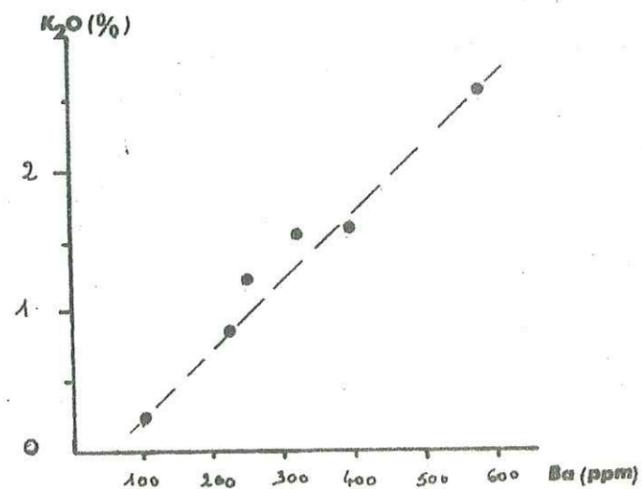


Fig.123 Diagramme K₂O.Ba

IV. 2. 3. - RELATIONS ELEMENTS MAJEURS, ELEMENTS EN TRACES ET SiO_2

IV. 2. 3. 1. - Eléments majeurs (fig. 124)

. $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$

Al_2O_3 augmente légèrement avec SiO_2 et passe de 15,27 % à 17,09 % dans les quatre premiers termes de la série; ces valeurs sont compatibles avec celles de basaltes calco-alcalins (Al_2O_3 16 %).

La croissance d' Al_2O_3 avec l'acidité des roches est à mettre en relation avec leur teneur en feldspath (cf. III. 2) : les faciès les plus basiques (74 AV 1b, 75 AV 87) sont riches en amphibole et chlorite résultant de la transformation des minéraux ferromagnésiens magmatiques. En revanche, le plagioclase calcique (dont l'équivalent métamorphique est l'association albite + épidote) est moins répandu. Dans les faciès plus acides (74 AV 228 et 74 AV 269a); le feldspath, constitué de plagioclase plus alcalin et de feldspath potassique (présent dans l'échantillon 74 AV 269a), est moins alumineux mais représente un volume plus important que dans les faciès précédents. Et la faible augmentation d'alumine liée à celle de la silice dans ce groupe de roches, est due à la cristallisation d'un volume croissant de feldspath de moins en moins alumineux.

Dans les deux derniers termes de la série (74 AV 269b, 74 AV 227), les très faibles teneurs en Al_2O_3 sont aussi à lier : d'une part à la cristallisation de plagioclase très acide et de feldspath potassique, et d'autre part à un volume faible de ces feldspaths associé à une quantité de quartz importante contenue dans ces roches.

. $\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$

Les teneurs en ces deux éléments rentrant principalement dans le feldspath ainsi que l'évolution de Na_2O , K_2O et la somme des alcalins avec l'augmentation de SiO_2 vont dans le sens des interprétations faites ci-dessus.

La faible teneur en Na_2O de l'échantillon 74 AV 269a est compensée par celle de K_2O assez importante et liée au feldspath potassique.

. $\text{MgO}, \text{Fe}_2\text{O}_3^*, \text{CaO} - \text{SiO}_2$

Ces éléments montrent une diminution plus ou moins régulière, avec l'augmentation de SiO_2 dans tous les échantillons, et qui traduit la disparition des minéraux ferromagnésiens ou calciques (les deux derniers termes de la série, très leucocrates en sont quasiment dénués), au profit du feldspath alcalin et du quartz avec l'acidité croissante des roches.

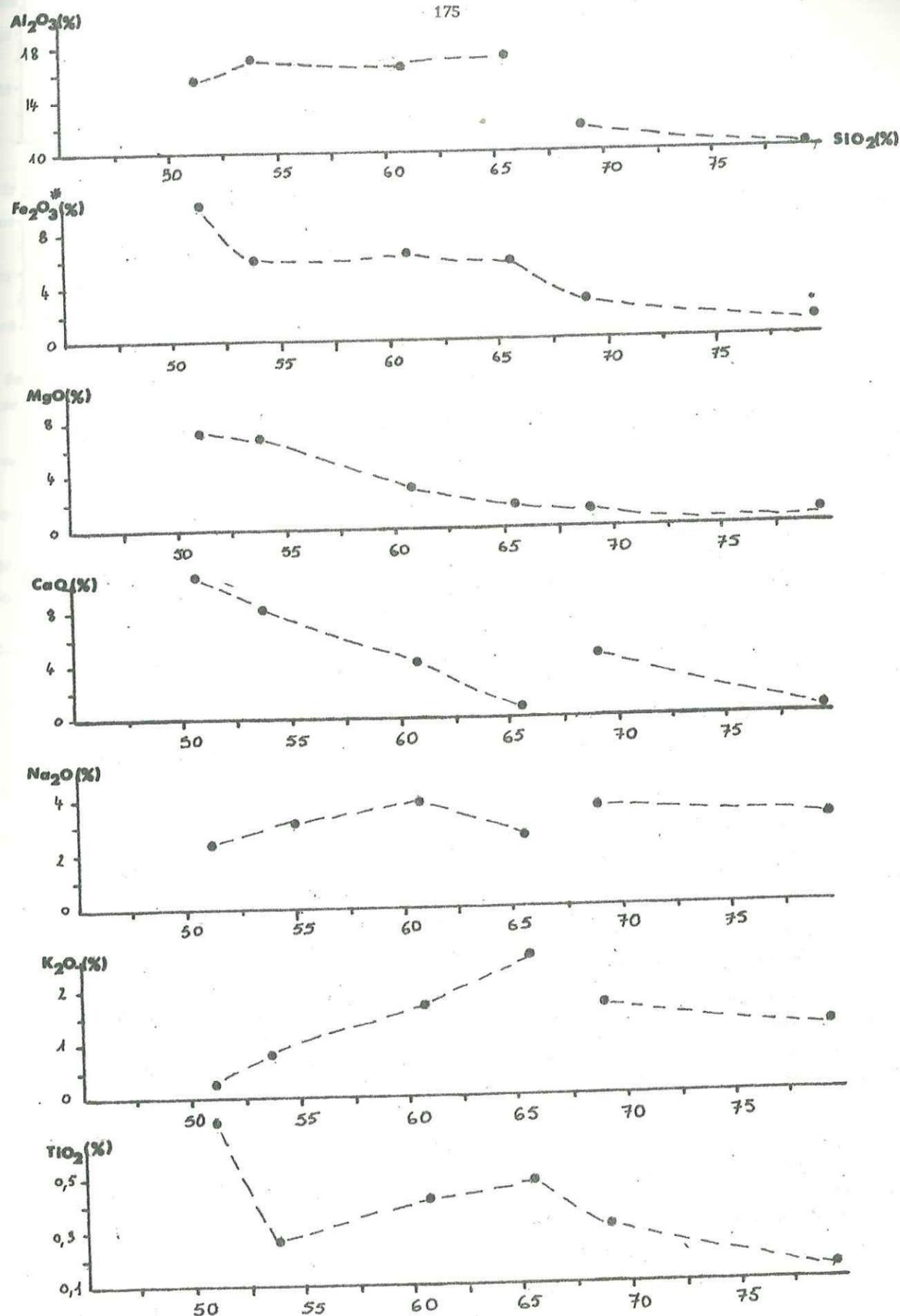
Mais la diminution de MgO , Fe_2O_3^* , CaO depuis le faciès le plus basique jusqu'au faciès le plus siliceux paraît montrer surtout les affinités géochimiques liant les six faciès de cette série. Ces derniers représentant divers stades de cristallisation d'un magma fortement différencié.

. $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$

TiO_2 reste à peu près constant dans les quatre premiers faciès, entre 0,70 et 0,25 % et diminue dans les faciès acides.

Ces teneurs faibles, dans les termes les plus basiques, sont en accord avec celles rencontrées dans les roches calco-alcalines.

En conclusion, l'évolution plus ou moins régulière des différents éléments majeurs (croissante pour Al_2O_3 , K_2O , Na_2O et décroissante pour CaO , Fe_2O_3^* , MgO) en fonction de l'acidité croissante des différents faciès observés dans cette série intrusive, montre que ces derniers représentent probablement divers stades de la cristallisation d'un magma très différencié de tendance calco-alcaline (Al_2O_3 fort, TiO_2 faible), depuis un terme gabbroïque (au sens de TAYLOR et al., 1969) jusqu'à un terme granitique. Les faibles teneurs en Al_2O_3 , Na_2O , K_2O dans ces derniers sont dues à la forte quantité de quartz contenu dans ces roches.

Fig.124 Diagrammes éléments majeurs - SiO_2

IV. 2. 3. 2. - Éléments en traces (fig. 125). Rb - SiO₂

Rb augmente avec SiO₂ dans les quatre premiers termes de la série et passe de moins de 20 ppm à 157 ppm. Dans les deux faciès les plus acides les valeurs de Rb sont faibles.

Cette évolution de Rb est normale, car il se substitue très facilement à K dans les minéraux potassiques et la variation de sa teneur dans les roches est fonction de celle de K.

. Sr - SiO₂

Sr diminue avec l'acidité croissante dans les six faciès de la série. Cette diminution est en accord avec les observations faites sur l'évolution du strontium avec la différenciation. Ainsi dans l'intrusion de Skaergaard, Sr augmente-t-il dans le liquide résiduel jusqu'à 60 % de solidification du magma pour diminuer très rapidement ensuite (WAGER et MITCHELL, 1951).

. Ba - SiO₂

Ba, comme Rb, se lie facilement au potassium et son évolution est similaire de celle de Rb : augmentation très nette dans les quatre premiers termes de la série et teneur faible dans les faciès les plus acides, pauvres en K.

. Ni - SiO₂

Excepté dans l'échantillon 74 AV 1b pour lequel la teneur en Ni est très élevée (Ni = 179 ppm) et proche de celle de basalte moyen, les teneurs des autres roches sont très faibles (Ni < 10 ppm) et sont en accord avec celles des andésites (Ni < 20 ppm) (TAYLOR et al., 1969).

. Cr - SiO₂

Cr, associé à Ni, suit la même évolution que ce dernier. Il est très répandu dans l'échantillon 74 AV 1b (Cr = 375 ppm) et peu développé dans les autres faciès (Cr < 23 ppm).

. Co - SiO₂

Les teneurs de cobalt diminuent depuis le terme le plus basique jusqu'au terme le plus acide et passe de 39 à 2 ppm.

. V - SiO₂

La corrélation négative de V avec SiO₂ est nette dans l'ensemble de la série et correspond à celle d'une série différenciée comme celle de Skaergaard. V diminue dans le bain résiduel au-delà de 60 % de solidification du magma.

Excepté pour l'échantillon 75 AV 87 particulièrement riche en vanadium (V = 357 ppm), les teneurs sont inférieures à 127 ppm dans les autres faciès et s'éloignent de celles qui caractérisent les andésites (V < 200 ppm) (TAYLOR et al., 1969).

En conclusion, l'évolution des différents éléments en traces, comme Ba, Sr, Rb, V, Co, confirme bien la différenciation qui a affecté de manière assez importante l'ensemble intrusif.

Les teneurs en Cr et Ni généralement faibles sont en accord avec celles des andésites; en revanche les teneurs en V s'en éloignent.

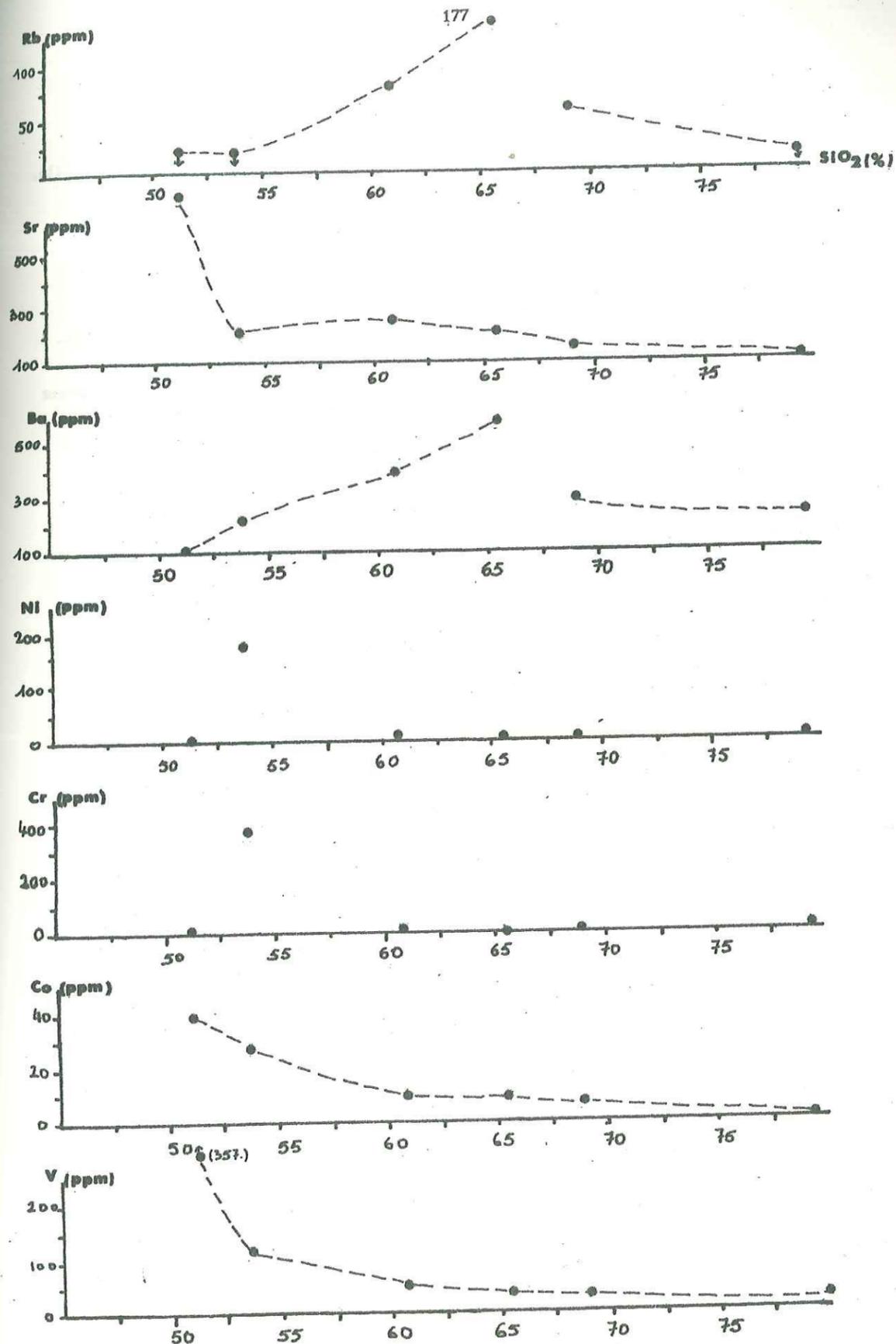
IV. 2. 4. - ORIGINE DES INTRUSIONS LEUCOCRATES

L'origine des associations calco-alcalines est très discutée et peut être liée, suivant trois théories, à une contamination, à une différenciation ou à une fusion partielle.

Le faible nombre d'analyses ne nous permet pas d'être très affirmatifs mais nous permet cependant d'écarter certaines de ces hypothèses.

. Contamination d'un magma basique par des matériaux crustaux ou par mélange avec un magma acide

Cette hypothèse est, en dehors de cas particuliers, difficile à admettre comme le montrent TAYLOR et al. (1969) : le mélange de 60 % de granodiorite moyenne et de 40 % de basalte moyen, qui donne naissance théoriquement à un magma andésitique, présente des teneurs en Rb, Co, Ni, deux fois

Fig. 125 Diagrammes éléments en traces - SiO₂

supérieures à celles des andésites moyennes.

Dans les intrusions leucocrates, les teneurs en ces éléments sont très faibles, même pour les termes les plus basiques (gabbro, diorite) : Ni < 10 ppm (à l'exception de l'échantillon 74AV1b), Rb < 157 ppm, Co < 40 ppm et sont comparables à celles des andésites moyennes (Ni < 20 ppm, Co < 30 ppm, Rb < 90 ppm) (TAYLOR et al., 1969).

Nous pouvons donc, pour ces raisons, éliminer l'hypothèse d'une contamination d'un magma basique.

Fusion partielle ou totale de matériaux crustaux

Dans le cas d'une fusion partielle, la corrélation entre le rapport K/Rb et K est positive. En effet, celle-ci, quand elle est négative, est caractéristique d'un fractionnement magmatique (HEIER et ADAMS, 1964 - ABBOT, 1967 - BARBIERI et al., 1968). DUPUY et ALLEGRE (1972) montrent aussi que cette corrélation négative caractérise les roches ignées à l'exception de certains massifs granitiques. La corrélation positive serait due à la mobilisation variable de mica ou d'amphibole lors de la fusion de migmatites (JAKES et WHITE, 1970).

Dans les intrusions leucocrates, K/Rb ne montre pas de corrélation évidente positive avec K (fig. 127). De plus les deux roches les plus basiques ont des teneurs en rubidium inférieures au seuil de détection (Rb < 20 ppm) et qui peuvent masquer une corrélation négative nette. En effet, dans la mesure où ces teneurs sont comprises entre 0 et 20 ppm, il suffirait que celles-ci soient de 2 ppm pour l'échantillon 75 AV 87 et de 12 ppm pour l'échantillon 74 AV 1b pour que la corrélation devienne parfaitement négative. Mais en dehors de ces considérations, l'absence de corrélation positive entre K/Rb et K exclut donc l'origine de la série leucocrate par fusion partielle.

Différenciation d'un magma basaltique

Il semble donc, malgré le manque d'arguments en sa faveur, que cette dernière hypothèse, soit la plus plausible, pour expliquer l'origine des intrusions leucocrates.

TAYLOR et al. (1969) invoquent contre cette hypothèse génétique :

- d'une part les faibles teneurs en Ni (< 20 ppm) contenues dans les andésites.

- mais surtout leurs fortes teneurs en vanadium (V > 200 ppm) comparables à celles des basaltes, et interdisant ainsi la provenance des andésites par différenciation d'un magma basaltique. Ce phénomène provoque une précipitation précoce de la magnétite entraînant ainsi un appauvrissement du vanadium dans le liquide résiduel qui donne naissance aux andésites.

Si les faciès basiques des intrusions leucocrates ont des teneurs en Ni faibles (à l'exception de l'échantillon 74 AV 1b) comparables à celles des andésites, ils ont aussi des teneurs en V faibles et inférieures à 121 ppm (à l'exception de l'échantillon 75 AV 87) et qui s'opposent donc à celles contenues dans les andésites.

Ces données ne sont donc pas incompatibles avec l'hypothèse d'une origine des intrusions leucocrates par différenciation d'un magma basaltique.

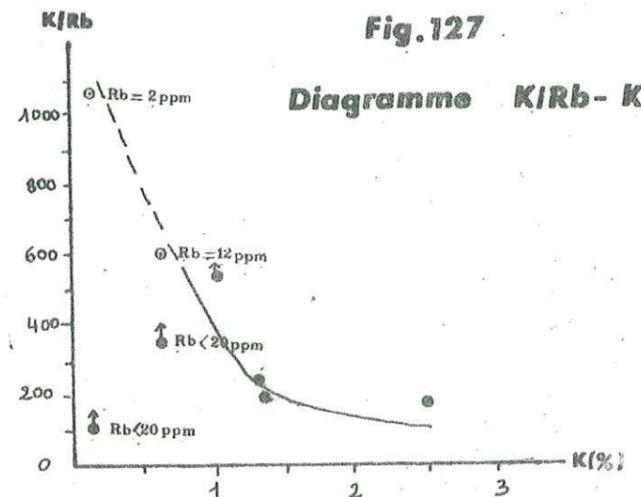
De plus selon RITTMANN (1967) et KUNO (1969), les séries calco-alcalines qui résultent de cette différenciation sont toujours accompagnées de basaltes. Or, sur le terrain étudié, les basaltes (cf. IV.1) sont très répandus, bien qu'ils n'aient aucune relation visibles avec les intrusions leucocrates. Cependant, il est un faciès de ces dernières (échantillon 74 AV 1b) dont les teneurs en chrome et nickel (Cr = 375 ppm - Ni = 179 ppm) sont très supérieures à celles observées dans les autres faciès basiques de la série leucocrate et se rapprochent des teneurs moyennes de basalte. Cette roche pourrait peut-être représenter le témoin d'un magma basaltique. Ce dernier aurait été affecté d'une différenciation assez poussée, entraînant un appauvrissement en Ni, Cr, V du liquide résiduel à partir duquel auraient cristallisé les intrusions leucocrates (?). Hélas, le faible nombre d'échantillons analysés ne nous permet pas de donner plus de précisions.

IV. 2. 5. - CONCLUSIONS

Les intrusions leucocrates représentent la cristallisation d'un magma de type calco-alcalin très différencié, depuis un faciès gabbroïque jusqu'à un faciès granitique (au sens de TAYLOR et al., 1969).

Fig. 126 - Tableau d'analyses des intrusions leucocrates.

Échant.	74AV269a	74AV269b	74AV227	74AV228	74AV1b	75 AV87
Localis.	NW Kolikosh	NW Kolikosh	W Guchti	W Guchti	W Guchti	NW Kolikosh
SiO ₂	65,45	69,13	79,38	60,63	53,87	51,24
Al ₂ O ₃	17,09	11,85	10,27	16,50	16,87	15,27
Fe ₂ O ₃ tot.	5,90	3,00	1,45	6,45	5,90	9,93
MgO	1,84	1,13	0,73	2,70	6,78	7,37
CaO	1,10	4,54	0,12	3,92	8,41	10,36
Na ₂ O	2,56	3,60	3,15	3,76	3,37	2,44
K ₂ O	2,55	1,60	1,26	1,61	0,81	0,26
TiO ₂	0,48	0,30	0,15	0,42	0,26	0,70
P ₂ O ₅	0,31	0,01	0,04	0,59	0,03	0,17
Perte au feu	2,91	4,74	3,08	3,39	3,51	2,58
Total	100,19	99,90	99,63	99,97	99,81	100,32
Ba	578	314	252	400	228	100
Rb	137	162	<20	81	<20	<20
Sr	209	59	105	260	220	720
K/Rb	154	225	>523	165	>336	>108
K	2,12	1,33	1,05	1,34	0,67	0,22
Cr	0	11	14,8	6	3,75	23
Ni	10	6	5	3,5	179	7
V	43	40	26,7	50	121	357
Co	3,5	8	2,4	10	28	39
Cu	4	17	3,3	12	26	82



L'origine de ces intrusions, bien que peu évidente, ne peut néanmoins correspondre :

- ni à la fusion de matériaux crustaux : la corrélation entre K/Rb et K devrait alors être positive;
 - ni à la contamination d'un magma basaltique : les teneurs en Co, Ni, Rb contenues dans les intrusions sont trop faibles par rapport à celles qu'elles devraient atteindre si tel était le cas.
- L'hypothèse d'une origine à partir d'un magma basaltique semble plus probable, bien que les arguments soient peu nombreux :
- teneurs en vanadium faibles même dans les faciès basiques de la série et probablement liées à une différenciation
 - présence importante de basaltes dans la région étudiée
 - présence dans ces intrusions, d'un faciès dont les teneurs en Cr et Ni élevées en font plutôt un basalte, témoin possible du magma qui par différenciation aurait donné les intrusions leucocrates.

IV. 3. - LES AMPHIBOLITES DE L'ENSEMBLE DE DAST-E-ALI

IV. 3.1. - INTRODUCTION

Les amphibolites qui appartiennent à l'ensemble de Dast-e-Ali (cf. III. 6.1) sont des amphibolites massives à hornblende, oligoclase, plus ou moins riches en biotite, épidote, sphène, etc. Quatre échantillons d'amphibolites ont été analysés : deux échantillons, 75 AV 20 et 75 AV 29 sont des amphibolites de M3 formant un niveau épais (cf. II. 1.2.4). Une autre (75 AV 19) est interstratifiée dans des marbres, niveaux plus élevés dans la série. Quant à l'échantillon 75 AV 37 il correspond à une enclave de très grande taille (plusieurs mètres) formée de plusieurs bancs dans l'orthogneiss de Band-e-No (près de la bordure). (fig. 137).

IV. 3.2. - ORIGINE ORTHO OU PARA DES AMPHIBOLITES

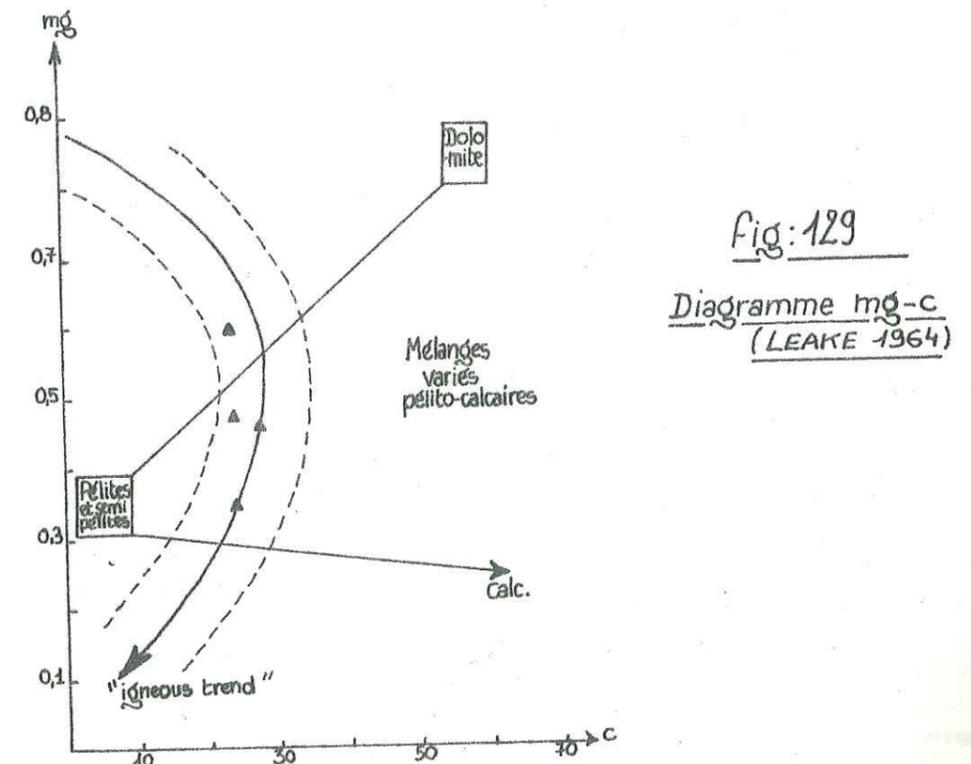
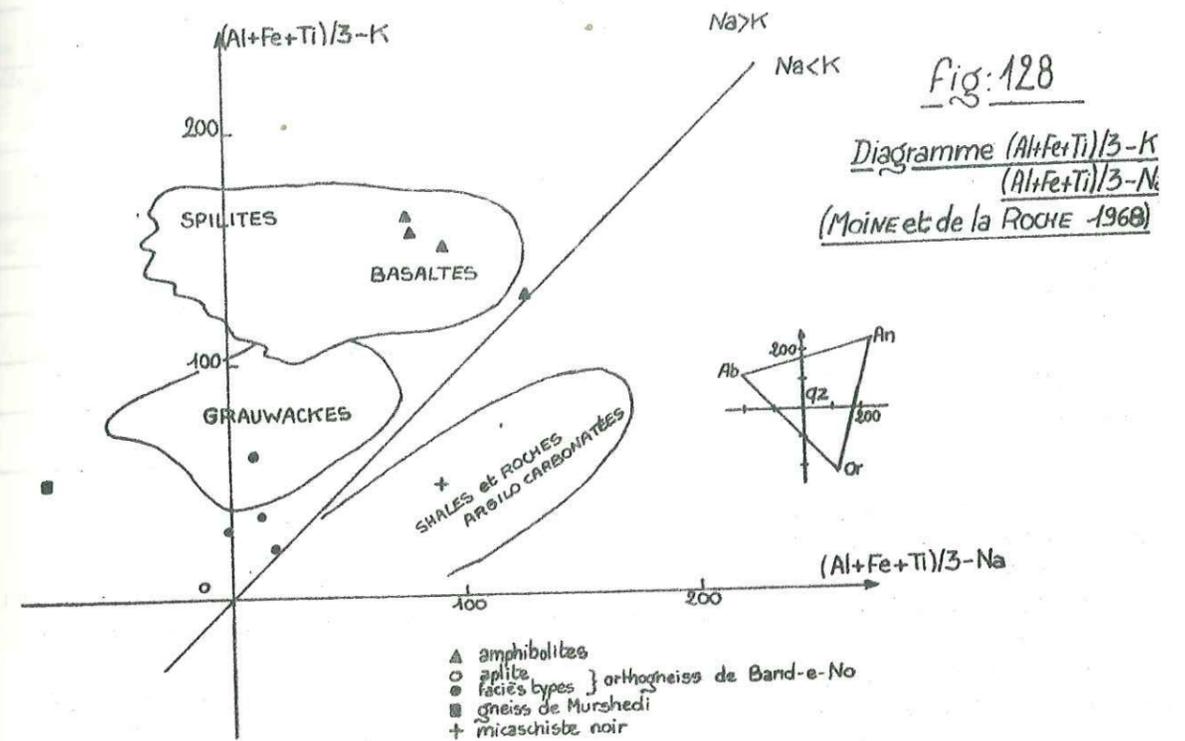
Les amphibolites sont dites d'origine ortho si elles proviennent d'un matériel éruptif (lave basique) ou volcanosédimentaire (brèches ou tufs pyroclastiques basiques par exemple). Elles sont dites para quand elles proviennent de matériaux calcaro-argileux (marnes par exemple).

Le problème de l'origine des amphibolites est complexe : pour WALKER et al. (1960) l'utilisation de multiples critères tels que les relations de terrain, structures, minéralogie, éléments majeurs et mineurs, magnétisme, ne sont pas forcément discriminants. En effet si les roches ignées ou les sédiments calcaromagnésiens ont des caractères types décelables quand ils ne sont pas affectés par une métasomatose, les amphibolites affectées par un tel processus sont fréquentes et l'on est alors en présence d'un "faciès de convergence" qui ne permet pas d'indiquer leur origine.

Le diagramme $(Al+Fe+Ti)/3 - K - (Al+Fe+Ti)/3 - Na$ (MOINE et de LA ROCHE, 1968) peut être utilisé pour déterminer l'origine ortho ou para (fig. 128) : trois des points représentatifs tombent nettement dans le champ des basaltes; le quatrième est un peu en dehors de ce champ. Il s'agit de l'amphibolite enclavée dans l'orthogneiss qui apparaît enrichie en alcalins, particulièrement en potassium. Il est possible que cet enrichissement corresponde à une contamination par des fluides riches en alcalins liés au granite.

LEAKE (1964) propose un diagramme discriminant les amphibolites à l'aide des paramètres de Niggli mg et c (fig. 129). On constate que les analyses se regroupent nettement au niveau de la courbe de tendance ignée ce qui tend à confirmer leur origine ortho. Cet auteur fait cependant remarquer que cette discrimination n'est pas systématique. L'examen des teneurs de certains éléments permet de conforter cette distinction.

Le cobalt n'est pas un élément utile dans la mesure où la fourchette des teneurs, particulièrement dans les pélites, est identique à celle des roches ignées basiques (LEAKE, 1964). De même le cuivre n'est pas utile du fait de sa mobilité lors du métamorphisme et de sa distribution complexe (HEIER, 1962). Par contre le nickel et le chrome seraient plus discriminants. Il est utile de comparer les teneurs en Cr



et Ni dans les quatre échantillons avec les teneurs moyennes pour les basaltes et les sédiments :

	Ni		Cr	
	moyenne	fourchette de variation	moyenne	fourchette de variation
Amphibolites du Kuh-e-Sefid (75 AV 37 excepté)	90	50-145	168	100-267
Ensemble des basaltes (PRINZ, 1964)	88	0-350	162	0-550
Pérites (LEAKE, 1964)		15-100		70-112
Calcaire moyen (RANKAMA et SAHAMA, 1950)	0		0	
Phyllites (GOLDSCHMIDT, 1937)			140	
Schistes alumineux (SAHAMA, 1945)	24			

Il est logique de considérer que les teneurs moyennes des sédiments argilocalcarbonatés qui ont pu être transformés en amphibolites, fluctuent entre les deux pôles carbonaté et argileux.

Trois des échantillons montrent des teneurs élevées en Cr (75 AV 19 : 136 ppm; 75 AV 20 : 267 ppm; 75 AV 29 : 100 ppm) qui, comparées au tableau précédent, correspondent beaucoup plus à des teneurs de basalte qu'aux teneurs des marnes.

De même pour le nickel ces trois échantillons (145, 50 et 75 ppm) ont des teneurs trop élevées pour être compatibles avec une origine para. Par contre il reste une certaine ambiguïté pour l'échantillon 75 AV 37 qui, avec de faibles teneurs en Cr (33 ppm) et Ni (2 ppm) peut tout aussi bien être d'origine para.

Le vanadium apparaît, lui, bien discriminant. Les teneurs moyennes relevées dans la littérature sont les suivantes :

Basalte (PRINZ, 1964) : 247 ppm (10-600 ppm)

Calcaire moyen (RANKAMA et SAHAMA, 1950) : < 10 ppm

Argile moyenne (" " ") : 120 ppm

Les amphibolites ont de fortes teneurs en vanadium, variant de 227 à 357 ppm, ce qui les situe nettement dans des teneurs de basaltes.

Pour les éléments incompatibles les moyennes sont les suivantes :

	Ba	Rb	Sr
Basalte (PRINZ, 1964)	303 (10-1200)	39 (1-150)	544 (18-2000)
Calcaire (RANKAMA et SAHAMA, 1950)	120	391	425-765
Argiles - Schistes (" " ")	200	540-730	20

Ba et Sr sont difficilement utilisables par contre les teneurs en Rb bien plus élevées dans les sédiments pourraient permettre une discrimination. Dans ce sens les amphibolites pauvres en Rb (< 20 à 58 ppm) seraient nettement ortho.

LEAKE (1964) fait remarquer qu'en définitive l'argument le plus convaincant pour une origine ortho des amphibolites est l'analogie d'évolution des éléments majeurs et mineurs avec la différenciation des magmas basiques (Karoo, Skaergaard, Palisade, etc.). Cela exigerait une étude plus statistique sur un grand nombre d'analyses.

Toutes les données analytiques convergent; aussi peut-on conclure que l'origine ortho des amphibolites analysées est certaine. Il faut cependant préciser que toutes les amphibolites de l'ensemble de Tchir-Tang Maur ne sont pas ortho. En effet, les amphibolites en lentilles ou en passages latéraux avec des marbres (cf. II. 1. 3. 4) semblent être d'origine para.

IV. 3. 3. - TYPE MAGMATIQUE

Quatre échantillons analysés sont insuffisants pour une étude précise du magmatisme initial mais on peut cependant en esquisser les grands traits en tenant compte de la métasomatose alcaline qui affecte l'échantillon 75 AV 37.

IV. 3. 3. 1. - Éléments majeurs

La norme C.I.P.W. des amphibolites révèle un certain pourcentage de quartz normatif ce qui rapproche les amphibolites des basaltes tholéitiques à quartz normatif, cependant dans un diagramme $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ (KUNO, 1959) elles tombent dans le champ des basaltes alcalins.

Comparaison avec des analyses moyennes de basaltes :

	Amphibolite (moyenne)	MANSON, 1967	
		Basalte tholéitique	Basalte alcalin
SiO ₂	45,82	51,1	48,3
Al ₂ O ₃	15,15	16,2	16,0
Fe ₂ O ₃ ou Fe ₂ O ₃ [*]	13,50	3,1	2,8
FeO		7,6	8,3
MgO	7,34	6,2	6,5
CaO	11,29	9,9	9,8
Na ₂ O	2,56	2,5	3,3
K ₂ O	0,38	0,7	1,3
TiO ₂	1,89	1,6	1,8
P ₂ O ₅	0,77	0,22	0,32
MnO		0,17	0,17
P.F.	1,23	0,7	1,4
Total	99,93	99,99	99,99

n. b. : Moyenne des amphibolites : échantillon 75 AV 37 excepté (enclave dans l'orthogneiss)

La comparaison est difficile; les amphibolites par rapport aux basaltes apparaissent enrichies en CaO, MgO et fer et appauvries en SiO₂, K₂O ainsi que dans une moindre mesure en Al₂O₃. Ces éléments, trop influencés par le métamorphisme sont d'ailleurs de mauvais moyens de comparaison.

Le titane est peu affecté par le métamorphisme et sa teneur est relativement significative des types basaltiques. La teneur moyenne en TiO₂ de ces amphibolites se rapproche nettement de celle des basaltes alcalins mais elle est intermédiaire entre le mode 1,4-1,5 % des basaltes tholéitiques océaniques (volcanisme des dorsales) et celui de 2,25 % du volcanisme intraplaque océanique ou continental (BEBIEN, 1972).

IV. 3. 3. 2. - Éléments en traces

Comparaison avec les teneurs moyennes des basaltes :

	Amphibolite (moyenne)	PRINZ, 1964	
		Basalte tholéitique	Basalte alcalin
Cr	134	162	187
Ni	68	85	101
V	306	251	236
Co	51	39	42
Cu	108	123	108
Ba	227	444	303
Rb	32	41	25
Sr	227	450	775

Peu d'éléments sont déterminants. Les amphibolites correspondraient à des termes évolués, appauvris en Cr et Ni, enrichis en Co et V (on se référera à l'étude géochimique des métavolcanites et méta-intrusions). Le net appauvrissement en éléments incompatibles est vraisemblablement à mettre sur le compte du métamorphisme.

IV.3.4. - CONCLUSION

Les amphibolites analysées correspondent à un volcanisme basique se localisant à la base de l'ensemble de Tchir-Tang Maur. Ce volcanisme serait plutôt de type basaltique alcalin.

IV.4. - LES MICASCHISTES NOIRS

Une analyse de micaschiste riche en biotite et dépourvu de grenat (75 AV 22) a été effectuée :

SiO ₂	61,25	Sr	125 ppm
Al ₂ O ₃	17,11	Rb	130 "
Fe ₂ O ₃	4,63	Ba	565 "
MgO	3,62	K/Rb	258
CaO	2,12	K/Ba	59
Na ₂ O	4,75	Rb/Sr	1
K ₂ O	3,35	Ca/Sr	169
TiO ₂	0,81	Cr	99 ppm
P ₂ O ₅	0,20	Ni	24 "
P.F.	1,70	V	140 "
Total	99,54	Co	19 "
		Cu	2 "

Les caractéristiques chimiques de ce micaschiste ont déjà été évoquées p.101 quant à leur liaison avec la minéralogie. Dans le diagramme (Al+Fe+Ti)/3 - K .. (Al+Fe+Ti)/3 - Na le point représentatif de l'échantillon tombe nettement dans le champ des shales et roches argilocarbonatées. On notera la très grande richesse en Cr, Ni, V de ce micaschiste. Ces teneurs sont cependant conformes aux fourchettes de variation et aux moyennes des teneurs de ces éléments dans les pélites (cf. p. 182).

IV.5. - L'ORTHOgneiss DE BAND-E-NO ET LE GNEISS DE MURSHEDI

IV.5.1. - INTRODUCTION

Nous avons montré que l'orthogneiss de Band-e-No correspondait à un granite mis en place syn-cinématiquement pendant la phase tectonique à laquelle est liée la première phase de métamorphisme.

Cinq échantillons ont été analysés (fig. 136) :

- 75 AV 25 : faciès orienté leucocrate.
- 75 AV 26 : filon d'aplite.
- 75 AV 28 : faciès non orienté à gros grain.
- 75 AV 99 : faciès peu orienté à gros grain.
- 75 AV 113 : faciès orienté à deux foliations de phyllites.

En outre une analyse du gneiss du niveau à blocs et conglomérats de Murshedi (75 AV 42) a été effectuée pour comparaison avec l'orthogneiss de Band-e-No.

IV.5.2. - TYPE PETROGRAPHIQUE

Le triangle KCN de FREY (1937) (fig. 130) permet de visualiser la place des échantillons analysés dans le cadre de la classification de LACROIX. Ainsi l'orthogneiss correspond-il à une intrusion de type granite monzonitique-granodiorite : quatre échantillons tombent dans le champ des granites monzonitiques, le cinquième (75 AV 28) correspond à une granodiorite (champ des plagioclisolites) avec r = '2, s = '4, et q = 3.

Le gneiss de Murshedi se distingue nettement de l'orthogneiss de Band-e-No par son paramètre q = '5. Il tombe dans le champ des plagioclisolites avec une composition de granodiorite.

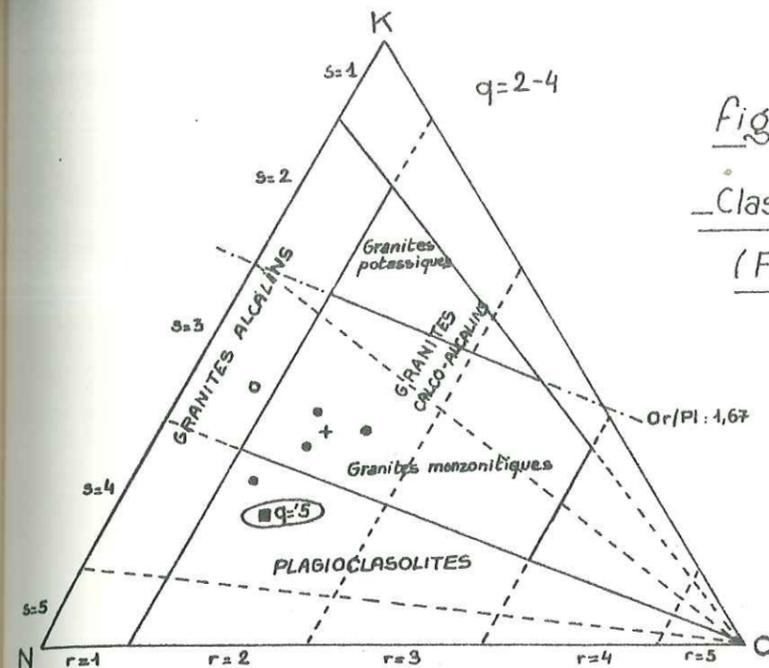


Fig:130

Classification KCN

(FREY 1937)

- Aplite } orthogneiss de Band-e-No
- faciès types } orthogneiss de Band-e-No
- + Micaschiste noir
- gneiss de Murshedi
- ▲ amphibolites

(Légende commune à tous les diagrammes)

Fig:131 Diagramme Or-Ab-An

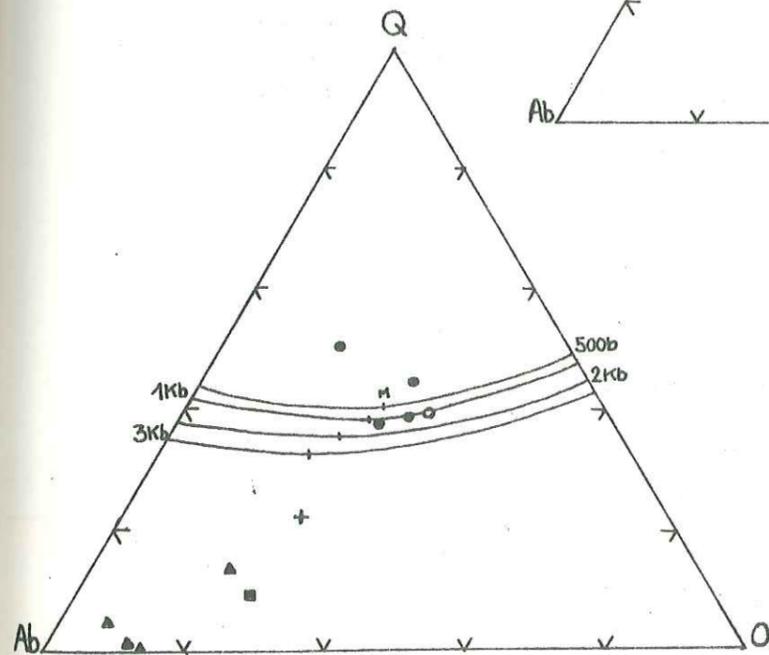
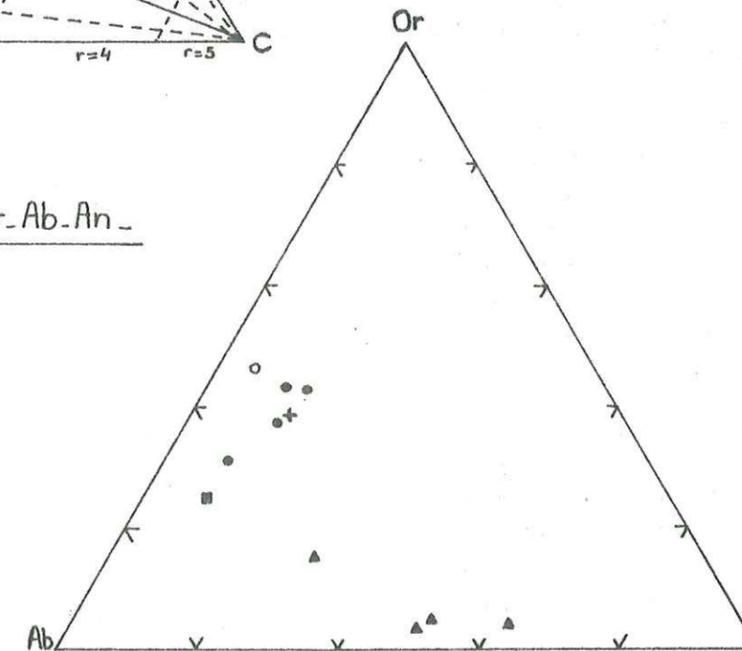


Fig:132 Diagramme Q-Ab-Or

Minimums ternaires et lignes cotectiques d'après TUTTLE et BOWEN (1958)

Ceci tend à confirmer l'étude pétrographique qui fait du gneiss de Murshedi un faciès très différent et distinct de l'orthogneiss de Band-e-No.

IV.5.3. - ELEMENTS MAJEURS

. Diagramme Ab - Or - An (fig. 131)

Les amphibolites, le micaschiste noir et les différents faciès de l'orthogneiss ont été reportés sur ce diagramme. Il est intéressant de souligner deux points :

- le gneiss de Murshedi a un rapport Ab/Or élevé qui le distingue de la majorité des échantillons analysés de l'orthogneiss de Band-e-No.
- le micaschiste noir, par contre, a une composition Ab-Or-An sensiblement analogue et un rapport Ab/An identique à la majorité des échantillons analysés de l'orthogneiss.

. Diagramme Q - Ab - Or (fig. 132)

Les analyses des différents faciès de l'orthogneiss se situent dans ce diagramme, dans la zone des lignes cotectiques et ce dans la limite des fluctuations liées aux variations de PH_2O , du rapport Ab/An et de la composition des fluides (TUTTLE et BOWEN, 1958 - VON PLATEN, 1965). On se référera à la p.

Trois des échantillons (75 AV 113, 99 et 26) se situent sur la ligne cotectique du système expérimental Q-Ab-Or (TUTTLE et BOWEN, 1958) pour $\text{PH}_2\text{O} = 1 \text{ kb}$.

L'échantillon 75 AV 113, qui correspond d'ailleurs à un échantillon du cœur de l'orthogneiss a pratiquement la composition du minimum ternaire. Deux échantillons (75 AV 28 et 25) sont du côté du champ "quartz primaire" alors que le micaschiste noir ainsi que les amphibolites et le gneiss de Murshedi sont dans le champ "albite primaire".

IV.5.4. - ELEMENTS EN TRACES

Il est bien évident que, compte tenu du nombre réduit d'analyses, nous ne ferons qu'esquisser les problèmes géochimiques que peuvent poser les éléments en traces dans cet orthogneiss.

Au niveau des corrélations entre le potassium ou le calcium et les éléments incompatibles il est bien hasardeux d'y détecter une certaine évolution. Notons que les corrélations positives pour Ca-Sr et K-Rb (fig. 134 et 133) pourraient peut-être suggérer l'influence de processus de crystallisation fractionnée dus respectivement au plagioclase et au feldspath potassique. Cependant, un diagramme Ca/Sr - Sr montrerait une variation de Sr plutôt indépendante du rapport Ca/Sr sensiblement constant; ce qui n'apparaît pas corroborer une cristallisation fractionnée du plagioclase. Le rapport Ca/Sr semble pouvoir être utilisé ici contrairement aux autres faciès pétrographiques étudiés car le granite paraît avoir une plus grande inertie aux transformations dues au métamorphisme postérieur. C'est aussi la raison pour laquelle il n'y a pas à proprement parler d'arguments pour une évolution de la composition du plagioclase dans les différents faciès du granite.

Les teneurs en éléments incompatibles de l'échantillon d'aplite sont assez significatives : la nette diminution de la teneur en Ba peut être reliée à la cristallisation du feldspath potassique mais elle ne se traduit pas vraiment par une augmentation de la teneur en Rb. Il n'en reste pas moins que cet échantillon s'écarte de la corrélation K - Rb observée dans les faciès de granite.

IV.5.5. - ANATEXIE ET MATERIEL D'ORIGINE

Le diagramme K/Rb - Rb (fig. 135) montre une tendance analogue à celle de la courbe de fusion d'un gneiss à 700°C étudiée par DUPUY (1970). Les produits seraient alors significatifs de pourcentages de fusion variés; fusion poussée puisque deux échantillons correspondraient à plus de 40% de fusion.

Il est intéressant de noter que le micaschiste noir, avec un rapport K/Rb élevé pour une teneur en Rb relativement faible, ne peut être considéré comme un matériel originel possible (il en est de

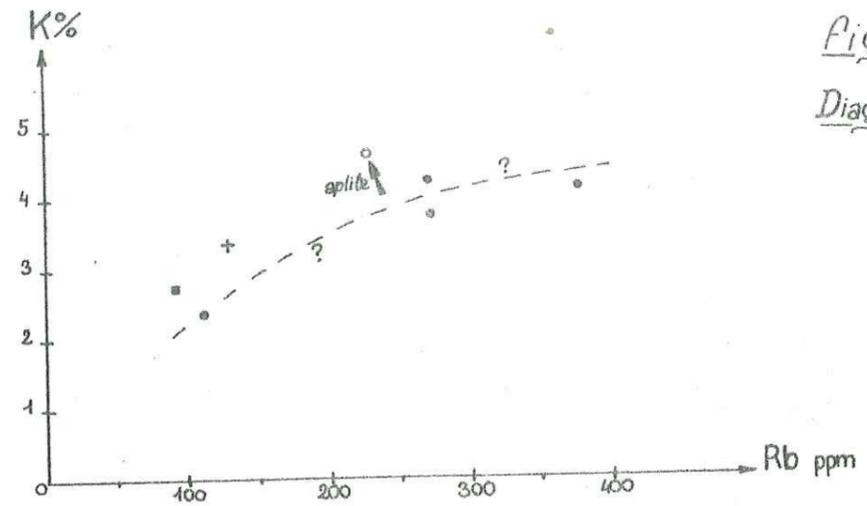


Fig. 133
Diagramme K-Rb

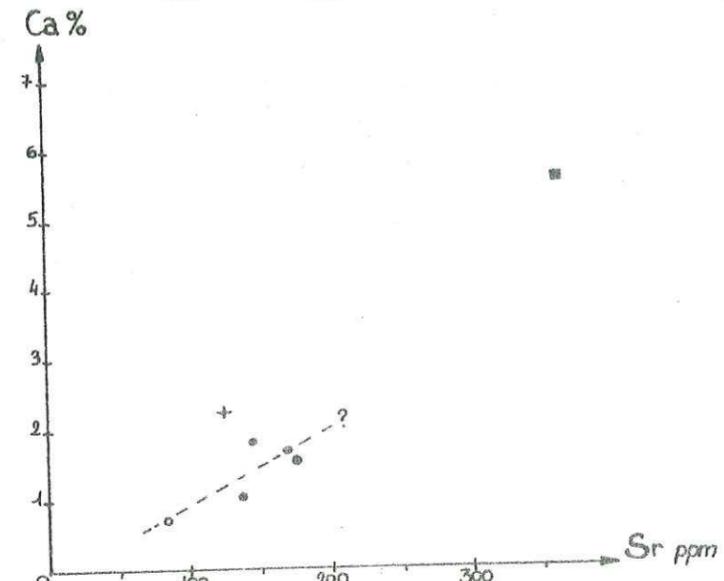


Fig. 134
Diagramme Ca-Sr

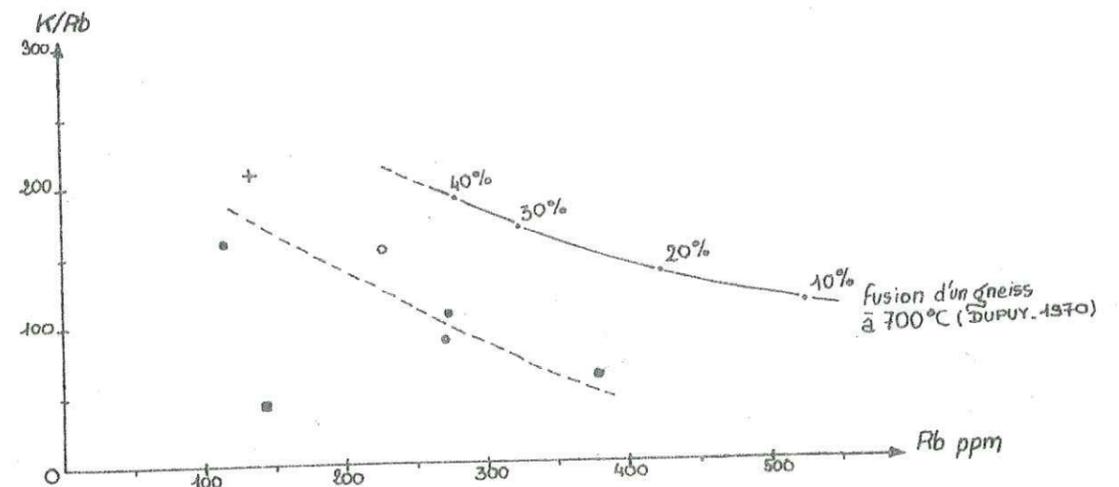


Fig. 135 - Diagramme K/Rb - Rb -

même pour le gneiss de Murshedi). Ceci est corroboré par la position de ce micaschiste noir dans le champ "albite primaire" du diagramme Q-Ab-Or (fig. 132) : une fusion partielle de ce matériel ne pourrait avoir pour résultat que des produits plus riches en orthose + quartz (points se situant dans le champ "quartz primaire" et dans la vallée thermique reliant l'eutectique Qz-Or et le minimum ternaire). Cela confirme les observations de terrain qui montrent que l'orthogneiss de Band-e-No ne peut résulter de l'anatexie "in situ" des micaschistes noirs.

Magma issu d'un matériel métamorphique de type "para" ou magma palingénétique lié à la remobilisation d'un matériel granitique ? Il est bien évident que l'on ne peut guère fournir de réponse. Cependant, il convient de souligner les teneurs non négligeables en éléments métalliques des différents faciès et particulièrement en chrome (18 à 31 ppm). Un matériel originellement sédimentaire (ou basique ?) peut mieux justifier les teneurs observées qu'un ancien granite, qui en général est appauvri en éléments de ce type (teneurs moyennes pour un granite : Co = 8; Ni = 2,4; Cr = 2 - GOLDSCHMIDT, 1937).

Du point de vue du chimisme global du granite, considéré comme syncinématique, il est à noter que les granites syncinématiques sont classiquement décrits comme ayant un chimisme de type granodioritique (MARMO, 1971).

IV.5.6. - CONCLUSION

L'orthogneiss de Band-e-No correspond à un granite syncinématique mis en place au cœur de l'anticlinal que forme le complexe du Kuh-e-Sefid. Ce granite de type granite monzonitique-granodiorite ne correspond pas à une anatexie des micaschistes noirs qui forment le cœur de cet anticlinal. Le gneiss qui forme les blocs du niveau à blocs et conglomérats de Murshedi apparaît indépendant de l'orthogneiss et ne peut pas non plus être le matériel de base dont l'anatexie aurait produit le granite mis en place au cœur du complexe. Il constitue vraisemblablement le témoin d'un socle plus ancien (Précambrien ?).

Fig. 136 - Tableau d'analyses : orthogneiss de Band-e-No et Gneiss de Murshedi.

Fig. 137 - Tableau d'analyses des amphibolites.

Ech.	75AV19	75AV20	75AV29	75AV37
Local.	α à biotite Ers. M4 Fis. Band-e-No	α massive M3. Fis. Band-e-No	α massive M3. Fis. Band-e-No	α en enclave dans Fis. Band-e-No
SiO2	46,50	45,50	45,45	49,98
Al2O3	15,97	14,69	14,80	13,89
Fe2O3	11,07	14,83	14,60	13,62
MgO	8,61	6,50	6,90	3,75
CaO	12,22	11,85	9,80	8,64
Na2O	2,08	2,72	2,90	3,72
K2O	0,38	0,45	0,32	1,52
TiO2	1,60	1,58	2,50	2,90
P2O5	0,25	0,12	0,40	0,44
Perte au feu	1,24	1,07	1,37	0,85
Total	99,92	99,31	99,04	99,31
FeO*	9,96	13,35	13,14	12,36
FeO*/MgO	1,15	2,05	1,90	3,29
Ba	75	58	185	438
Rb	<20	29	<20	58
Sr	262	270	184	193
K/Ba	50,6	77,6	17,9	34,7
K/Rb	>190	155	>160	262
Rb/Sr	<0,076	0,107	<0,1067	0,30
Ca/Sr	466	499	539	448
Cr	136	267	100	33
Ni	145	50	75	2
V	227	282	357	357
Co	50	60	58	36,5
Cu	7	321	67	37
Ni/Co	2,9	0,83	1,29	0,055

Echantillon	75 AV 26	75 AV 28	75 AV 99	75 AV 25	75 AV 43	75 AV 42
Faciès	Albite NW Band-e-No	Gros grain Band-e-No	F. peu orienté à gros grain Fis. Band-e-No	F. orienté leucocrate Fis. Band-e-No	F. orienté à foliations Band-e-No	Bloc de gneiss Murshedi
Localisation						
SiO2	76,30	73,57	71,14	71,13	71,23	68,39
Al2O3	13,09	14,05	14,09	14,23	14,11	16,78
Fe2O3	1,44	3,23	3,70	3,67	3,39	2,28
MgO	0,71	0,90	1,18	1,34	1,49	1,63
CaO	0,71	1,05	1,55	1,71	1,71	2,71
Na2O	3,30	3,21	3,03	2,82	3,42	5,52
K2O	4,63	2,39	4,26	4,19	3,75	1,32
TiO2	0,10	0,44	0,45	0,45	0,49	0,31
P2O5	<0,02	0,18	0,13	0,07	0,10	0,16
P.F.	0,32	0,85	0,80	0,77	0,75	0,58
Total	100,08	99,85	100,33	100,38	100,45	99,67
Ba	38	697	630	943	630	231
Rb	228	114	175	378	272	33
Sr	84	137	272	147	175	362
K/Rb	203	209,6	156,6	111	138	142
K/Ba	1218	34,3	67,6	44,4	59,5	57
Rb/Sr	2,714	0,832	1,554	2,57	1,554	0,257
Ca/Sr	84,5	76,6	88,6	116,3	97,7	74,86
Cr	3	16	25	31	19	25
Ni	<5	<5	<5	9	9	50
V	13	37	53	60	47	57
Co	5	5,5	6	3	7	10
Cu	3	2,7	11	2	4	3,5
Ni/Co	<1	<0,5	<0,3	3	1,286	5
FeO*	1,296	2,907	3,33	3,303	3,051	2,052
Quartz	36,40	42,2	32,41	33,05	31,21	7,97
Orthose	27,36	14,46	25,17	24,76	22,16	19,97
Anorthite	3,52	4,45	6,84	3,03	7,83	7,42
Albite	27,92	27,25	25,64	23,86	28,94	53,14
Corindon	1,36	5,51	1,99	2,11	1,56	
Dropside						3,09
Hedenbergite						0,61
Enstatite	0,47	2,2	2,94	3,34	3,71	3,38
Ferrosillite	2,59		0,19	0,40	0,38	0,96
Magnésite		2,09	3,19	2,83	2,74	1,68
Ilménite	0,19	0,76	0,85	0,85	0,93	0,63
Apasite		0,34	0,31	0,17	0,24	0,47
H2O	0,32	0,85	0,80	0,77	0,76	0,58
Total	100,14	101,85	100,33	100,16	100,45	99,26
C.I.P.W.	I:3(4); 2; 3	I:3, 12, 4	I:3(4); 2; 3	I: 14; 2; 3	I: (3)4; 2; 3	I: 10; 5; 2, 4; 5
LACROIX.	Albite calcine	Granodiorite	Granite monzonitique	Granite monzonitique	Granite monzonitique	Interg. albite orthose quartz

IV.6. - LES RHYOLITES HOLOLEUCOCRATES ET BRECHES ASSOCIEES

IV.6.1. - INTRODUCTION

Les rhyolites hololeucocrates ont un caractère alcalin accusé (cf. III.12.2), sodique ou potassique, fonction des proportions d'albite ou de plagioclase, ou le plus souvent de l'absence d'un de ces deux minéraux.

Huit analyses d'éléments majeurs ont été effectuées au Service géologique d'Iran par voie humide et huit à l'Institut Dolomieu (analyste F. KELLER) en fluorescence X (majeurs - Ba - Rb - Sr) ainsi que par absorption atomique (Cr - Ni - V - Co - Cu - analyste B. USELLE).

Un échantillon (74 AV 178a) dosé au S.G.I. a été analysé à nouveau à l'Institut Dolomieu : les écarts entre les deux analyses varient de 0,01 à 0,74 % à l'exception de SiO₂ (1,25 %), MgO (1,15 %) et surtout la perte au feu (2,11 %). Dans le cas de la silice cet écart dépasse peu la précision de dosage en fluorescence X.

Aucune analyse n'a été effectuée sur les volumineuses intrusions du Sud du complexe de Heneshk, trop tectonisées et remplies de filonnets à carbonate, hématite et hydroxydes de fer.

IV.6.2. - ELEMENTS MAJEURS - CARACTERISTIQUES PETROLOGIQUES

Caractères généraux de la répartition des éléments (fig. 138)

- **SiO₂** : assez forte dispersion des valeurs entre 71 et 78 % avec un mode mineur autour de 77 %. La valeur à 57,45 % de SiO₂ correspond à un lessivage de la silice dans un échantillon de brèche fortement hydratée (74 AV 194 - H₂O = 11,50 %).

- **Al₂O₃** : bonne répartition unimodale pour l'ensemble des échantillons (mode ≈ 12,5 %)

- **FeO** : pauvreté caractéristique en fer avec un mode net à 0,75 % et une fourchette très resserrée (0,50 - 2 %) exception faite de la brèche altérée.

- **MgO** : valeurs assez étalées avec un mode mineur autour de 0,12 %.

- **CaO** : fort étalement des teneurs (0 - 2,5 %). Un mode mineur apparaît à 0,37 %.

- **Na₂O et K₂O** : une bimodalité très nette apparaît pour les alcalins avec deux groupes de rhyolites et un échantillon de caractère intermédiaire.

- rhyolites sodiques : mode Na₂O = 6 %

K₂O = 0,5 %

- rhyolites potassiques : mode Na₂O = 0,5 %

K₂O = 7,5 %

Le total des alcalins apparaît relativement constant mais il faut remarquer l'étalement plus important des valeurs de Na₂O dans les faciès sodiques.

- **TiO₂** : très faibles teneurs avec un mode mineur autour de 0,12 %.

- **P₂O₅** : faible étalement des teneurs : mode à 0,03 - 0,04 %.

- **Perte au feu** : répartition unimodale avec un mode assez net à 1,75 %. La valeur à 11,50 % correspond à la brèche altérée (74 AV 178a).

Caractères pétrologiques des deux groupes

Outre la distinction nette au niveau des alcalins, les rhyolites potassiques sont un peu plus riches en Fe tot. et MgO et leurs teneurs en Al₂O₃ sont plus étalées. Il n'y a que peu de discrimination entre les deux groupes en fonction des autres éléments.

Sur le tableau d'analyses (fig. 138) sont représentés, la norme C.I.P.W., les paramètres et la terminologie employée dans les classifications de LACROIX (1933) et de RITTMANN (1963). Cette dernière a été complétée dans le cas où les analyses tombent à la limite de deux champs de répartition.

Ref.	75-89 e.s.i. ENCLAVE	74-73 D. Piste d'Heneshk	74-239 e.s.i. N.W. Guchti	75-102 e.s.i. Piste d'Heneshk	74-178a D. N.W. Complexe d'Heneshk 2370m.	74-178a e.s.i. D.	74-193 D. SE Kuhn- e- Jang	74-178b D. S. du Grand Sill	74-202 e.s.i. N.W. piste d'Heneshk	74-183 D. SE Kuhn- e- Jang	74-184 D. SE Kuhn- e- Jang	74-195 e.s.i. Grand Sill	74-196 e.s.i. Grand Sill	75-76 e.s.i. E. Kuhneshk	74-194 D. SE Kuhn- e- Jang	74-71 D. Piste d'Heneshk
SiO ₂	44,83	77,64	77,09	73,85	76,19	75,34	77,38	76,90	76,97	77,48	73,68	74,84	74,58	74,12	57,45	74,20
Al ₂ O ₃	10,99	12,84	12,48	12,02	12,40	12,02	11,60	11,45	8,67	12,63	13,65	10,06	13,81	11,58	9,65	12,30
FeO ^{tot.}	1,75	0,78	0,52	0,95	0,88	0,42	1,05	0,82	0,26	0,75	1,88	1,79	0,68	1,02	3,05	0,89
MgO	3,96	0,28	0,45	1,31	0,57	1,72	0,15	0,47	0,63	0,55	0,95	1,15	1,31	1,02	3,00	0,14
CaO	9,44	0,40	0,02	0,31	1,51	1,50	2,32	0,71	0,31	0,07	0,84	0,22	0,12	0,12	0,80	8,51
Na ₂ O	6,88	7,21	6,97	6,80	5,64	4,30	5,33	3,84	0,23	n.d.	n.d.	0,22	0,12	0,12	7,10	0,12
K ₂ O	0,69	0,20	0,14	0,34	1,04	1,20	0,53	4,29	7,55	8,92	7,84	7,20	9,04	7,72	0,05	0,05
TiO ₂	1,66	0,10	n.d.	0,01	0,06	n.d.	0,10	0,08	0,17	0,16	0,11	n.d.	0,02	n.d.	0,05	0,02
P ₂ O ₅	0,79	0,03	0,05	0,13	0,04	0,07	0,03	0,04	0,09	0,04	0,04	0,18	0,10	0,12	n.d.	n.d.
MnO	0,17	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,13	0,10	0,12	n.d.	n.d.
H ₂ O ⁺	0,33	0,46	0,32	0,44	1,45	0,52	1,90	0,93	0,69	0,89	1,82	0,13	0,94	0,85	11,50	1,62
H ₂ O ⁻	0,02	0	0,02	0,11	0,01	0,03	0,04	0,12	0,01	0	0,62	0,08	0,15	0,15	0,07	0,07
CO ₂	13,56	0,25	1,14	1,45	1,45	1,45	1,50	1,50	1,50	1,50	1,38	0,56	1,10	0,25	0,25	0,25
SO ₃	0,12	0,28	0,20	1,37	1,37	1,37	0,20	0,20	0,20	0,20	0,18	0,12	0,25	0,25	0,25	0,25
Total	99,08	99,94	99,22	98,06	99,73	101,13	100,39	99,54	98,02	101,20	100,44	99,08	98,86	99,13	100,55	99,99
Ba		55		561		103	960		783	740					527	40
Rb		<20		<20		83			378	233					85	<20
Sr		100		73		62	100		147	70					79	40
Ca/Sr		28,6		147,8		267,4	50		3,4	48					786	363,7
K/Rb		∞		∞		∞	429		196	279					693	∞
K/Ba		30,2		14,9		42,72	37,08		94,6	87,3					111,7	24,75
Cr		3		2		7	4		3	0					8	3
Ni		<5		<5		9	4		2	<5					6	<5
V		13		6		13	14		13	13					8	13
Co		4		2		2	1		0	0					9	4
Cu		2		4		21	2		4	29					38	2

Ref. échantillon	74-73 D.	74-239 D.	75-102 e.s.i.	74-178a e.s.i.	74-178a D.	74-193 e.s.i.	74-178b D.	74-202 e.s.i.	74-183 D.	74-184 D.	74-195 e.s.i.	74-196 e.s.i.	75-76 e.s.i.	74-71 D.	
Quartz	33,91	34,20	30,73	35,71	36,33	40,22	36,22	44,98	41,98	41,37	43,00	34,33	41,60	26,41	
Orthose	1,18	2,42	2,01	5,97	7,09	3,13	25,35	44,61	52,71	46,33	42,55	53,42	45,62	0,71	
Anorthite	1,79	0,23	0,69	5,53	6,98	6,16	1,34	0,06	0,09	2,07	2,93	0,27	1,65	0	
Albite	61,01	58,98	57,54	47,72	41,46	45,10	32,49	2,45	0	1,86	1,02	1,02	1,02	62,60	
Corindon	0,11	0,65	0,21	0,10	0,10	well. 1,46			2,94	4,41	0,81	3,93	2,42	1,13	
Diopside				1,24		0,81	1,12	0,55	1,37					1,89	
Hedenbergite				0,26		0,56	0,43	1,32	0,45					3,09	
Enstatite	0,70	1,12	3,26	0,84	4,28			0,17		2,37	2,86	3,26	2,54	0,75	
Ferrosillite	0,52	0,23	0,03	0,21	0,74			0,46	0,36	1,29	1,59	0,99	1,48	1,57	
Magnétite	0,41	0,75	1,38	0,64	0,61			0,46	0,36	0,36	1,29	1,59	0,99	0,09	
Hématite										0,49	0,70			0,05	
Ilménite	0,19		0,02	0,11		0,19	0,15	0,32	0,30	0,21		0,04			
Apatite	0,07	0,12	0,31	0,02	0,17	0,07	0,09	0,21	0,09	0,09	0,43	0,19	0,28		
H ₂ O ⁺ ou perte au feu	0,46	1,85	1,78	1,46	0,52	1,90	0,93	2,39	0,89	1,82	1,69	1,62	2,20	1,62	
H ₂ O ⁻	0	0,02	0,11	0,03	0,03	0,01	0,12	0,01	0	0,62	0,08	0,15	0,15	0,07	
Total	99,94	100,22	98,07	99,73	98,31	100,39	99,54	98,02	101,20	100,45	99,09	98,86	99,06	99,99	
paramètres CIPW	1,41,15	1,3(4),15	1,4,1,5	1,3(4),1,5	1,3,2,4(6)	1,3,2,5	1,3,1(4),3	1,3,1,1	1,3,1,1	1,3,1,1	1,3,1(2),1	1,3(4),1	1,3,1,1	1,3,1,1	1,4,2,5
Lacroix	rhyolite alcaline sodique	rhyolite alcaline sodique	rhyolite alcaline sodique	rhyolite à tendance alcal. sod.	rhyolite dacite (sodique)	rhyolite dacite (sodique)	rhyolite à tendance alcaline	rhyolite alcaline potassique	rhyolite alcaline potassique	rhyolite alcaline potassique	rhyolite alcaline potassique	rhyolite alcaline potassique	rhyolite alcaline potassique	rhyolite à tendance alcal. pot.	Lacroix dacite sodique
ca ⁺	-0,845	-0,845	-0,242	-0,248	-0,582	+0,475	-4,71	+0,42	-2,156	-3,046	+0,042	+0,042	-1,02	+0,384	
an	0,037	0,004	0,043	0,147	0,127	0,153	0,055	0,042	0,006	0,047	0,09	0,09	0,09	-0,075	
Rittmann	rhyolite sodique	rhyolite alcaline	rhyolite sodique	rhyolite (sodique)	dacite (sodique)	rhyolite (sodique)	rhyolite alcaline	rhyolite alcaline	rhyolite alcaline	rhyolite alcaline	rhyolite alcaline	rhyolite alcaline	rhyolite à tendance alcal. pot.	Rittmann rhyolite sodique	
ind. apatite	0,94	1,074	0,992	0,837	0,773	0,80	0,958	0,730	0,776	0,623	0,809	0,730	0,732	1,15	

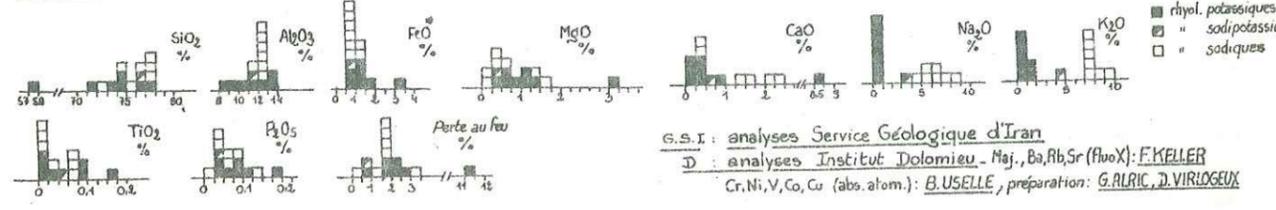


Fig. 138 - Rhyolites hololeucocrates et brèches associées - Tableaux des analyses et normes C.I.P.W. - Histogrammes de fréquence.

e.s.i. : analyses Service Géologique d'Iran
D : analyses Institut Dolomieu - Maj., Ba, Rb, Sr (FluoX) : F. KELLER
Cr, Ni, V, Co, Cu (abs. atom.) : B. USELLE, préparation : G. RILIC, D. VIRLOGEUX

Le corindon apparaît souvent dans la norme C.I.P.W. et en quantité quelquefois importante dans les rhyolites potassiques.

Cet excès d'alumine est à mettre sur le compte de la dévitrification, de la muscovitisation de la mésostase et surtout de la déstabilisation du feldspath potassique qui se traduisent par un appauvrissement en alcalins.

On peut distinguer :

- les rhyolites alcalines potassiques.

L'indice d'agpaticité $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ en proportions moléculaires (GOLDSCHMIDT, 1930) - varie de 0,73 à 0,81. Ce caractère alcalin devait être, comme il a été dit précédemment, encore plus marqué.

- les rhyolites alcalines sodiques.

Certains échantillons plus riches en CaO ont des caractères de rhyodacite voire de dacite sodique; cependant l'origine primaire de tout le calcium est très douteuse. En effet, des filonnets de calcite ont souvent été observés et, d'autre part, le plagioclase primaire est l'albite. Pour ces raisons nous conserverons le terme de rhyolite alcaline sodique.

L'indice d'agpaticité varie de 0,78 à 1,15 et montre une tendance à la peralcalinité.

Deux échantillons (74 AV 239 et 74 AV 71) avec des indices supérieurs à 1 ont des caractères chimiques proches de ceux des comendites.

Modifications du chimisme initial

Comme il a été dit précédemment les phénomènes d'albitisation ou de séricitisation du fk. et la muscovitisation de la mésostase, ont pu être responsables de la diminution de la teneur en alcalins et de l'augmentation de celle de l'alumine. La teneur en CaO a pu, elle aussi être modifiée (filonnets). La simple dévitrification du verre des rhyolites a pu elle aussi avoir une influence sur le chimisme initial. A la suite de GIBSON (1970), BOYER (1974) a montré l'influence de la dévitrification sur le chimisme d'une roche acide :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	: diminution	: augmentation	: diminution	: augmentation	: diminution	: augmentation
	faible	jusqu'à 10 %	~ 2 %	jusqu'à 10 %	0,5 - 2 %	0,5 - 2 %
		" "	" "	" "	" "	" "

Pour ce même auteur il convient de suspecter de modifications liées à la circulation des fluides, les roches rhyolitiques à plus de 2,5 % H₂O. Ceci est le cas de l'échantillon 74 AV 178a (3,37 %) et de l'échantillon de la brèche 74 AV 194 (11,50 %) précédemment cités (lessivage et calcitisation).

Les diagrammes P.F. - Na₂O, CaO, K₂O ne montrent cependant pas de corrélations nettes.

Le diagramme Na₂O - K₂O (fig. 139) montre une corrélation négative entre les deux éléments et l'on peut constater que la somme Na₂O + K₂O est relativement constante (pour la plupart entre 6 et 8 %). Pour VATIN-PERIGNON et SHAW (1972) une telle constance est à attribuer à l'influence de fluides postmagmatiques mais pour BOYER (1974) cette constance des alcalins est au contraire une caractéristique primaire et un argument en faveur d'une influence peu sensible de fluides secondaires.

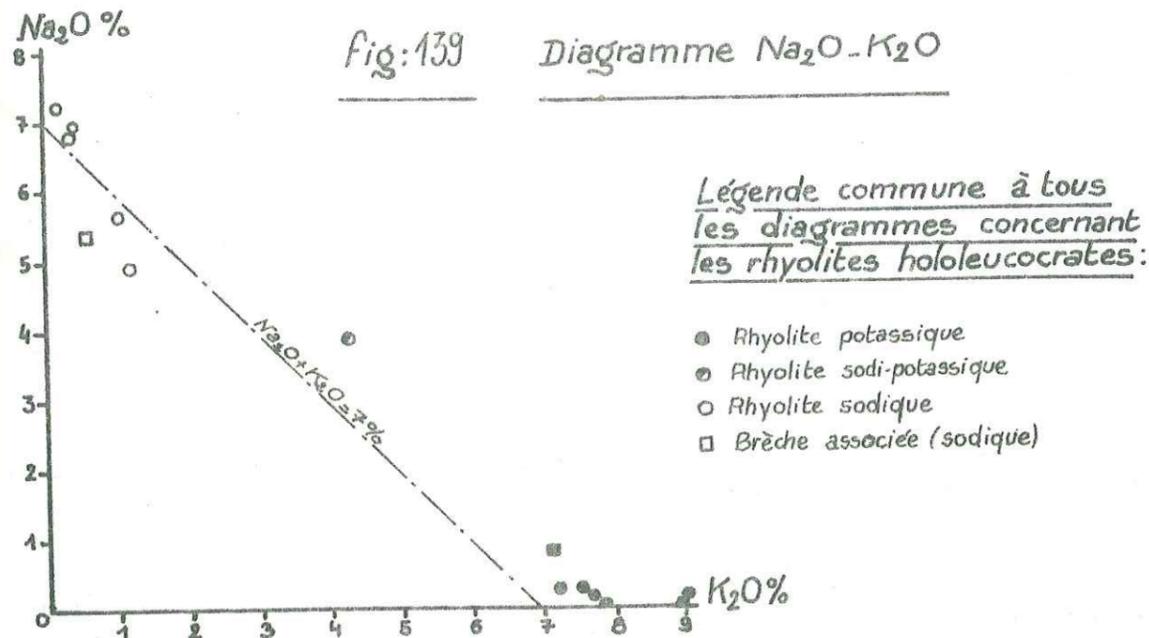
Il est à noter que les teneurs en fer qui montrent une fourchette très resserrée de valeurs, n'ont pas dû être influencées par l'altération et le métamorphisme.

Si pour le CaO, certains pourcentages élevés trouvent une explication dans l'influence de phénomènes secondaires; il est par contre difficile de faire un bilan pour les alcalins, les différents phénomènes rentrant en jeu pouvant avoir des effets contradictoires. Si cette influence n'est pas négligeable il n'en reste pas moins que les différences très marquées au niveau de Na et K ont une origine primaire.

Diagramme SiO₂, Al₂O₃, (Na₂O + K₂O) (BAILEY et MAC DONALD, 1970) fig. 140

Sur ce diagramme sont portés les champs des comendites et pantellerites. On note la "tendance comenditique" d'un certain nombre d'échantillons, surtout des rhyolites alcalines sodiques. Deux

Fig:139 Diagramme Na₂O-K₂O



Légende commune à tous les diagrammes concernant les rhyolites hololeucocrates:

- Rhyolite potassique
- Rhyolite sodi-potassique
- Rhyolite sodique
- Brèche associée (sodique)

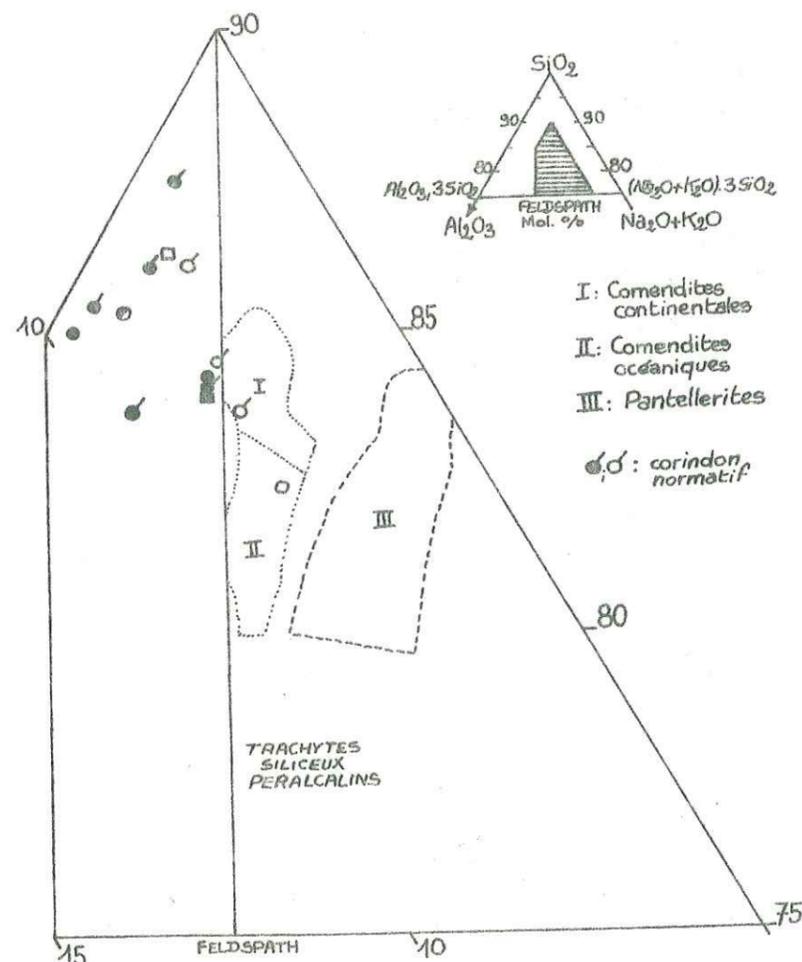


Fig:140

Diagramme SiO₂, Al₂O₃, (Na₂O + K₂O) BAILEY-MAC DONALD 1970-1972.

échantillons précédemment cités rentrent dans ces champs; l'un (74 AV 239) dans celui des comendites continentales, l'autre (74 AV 71) dans celui des comendites océaniques. Deux autres échantillons appauvris en alcalins et à corindon normatif (74 AV 194 et 74 AV 202) très proches de la droite SiO_2 -plagioclase devaient aussi avoir initialement une tendance peralcaline.

. Diagramme Q - Ab - Or (TUTTLE et BOWEN, 1958) (fig. 141)

La répartition des points figuratifs des deux groupes de rhyolites est remarquable et correspond aux eutectiques des systèmes binaires Q - Ab et Q - Or (a). La rhyolite intermédiaire (74 AV 178b) semble correspondre au minimum ternaire pour $\text{PH}_2\text{O} = 1 \text{ kb}$ ($\text{Ab}/\text{An} \approx 7,8$). Il est à noter que ce rapport $\text{Ab}/\text{An} \geq 7,8$ doit correspondre aux compositions primaires (plagioclase primaire : albite ; cf. III.12.2.1). L'aire de répartition de ces points ne dépasse pas le champ des fluctuations des eutectiques en fonction du rapport Ab/An (b), de la pression de fluide (d) ou de sa composition (c).

. Diagrammes de LETERRIER et de LA ROCHE (1972) (fig. 142)

Ces diagrammes discriminent les lignées évolutives issues de différentes souches basaltiques : il est intéressant de préciser une éventuelle relation entre les rhyolites alcalines et un magma parental basique.

- K-Na/2 - Ca - Si/3 - K - 3Na/2 - Ca/3 (fig. 142)

On observe une très grande dispersion des points représentatifs. Les rhyolites sodiques se distinguent des rhyolites potassiques par un paramètre K-Na/2-Ca négatif. Une différenciation à partir d'un magma basique est difficile à invoquer à l'aide de ce diagramme.

- Si/4 - K - Na - Ca - Fe + Ti (fig. 142)

Les points représentatifs sont bien regroupés et si les rhyolites potassiques sont proches des rhyolites issues d'une lignée tholéiitique il n'en est pas de même des rhyolites sodiques qui s'en éloignent notablement. D'autre part le paramètre Fe+Ti est en moyenne plus faible.

IV. 6. 3. - ELEMENTS EN TRACES

Nous disposons de sept analyses d'éléments traces; la brèche 74 AV 178 très altérée n'a pas été utilisée. Malgré ce faible nombre, quelques remarques peuvent être faites.

. Eléments métalliques

Pour tous les éléments dosés (Ni, Cr, V, Co, Cu) les teneurs ont une moyenne inférieure ou égale à la fourchette de précision des analyses (Ni: ± 3 ppm, Cr: ± 5 ppm, V: ± 10 ppm, Co: ± 2 ppm, Cu: ± 2 ppm).

Seul un échantillon de brèche présente une teneur plus élevée en Cu (21 ± 2 ppm).

. Eléments incompatibles

- rôle du métamorphisme et de la dévitrification de la mésostase

Comme pour les alcalins, les teneurs en éléments incompatibles ont dû être plus ou moins affectées par les phénomènes secondaires. Les corrélations alcalins-incompatibles sont d'ailleurs en général très mauvaises. La dévitrification de la mésostase provoque des fluctuations notables des teneurs en Rb et Ba (LESCUYER et RIOU, 1976) : paradoxalement si les teneurs en Ba varient de façon souvent incohérente, il n'en est pas de même pour Rb.

- comportement géochimique

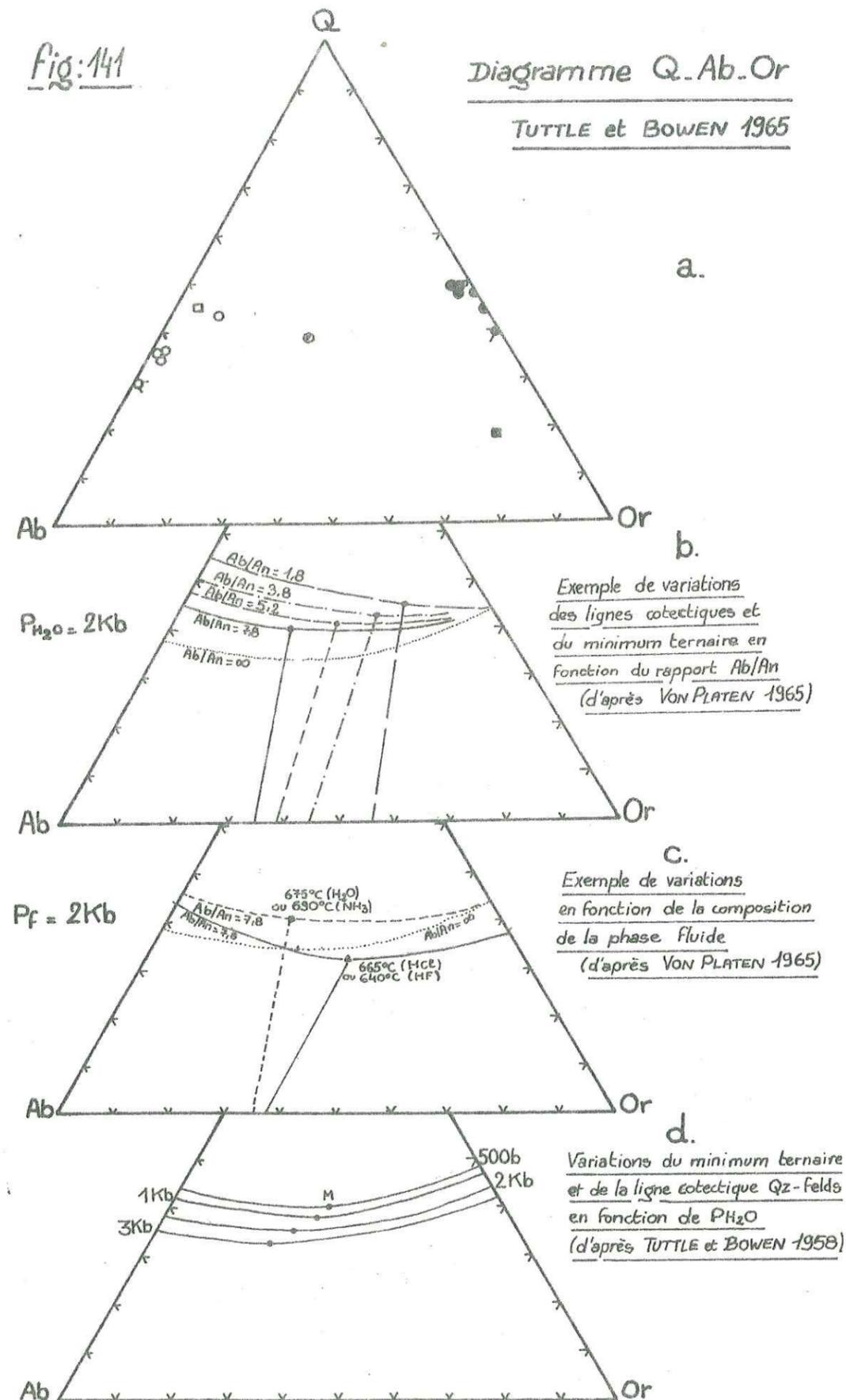
Le diagramme K-Rb (fig. 144) montre une bonne corrélation positive. Un diagramme K-Ba, non représenté, montrerait aussi une telle tendance malgré les fluctuations importantes de Ba. On n'observe pas d'appauvrissement net des teneurs en Ba dans les termes les plus acides. Il n'y a donc pas eu de cristallisation fractionnée du feldspath potassique qui aurait entraîné une baisse brutale des teneurs en Ba et un enrichissement en Rb dans le liquide résiduel.

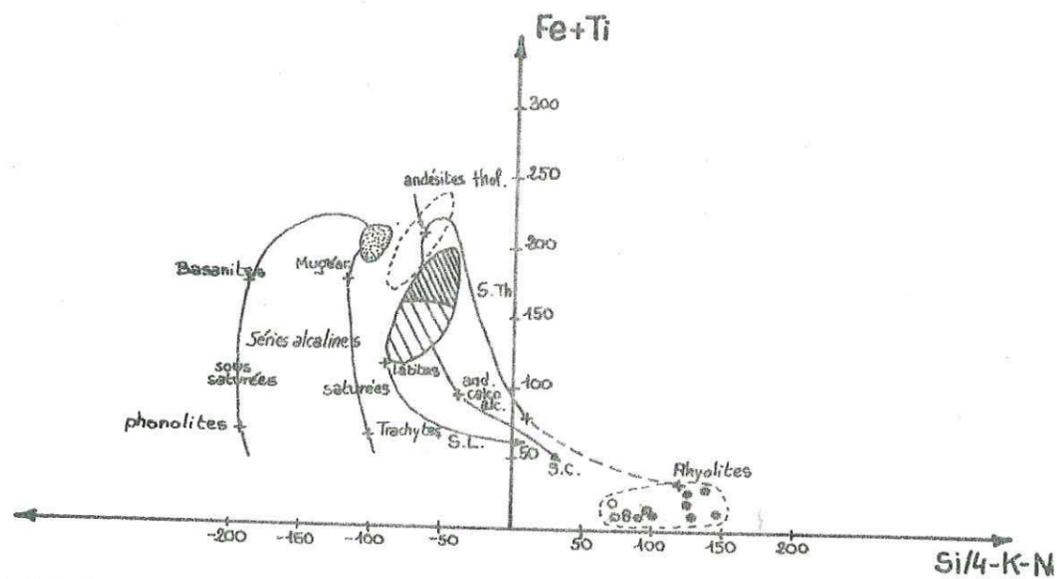
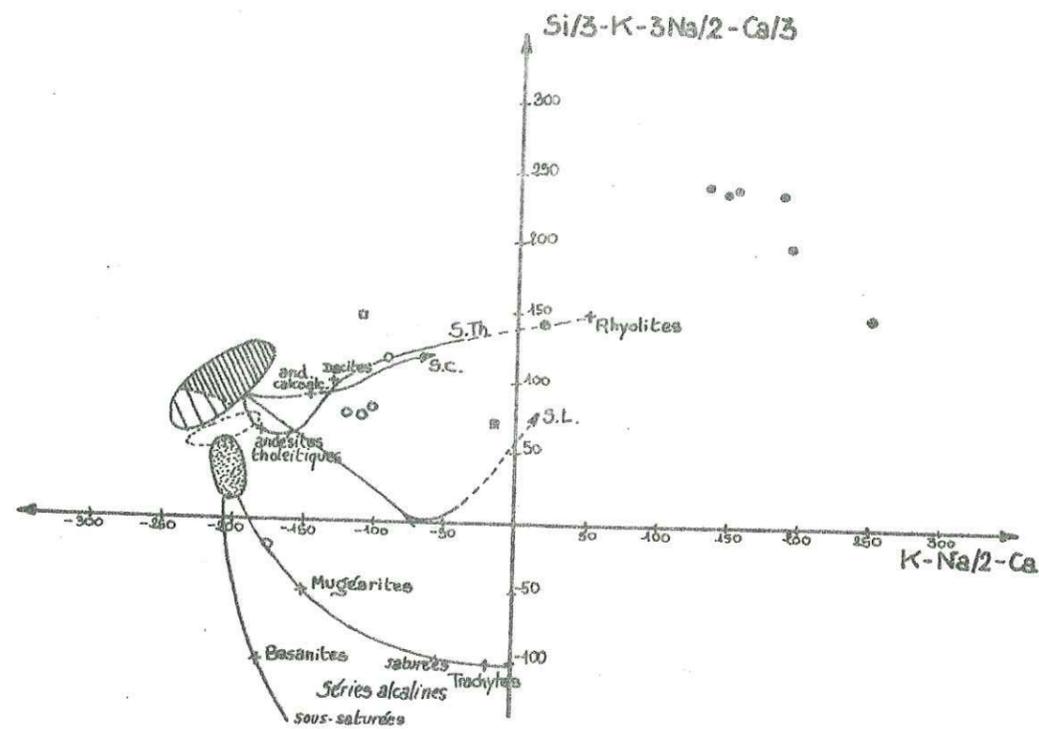
Une corrélation négative Ca-Sr (fig. 147) est assez nette. Non seulement le Sr ne se substituerait pas au Ca du plagioclase mais il y aurait un enrichissement en Sr, proportionnel à l'appauvrissement en Ca. Il n'y a d'autre part qu'une corrélation très vaguement positive K-Sr; une grande partie du Sr pourrait donc être contenue dans la mésostase et non substituée au K du feldspath alcalin. Bien qu'il y ait une vague corrélation négative K-Ca (fig. 146) il paraît impossible d'invoquer

Fig: 141

Diagramme Q - Ab - Or

TUTTLE et BOWEN 1965





- Basaltes tholéitiques
 - Basaltes hyperalumineux
 - Basaltes alcalins
 - Basaltes à Olivine
 - S.Th. Série tholéitique
 - S.C. Série calco-alcaline
 - S.L. Série latitique
- (Légende commune aux deux diagrammes)

Fig: 142 - Diagrammes de Letterier et de la Roche (1972)

une cristallisation fractionnée du plagioclase (baisse simultanée en Sr-Ca, enrichissement en K-Rb).

IV.6.4. - PETROGENESE

Ces rhyolites dérivent-elles d'un magma parental basaltique par cristallisation fractionnée ou faut-il y voir l'expression superficielle d'un magma acide d'origine anatectique ? Un certain nombre d'arguments nous font préférer la seconde hypothèse :

- les intrusions de rhyolite ne sont associées à aucune roche basique ou intermédiaire; elles sont indépendantes des métavolcanites et des intrusions métamorphisées du complexe de Heneshk (cf. On n'observe aucune enclave symptomatique d'une filiation avec un magma basique.

. Les diagrammes éléments - (FeO / MgO) n'apportent pas d'arguments positifs en faveur d'une éventuelle différenciation par cristallisation fractionnée.

. Seul le diagramme MgO - (FeO / MgO) (fig. 143) pourrait peut-être suggérer un tel processus.

- la présence de phénocristaux de quartz à golfes de corrosion et de feldspaths à bords arrondis est systématique dans ces rhyolites alcalines. Si l'absence de tels phénocristaux n'a pas de signification précise, leur présence, selon différents auteurs (RITTMANN, 1963 - BOYER, 1974) peut être interprétée comme celle de cristalloblastes incomplètement fondus lors de l'anatexie d'un matériel granitique ou gneissique. Pour BOYER (1974) ils seraient symptomatiques d'une fusion avancée; le liquide produit en abondance entraînant les cristalloblastes.

L'hypothèse de fusion partielle d'un matériel granitique ou métamorphique se heurte à un certain nombre de difficultés.

. Il apparaît impossible d'obtenir deux groupes de composition des eutectiques binaires (cf. diagr. Q-Ab-Or) par une simple fusion partielle d'un matériel relativement homogène, même ayant des proportions assez variables en Q - Ab et Or.

. On peut invoquer l'anatexie d'un matériel très hétérogène :

- fusion partielle très avancée de niveaux pauvres en K₂O pour obtenir un liquide fortement sodique. Un tel matériel est courant dans les séries métamorphiques (niveaux quartzo-albitiques faiblement micacés par exemple).

- de même il paraît possible d'obtenir un liquide fortement enrichi en K₂O. VON PLATEN (1965) a bien montré la possibilité d'obtention de mobilisats de composition aplitique riches en potassium à partir de métasédiments de la séquence argileuse.

La courbe expérimentale de fusion d'un gneiss à 700 °C de DUPUY (1970) pour K/Rb - Rb montre une corrélation négative des deux termes et une augmentation très importante de K/Rb avec une fusion de plus en plus poussée.

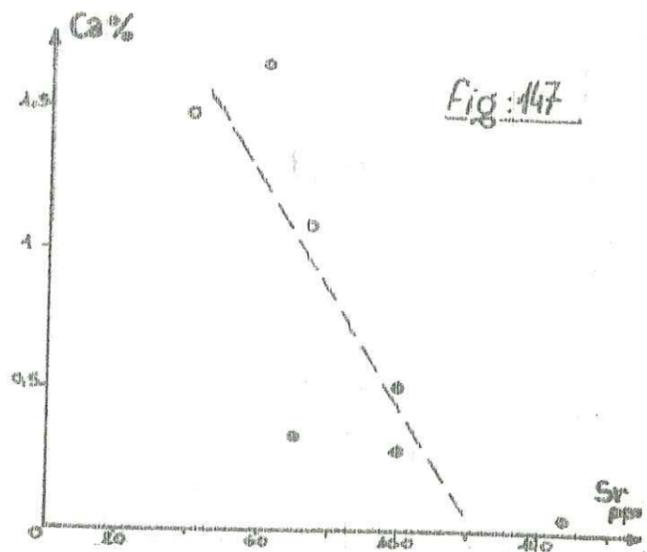
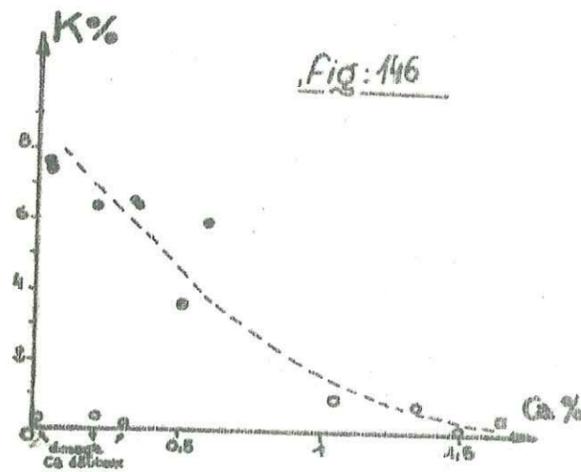
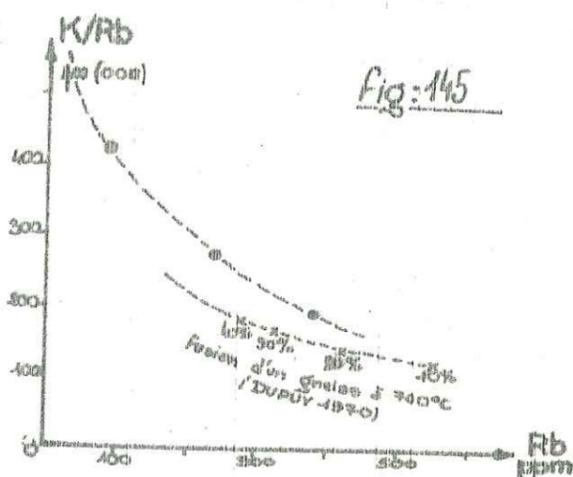
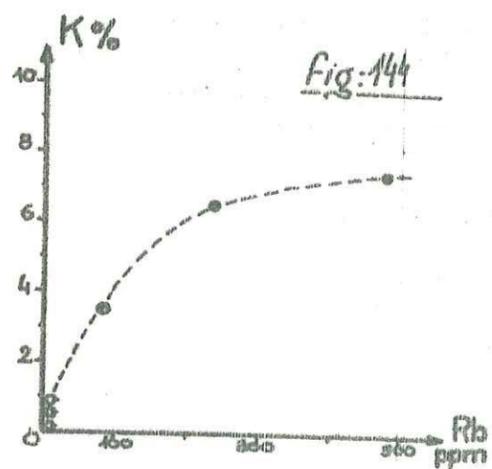
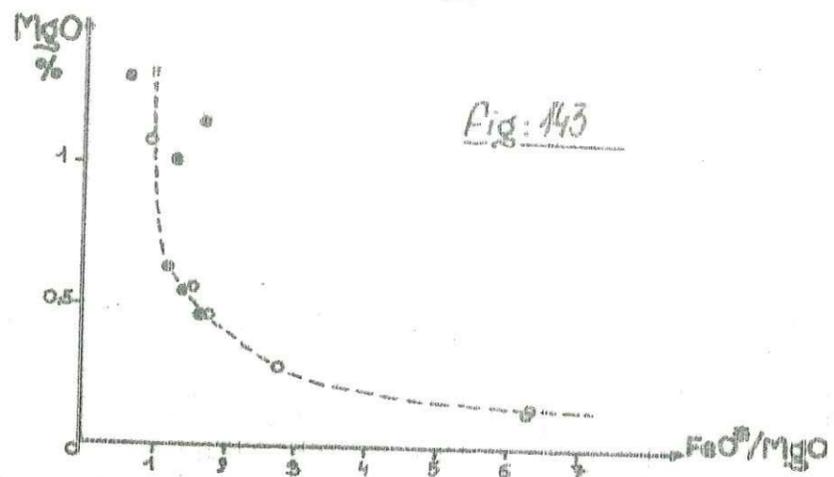
Pour les rhyolites hololeucocrates, on observe une relation de même type (fig.145), mais décalée par rapport à la courbe expérimentale. Cette anomalie peut s'expliquer si l'on admet que ces rhyolites sont l'expression de la fusion poussée d'un matériel hétérogène, riche ou pauvre en K₂O comme nous venons de l'exposer.

Un diagramme K/Rb - K montrerait une corrélation négative. Une telle corrélation existe aussi dans le cas d'un fractionnement magmatique qui conduit en général à une diminution du rapport K/Rb (ABBOT, 1967 - BARBIERI et al., 1968 - etc.). Un tel processus ne peut donc être exclu.

Un tel modèle de fusion partielle présente l'énorme inconvénient de représenter un contexte assez exceptionnel, ce d'autant plus qu'il n'y a pas de liaisons évidentes entre la position des sills et la composition sodique ou potassique des rhyolites. Ce modèle implique d'autre part qu'il n'y a pas eu de mélanges entre les liquides formés. On peut cependant remarquer que l'anatexie d'un matériel très riche en albite débute à des températures plus basses, le produit de fusion pouvant migrer avant l'anatexie du matériel potassique, ce qui peut expliquer qu'il n'y ait pas de mélanges.

De nombreux auteurs ont avancé l'hypothèse de transferts ioniques ou gazeux pour expliquer un enrichissement en K₂O : concentrations de phases volatiles enrichies en ions K dans certaines portions de magmas avec formation d'un bain enrichi en éléments résiduels comme le Na.

Ce processus serait en accord avec l'enrichissement en K, Rb mais aussi avec la concentration de Sr dans la mésostase. De tels phénomènes expliquent cependant mal les compositions proches des eutectiques.



Les éléments de réponse restent très insuffisants mais il est bien évident que si les rhyolites dérivent d'un matériel très hétérogène, l'analyse géochimique exigerait plus de dosages et d'éléments de comparaison pour ne pas être aléatoire.

IV. 6.5. - CONCLUSION

Les sills de rhyolites hololeucocrates et les quelques brèches associées paraissent être l'expression très superficielle de l'anatexie d'un matériel très hétérogène ayant produit des liquides fortement enrichis en alcalins, soit sodiques, soit potassiques. Ces magmas anatectiques ont pu subir un processus de fractionnement et il n'est pas exclu que des phénomènes d'enrichissement en K, Rb, Sr (transfert gazeux par exemple) aient pu accentuer les caractères potassiques ou sodiques de ces rhyolites.

Postérieurement à leur mise en place elles ont non seulement subi une dévitrification de leur mésostase mais aussi un léger métamorphisme (de degré très faible à faible - cf. III. 12.2). Ces intrusions fini-triasiques à liasiques (cf. II. 1.1.2) semblent ainsi correspondre à un magmatisme tardi-orogénique concluant la phase paléocimérienne.

IV. 7. - LES PROPYLITES

IV. 7.1. - INTRODUCTION

L'étude géochimique rapide de deux échantillons de propylites n'a pour but que de préciser un peu leur nature originelle et de montrer que deux roches semblables pétrographiquement (cf. IV. 12.3) peuvent présenter, lors d'une propylitisation, des variations chimiques plus ou moins importantes au niveau de certains éléments (Na, Ca, K, Ba, Sr).

Les effets de cette altération sont similaires de ceux d'une spilitisation.

IV. 7.2. - ELEMENTS DE TRANSITION EN TRACES : CARACTERISATION DE LA ROCHE ORIGINELE

Ces éléments sont très stables lors de tout phénomène d'altération (cf. IV. 1.3.1) et leurs teneurs, dans les propylites, correspondent à celles de la roche originelle avant toute transformation.

Les teneurs de Cr, Ni, Co, V sont comparées (cf. tableau ci-dessous) aux moyennes des roches basaltiques mondiales (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961 - UNKSOV et LODOCHINIKOVA, 1961 - VINOGRADOV, 1962 - TUREKIAN et CARR, 1963 - PRINZ, 1967).

échantillon	teneurs (ppm)			
	chrome	nickel	cobalt	vanadium
74 AV 376b	244	147	54	143
75 AV 105	140	33	26	220
TENEURS BASALTIQUES MOYENNES				
VINOGRADOV, 1962	200	160	45	200
PRINZ, 1967	162-168	75	40	247
TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961		130	48	250
TUREKIAN et CARR, 1963	172			
UNKSOV et LODOCHINIKOVA, 1961			35	

On peut déjà noter à partir de la comparaison des résultats ci-dessus que :

- les teneurs en Cr, Ni, Co, V des propylites sont proches des moyennes mondiales et sont celles de basaltes.

- l'échantillon 74 AV 376b a des teneurs en Cr, Ni, Co supérieures aux moyennes données par PRINZ (1967). Celles de l'échantillon 75 AV 105 sont inférieures, ce qui semble indiquer que ce dernier échantillon est plus différencié que le premier.

. Le chrome

La plus grande richesse en Cr de l'échantillon 74 AV 376b, peut être reliée à sa plus forte teneur en pyroxène.

. Le nickel

Ni, qui préfère le réseau de l'olivine ou des pyroxènes précoces, diminue très rapidement avec la différenciation. Nous pouvons donc penser que l'échantillon 74 AV 376b riche en Ni contenait de l'olivine ou du pyroxène précoce, alors que l'échantillon 75 AV 105 n'en possédait que très peu ou pas du tout.

. Le cobalt

Au cours de la différenciation magmatique, Co diminue dans le bain résiduel mais plus lentement que Cr et Ni piégés dans les minéraux précoces. Ainsi même le faible écart en cobalt des deux propylites est en accord avec une plus grande basicité de l'échantillon 74 AV 376b.

. Le vanadium

Il se loge surtout dans le réseau de la magnétite. Sa teneur augmente dans le liquide résiduel jusqu'à un stade moyen du fractionnement magmatique (cristallisation de la magnétite) et diminue ensuite. La faible quantité de V contenue dans l'échantillon 74 AV 376b soulignerait encore la cristallisation de cette roche à un stade relativement précoce de la différenciation.

En résumé, la distribution des éléments métalliques en traces (Cr, Ni, Co, V) dans les propylites indique que celles-ci sont des basaltes et que l'échantillon 74 AV 376b présente des caractères de roche peu évoluée riche en Cr, Ni, Co par rapport à l'échantillon 75 AV 105, dont la pauvreté en ces éléments semble refléter une différenciation plus poussée.

IV. 7. 3. - ELEMENTS MAJEURS

Au cours d'un phénomène d'altération hydrothermale, certains éléments comme Si, Ti, Al, Mg, Fe restent généralement stables. Au contraire Ca, Na et K sont très mobiles et leur fluctuation sous l'effet de la phase fluide responsable de l'altération peut être très variable d'un même type de roche à l'autre.

Les teneurs en éléments majeurs des deux échantillons de propylites et celles d'un basalte moyen (MANSON, 1967) sont représentées dans le tableau ci-dessous :

éch.	%pds ox.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P. F.	Total
74 AV 376b		39,25	13,81	8,38	5,97	13,08	2,82	3,08	0,65	0,16	12,80	100,00
75 AV 105		49,45	10,12	10,30	6,50	4,39	7,15	0,17	1,43	0,33	4,64	100,48
basalte moyen		49,30	16,00	11,90	6,60	9,90	2,80	1,0	2,0	0,32	0,90	100,40

Si l'on compare les analyses brutes des propylites à celle du basalte moyen, seul l'échantillon 75 AV 105 présente des caractères voisins pour SiO₂, Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃*. En revanche dans le deuxième échantillon, ces derniers représentent de faibles teneurs; celles de CaO et P.F. étant au contraire plus importantes. Cette disparité s'explique par le fait que la roche contient une quantité de calcite (12 % environ) présente sous forme de vacuoles ou de filonets et qui représente à l'échelle de l'échantillon un apport responsable des teneurs élevées en CaO (13,08 %) et P.F. (12,80 %). Il convient donc

d'éliminer à partir de l'analyse brute les quantités de CaO (6,85 %) et de CO₂ (5,48 %) nécessaires à fabriquer les 12 % de calcite étrangère et de ramener ainsi la proportion des divers éléments contenus dans cet échantillon à des valeurs plus proches de la réalité. Les résultats obtenus sont les suivants :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P. F.	Total
%pds ox.	45,78	16,10	9,77	6,96	6,23	3,29	3,59	0,76	0,19	7,32	99,99

Il faut préciser que si une telle correction est nécessaire pour pouvoir utiliser les résultats de l'analyse 74 AV 376b, celle-là n'aurait pas de raison d'être si une étude statistique du massif volcanique avait été faite et les résultats de la correction ne sont représentatifs que de l'échantillon 74 AV 376b lui-même.

Nous pouvons donc comparer les deux analyses des propylites à celle d'un basalte moyen, en tenant compte du fait qu'une quantité de calcite étrangère à la roche a été éliminée de l'analyse 74 AV 376b.

. SiO₂ - MgO - Al₂O₃ - TiO₂

Les teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et MgO sont compatibles avec les moyennes basaltiques. La valeur faible de la quantité de silice de l'échantillon 74 AV 376b est liée probablement à sa plus grande basicité que montraient les éléments métalliques en traces mais aussi en partie, à sa forte teneur en éléments volatils (P.F. = 7,32 %) qui contribue à diminuer proportionnellement le pourcentage des éléments analysés et de la silice en particulier.

TiO₂ varie dans les basaltes en fonction de leur origine. Les teneurs contenues dans les propylites: TiO₂ = 0,76% dans l'échantillon 74 AV 376b et TiO₂ = 1,43 % dans l'échantillon 75 AV 105, rapprochent d'un basalte de zone orogénique (TiO₂ = 0,75 % - BEBIEN, 1972) le premier échantillon et d'un basalte de ride océanique (TiO₂ = 1,42 % - PEARCE, 1976) le second. Ainsi le faible nombre d'analyses ne permet pas à partir du titane de trancher sur l'origine des propylites de Hassanabad.

. Fe₂O₃*

De nombreux auteurs ont constaté que le fer était peu mobile lors des phénomènes d'altération; AUMAITRE et BUFFET (1973) sont arrivés à la même conclusion au sujet de la spilitisation.

Dans les propylites, le pourcentage de Fe₂O₃* (9,77 % et 10,30 %) est faible par rapport à celui d'un basalte moyen (12,10 %). Mais l'observation pétrographique montre que le fer imprègne d'une façon générale la matrice des faciès porphyriques et le ciment des brèches. De plus les observations de terrain montrent aussi que l'épidote qui contient environ 14 % de Fe₂O₃* dans son réseau constitue des remobilisations très importantes sous forme de filons parfois épais recoupant le massif volcanique.

Il apparaît donc que le fer présente à l'échelle de l'échantillon une certaine mobilité; une partie de celui-ci pouvant être lessivée et recristalliser dans les filons d'épidote.

. CaO

Le pourcentage de chaux (6,23 % et 4,39 %) des roches analysées est vraiment très faible en comparaison des 10,15 % de CaO contenus dans un basalte moyen. La présence de nombreux filons, de calcite à l'échelle de l'échantillon, ou d'épidote à l'échelle de l'affleurement, laissait déjà présager un lessivage important du calcium.

Ce phénomène de décalcification, est tout à fait similaire de celui survenant lors de la spilitisation, pour laquelle la perte en CaO peut atteindre 50 % dans les niveaux laviques (AUMAITRE et BUFFET, 1973).

. Na₂O et K₂O

Les fortes teneurs en sodium des propylites soulignent surtout pour l'échantillon 75 AV 105 qui contient 7,15 % de Na₂O. La forte albitisation du plagioclase liée à un enrichissement sodique de la roche; ce phénomène est caractéristique aussi de la spilitisation.

K₂O montre une différence notable entre les deux propylites : 0,17 % dans l'échantillon

75 AV 105 et 3,59 % dans l'échantillon 74 AV 376b. Ce dernier présente en outre une muscovitisation absente dans le premier.

S'il n'est pas possible de dire que la faible teneur de l'échantillon 75 AV 105 est liée à un lessivage, il est fort probable en revanche que la muscovitisation importante qui affecte l'échantillon 74 AV 376b, représente un apport responsable des teneurs élevées de K.

On peut remarquer que la somme des alcalins des deux propylites correspond à celle des deux premiers groupes de spilites classées suivant leur teneur en K et Na (AUMAITRE et BUFFET, 1973) :

- 1^e groupe, sodique ($\text{Na}_2\text{O} > 3,23\%$) et peu potassique : échantillon 75 AV 105.
- 2^e groupe, à égale teneur en K_2O et Na_2O : échantillon 74 AV 376b.
- 3^e groupe, potassique ($\text{K}_2\text{O} > 2,4\%$ - $\text{Na}_2\text{O} < 2,9\%$).

IV.7.4. - ELEMENTS INCOMPATIBLES ET CUIVRE

Ces éléments (à l'exception de Rb qui se trouve à la limite de détection) présentent de grandes variations, contrairement aux éléments métalliques Ni, Cr, Co, V. Les analyses ont donné les résultats suivants :

éch.	ppm			
	Rb	Sr	Ba	Cu
74 AV 376b	-	199	700	7
75 AV 105	20	400	20	30

. Ba et Sr

La disparité des teneurs en Ba et Sr des propylites ne permet pas de faire d'hypothèses sur le caractère géochimique de ces roches. Nous pouvons seulement constater la grande affinité de Ba pour les sites du potassium, car l'échantillon 74 AV 376b riche en Ba (700 ppm) l'est aussi en K_2O (3,59 %) et le deuxième, pauvre en Ba (20 ppm), l'est également en K_2O (0,15 %).

Par contre, l'affinité du strontium pour les sites de K dans les minéraux potassiques et surtout de Ca dans le plagioclase n'apparaît pas dans les propylites. Ces dernières contiennent 400 ppm de Sr dans le faciès pauvre en K_2O et CaO et 199 ppm dans le faciès le plus potassique et le plus calcique et montrent ainsi la mobilisation anarchique de cet élément.

. Rb

Le rubidium préfère se loger dans les minéraux potassiques (feldspaths, micas). Dans la mesure où la quantité de Rb reste très faible (nulle ou inférieure à 20 ppm) quelle que soit la teneur en K_2O de la roche (3,59 % ou 0,17 %), il apparaît que Rb a été mobilisé anarchiquement (la roche la plus potassique, étant complètement démunie de rubidium). Ou alors, que Rb n'a pas subi de mobilisation importante, mais représente les teneurs originelles faibles des propylites qui se rapprochent ainsi de basaltes tholéitiques (?)

. Cu

Les enduits de malachite observés sur le terrain prouvent que le cuivre, très sensible à l'altération hydrothermale, a été lessivé et a recristallisé. Ceci est en accord avec les teneurs des propylites (30 et 7 ppm) faibles par rapport à celle d'un basalte moyen (100 ppm).

IV.6.5. - CONCLUSION

La géochimie des deux propylites présentant des caractères pétrographiques proches, montre que les effets de l'altération hydrothermale sont ponctuellement très variables.

Certains éléments (Ca, K, Na, Ba, Sr, Cu) sont très sensibles à l'action des fluides, alors que d'autres (Si, Mg, Cr, Ni, Co, V) demeurent stables ou peu mobiles (Fe, Rb(?)). Et d'une manière

générale tous les éléments cités précédemment ont un comportement analogue à ceux affectés par une spilitisation.

Les propylites étaient à l'origine des basaltes plus ou moins différenciés, peut-être tholéitiques ($\text{Rb} < 20$ ppm). Cependant il n'est pas possible à partir de ces deux analyses de préciser leur origine.

prédominance de faciès calcaires (ultérieurement dolomitisés) ou dolomitiques; lentilles et niveaux gréseux, argilites. Le milieu de sédimentation est très chargé en fer. Ainsi le contexte est-il toujours continental et ce n'est qu'avec le Permien qu'apparaissent des caractères marins (calcaires à Fusulines).

. Orogenèse paléocimérienne

A la fin du Trias les sédiments paléozoïques vont être affectés par l'orogénèse paléocimérienne. La tectonique est intense et caractérisée dans ces niveaux par un fort plissement isoclinal associé à une schistosité plan axiale. Un métamorphisme de type barrovien se développe en deux phases :

- première phase de degré moyen (début du faciès amphibolite)

T = 500-550 °C

P = autour de 5 kb

Des transformations métasomatiques localisées peuvent intervenir : silicification, scapolitisation en fin de phase.

- seconde phase : conditions analogues à la première phase mais P légèrement supérieure dans les niveaux inférieurs.

Rétromorphose des niveaux supérieurs dans le faciès schistes verts :

T = 350-450 °C

P = légèrement supérieure à celle de la phase 1 ?

Augmentation de PCO₂ durant cette rétro-morphose.

Un granite à caractère calco-alcalin (granite monzonitique) probablement synchronique, se met en place au cours de la première phase de métamorphisme et subit la seconde phase.

L'orogénèse se termine par la mise en place de rhyolites alcalines, témoins d'une anatexis dans les zones plus profondes et d'un magmatisme tardi-orogénique.

. Secondaire et Tertiaire

Durant le Jurassique la région des complexes constitue une zone continentale, mouvante, liée à des jeux de horsts et de grabens. Avec l'une de ces phases de distension (Jurassique moyen à supérieur) peut apparaître un volcanisme basaltique. Dans le centre éruptif de Hassanabad une altération hydrothermale (propylitisation sous forte pression de CO₂ - 150 à 300 °C) transforme les épanchements.

La fin du Jurassique est marquée par une phase de compression à laquelle fait suite la transgression crétacée. Une phase de distension a peut-être lieu entre le Barrémien et l'Aptien. Après le Cénomani une nouvelle émergence débute avec une phase de compression. La sédimentation reprend à l'Eocène moyen (phase de distension post-Eocène inférieur) et se poursuit jusqu'au Miocène, entrecoupée par trois phases de compression : l'une anté-Oligocène-Miocène inférieur post-Eocène supérieur et les deux autres Miocène moyen et fini-Miocène en liaison avec les mouvements de l'accident du Zagros (A-Z) (chevauchement puis décrochement). Ce sont ces mouvements qui créent la zone des écaillés et la configuration des complexes métamorphiques et qui provoquent probablement le métamorphisme anchizonal de faciès Illite-chlorite qui affecte les formations du Jurassique.

V. 2. - COMPARAISON AVEC LES AUTRES COMPLEXES METAMORPHIQUES PALEOCIMERIENS DE LA CHAÎNE DE SANANDAJ-SIRJAN

Il est intéressant de comparer les complexes étudiés aux différents complexes de métamorphites paléocimériennes décrites dans la chaîne de Sanandaj-Sirjan. Nous nous attacherons essentiellement aux métamorphites décrites par RICOU (1974) qui forment le prolongement direct au SE de la vallée de Bawanat (région de Neyriz) ainsi que celles décrites par SABZEHEI (1974) à la terminaison méridionale de la chaîne (complexe de Sargaz-Abshur). Si, dans sa partie septentrionale, les métamorphites paléocimériennes ont été décrites (BERBERIAN, 1976), dans beaucoup de régions les événements tectoniques et métamorphiques (phase Iaramienne) rendent les comparaisons difficiles.

V. 2.1. - LES METAMORPHITES DE LA REGION DE NEYRIZ

Nous développerons ici les données résumées dans l'introduction (cf. I. 2. 2). RICOU (1974)

distingue (fig. 149) :

- le Groupe de Ghouri
- le Groupe de Qatrou

. Le Groupe de Ghouri

Dans ce groupe ont été individualisées :

- la formation de Kuh Safid, où dominent des marbres et des para-amphibolites avec des interstratifications de gneiss et de micaschistes.
- la formation de Chah Abbas, où dominent les gneiss et les micaschistes avec interstratification de marbres et de très rares amphibolites.

Bien que cet auteur ne le précise pas, sa carte laisse supposer que le Groupe de Ghouri a une structure d'antiforme dans la région et que les gneiss forment, au cœur de celui-ci, la partie inférieure du Groupe.

Les gneiss et les micaschistes sont à biotite, à muscovite ou à deux micas; les gneiss se différencient par l'existence d'oligoclase. Le grenat existe, en général déstabilisé.

Les amphibolites sont à grenat et épidote ou à hornblende, labrador et pyroxène. Les marbres peuvent présenter du diopside, de la hornblende ou de la muscovite.

Toutes ces roches présentent également une seconde paragenèse liée à une rétro-morphose dans le faciès schistes verts.

Il est à noter que les marbres peuvent contenir des lentilles d'oxydes de fer.

Le métamorphisme est de faciès amphibolite avec T = 600 à 700 °C et un gradient T/P 25 °C/km (basse pression au sens de MIYASHIRO). Ce métamorphisme ainsi que les séries affectées sont considérés comme précambriens.

Une rétro-morphose de faciès schistes verts qui affecte ces formations correspond au métamorphisme, postérieur, du Groupe de Qatrou.

. Le Groupe de Qatrou

C'est un ensemble de chloritoschistes, de prasinites et de calcaires cristallins gréseux. L'auteur analyse trois coupes :

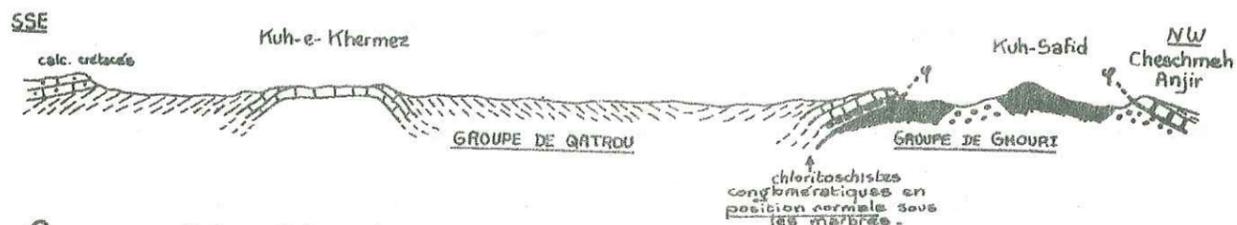
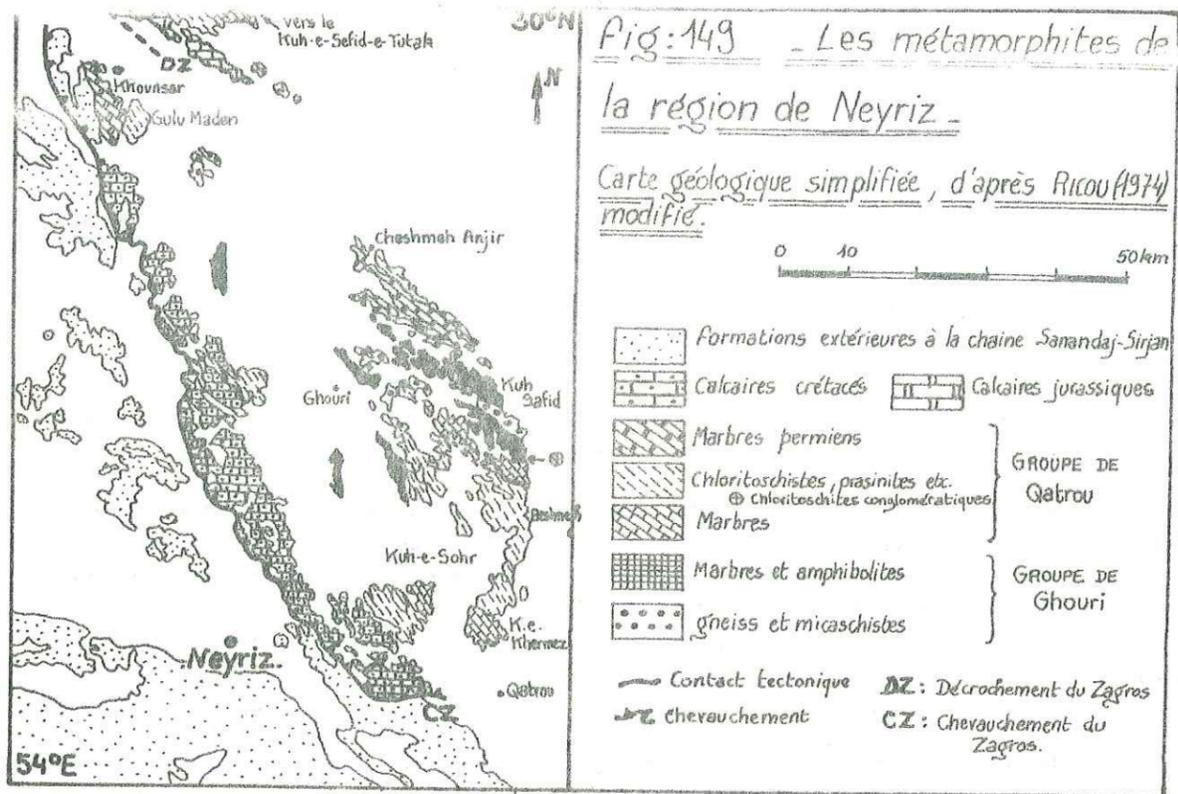
- Cheschmeh Anjir : marbres (800 à 1000 m) finement recristallisés à albite surmontés (?) de chloritoschistes intercalés de quelques bancs de marbres et de prasinites. Ces marbres sont datés du Permien supérieur.
- Kuh-e-Sefid-e-Tutak : c'est la coupe du Kuh-e-Balagaleh à Kharanghan (cf. II. 1. 2.). Les marbres sont considérés comme analogues à ceux de Cheschmeh Anjir.
- Beshneh, Qatrou, Hassanabad (fig. 150 a) : l'auteur distingue de bas en haut :
 - gneiss et marbres du Groupe de Ghouri
 - contact tectonique (simple décollement ?)
 - chloritoschistes conglomératiques très schistosés à galets de marbres et de gneiss du Groupe de Ghouri (200 à 300 m).
 - calcaires recristallisés (1000 m).
 - chloritoschistes et prasinites (plus de 1000 m).

Toutes ces formations sont affectées par un métamorphisme de faciès schistes verts avec T = 200-450 °C et MP, considéré comme paléocimérien. Il rétro-morphose le Groupe de Ghouri.

. Comparaisons et discussion

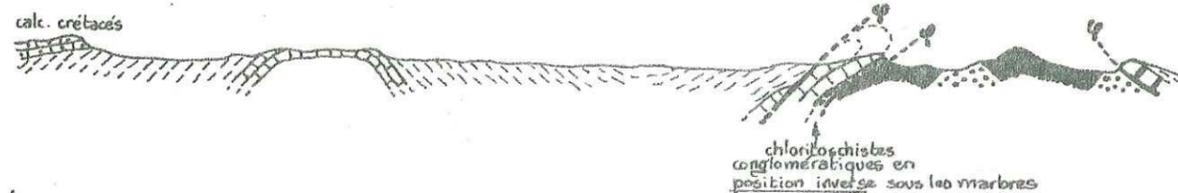
Des analogies très frappantes existent entre ces métamorphites et celles des complexes étudiés au niveau de la lithostratigraphie. Avant d'examiner les corrélations possibles il faut faire la remarque suivante : nous avons mis en évidence (cf. III. 5. 3) que les chloritoschistes du flanc sud du Kuh-e-Sefid (e-Tutak pour RICOU), attribués par l'auteur au Groupe de Qatrou, ont subi comme les autres niveaux des complexes étudiés les deux phases du métamorphisme paléocimérien.

En ce qui concerne les corrélations, plusieurs remarques peuvent être faites (fig. 151).



a. - Interprétation de Ricou (1974).

(Mêmes figures que pour la Fig.



b. - Essai d'interprétation sur la base des corrélations lithostratigraphiques avec le complexe du Kuh-e-Sefid (e-Tutak)

Fig: 150. - Coupe géologique synthétique dans les métamorphites de la région de Neyriz -

. Les calcaires recristallisés du Kuh-e-Sefid-e-Tutak (correspondant aux marbres de Dast-e-Ali dans ce mémoire) ne sont pas comparables aux calcaires du Permien supérieur de Cheshmeh Anjir (équivalents des marbres de Heneshk), mais sont antérieurs et probablement dévoniens (cf. II.1.2.4

. Le Groupe de Ghouri paraît en tout point comparable aux ensembles du cœur du Kuh-e-Sefid : les gneiss et micaschistes de la formation de Chah Abbas sont nettement les équivalents de l'ensemble des micaschistes noirs; les intercalations d'amphibolites et de marbres avec des niveaux de gneiss et de micaschistes de la formation de Kuh-Safid ressemblent beaucoup au niveau M₃ et à la base de M₂ (lentille ferrugineuse) de l'ensemble de Dast-e-Ali.

. Dans le Groupe de Qatrou la succession chloritoschistes et calcaires cristallins à la base est tout à fait comparable à la succession : ensemble de Tchir-Tang Maur (chloritoschistes) et ensemble de Dast-e-Ali (M₂) en dessous (nous avons vu que M₁ peut ne pas exister).

. Les chloritoschistes conglomératiques rappellent le niveau à conglomérats et blocs de Murshedi. Ils présentent aussi de grandes analogies avec les conglomérats qui peuvent exister à la base de l'ensemble de Tchir-Tang Maur (cf. II.1.2.4). Ces conglomérats remanieraient des gneiss et des marbres du Groupe de Ghouri mais l'accord est loin d'être fait : les gneiss ne seraient pas du même type pétrographique que ceux de Ghouri (SABZEHEI, comm. pers.). D'autre part la nature des marbres en galets n'est pas précisée; présentent-ils une paragenèse qui peut permettre de les attribuer au Groupe de Ghouri (pyroxène par exemple)? En outre, il n'est pas décrit de galets d'amphibolites lesquelles, d'après l'auteur, sont pourtant abondantes et interstratifiées dans les marbres de Ghouri.

L'auteur précise que les polarités stratigraphiques restent hypothétiques et compte tenu des comparaisons faites plus haut il nous paraît plus logique de faire de ces conglomérats la base des chloritoschistes du Groupe de Qatrou.

Si l'on considère les grandes analogies observées et les corrélations très cohérentes que l'on peut en tirer nous pouvons proposer une autre interprétation de la coupe Cheshmeh Anjir - Kuh-e-Khermez Qatrou proposée par RICOU (fig. 150b). Elle ne nécessite que l'existence d'un flanc inverse en contact tectonique avec les chloritoschistes dans la zone située au NW de Beshmeh.

L'auteur s'est appuyé, on l'a vu, sur deux arguments pour individualiser le Groupe de Ghouri et celui de Qatrou :

- l'existence de deux métamorphismes distincts séparés par la sédimentation du Groupe de Qatrou. Nous avons vu qu'il n'en est rien et que les deux Groupes ont subi les deux phases du métamorphisme paléocimérien.

- l'existence du conglomérat remaniant le Groupe de Ghouri; ce remaniement et la position de ce conglomérat sont douteux.

En définitive le Groupe de Ghouri et le Groupe de Qatrou ne forment, pour nous, qu'une seule série stratigraphique métamorphisée lors de l'orogénèse paléocimérienne.

Sur le plan du métamorphisme les différences sont notables et certaines critiques peuvent être faites.

. Première phase

Elle serait de type Abukuma, l'auteur s'appuyant sur les assemblages di+qz+hb+An₅₀ et sur l'inexistence de l'anatexie à ces températures (600 à 700 °C). Les courbes d'équilibre de ces assemblages et celle de l'anatexie limiteraient un domaine de basse pression pour le métamorphisme. Cependant (on se référera à WINKLER, 1976) on peut faire remarquer que :

- l'assemblage di+qz ne correspond pas à un équilibre univariant, il est fortement conditionné par PCO₂.

- la courbe d'équilibre hb+An₅₀ n'est pas connue avec précision.

- la courbe d'anatexie peut être très fluctuante en fonction de la nature du matériel et de la composition des fluides.

On peut aussi noter que l'andalousite n'apparaît que dans les gneiss (ce qui peut être dû aussi à un simple contrôle chimique).

Ainsi ces associations minérales pourraient-elles tout aussi bien correspondre à un métamorphisme barrovien avec une pression pouvant atteindre 5 à 6 kb.

. Seconde phase

A la différence de ce qui se passe dans le Kuh-e-Sefid, la rétro-morphose affecte tous les niveaux et non pas uniquement les niveaux supérieurs.

V. 2. 2. - LE COMPLEXE DE SARGAZ-ABSHUR

SABZEHEI (1974) a étudié le complexe de métamorphites paléocimériennes de Sargaz-Abshur, dans la région d'Esfandagheh qui se situe 100 à 150 km au NE de Bandar-Abbas, port du détroit d'Hormuz.

Les séries se placeraient entre le Silurien et le Permien et seraient dévoniennes pour la plus grande partie.

Cet auteur distingue :

- le complexe d'Abshur à la base

Ensemble de marbres et de para-amphibolites interstratifiées, d'ortho-amphibolites abondantes et de micaschistes à biotite peu abondants.

- le complexe de Sargaz au sommet

Ensemble de schistes verts ortho dérivant de basaltes, de micaschistes et de gneiss dérivant de pélites et de psammites, de quartzites laminés peu abondants dérivant de cherts rubannés, et de marbres en quantité mineure. La partie supérieure est carbonifère pro parte (?)

- les dykes recoupant les formations.

. diabases ou lamprophyres paléozoïques (entre Dévonien et Carbonifère) en partie préservés par le métamorphisme. Peut-être contemporains du volcanisme initial de la zone Sargaz-Abshur.

. diabases triasiques. Ultimes phases de magmatisme anté-jurassique.

. dykes associés à un volcanisme jurassique moyen de type basaltique en contexte aquatique (le Jurassique est discordant sur les métamorphites).

. dykes mésozoïques, albo-aptiens ?

La sédimentation initiale du complexe Sargaz-Abshur est donc surtout de type détritique, très épaisse avec des niveaux calcaireux plus abondants à la base (Abshur).

Le volcanisme initial (dykes et coulées en grande quantité) serait, d'après l'auteur, tholéitique (d'après une analyse et la composition normative).

Plusieurs phases de métamorphisme sont distinguées avec (M : métamorphisme, D : déformation) :

- M - âge indéterminé, culmination prétriasique

. métamorphisme statique de type fond océanique; faciès amphibolite à épidote; T = 600 °C P = 4 à 7 kb.

. juste avant la phase paléocimérienne, culmination prétriasique avec métamorphisme de type métasomatique à glaucophane avec forte pression de fluides.

- phases paléocimériennes

. M₁D₁ : métamorphisme barrovien faciès amphibolite à almandin; T = 650 °C, P = 6 kb, P_{CO₂} élevée; syncinématique, associé à des plis isoclinaux couchés et à une schistosité S₁ plan axiale.

. M₂D₂ : métamorphisme de type Abukuma; subfaciès andal-cord-mu; T = 730 °C, P = 2,5 à 3 kb; syncinématique, associé à des plis isoclinaux reprenant S₁ et à une schistosité S₂ plan axiale.

. M₃ : culmination thermique de M₂, liée à des ultrabasites et des basaltes tholéitiques très différenciés en intrusions post-tectoniques. Métamorphisme de contact avec cordiérites et feldspath potassique; T = 900-950 °C, P = 1000-1500 bars.

- phases alpines

. M₄D₄ : métamorphisme hydrothermal lié à une fissuration probablement tertiaire.

. D₅ : plissements pliocènes ou pléistocènes.

. Comparaisons et discussion

Malgré la distance qui sépare les complexes métamorphiques nous retrouvons de grandes analogies entre le complexe de Sargaz-Abshur et ceux que nous avons étudiés. En effet la lithostratigraphie

du complexe d'Abshur, le plus ancien, est analogue à celle des niveaux inférieurs du Kuh-e-Sefid (ensemble de Dast-e-Ali, micaschistes noirs pro parte (?)) de même le complexe de Sargaz correspond bien à la succession ensemble de Tchiir-Tang Maur, complexe de Hassanabad et partie inférieure du complexe de Heneshk (fig. 151). Les âges avancés par SABZEHEI correspondent de plus à ceux que nous proposons.

En ce qui concerne le métamorphisme il y a par contre de grandes différences :

- le métamorphisme statique de fond océanique n'existe pas dans les complexes que nous avons étudiés, de même que la métasomatose de forte pression de fluides à glaucophane. Cela s'explique bien pour le métamorphisme statique car comme nous le verrons plus loin il n'y a pas eu d'océanisation dans la zone de Deh-Bid (et de Neyriz ?). Quant à la métasomatose elle peut fort bien être un phénomène local propre à la région d'Esfandagheh.

- le métamorphisme paléocimérien se caractérise ici aussi par deux phases syncinématiques. La phase M₁, de type barrovien a des caractéristiques très proches de celles que nous avons décrites; par contre la phase M₂ est de type HT, BP. Cependant celle-ci correspond au flux thermique engendré par des intrusions qui n'existent pas dans la région de Deh-Bid (ainsi, sa culmination, la phase M₃ n'existe pas non plus ici).

V. 2, 3. - CONCLUSIONS

La lithostratigraphie des métamorphites paléocimériennes de la partie méridionale de la chaîne de Sanandaj-Sirjan paraît assez homogène et des corrélations cohérentes semblent pouvoir être établies entre les régions de Deh-Bid, Neyriz et Esfandagheh (fig. 151).

En revanche, les conditions du métamorphisme paléocimérien sont moins homogènes. Deux phases ont été mises en évidence dans les trois régions :

- la première est de type barrovien dans les régions de Deh-Bid et d'Esfandagheh; elle est de type Abukuma dans la région de Neyriz pour RICOU (1974) mais comme nous l'avons montré elle a pu tout aussi bien être de type barrovien.

- la seconde phase est de type barrovien dans les régions de Deh-Bid et de Neyriz. Dans la première région elle provoque une rétro-morphose de faciès schistes verts dans les niveaux supérieurs, alors qu'à Neyriz ce sont tous les niveaux qui en sont affectés. Dans la région d'Esfandagheh par contre, il s'agit d'une phase de type Abukuma, liée au flux thermique élevé accompagnant des intrusions que l'on ne trouve pas dans les autres régions.

Le tableau de la fig. 152 résume ces données qui semblent plus difficiles à corréler que la lithostratigraphie.

V. 3. - MODELE EVOLUTIF DE LA REGION DE DEH-BID - BAWANAT (PALEOZOIQUE - TRIAS)

Les corrélations qui viennent d'être esquissées montrent bien que les régions d'Esfandagheh, de Neyriz et de Deh-Bid-Bawanat ont eu, jusqu'au Trias, une histoire géologique analogue et nous invitent donc à invoquer, en y apportant les restrictions qui conviennent à la région de Deh-Bid - Bawanat, le modèle de rift intracontinental proposé par SABZEHEI (1974).

On peut résumer le mode d'évolution de ce type de rift à partir de celui imaginé par DEWEY et BIRD (1970) pour la Mer Rouge :

- (a) les premiers mouvements provoquent un bombement de la croûte continentale associé à un volcanisme alcalin qu'engendre la fusion partielle du manteau supérieur. Puis la croûte s'amincit et il se forme un "protorift", sorte de graben dans lequel se sédimentent les produits d'érosion des horsts bordiers.

- (b) l'amincissement de la croûte devient plus accusé, en liaison avec une montée du manteau supérieur, jusqu'à rupture complète et un magma tholéitique se met en place.

- (c) ce dernier envahit la zone axiale du rift au fur et à mesure de son expansion et donne ainsi naissance à une nouvelle croûte océanique.

. Région d'Esfandagheh (Complexe de Sargaz-Absbur)

. Les roches magmatiques mises en place, pendant le Paléozoïque, sont tholéitiques (SABZEHEI, 1974). D'après cet auteur, il existerait de plus, dans une région voisine, d'importantes masses de roches basiques à ultrabasiques à la base du complexe (SABZEHEI, 1970).

. Le métamorphisme statique M qui affecte la région, lié à un flux thermique élevé, est comparable à un métamorphisme de fond océanique.

Ainsi, la région d'Esfandagheh aurait-elle constitué, pendant le Paléozoïque, un rift évolué analogue au stade (b) de l'ouverture de la Mer Rouge.

. Région de Deh-Bid - Bawanat

. Le magmatisme associé aux sédiments détritiques et peu évolués du Paléozoïque est alcalin et continental; aucune manifestation d'un magmatisme tholéitique n'a été observée.

. L'absence d'un métamorphisme statique, affectant la région, est un argument supplémentaire excluant la présence d'une croûte océanique en voie de formation.

Il apparaît donc, à la différence de la précédente, que cette région n'a représenté que les tout premiers stades de l'ouverture d'un rift, constituant ainsi un graben (stade (a) de l'ouverture de la Mer Rouge).

Nous pouvons donc proposer le modèle suivant (fig. 153 et 154) :

- dès le Dévonien et probablement dès la fin du Précambrien (SABZEHEI, 1974), le vieux bouclier irano-arabe se fracture.

- dans la région de Deh-Bid - Esfandagheh, les plaques, ainsi créées, s'écartent et engendrent un rift dans lequel vont se sédimenter les apports terrigènes provenant des horsts bordiers érodés. Un volcanisme important se met en place.

- l'ouverture du rift avorte très tôt dans la région de Deh-Bid - Bawanat qui ne constitue alors qu'un graben. Elle prend de l'ampleur dans la région d'Esfandagheh évoluant, de cette manière, en véritable rift intracontinental.

- de part et d'autre de cette zone active constituée par le bassin, le bouclier Précambrien reçoit, jusqu'au Trias moyen, une sédimentation de plate-forme.

- lors de l'orogénèse paléocimérienne, concomitante de la mise en place de bassins nouveaux (SABZEHEI, 1974 - HAGHIPOUR et SABZEHEI, 1975), la fermeture du rift engendre le métamorphisme syncinématique que l'on sait.

Ainsi, semble-t-il, à la lumière des diverses constatations et hypothèses qui ont pu être faites tout au long de ce travail, que la région qui s'étend depuis Deh-Bid jusqu'à Esfandagheh a constitué, durant le Paléozoïque supérieur au moins, un domaine de sédimentation continentale compatible avec les reconstitutions paléogéographiques (fig. 155) proposées pour cette époque (restreintes à la région considérée car la position de l'Inde est sujette à caution dans ce schéma) par TERMIER et TERMIER (1976).

Un tel modèle semble exclure, dans cette région de la chaîne de Sanandaj-Sirjan, la présence, durant le Paléozoïque et le Trias, d'un hypothétique océan téthysien qui, pour les auteurs précédents, existerait sous la forme d'un couloir océanique beaucoup plus septentrional.

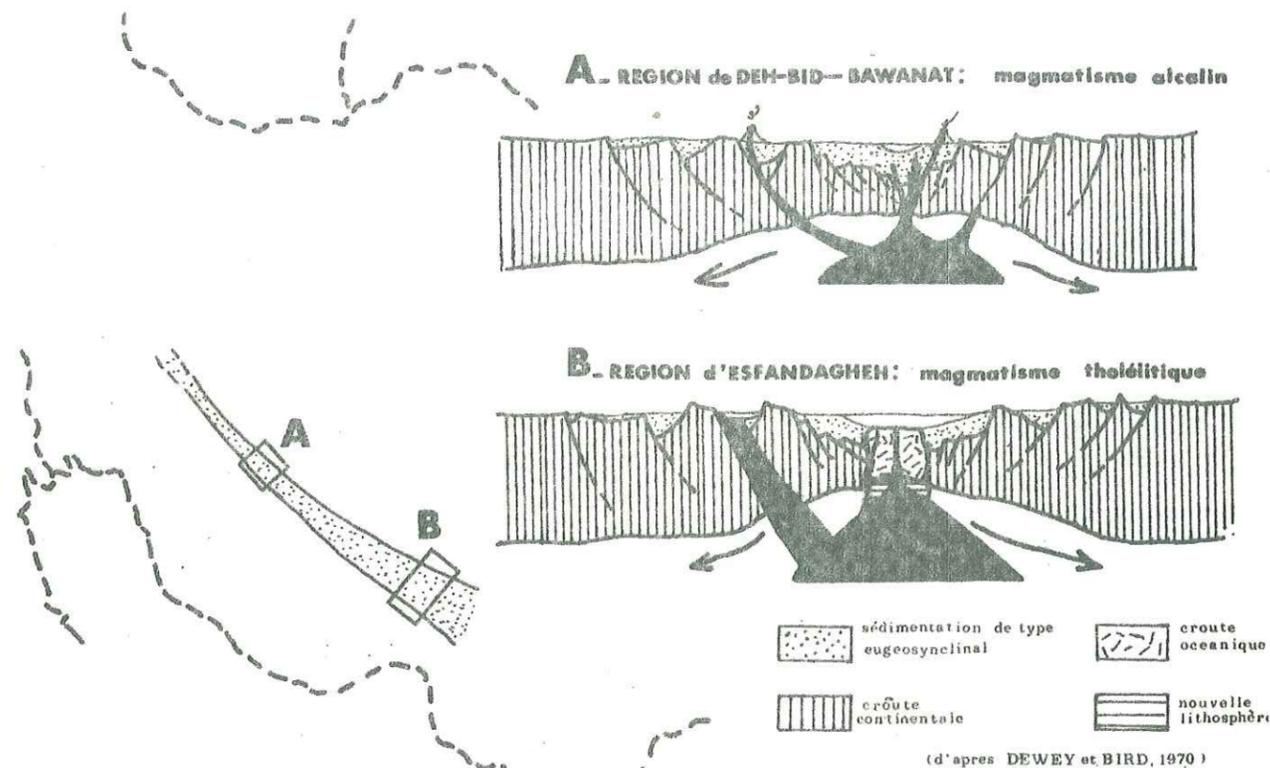
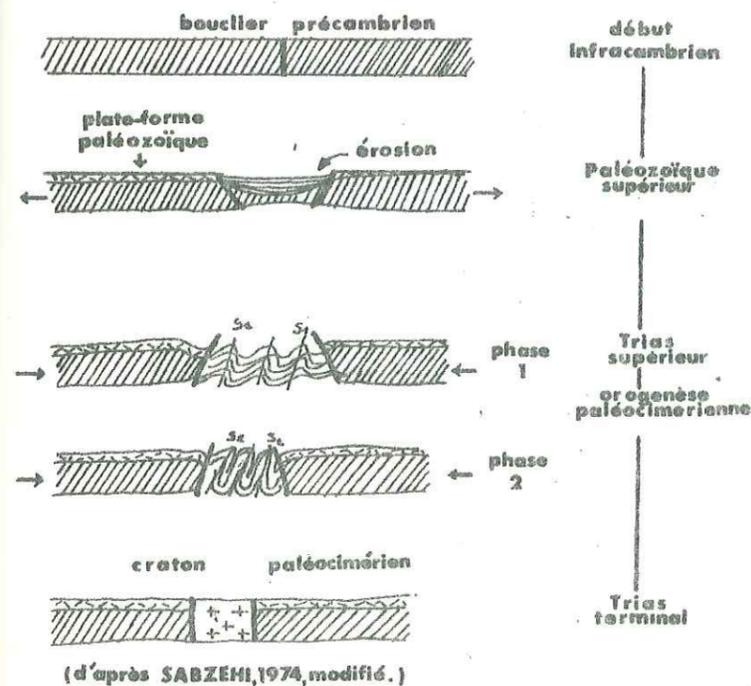
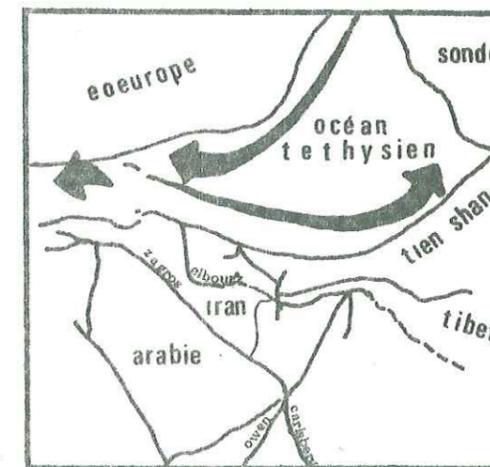


FIG.153 SCHEMA STRUCTURAL DE LA REGION DE DEH-BID-ESFANDAGHEN AU PALEOZOÏQUE



SCHEMA EVOLUTIF de la région de DEH-BID-BAWANAT

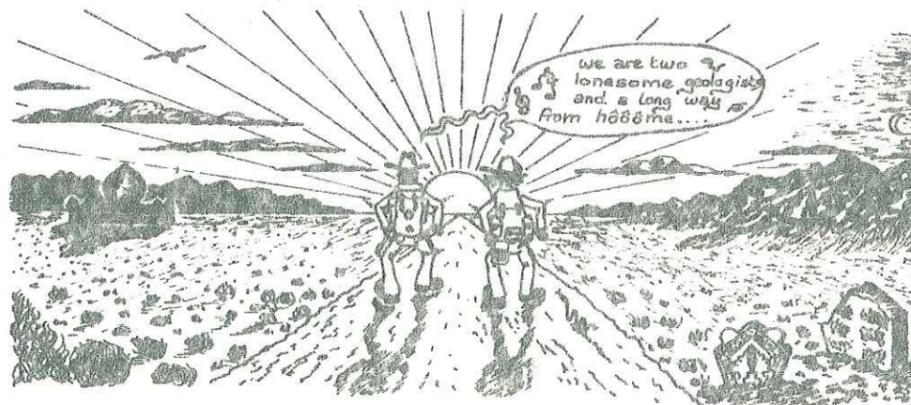
FIG.154



CONFIGURATION de la TETHYS au PALEOZOÏQUE SUPERIEUR.

(d'après TERMIER et TERMIER, 1976)

FIG.155



BIBLIOGRAPHIE

- ABBOTT M. (1967) - K and Rb in a continental alkaline igneous rock suite - Geochim. Cosmochim. Acta; 31; 1035-1041.
- ALBEE A.L. (1968) - In "Studies of Appalachian Geology" - ch. 25 - E. An. ZEN et al. eds - Interscience Publisher. John Wiley and sons - New-York.
- ALBEE A.L., ZEN E. An. (1969) - Dependence of the zeolite facies on the chemical potentials of CO₂ and H₂O - (in Russian) - Dok. Acad. Nauk. U.S.S.R.; Korzhinskii vol.; 249-260.
- ALLEGRE C.J., ALBAREDE F., LOUBET M., NOIRET G. (1972) - Distribution of trace elements in igneous rocks - A study of Ionic Probe - Inter. conf. on distribution and partition of trace elements and origin of volcanic rocks - Newport - Rhode Island - U.S.A. Oct. 24; 1972.
- ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K.H., WINKLER H.G.F. (1970) - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz - N. Jb. Mineral. Mh.; 325-336.
- ATHERTON M.P. (1968) - The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian Scotland with particular reference to the zonation in garnet - Contr. Mineral. Petrol.; 18; 347-352.
- AUMAITRE R., BUFFET G. (1973) - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises occidentales) - Thèse 3^e cycle - Grenoble.
- BAILEY D.K., MAC DONALD R. (1970) - Petrochemical variations among continental alkaline rock suite - Contr. Mineral. Petrol.; 28; 340-351.
- BANNO S. (1969) - Aegyrinaugites from crystalline schists - Sikoku-J. Geol. Soc. Japan; 65; 652-657.
- BARBERI F., FERRARA G., SANTACROCE R., TREUIL M., VARET J. (1975) - A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar rift, Ethiopia) - J. Petrol.; 16; 25-56.
- BARBIERI M., FORNASERI M., PENTA A. (1968) - Rubidium and potassium relationship in some volcanoes of central Italy - Chem. Geol.; 3; 189-197.
- BEBIEN J. (1972) - Teneur en TiO₂ des roches volcaniques - Comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique - C.R.A.S. (PARIS); série D; 275; 1967-1970.
- BERBERIAN M. (1972) - Two important deformational and metamorphic phases in the belt northeast of the Zagros thrust line (Iran) - Geol. Surv. Iran - Petrological department, Internal Report.
- BERBERIAN M. (1973) - Two important deformational and metamorphic phases in the belt northeast of the Zagros thrust line (Iran) - Geol. Surv. Iran - Internal Report n°27.

- BERBERIAN M. (1976) - Contribution to the seismotectonics of Iran - Part II - Geol. Surv. Iran Report; n° 39.
- BERBERIAN M., ALAVI-TEHRANI N. (1971) - Résultats non publiés cités dans "Contribution to the seismotectonics of Iran" - Part II - par M. BERBERIAN - Geol. Surv. Iran Report; n° 39; 1976.
- BERTHIER F., BILLIAULT J.P., HALBRONN B., MAURIZOT P. (1974) - Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros - Iran) - Thèse 3^e cycle - Grenoble.
- BILLINGS M.P., WHITE W.S. (1950) - Metamorphosed mafic dykes on the Woodsville quadrangle - Vermont and New Hampshire - Am. Mineral.; 35; 629-643.
- BIRD G.W., FAWCETT J.J. (1973) - Stability of Mg-chlorite-muscovite and quartz between 5 and 10 kbb water pressure - J. Petrol.; 14; 415-428.
- BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises - Thèse doct. d'état - Grenoble.
- BOYER C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricaïn - Thèse doct. d'état - Paris-Sud-Orsay.
- BRAUD J., BELLON H. (1973) - Données nouvelles sur le domaine métamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan (Iran) : nature, âge et interprétation des séries métamorphiques et des intrusions; évolution structurale - à paraître.
- BRAUD J., RICOU L.E. (1971a) - Une reconnaissance le long de l'accident du Zagros entre Kermanshah et Neyriz - Geol. Surv. Iran - Rapport interne.
- BRAUD J., RICOU L.E. (1971b) - L'accident du Zagros ou Main thrust, un charriage et un coulissement - C.R.A.S. (PARIS) série D; 272; 203-206.
- BRITISH PETROLEUM COMPANY LTD (1963) - Geological map of Deh-Bid (Iran) - 1 / 250 000.
- BRØGGER W.C. (1935) - On several archean rocks from the south coast of Norway - II - The south norwegian hyperites and their metamorphism - Skj. Norsk. Vidensk. Akad. I Mat. nat. Kl.; 1; 1-4.
- BURNHAM C.W. (1962) - Facies and types of hydrothermal alteration - Econ. Geol.; 57; 1-16.
- CARMICHAEL D.M. (1969) - On the mechanism of prograde metamorphic reaction in quartz-bearing pelitic rocks - Contr. Mineral. Petrol.; 20; 244-260.
- CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1974) - Igneous Petrology - Mac Graw Hill éd.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL (1961) - Essai de nomenclature des roches sédimentaires - Technip - Paris.
- CHATTERJEE N.C. (1962) - Vesuvianite-epidote paragenesis as a product of greenschist facies of regional metamorphism in the Western Alps - Beitr. Mineral. Petrol.; 8; 432-439.
- CHATTERJEE N.C. (1966) - On the widespread occurrence of oxidised chlorites in the Pennine zone of the Western Italian Alps - Contr. Mineral. Petrol.; 12; 525-539.

- CIPRIANI C., SASSI F.P., VITERBO-BASSANI C. (1968) - La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico - Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.; 24; 153-180.
- DAS B.K. (1971) - Petrology of pelitic schists and gneisses of Chaubattia Ranikhet Area - Almora District Uttar Pradesh, India - Geol. Rundschau; 60; 2; 522-567.
- DAY H.W. (1973) - The high temperature stability of muscovite plus quartz - Am. Miner.; 58; 255-262.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMANN J. (1962) - Rock forming minerals - Longmans - London.
- DEWEY J.F., BIRD J.M. (1970) - Plate tectonics and geosynclines - Tectonophysics; 10; 625-638.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenèse - Passage au métamorphisme - Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine - Strasbourg; 29.
- DUPUY C. (1970) - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du Gallium au cours des processus magmatiques. Thèse doct. d'état - Montpellier.
- DUPUY C., ALLEGRE C.J. (1972) - Fractionnement K/Rb dans les sites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de réjuvenation crustale - Geochim. Cosmochim. Acta; 36; 437-458.
- EDEL'SHTEIN I.I. (1960) - Geochemistry of nickel - Geochemistry; 7; 718-729.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G., HAVENS R.G. (1965) - Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle - Bull. Geol. Soc. Am.; 76; 719-734.
- ERNST W.G. (1968) - Amphiboles: crystal chemistry, phase relations and occurrence - Springer-Verlag, Berlin.
- ERNST W.G. (1972) - CO₂-poor composition of the fluid attending Franciscan and Sambagawa low grade metamorphism - Geochim. Cosmochim. Acta; 36; 497-504.
- ESKOLA P. (1920) - The mineral facies of rocks - Norsk. Geol. Tidsskr.; 6; 143-194.
- ESQUEVIN J. (1969) - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité - Bull. Centre Rech. Pau SNPA; 3; 147-153.
- EUGSTER H.P. (1970) - Thermal and ionic equilibria among muscovite, K-Feldspar and aluminosilicate assemblages - Fortschr. Miner.; 47; 106-123.
- EVANS B.W. (1965) - Application of a reaction rate method to the break-down equilibria of muscovite and muscovite plus quartz - Am. J. Sci.; 263; 647-667.
- FAIRBAIRN H.W., AHRENS L.H., GORFINKLE L.G. (1953) - Minor element content of Ontario diabase - Geochim. Cosmochim. Acta; 3; 34-46.
- FALCON N.L. (1967) - The geology of the North-East Margin of the Arabian Basement Shield - Adv. Sc.; sept; 31-42.
- FAURE G., HURLEY P.M. (1963) - The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: application to the origin of igneous rocks - J. Petrol.; 4; 31-50.

- FOLK R.L. (1968) - Petrology of sedimentary rocks - Hemphill, Austin - Texas.
- FREY M. (1970) - The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis, in: Lithification of clastic sediments, 2 - Sedimentology; 15; 3-4; 261-279.
- FREY M., HUNZIKER J.C., ROGWILLER P., SCHLINDER C. (1973) - Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonit führender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz - Contr. Mineral. Petrol.; 39; 185-218.
- FREY R. (1937) - La classification moderne des roches éruptives - Notes et Mémoires - Service des mines de la carte géologique - Rabat; 44.
- FYFE W.S., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1958) - Metamorphic reactions and metamorphic facies - Geol. Soc. Am. Mem.; 73.
- GAST P.W. (1960) - Limitations of the composition of the upper mantle - Jour. Geophys. Res.; 65; 1287-1297.
- GENEST A.M., JAVOY M. (1975) - La composition isotopique des minéraux des spilites. Spilitisation et métamorphisme - 3^e réunion annuelle des sciences de la terre - Montpellier; p. 161.
- GIBSON I.L. (1970) - A pantelleritic welded ash flow tuff from Ethiopian Rift Valley - Contr. Mineral. Petrol.; 28; 89-111.
- GOLDSCHMIDT J.R., NEWTON R.C. (1969) - P-T-X-relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperature and pressures - Am. J. Sci.; 267 A; 160-190.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1930) - Elemente und Minerale pegmatitischer Gesteine - Nachr. Gessellsch. Wiss. Göttingen Math. Phys. kl.; 370-378.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1937) - The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks - J. Chem. Soc. for 1937; 655.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1954) - Geochemistry (Edited by A. MUIR) - Clarendon Press - Oxford.
- GOLDSMITH J.R., LAVES F. (1954) - The microcline sanidine stability solutions - Geochim. Cosmochim. Acta; 5; 1-19.
- GOLES G.G. (1967) - Trace elements in ultramafic rocks - in "Ultramafic and related rocks" - Edited by P.J. WYLLIE - John Wiley and sons Inc. - New-York - London - Sidney.
- HAGHIPOUR A. (1974) - Etude géologique de la région de Biabanak - Bafq (Iran central) - Thèse doct. d'état - Grenoble.
- HAGHIPOUR A., PELISSIER G. (1965) - Explanatory text of Ardekan Quadrangle map - Geol. Surv. Iran - Internal Report.
- HAGHIPOUR A., SABZEHEI M. (1975) - The existence of mobile zones between platform blocks and their structural character in Iran - Geodynamics of South West Asia; Tehran Symp., 8-15 sept.; Geol. Surv. Iran / abst.
- HAJASH A. (1975) - Hydrothermal processes along Mid-Ocean Ridges: an experimental investigation - Contr. Mineral. Petrol.; 53; 3; 205-226.

- HARRISON J.V., FALCON N.L., ALLISON A., MAC CALL R.J.S. (1936) - The geology of Qashqaf Sarhad - Unpublished report, Anglo-Iranian Oil Co.
- HART S.R. (1969) - K, Rb, Cs, Sr, and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts - Phil. Trans. Roy. Soc. London; A 268; 573-587.
- HAYAMA Y. (1959) - Some consideration on color of biotite and its relation to metamorphism J. Geol. Soc. Japan; 65; 21-30.
- HEIER K.S. (1962) - The possible origins of amphibolite in an area of high metamorphic grade - Norsk. Geol. Tidsskr.; 42; 157-165.
- HEIER K.S., ADAMS J. (1963) - The geochemistry of the alkali elements - Physics and Chemistry of the earth - Pergamon Press, New-York; 253-381.
- HEMLEY J.J. (1967) - Abstract in: Am. Geophys. Union Trans.; 48; 224.
- HEMLEY J.J., JONES W.R. (1964) - Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism - Econ. Geol.; 59; 538-569.
- HOLDOWAY M.J. (1972) - Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of $f\text{O}_2$ and Fe content - Contr. Mineral. Petrol.; 37; 307-340.
- HOLLAND D.M. (1967) - The solubility of carbonate minerals - In "Geochemistry of hydrothermal ore deposits" - Ed. Barnes, Holt, Rinehart, Winston inc.
- HOLLOWAY J.R. (1971) - Composition of fluid phase solutes in a basalt - $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ system - Geol. Soc. Am. Bull.; 82; 233-238.
- HOSCHEK G. (1969) - Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von chloritoid und staurolith - Contr. Mineral. Petrol.; 14; 123-162.
- HSU L.C. (1968) - Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-OH: a model for garnet equilibria - J. Petrol.; 9; 40-83.
- IYAMA I.J. (1960) - Etudes préliminaires de la solubilité du basalte dans l'eau à haute température - Bull. Soc. Franc. Mineral. Crist.; 84; 128-130.
- JAKES P., WHITE A. (1972) - Major element and trace element abundance in volcanic rocks of orogenic areas - Geol. Soc. Am. Bull.; 83; 29-40.
- JUTEAU T. (1971) - Nouvelles données cartographiques, pétrographiques et chimiques sur le massif devonodinantien du Rabodeau (Vosges septentrionales) - Sc. de la Terre; 16; 1; 45-106.
- JUTEAU T., ROCCI G. (1965) - Contribution à l'étude pétrographique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Bas-Rhin) - Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine; 18; 3; 145-176.
- JOHANNES W., PUHAN D. (1971) - The Calcite-aragonite transition reinvestigated - Contr. Mineral. Petrol.; 37; 307-340.
- KERRICH 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.

- KOGARKO L.N. (1973) - The Ni/Co ratio as an indication of the mantle origin of magmas - Geochim. Int. ; 10; 5; 1081-1086.
- KUBLER B. (1968) - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite - Etat des progrès réalisés ces dernières années - Bull. Centre Rech. Pau - SNPA; 2; 385-397.
- KUNO M. (1959) - Origin of coenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas - Bull. Volc.; 20; 37-76.
- KUNO M. (1969) - Andesite in time and space - Proceed. of the Andesite conf., Int. Upper Mantle Project; 13-20.
- KUNO M., YAMASAKI K., HIDA C., NGASHIMA K. (1957) - Differentiation in Hawaiian magmas - Japan. Jour. Geol. and Geogr. ; 32; 31-37.
- LACROIX A. (1933) - Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine - Bull. Serv. Géol. de l'Indochine; 20; 3.
- LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français - Thèse doct. d'état - Ann. Fac. Sci. Univer. Clermont; 29.
- LA ROCHE H. (de), LETERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques - C.R.A.S. (Paris); Série D; 276; 3115-3118.
- LA ROCHE H. (de), ROCCI G., JUTEAU T. (1974) - Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques - In "Spilitic and Spilitic Rocks" ed. by G.C. AMSTUTZ - Springer-Verlag, Berlin - New-York; 39-58.
- LASSERRE J.L., LAVERNE C. (1976) - Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie - Thèse 3^e cycle - Grenoble.
- LAUX J.J., NATIVEL P. (1975) - Metamorphism in volcanic rocks of Reunion - Pétrologie; 3; 4; 279-290.
- LEAKE B.E. (1964) - The chemical distinction between ortho and para-amphibolites - J. Petrol. ; 5; 2; 238-254.
- LESCUYER J.L., RIOU R. (1976) - Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan) - Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran - Thèse 3^e cycle - Grenoble.
- LETERRIER J., LA ROCHE H. (de) (1972) - Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermédiaires - C.R.A.S. (Paris); Série D; 274; 788-791.
- LEYRELOUP A. (1973) - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes - son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif central français) - Thèse doct. d'état - Nantes.
- LIU J.G., KUNIYOSHI S., ITO K. (1974) - Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system - Am. J. Sci. ; 274; 613-632.
- MAC KENZIE W.S. (1957) - The crystalline modifications of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - Am. J. Sci. ; 255; 481-516.

- MANSON V. (1967) - Geochemistry of basaltic rocks : major elements - In "Basalts", I, Ed. H.H. HESS - John Wiley and sons - New-York.
- MARMO V. (1971) - Granite petrology and the granite problem - (Developments in petrology - 2 -) - Elsevier pb. Cie - Amsterdam - London - New-York.
- MATTIAT B. (1960) - Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke - Beitr. Mineral. Petrol. ; 7; 242-280.
- MAURIN N. (1972) - Contribution à l'étude expérimentale du rôle de l'eau de mer dans la mise en solution d'éléments chimiques constitutifs du basalte dans la précipitation de certains sels en milieu marin - Thèse 3^e cycle - Grenoble.
- MERGOIL J. (1970) - Caractères des feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français - Thèse doct. d'état - Ann. Fac. Sci. Univer. Clermont; 42.
- METZ P., TROMMSDORFF V. (1968) - On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites - Contr. Mineral. Petrol. ; 18; 305-309.
- MIYASHIRO A. (1973) - Metamorphism and metamorphic belts - George Allen and Unwin - London.
- MOINE B., LA ROCHE H. (de) (1968) - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique - C.R.A.S. (Paris); Série D; 267; 2084-2087.
- MUIR I.D., TILLEY C.E. (1964) - Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic ridge - J. Petrol. ; 5; 409-434.
- NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY (1959) - Geological map of Iran : 1 / 2.500.000 with explanatory notes - N.I.O.C., Tehran.
- NICHOLLS G.D., ISLAM M.R. (1971) - Geochemical investigations of basalts and associated rocks from the ocean floor and their implications - Phil. Trans. Roy. Soc. London; A 268; 469-486.
- NITSCH K.H. (1970) - Experimentelle Bestimmung der Oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan - Fortschr. Mineral. ; 47; 48-49.
- NITSCH K.H. (1971) - Stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pumpellyit haltigen Paragenesen - Contr. Mineral. Petrol. ; 30; 240-260.
- OKI Y. (1961) - Biotite in metamorphic rocks - Japan. Jour. Geol. and Geogr. ; 32; 497-506.
- OSBORN E.F. (1959) - Role of the oxygen pressure in the cristallization and differentiation of basaltic magma - Am. J. Sci. ; 257; 609-647.
- PEARCE J.A. (1976) - Statistical analysis of major element patterns in basalts - J. Petrol. ; 17; 1; 15-43.
- PERRIAUX J. (1974) - Généralités sur les grès - Bull. Centre Rech. Pau - SNPA; 8; 1; 161-185.
- PETITJOHN F.J. (1957) - Sedimentary rocks, 2nd Ed. - Harper - New-York.
- PETITJOHN F.J. (1960) - The term grauwacke - J. Sediment. Petrol. ; 30; 4; 627.

- PHILPOTTS J.A., SCHNETZLER C.C., HART S.R. (1969) - Submarine basalts : Some K, Rb, Sr, Ba, REE, H₂O and CO₂ data bearing on their alteration modification by plagioclase and possible source of materials - Earth, Plan. Sci. Lett.; 7; 293-299.
- POLDERVAART A., HESS H.H. (1951) - Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma - J. Geol.; 59; 472.
- FOURKERMANI M. (1977) - Etude tectonique et microtectonique dans la chaîne de Sanandaj-Sirjan (Iran). Son rapport avec l'accident du Zagros (Région d'Eqlid - Deh-Bid) - Thèse 3^e cycle - Paris-Sud - Orsay.
- PRINZ M. (1967) - Geochemistry of basaltic rocks : trace elements - In "Basalts", I, Ed. H.H. HESS - John Wiley and sons - New-York.
- PUCHELT B. (1972) - Article "Baryum" in "Handbook of Geochemistry".
- RANKAMA K., SAHAMA TH.G. (1950) - Geochemistry - The University of Chicago Press ed.
- RAST N. (1965) - Nucleation and growth of metamorphic minerals - In "Controls of Metamorphism" - Eds W.S. Pitcher and G.S. Flinn - Oliver and Boyd, Edimburgh.
- REINHARDT B. (1974) - The relationships between spilites and other members of the Oman Mountains ophiolite suite - In "Spilites and spilitic rocks" ed. by G.C. AMSTUTZ - Springer-Verlag - Berlin - New-York; 207-228.
- REYRE D., MOHAFAZ S. (1970) - Une première contribution des accords NIOC - ERAP à la connaissance géologique de l'Iran - Rev. Inst. Fr. Pétrole; 25; 9; 979-1014.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C., BELL P.M. (1969) - Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point - Am. J. Sci.; 267; 259-272.
- RICOU L.E. (1974) - L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros Iranien) et l'évolution structurale des Zagrides - Thèse doct. d'état - Paris-Sud - Orsay.
- RITTMANN A. (1963) - Les volcans et leur activité - Traduct. H. Tazieff - Masson et C^{ie} ed. - Paris.
- SABZEHEI M. (1970) - Preliminary report on the geology of Hamadan granite and its related contact metamorphism - Geol. Surv. Iran Internal Report.
- SABZEHEI M. (1974) - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran Méridional) - Etude pétrologique et structurale - Interprétation dans le cadre Iranien - Thèse doct. d'état - Grenoble.
- SAHAMA TH.G. (1945) - Spurelemente der Gesteine in südlichen Finnisch - Lappland - Bull. Comm. Geol. Finlande; 135.
- SAGON J.P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Chateaulin (Massif Armoricaïn) : stratigraphie, volcanisme, métamorphisme et tectonique - Thèse doct. d'état - Paris VI - Université Pierre et Marie Curie.
- SCHERMEHORN L.J.G. (1973) - What is keratophyre ? - Lithos; 6; 1-11.

- SCHROEDER J.W. (1944) - Essai sur la structure de l'Iran - Eclogae Geol. Helv.; 37; 1; 37-81.
- SCHUILING R.D., VINK B.W. (1967) - Stability relations of some titanium minerals (sphene, perovskite, rutile, anatase) - Geochim. Cosmochim. Acta; 31; 2399-2411.
- SCHURMANN K. (1967) - Hydrothermale experimentelle Untersuchungen und metamorphen monoklinen Hornblenden - Teil II - Zur Stabilität der aktinolitischen Hornblenden; N. Jb. Miner. Mh.; 946-953.
- SEKI Y. (1973) - Metamorphic facies of propylitic alteration - J. Geol. Soc. Japan; 79; 12; 771-780.
- SHAW D.M. (1960) - The geochemistry of Scapolite - J. Petrol.; 1; Part 2 : 218-260; Part 3 : 261-285.
- SOHEILI M. (1976) - Minute au 1/250.000 du Quadrangle Est- Eqlid - Geol. Surv. Iran - Inédit.
- SØRENSEN H. (1974) - Alkaline rocks - John Willey and sons - New-York.
- SPRY A. (1969) - Metamorphic textures - Pergamon Press - Oxford - London.
- STÖCKLIN J. (1968) - Structural history and tectonics of Iran : a review - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.; 52; 7; 1229-1258.
- STÖCKLIN J. (1974) - Possible ancient continental margins in Iran - In "Geology of Continental Margins" - Eds C.A. Burk and C.L. Drake - Springer-Verlag - Berlin - New-York.
- STONELEY R. (1974) - Evolution of the continental margins. Bounding a former Southern Tethys - In "Geology of Continental Margins" - Springer-Verlag - New-York; 873-887.
- STRECKEISEN A.L. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks - N. Jb. Miner. Abh.; 107; 2-3; 144-240.
- STURT B.A. (1962) - The composition of garnet from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism - J. Petrol.; 3; 2; 181-191.
- SUNDIUS (1915) - Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets - Vetensk. prakt. Unders. Lappi.; 1-237.
- TARAZ H. (1972) - Géologie de la région de Surmaq - Deh-Bid (Iran central) - Thèse doct. d'état - Paris-Sud - Orsay.
- TARAZ H. (1974) - Geology of the Surmaq - Deh-Bid Area - Abadeh Region - Central Iran - Geol. Surv. Iran - Report; 37.
- TAKIN M. (1972) - Iranian geology and continental drift in the Middle East - Nature; 235; 147-150.
- TAYLOR S., CAPP A., GRAHAM A. (1969a) - Trace elements abundance in andesites - II - Saipan Bougainville and Fiji - Contr. Mineral. Petrol.; 23; 1-26.
- TAYLOR S., KAY H., WHITE A.J.R., DUNCAN A.R., EWART A. (1969b) - Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V contents of andesites - Geochim. Cosmochim. Acta; 33; 275-286.
- TERMIER H., TERMIER G. (1976) - Configuration de la Téthys en connection avec la Gondwanie au Paléozoïque supérieur - C. R. A. S. (Paris); Série D; 283; 139-142.

- THOMPSON A.B. (1971) - Analcite-albite equilibria at low temperatures - Am. J. Sci.; 271; 79-92.
- TROMMSDORFF V. (1968) - The wollastonite reaction in the western Bergell Alps - Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.; 48; 655-666; 828-829.
- TUREKIAN K.K., CARR M.H. (1963) - The Cr and Ni contents of basalts and eclogites - Geochim. Cosmochim. Acta; 27; 835-846.
- TUREKIAN K.K., WEDEPOHL K.H. (1961) - Distribution of the elements in some major units of the earth's crust - Geol. Soc. Am. Bull.; 72; 175-192.
- TURNER F.J. (1968) - Metamorphic petrology - Mac Graw Hill - New-York.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and Metamorphic Petrology - 2nd edition - Mac Graw Hill - New-York.
- TUTTLE O.F., BOWEN N.L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ - Geol. Soc. Amer. Mem.; 74.
- UNKSOV V.A., LODOCHNIKOVA N.V. (1961) - Abundance of cobalt and nickel in igneous rocks and the earth's crust - Geochemistry; 9; 801-812.
- VALLANCE T.G. (1974) - Pyroxene and the basalt-spilite relation - In "Spilites and Spilitic Rocks" ed. by G.C. AMSTUTZ - Springer-Verlag - Berlin; 59-68.
- VATIN-PERIGNON N., SHAW D.M. (1972) - Comportement du lithium et d'autres éléments en traces dans quelques coulées triasiques de l'aiguille de Morges (Alpes françaises méridionales) - Une contribution au problème de l'origine des roches spilitiques - Géologie Alpine; 48; 201-206.
- VELDE B. (1965) - Experimental determination of muscovite polymorph stabilities - Am. Miner.; 50; 436-449.
- VELDE B. (1972) - Origine et évolution des minéraux argileux - Essai d'étude expérimentale - In "Structure et dynamique de la lithosphère" - C.J. Allègre, M. Mattauer, ed., Paris - Hermann; 327-372.
- VINOGRADOV A.P. (1962) - Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust - Geochemistry; 7; 321-325.
- VON PLATEN H. (1965) - Kristallisation granitisher Schmetzen - Beitr. Mineral. Petrol.; 11; 4; 344-381 - Cristallisation des liquides fondus granitiques - Traduction du résumé et des figures avec légendes par J. Peterlongo - Travaux du Dpt de Geologie et Minéralogie - Clermont-Ferrand - Série Documentation; 1969; 13.
- WAGER L.R., MITCHELL R.L. (1951) - The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma, a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland - Geochim. Cosmochim. Acta; 1; 129-207.
- WALKER K.R., JOPLIN G.A., LOVERING J.F., GREEN R. (1960) - Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of North Western Queensland - Geol. Soc. Australia Jour.; 6; 149-178.

- WEDEPOHL K.M. (1962) - Beiträge zur Geochemie des Kupfers - Geol. Rundschau; 52; 492-504.
- WELLS A.J. (1969) - The "Crush Zone" of the Iranian Zagros Mountains, and its implications - Geol. Mag.; 106 (5).
- WENK E., KELLER F. (1969) - Isograde in Amphibolitserien der Zentral alpen - Schweiz. Miner. Petrol. Mitt.; 49; 151-198.
- WIKSTROM A. (1970) - Hydrothermal experiments in the system jadeite-diopside - Norsk. Geol. Tidsskr.; 50; 1-14.
- WINCHELL H. (1958) - The composition and physical properties of garnet - Am. Miner.; 43; 596-600.
- WINKLER H.G.F. (1966) - La genèse des roches métamorphiques - 1^e édition révisée - Traduction J.P. Von Eller et M. Wolf - Ophrys éd.
- WINKLER H.G.F. (1975) - Petrogenesis of metamorphic rocks - 4th edition - Springer-Verlag - New-York-Heidelberg - Berlin.
- YAJIMA T. (1961) - The geology and petrology of the Sano gabbro-diorite complex and its surrounding area - In "Basalts", I, Ed. H.H. HESS - John Wiley and sons - New-York.
- YODER H.G., EUGSTER H.P. (1955) - Synthetic and natural muscovites - Geochim. Cosmochim. Acta; 8; 225-280.
- ZWART H.J. (1961-1963) - Metamorphic history of the Central Pyrenees, II - Leid. Geol. Meded.; 28; 321.

LISTE DES FIGURES

.fig. 1	Carte géologique schématique de l'Iran	p. 4
.fig. 2	Carte topographique schématique de Deh-Bid et de la vallée de Bawanat	p. 6
.fig. 3 a	Carte géologique schématique : Deh-Bid - Heneshk - Hassanabad	p. 10
.fig. 3 b	Carte géologique schématique : vallée de Bawanat	p. 11
.fig. 4	La couverture sédimentaire dans la région de Deh-Bid et de Bawanat	p. 14
.fig. 5	Le volcanisme jurassique moyen à supérieur - Est Hassanabad - Colonne lithostratigraphique	p. 18
.fig. 6	Colonne lithostratigraphique synthétique : complexe de Heneshk-Gushti	p. 21
.fig. 7	Coupe lithostratigraphique dans le complexe de Heneshk-Gushti	p. 22
.fig. 8	Coupe de l'ensemble Ds	p. 24
.fig. 9	Complexe de Hassanabad : Colonne lithostratigraphique	p. 26
.fig. 10	Pointement de métabasites (structure préservée du métamorphisme)	p. 29
.fig. 11	Métadolérite	p. 29
.fig. 12	Accident inverse dans le complexe de Heneshk-Gushti	p. 29
.fig. 13	Colonne lithostratigraphique synthétique du complexe du Kuh-e-Sefid	p. 30
.fig. 14	Ensemble de Tchiir-Tang Maur - Coupe au Sud de Tchiir	p. 32
.fig. 15	Niveau M ₃ de l'ensemble de Dast-e-Ali	p. 32
.fig. 16	Coupe du Kuh-e-Sefid : Ensemble de Dast-e-Ali	p. 33
.fig. 17	Niveau M ₁ de Dast-e-Ali au niveau de la piste Dast-e-Ali - Band-e-No	p. 35
.fig. 18	L'ancienne mine de Dast-e-Ali : un exemple de lentille du niveau majeur de marbres blancs - M ₂	p. 35
.fig. 19	L'orthoigneiss de Band-e-No	p. 37
.fig. 20	Sill de rhyolites hololeucocrates	p. 37
.fig. 21	Filon d'épidote dans une coulée propylitisée	p. 37
.fig. 22	Ensemble à blocs et conglomérats de Murshedi	p. 39
.fig. 23	Sédimentogenèse de l'ensemble de Murshedi dans l'hypothèse d'un démantèlement de falaise littorale	p. 39

.fig. 24.....	Jurassique sup. discordant sur les métamorphites et lentilles de fer associées aux métadolomies ankéritiques.....	p.41
.fig. 25.....	Vallée de Murshedi à l'ouest du Kuh-e-Sefid.....	p.41
.fig. 26.....	Coupes structurales schématiques des complexes de Heneshk-Gushti - Hassanabad.....	p.44
.fig. 27.....	Coupe structurale schématique du complexe du Kuh-e-Sefid.....	p.45
.fig. 28.....	L'accident inverse du complexe de Heneshk-Gushti.....	p.49
.fig. 29.....	Directions des décrochements conjugués associés à l'accident inverse du complexe de Heneshk-Gushti.....	p.49
.fig. 30.....	L'accident du Zagros entre Ganduman et Khounsar.....	p.49
.fig. 31.....	Schéma de la formation de la zone des écaïlles et de la rotation du complexe de Hassanabad.....	p.51
.fig. 32.....	Plis isoclinaux dans les marbres du Permien.....	p.53
.fig. 33.....	Pli isoclinal dans un calcschiste chloriteux.....	p.53
.fig. 34.....	Filons de quartz plissés dans des métavolcanites basiques et des schistes chloriteux.....	p.53
.fig. 35.....	Tableau-résumé de la stratigraphie et de la tectonique.....	p.55
.fig. 36.....	Métadolérite grossière (structure).....	p.59
.fig. 37.....	Pseudomorphose de pyroxène.....	p.59
.fig. 38.....	Actinote (2 ^e phase) altérant une hornblende.....	p.59
.fig. 39.....	Métadolérite banale (structure).....	p.66
.fig. 40.....	Métadolérite (pseudomorphose de grenat de 1 ^e phase).....	p.66
.fig. 41.....	Métadolérite (hornblende de 1 ^e phase altérée en chl + ép).....	p.66
.fig. 42.....	Lave à structure porphyrique.....	p.70
.fig. 43.....	Faciès silicifié : échantillon 74 AV 378c.....	p.70
.fig. 44.....	Faciès silicifié : échantillon 75 AV 61b.....	p.70
.fig. 45.....	Faciès silicifié : échantillon 74 AV 412.....	p.70
.fig. 46.....	Ilménite partiellement leucoxénisée.....	p.73
.fig. 47.....	Altération de hornblende basaltique.....	p.73
.fig. 48 a, b, c.....	Altérations des minéraux magmatiques dans les métavolcanites.....	p.73
.fig. 49.....	Fantôme d'amphibole.....	p.73
.fig. 50.....	Porphyroblastes de pistachite antéfoliation (ép 1) et recristallisation synfoliation (ép 2).....	p.75
.fig. 51 a et b.....	Deux exemples de hornblende antéfoliation.....	p.75
.fig. 52 a et b.....	Métavolcanites scapolitisées (Heneshk).....	p.75
.fig. 53 a, b, c.....	Métavolcanites à pyroxène néoformé (Heneshk-Kolikosh).....	p.78
.fig. 54 a et b.....	Place dans les classifications du pyroxène néoformé analysé à la microsonde.....	p.78

.fig. 55.....	Quartzite rubané à concentration de minéraux lourds.....	p.86
.fig. 56.....	Quartzite à deux foliations phylliteuses.....	p.86
.fig. 57.....	Amphibole bleue dans un quartzite peu recristallisé.....	p.86
.fig. 58.....	Biotite antéfoliation à tendance sigmoïde dans un chloritoschiste.....	p.86
.fig. 59.....	Schiste à micas blancs : grenats entièrement destabilisés ; antéfoliation.....	p.86
.fig. 60.....	Lit calciteux d'un calcschiste.....	p.86
.fig. 61.....	Grenat synfoliation 1 et antéfoliation 2.....	p.92
.fig. 62.....	Porphyroblaste hélicitique d'albite syncinématique et chlorite postcinématique.....	p.92
.fig. 63.....	Chlorite postcinématique fossilisant une foliation de particules charbonneuses.....	p.92
.fig. 64.....	Grenat antéfoliation.....	p.92
.fig. 65.....	Schiste à biotite, mica blanc et grenat en "atolls" (Murshedi).....	p.94
.fig. 66 a, b, c.....	Schiste à deux foliations de mica blanc et grenat.....	p.94
.fig. 67 a, b, c.....	Schiste à micas blancs et grenats (Murshedi).....	p.96
.fig. 68.....	Biotite et plagioclase détritique dans un chloritoschiste.....	p.96
.fig. 69.....	Chloritoschiste : amas de leucoxène sigmoïde, foliation de chlorite.....	p.96
.fig. 70.....	Marbre à tremolite.....	p.10
.fig. 71.....	Amphibolite à grenats.....	p.10
.fig. 72.....	Micaschiste noir : grenats-S ₁ altérés.....	p.10
.fig. 73.....	Micaschiste noir : grenats syn-S ₁ plissés.....	p.10
.fig. 74.....	Domaines d'apparition du staurotide dans les métapélites (d'après HOSCHEK, 1967).....	p.10
.fig. 75.....	Biotite magmatique reprise dans la foliation de micas - orthogneiss de Band-e-No.....	p.11
.fig. 76.....	Grenat détritique inclus dans une albite de 2 ^e phase - matrice du conglomérat de Murshedi.....	p.11
.fig. 77.....	Courbes expérimentales - faciès d'après TURNER (1968) degrés d'après WINKLER (1976).....	p.11
.fig. 78 a.....	Conditions P/T du métamorphisme dans les trois complexes étudiés.....	p.11
.fig. 78 b.....	Profils très schématiques des conditions du métamorphisme durant la phase paléocimérienne dans les trois complexes étudiés.....	p.11
.fig. 79.....	Tableau résumé des événements métamorphiques et de leurs conditions dans les complexes étudiés.....	p.11
.fig. 80 a.....	Diagramme de cristallinité de l'illite.....	p.12

.fig. 80 b	Localisation des échantillons d'illite par rapport à la "crushed zone"	p. 121
.fig. 80 c	Données expérimentales sur la cristallinité de l'illite	p. 121
.fig. 81	Rhyolites hololeucocrates : évolution des phénocristaux de quartz avec l'intensité croissante de la recristallisation	p. 123
.fig. 82	Rhyolites hololeucocrates : deux processus de destabilisation du microcline	p. 123
.fig. 83	Conditions de métamorphisme des rhyolites hololeucocrates	p. 123
.fig. 84	Structure microlitique porphyrique	p. 128
.fig. 85	Structure bréchique	p. 128
.fig. 86	Vacuole chloriteuse	p. 128
.fig. 87	Altération du pyroxène en chlorite + oxydes de fer	p. 128
.fig. 88	Diagramme $\mu\text{CO}_2 - \mu\text{H}_2\text{O}$ des associations minérales comportant pu-preh-ép à T et P arbitraires	p. 133
.fig. 89	Tableau d'analyse des méta-intrusions	p. 138
.fig. 90	" " des métavolcanites	p. 139
.fig. 91	Histogrammes des fréquences : éléments majeurs	p. 141
.fig. 92	Diagramme $(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti})/3 - \text{K} . (\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti})/3 - \text{Na}$	p. 143
.fig. 93	" $\text{Al}/3 - \text{Na} . \text{Al}/3 - \text{K}$	p. 143
.fig. 94	" $\text{SiO}_2 . \text{P.F.}$	p. 145
.fig. 95	" $\text{K}_2\text{O} . \text{P.F.}$	p. 145
.fig. 96	" $\text{CaO} . \text{P.F.}$	p. 145
.fig. 97	" $\text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}/3) . \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$	p. 146
.fig. 98	Histogramme des fréquences : $\text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 146
.fig. 99	Diagramme $\text{MgO} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 149
.fig. 100	" $\text{FeO}^* . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 149
.fig. 101	" $\text{TiO}_2 . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 151
.fig. 102	" $\text{Al}_2\text{O}_3 . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 151
.fig. 103	" $\text{Na}_2\text{O} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 154
.fig. 104	Histogrammes des fréquences : Ni, Co, Cr, Cu, Ni/Co	p. 157
.fig. 105	Diagramme $\text{Ni}/\text{Co} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 157
.fig. 106	" $\text{Ni} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 160
.fig. 107	" $\text{Cr} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 160
.fig. 108	" $\text{V} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 162
.fig. 109	" $\text{Co} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 162
.fig. 110	" $\text{Ti} . \text{V}$	p. 164

.fig. 111	Diagramme $\text{FeO}^* . \text{V}$	p. 16
.fig. 112	" $\text{Cu} . \text{TiO}_2$	p. 16
.fig. 113	" $\text{Cu} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 16
.fig. 114	Histogrammes des fréquences : éléments incompatibles	p. 16
.fig. 115	Diagramme $\text{P.F.} . \text{Ba}$	p. 16
.fig. 116	" $\text{P.F.} . \text{Sr}$	p. 16
.fig. 117	" $\text{K}_2\text{O} . \text{Ba}$	p. 16
.fig. 118	" $\text{CaO} . \text{Sr}$	p. 16
.fig. 119	" de GUISBURG et al.	p. 17
.fig. 120	" A.F.M.	p. 17
.fig. 121	" (de LA ROCHE et LETERRIER , 1973)	p. 17
.fig. 122	" $\text{SiO}_2 . \text{K}_2\text{O}$	p. 17
.fig. 123	" $\text{K}_2\text{O} . \text{Ba}$	p. 17
.fig. 124	" éléments majeurs . SiO_2	p. 17
.fig. 125	" éléments traces . SiO_2	p. 17
.fig. 126	Tableau d'analyses des intrusions leucocrates	p. 17
.fig. 127	Diagramme $\text{K} . \text{K}/\text{Rb}$	p. 17
.fig. 128	" $(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti})/3 - \text{K} . (\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti})/3 - \text{Na}$	p. 18
.fig. 129	" mg . c	p. 18
.fig. 130	" K.C.N.	p. 18
.fig. 131	" Ab . Or . An	p. 18
.fig. 132	" Q . Ab . Or	p. 18
.fig. 133	" K . Rb	p. 18
.fig. 134	" Ca . Sr	p. 18
.fig. 135	" $\text{K}/\text{Rb} . \text{Rb}$	p. 18
.fig. 136	Tableau d'analyses des amphibolites	p. 18
.fig. 137	Tableau d'analyses : orthogneiss de Band-e-No et gneiss de Murshedi	p. 18
.fig. 138	Rhyolites hololeucocrates et brèches associées : tableau des analyses et des normes C.I.P.W. - histogrammes des fréquences	p. 19
.fig. 139	Diagramme $\text{Na}_2\text{O} . \text{K}_2\text{O}$	p. 19
.fig. 140	" $\text{SiO}_2 . \text{Al}_2\text{O}_3 . (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	p. 19
.fig. 141	" Q . Ab . Or	p. 19
.fig. 142	" de LETERRIER et de LA ROCHE (1972)	p. 19
.fig. 143	" $\text{MgO} . \text{FeO}^* / \text{MgO}$	p. 19
.fig. 144	" K . Rb	p. 19

.fig. 145.....	Diagramme K/Rb , Rb.....	p. 198
.fig. 146.....	" K , Ca.....	p. 198
.fig. 147.....	" Ca , Sr.....	p. 198
.fig. 148.....	Tableau résumé de l'histoire géologique de la région de Deh-Bid - vallée de Bawanat.....	p. 204
.fig. 149.....	Les métamorphites de la région de Neyriz.....	p. 208
.fig. 150.....	Coupe géologique synthétique dans les métamorphites de la région de Neyriz.....	p. 208
.fig. 151.....	Essai de corrélations lithostratigraphiques des métamorphites paléocimériennes de la partie méridionale de la chaîne de Sanandaj-Sirjan.....	p. 212
.fig. 152.....	Essai de corrélations des événements métamorphiques avant et pendant l'orogénèse paléocimérienne dans la partie méridionale de la chaîne de Sanandaj-Sirjan.....	p. 213
.fig. 153.....	Schéma structural de la région de Deh-Bid - Esfandagheh au Paléozoïque.....	p. 215
.fig. 154.....	Schéma évolutif de la région de Deh-Bid - Bawanat.....	p. 215
.fig. 155.....	Configuration de la Téthys au Paléozoïque supérieur.....	p. 215

TABLE DES MATIERES

	Pages
Remerciements	
Avant propos	
ABSTRACT	1
I - INTRODUCTION	3
I. 1. - APERCU GEOGRAPHIQUE DES REGIONS ETUDIEES	3
I. 1. 1. - La région de Deh-Bid.....	3
I. 1. 1. 1. - Orohydrographie - Morphologie.....	3
I. 1. 1. 2. - Géographie humaine - Communications.....	5
I. 1. 2. - La région du Kuh-e-Sefid.....	5
I. 1. 2. 1. - Orohydrographie - Morphologie.....	5
I. 1. 2. 2. - Géographie - Communications.....	5
I. 2. - HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS	7
I. 2. 1. - La région de Deh-Bid.....	7
I. 2. 2. - La région du Kuh-e-Sefid.....	7
I. 3. - TRAVAUX PUBLIES EN 1977 ET EN COURS	7
I. 4. - CADRE GEOLOGIQUE	8
I. 4. 1. - Cadre géologique à l'échelle de l'Iran : la chaîne de Sanandaj-Sirjan.....	8
I. 4. 2. - Cadre géologique régional.....	9
I. 5. - MOYENS D'ETUDES	12
I. 5. 1. - Cartographie.....	12
I. 5. 2. - Etudes de laboratoire.....	12
I. 5. 3. - Diffraction X.....	12
I. 5. 4. - Analyses chimiques.....	12
I. 5. 5. - Microsonde.....	12
I. 5. 6. - Calculs.....	13
II - STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE	15
II. 1. - STRATIGRAPHIE	15
II. 1. 1. - La couverture sédimentaire des complexes métamorphiques : formations secondaires, tertiaires et quaternaires - Roches magmatiques associées.....	15
II. 1. 1. 1. - Les formations sédimentaires.....	15
II. 1. 1. 2. - Les roches magmatiques postérieures aux complexes métamorphiques.....	19
II. 1. 1. 3. - Conclusion.....	20
II. 1. 2. - Stratigraphie des complexes métamorphiques.....	20
II. 1. 2. 1. - Le complexe de Heneshk-Gushti.....	20

II. 1. 2. 2. - Le complexe de Hassanabad.....	27
II. 1. 2. 3. - Le cortège intrusif métamorphisé des complexes de Heneshk-Gushti et de Hassanabad.....	28
II. 1. 2. 4. - Le complexe du Kuh-e-Sefid (e-Tutak).....	31
II. 2. - <u>TECTONIQUE</u>	42
II. 2. 1. - Introduction.....	42
II. 2. 2. - Aperçu de la tectonique postérieure au métamorphisme à l'échelle régionale.....	42
II. 2. 2. 1. - L'accident du Zagros.....	42
II. 2. 2. 2. - La "crushed zone".....	42
II. 2. 2. 3. - La zone des écaillés.....	42
II. 2. 2. 4. - La fracturation.....	43
II. 2. 2. 5. - Les plis.....	43
II. 2. 3. - Structure générale des complexes métamorphiques.....	43
II. 2. 4. - Relations entre les complexes et la couverture sédimentaire.....	43
II. 2. 5. - Phases plicatives post-paléocimériennes.....	47
II. 2. 5. 1. - Phase 1.....	47
II. 2. 5. 2. - Phases 2 et 3.....	47
II. 2. 5. 3. - Phase 4.....	47
II. 2. 5. 4. - Conclusion.....	47
II. 2. 6. - Les accidents majeurs.....	48
II. 2. 6. 1. - Les accidents limitant les complexes métamorphiques.....	48
II. 2. 6. 2. - L'accident inverse du complexe de Heneshk-Gushti.....	48
II. 2. 6. 3. - Chronologie des accidents.....	50
II. 2. 6. 4. - Place des complexes métamorphiques dans la tectonique à l'échelle régionale - La géométrie du complexe de Hassanabad.....	50
II. 2. 7. - La tectonique paléocimérienne.....	52
II. 2. 7. 1. - Age de la phase tectonique.....	52
II. 2. 7. 2. - Le style tectonique paléocimérien.....	52
II. 3. - <u>CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE</u>	54
III - <u>PETROGRAPHIE</u>	57
III. 1. - <u>LES META-INTRUSIONS BASIQUES</u>	57
III. 1. 1. - Les structures.....	57
III. 1. 2. - Paragenèses de métamorphisme.....	58
III. 1. 3. - L'altération postérieure.....	62
III. 1. 4. - L'association pyroxène-hornblende brune-hornblende verte.....	62
III. 1. 5. - Relations biotite verte-amphibole-chlorite.....	62
III. 1. 6. - Conclusions à l'étude des méta-intrusions basiques.....	63
III. 2. - <u>LES META-INTRUSIONS LEUCOCRATES</u>	65
III. 2. 1. - Les métagabbros et les métadolérites.....	65
III. 2. 2. - Les métagranites.....	67
III. 2. 3. - Conclusions et récapitulation des paragenèses.....	67
III. 3. - <u>LES METAVOLCANITES (COMPLEXES DE HENESHK-GUSHTI ET HASSANABAD ET FORMATION DE TCHHIR-TANG MAUR)</u>	68
III. 3. 1. - Introduction.....	68
III. 3. 2. - Métavolcanites des complexes de Heneshk-Gushti et de Hassanabad.....	69
III. 3. 3. - Métavolcanites de l'ensemble de Tchhir-Tang Maur.....	80

III. 3. 4. - Conclusion à l'étude des métavolcanites.....	80
III. 4. - <u>CONDITIONS DE METAMORPHISME DES META-INTRUSIONS ET METAVOLCANITES BASQUES</u>	82
III. 4. 1. - Introduction.....	82
III. 4. 2. - Conditions d'équilibres des minéraux néoformés - Données expérimentales.....	82
III. 4. 3. - Conclusions : résumé des événements magmatiques et métamorphiques pour les méta-intrusions et métavolcanites.....	85
III. 5. - <u>LES METASEDIMENTS DES COMPLEXES DE HENESHK-GUSHTI ET DE HASSANABAD ET DE L'ENSEMBLE DE TCHHIR-TANG MAUR</u>	85
III. 5. 1. - Introduction.....	85
III. 5. 2. - Complexes de Heneshk-Gushti et Hassanabad.....	85
III. 5. 2. 1. - Quartzites.....	85
III. 5. 2. 2. - Méta-arkoses.....	88
III. 5. 2. 3. - Métagrauwackes.....	88
III. 5. 2. 4. - Métapélites.....	89
III. 5. 2. 5. - Les schistes graphiteux du complexe de Hassanabad.....	90
III. 5. 2. 6. - Marbres, calcschistes et épidotites.....	93
III. 5. 3. - Ensemble de Tchhir-Tang Maur.....	93
III. 5. 4. - Conclusions.....	97
III. 6. - <u>LES FORMATIONS INFERIEURES DU COMPLEXE DU KUH-E-SEFID : ENSEMBLES DE DAST-E-ALI ET DES MICASCHISTES NOIRS</u>	98
III. 6. 1. - Ensemble de Dast-e-Ali.....	98
III. 6. 1. 1. - Marbres.....	98
III. 6. 1. 2. - Micaschistes.....	99
III. 6. 1. 3. - Micaschistes amphiboliques.....	100
III. 6. 1. 4. - "Trémolite" et talcschistes.....	100
III. 6. 1. 5. - Les niveaux de la mine Dast-e-Ali.....	100
III. 6. 1. 6. - Roche intrusive basique métamorphisée.....	100
III. 6. 1. 7. - Les amphibolites.....	101
III. 6. 2. - Ensemble des micaschistes noirs.....	101
III. 7. - <u>CONDITIONS DE METAMORPHISME DES METASEDIMENTS</u>	104
III. 7. 1. - Conditions de stabilité des minéraux.....	104
III. 7. 2. - Faciès et conditions de métamorphisme.....	104
III. 8. - <u>LES METADOLOMIES ET LA MINERALISATION DE FER ASSOCIEE</u>	108
III. 8. 1. - Rappel des observations de terrain.....	108
III. 8. 2. - Pétrographie.....	108
III. 8. 3. - Origine des lentilles de fer.....	109
III. 8. 3. 1. - Modèle métasomatique.....	109
III. 8. 3. 2. - Modèle sédimentaire.....	110
III. 8. 3. 3. - Relations entre le métamorphisme et les métadolomies.....	110
III. 9. - <u>L'ORTHOGNEISS DE BAND-E-NO</u>	110
III. 10. - <u>LE GNEISS DU NIVEAU A BLOCS ET CONGLOMERATS DE MURSHEDI</u>	113
III. 10. 1. - Le gneiss.....	113
III. 10. 2. - La matrice emballant les galets de gneiss.....	114
III. 10. 3. - Conclusions.....	114

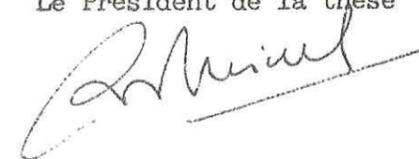
III. 11. - <u>CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES METAMORPHITES DES TROIS COMPLEXES ETUDIES</u>	115
III. 12. - <u>PETROGRAPHIE DES SEDIMENTS ET DES VOLCANITES POSTERIEURS AU METAMORPHISME PALEOCIMERIEN</u>	119
III. 12. 1. - Le métamorphisme anchizonal de la couverture jurassique du complexe de Hassanabad.....	119
III. 12. 2. - Les rhyolites hololeucocrates et brèches associées.....	122
III. 12. 2. 1. - Description.....	122
III. 12. 2. 2. - Paragenèses successives - Conditions du métamorphisme.....	126
III. 12. 2. 3. - Conclusions.....	127
III. 12. 3. - Le volcanisme du Jurassique moyen à supérieur de Hassanabad.....	127
III. 12. 3. 1. - Caractères généraux du matériel volcanique.....	127
III. 12. 3. 2. - Pétrographie.....	129
III. 12. 3. 3. - La propylitisation.....	131
III. 12. 3. 4. - Conclusions.....	132
IV - <u>GEOCHIMIE</u>	137
IV. 1. - <u>LES META-INTRUSIONS ET LES METAVOLCANITES BASIQUES</u>	137
IV. 1. 1. - Introduction.....	137
IV. 1. 2. - Eléments majeurs.....	137
IV. 1. 2. 1. - Histogrammes de fréquences.....	140
IV. 1. 2. 2. - Effets du métamorphisme et des altérations postérieures.....	142
IV. 1. 2. 3. - Caractérisation géochimique des metabasites.....	147
IV. 1. 3. - Eléments en traces.....	156
IV. 1. 3. 1. - Eléments de transition : Ni, Cr, Co, V.....	156
IV. 1. 3. 2. - Le cuivre.....	163
IV. 1. 3. 3. - Les éléments incompatibles.....	165
IV. 1. 3. 4. - Conclusions à l'étude des éléments en traces.....	169
IV. 1. 4. - Conclusion à l'étude géochimique des metabasites.....	170
IV. 2. - <u>LES INTRUSIONS LEUCOCRATES</u>	171
IV. 2. 1. - Différents types pétrographiques observés.....	171
IV. 2. 2. - Caractère géochimique des intrusions leucocrates.....	171
IV. 2. 3. - Relations éléments majeurs, éléments en traces et SiO ₂	174
IV. 2. 3. 1. - Eléments majeurs.....	174
IV. 2. 3. 2. - Eléments en traces.....	176
IV. 2. 4. - Origine des intrusions leucocrates.....	176
IV. 2. 5. - Conclusions.....	178
IV. 3. - <u>LES AMPHIBOLITES DE DAST-E-ALI</u>	180
IV. 3. 1. - Introduction.....	180
IV. 3. 2. - Origine ortho ou para des amphibolites.....	180
IV. 3. 3. - Type magmatique.....	183
IV. 3. 3. 1. - Eléments majeurs.....	183
IV. 3. 3. 2. - Eléments en traces.....	183
IV. 4. - <u>LES MICASCHISTES NOIRS</u>	184
IV. 5. - <u>L'ORTHOGNEISS DE BAND-E-NO ET LE GNEISS DE MURSHEDI</u>	184
IV. 5. 1. - Introduction.....	184

IV. 5. 2. - Type pétrographique.....	184
IV. 5. 3. - Eléments majeurs.....	186
IV. 5. 4. - Eléments en traces.....	186
IV. 5. 5. - Anatexie et matériel d'origine.....	186
IV. 5. 6. - Conclusion.....	188
IV. 6. - <u>LES RHYOLITES HOLOLEUCOCRATES ET BRECHES ASSOCIEES</u>	190
IV. 6. 1. - Introduction.....	190
IV. 6. 2. - Eléments majeurs - Caractéristiques pétrologiques.....	190
IV. 6. 3. - Eléments en traces.....	194
IV. 6. 4. - Pétrogenèse.....	197
IV. 6. 5. - Conclusion.....	199
IV. 7. - <u>LES PROPYLITES</u>	199
IV. 7. 1. - Introduction.....	199
IV. 7. 2. - Eléments de transition en traces : caractérisation de la roche originelle.....	199
IV. 7. 3. - Eléments majeurs.....	200
IV. 7. 4. - Eléments incompatibles et cuivre.....	202
V - <u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	205
V. 1. - <u>RESUME DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE DEH-BID ET DE LA VALLEE DE BAWANAT</u>	205
V. 2. - <u>COMPARAISON AVEC LES AUTRES COMPLEXES METAMORPHIQUES PALEOCIMERIENS DE LA CHAINE DE SANANDAJ-SIRJAN</u>	206
V. 2. 1. - Les métamorphites de la région de Neyriz.....	206
V. 2. 2. - Le complexe de Sargaz-Abshur.....	210
V. 2. 3. - Conclusions.....	211
V. 3. - <u>MODELE EVOLUTIF DE LA REGION DE DEH-BID - BAWANAT (PALEOZOIQUE-TRIAS)</u>	211
BIBLIOGRAPHIE.....	217
LISTE DES FIGURES.....	229
TABLE DES MATIERES.....	235

VU

Grenoble, le 28 novembre 1977

Le Président de la thèse

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'P. M...' with a horizontal line underneath.

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

