



Etude pétrostructurale de la région de Mashhad (Iran) . Les problèmes des métamorphites, serpentinites, et granitoïdes "hercyniens".

Bijan Majidi

► To cite this version:

Bijan Majidi. Etude pétrostructurale de la région de Mashhad (Iran) . Les problèmes des métamorphites, serpentinites, et granitoïdes "hercyniens".. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1978. Français. NNT : . tel-00548976

HAL Id: tel-00548976

<https://theses.hal.science/tel-00548976>

Submitted on 21 Dec 2010

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.

T H E S E

présentée

à l' Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur - Ingénieur

par

Bijan MAJIDI

Ingénieur au Service Géologique de l'Iran

**Etude pétrostructurale de la région de
MASHHAD (IRAN)**

**Les problèmes des métamorphites, serpentinites,
et granitoïdes "hercyniens"**



Soutenue le 1^{er} Avril 1978 devant la commission d'examen

**R. MICHEL
J. DEBELMAS
P. GIRAUD
J. LETOURNEUR
P. VIALON**

Prof. USMG et ENSHG
Prof. USMG
Prof. USMG
Prof. Ecole des Mines de St Etienne
Prof. USMG

**Président
Examinateur
Examinateur
Examinateur
Rapporteur**

T H E S E

présentée

**à l' Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur - Ingénieur**

par

Bijan MAJIDI

Ingénieur au Service Géologique de l'Iran

**Etude pétrostructurale de la région de
MASHHAD (IRAN)**

**Les problèmes des métamorphites, serpentinites,
et granitoïdes "hercyniens"**

Soutenue le 1^{er} Avril 1978 devant la commission d'examen

**R. MICHEL
J. DEBELMAS
P. GIRAUD
J. LETOURNEUR
P. VIALON**

**Prof. USMG et ENSHG
Prof. USMG
Prof. USMG
Prof. Ecole des Mines de St Etienne
Prof. USMG**

**Président
Examineur
Examineur
Examineur
Rapporteur**

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

Monsieur Gabriel CAU : Président
Monsieur Pierre JULLIEN : Vice Président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM	AMBLARD Pierre	Clinique de dermatologie
	ARNAUD Paul	Chimie
	ARVIEU Robert	I.S.N
	AUBERT Guy	Physique
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique Expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BEAUDOING André	Clinique de Pédiatrie et Puériculture
	BELORICHY Elie	Physique
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques Pures
	BEZEZ Henri	Pathologie chirurgicale
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNET-EYMARD Joseph	Clinique gastro-entérologique
Mme	BONNIER Marie-Jeanne	Chimie générale
MM.	BOUCHERLE André	Chimie et toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques appliquées
	BOUTET DE MONTVEL Louis	Mathématiques Pures
	BRAVARD Yves	Géographie
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologique
	CALAS François	Anatomie
	CARLIER Georges	Biologie végétale
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et toxicologie
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
	CHARACHON Robert	Clinique Oto-rhino-laryngologique
	CHATEAU Robert	Clinique de neurologie
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COEUR André	Pharmacie chimique et chimie analytique
	CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
	COUDERC Pierre	Anatomie pathologique
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM.	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	DELORMAS Pierre	Pneumophtisiologie

MM.	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRE Pierre	Métallurgie
	DESSAUX Georges	Physiologie animale
	DODU Jacques	Mécanique appliquée (IUT I)
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	GAGNAIRE Didier	Chimie Physique
	GALVANI Octave	Mathématiques Pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GERBER Robert	Mathématiques Pures
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	JANIN Bernard	Géographie
	KAHANE André	Physique générale
	KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
Mme	LAJZEROWICZ Janine	Physique
MM.	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie Pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	LEDRU Jean	Clinique médicale B
	LE ROY Philippe	Mécanique (IUT I)
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LOISEAUX Pierre	Sciences Nucléaires
	LONGUEUE Jean-Pierre	Physique Nucléaire
	LOUP Jean	Géographie
Melle	LUZ Elisabeth	Mathématiques Pures
MM.	MALINAS Yves	Clinique Obstétricale
	MARTIN-NOEL Pierre	Clinique Cardiologique
	MAZARE Yves	Clinique Médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MICOUD Max	Clinique Maladies infectieuses
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie Nucléaire
	NOZIERES Philippe	Spectrometrie Physique
	OZENDA Paul	Botanique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	PERRET Jean	Semeiologie Médicale (Neurologie)
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REVOL Michel	Urologie
	RINALDI Renaud	Physique
	DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-Chirurgie
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SIBILLE Robert	Construction mécanique (IUT I)
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie
	TRAYNARD Philippe	Chimie générale

MM. VAILLANT François
 VALENTIN Jacques
 VAUQUOIS Bernard
 Mme VERAINE Alice
 MM. VERAINE André
 VEYRET Paul
 VIGNAIS Pierre

Zoologie
 Physique Nucléaire
 Calcul électronique
 Pharmacie galénique
 Physique
 Géographie
 Biochimie médicale

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. CRABBE Pierre
 DEMBICKI Eugéniuz
 JOHNSON Thomas
 PENNEY Thomas

CERMO
 Mécanique
 Mathématiques appliquées
 Physique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mlle AGNIUS-DELOD Claudine
 ALARY Josette
 MM. AMBROISE-THOMAS Pierre
 ARMAND Gilbert
 BENZAKEN Claude
 BJAREZ Jean-Pierre
 BILLET Jean
 BOUCHET Yves
 BRUGEL Lucien
 BUISSON René
 BUTEL Jean
 COHEN ADDAD Pierre
 COLOMB Maurice
 CONTE René
 DELOBEL Claude
 DEPASSEL Roger
 FONTAINE Jean-Marc
 GAUTRON René
 GIDON Paul
 GLENAT René
 GROULADE Joseph
 HACQUES Gérard
 HOLLARD Daniel
 HUGONOT Robert
 IDELMAN Simon
 JOLY Jean-René
 JULLIEN Pierre
 Mme KAHANE Josette
 MM. KRAKOWIACI Sacha
 KUHN Gérard
 LUU DUC Cuong
 MAYNARD Roger
 Mme MINIER Colette
 MM. PELMONT Jean
 PERRIAUX Jean-Jacques
 PFISTER Jean-Claude
 Mlle PIERY Yvette

Physique pharmaceutique
 Chimie analytique
 Parasitologie
 Géographie
 Mathématiques appliquées
 Mécanique
 Géographie
 Anatomie
 Energétique (IUT I)
 Physique (IUT I)
 Orthopédie
 Spectrométrie physique
 Biochimie
 Physique (IUT I)
 M.I.A.G.
 Mécanique des fluides
 Mathématiques Pures
 Chimie
 Géologie et Minéralogie
 Chimie organique
 Biochimie médicale
 Calcul numérique
 Hématologie
 Hygiène et Médecine préventive
 Physiologie animale
 Mathématiques Pures
 Mathématiques Appliquées
 Physique
 Mathématiques Appliquées
 Physique (IUT I)
 Chimie organique
 Physique du solide
 Physique (IUT I)
 Biochimie
 Géologie et Minéralogie
 Physique du solide
 Physiologie animale

MM.	RAYNAUD Hervé	M.I.A.G.
	REBEQ Jacques	Biologie (CUS)
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	RICHARD Lucien	Biologie végétale
Mme	RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM.	ROBERT André	Chimie papetière
	SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM.	STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
	VIALON Pierre	Géologie
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques Appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM.	ARMAND Yves	Chimie (IUT I)
	BACHELOT Yvan	Endocrinologie
	BARGE Michel	Neuro chirurgie
	BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme	BERIEL Hélène	Pharmacodynamie
MM.	BOST Michel	Pédiatrie
	BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM.	BRODEAU François	Mathématiques (IUT B) (Personne étrangère habilitée à être directeur de thèse)
	CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
	CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
	CHARDON Michel	Géographie
	CHERADAME Hervé	Chimie papetière
	CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)
	CONTAMIN Charles	Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
	CORDONNIER Daniel	Néphrologie
	COULOMB Max	Radiologie
	CROUZET Guy	Radiologie
	CYROT Michel	Physique du solide
	DENIS Bernard	Cardiologie
	DOUCE Roland	Physiologie végétale
	DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme	ETERRACSSI Jacqueline	Physiologie
MM.	FAURE Jacques	Médecine légale
	FAURE Gilbert	Urologie
	GAUTIER Robert	Chirurgie générale
	GIDON Maurice	Géologie
	GROS Yves	Physique (IUT I)
	GUIGNIER Michel	Thérapeutique
	GUITTON Jacques	Chimie
	HICTER Pierre	Chimie
	JALBERT Pierre	Histologie
	JUNEN-LAVILLAVROY Claude	O.R.L.
	KOLCIE Lucien	Hématologie
	LE NOC Pierre	Bactériologie-virologie
	MACHE Régis	Physiologie végétale
	MAGNIN Robert	Hygiène et médecine préventive
	MALLION Jean-Michel	Médecine du travail

MM. MARECHAL Jean
 MARTIN-BOUYER Michel
 MICHOUILLER Jean
 NEGRE Robert
 NEMOZ Alain
 NOUGARET Marcel
 PARAMELLE Bernard
 PECCOUD François

PEFFEN René
 PERRIER Guy
 PHELIP Xavier
 RACHAIL Michel
 RACINET Claude
 RAMBAUD André
 RAMBAUD Pierre
 RAPHAEL Bernard

Mme RENAUDET Jacqueline
 MM ROBERT Jean-Bernard
 ROMIER Guy

SCHAEERER René
 SHOM Jean-Claude
 STOEENNER Pierre
 VROUSOS Constantin

Mécanique (IUT I)
 Chimie (CUS)
 Physique (IUT I)
 Mécanique (IUT I)
 Thermodynamique
 Automatique (IUT I)
 Pneumologie
 Analyse (IUT B) (Personnalité étrangère
 habilitée à être directeur
 de thèse)

Métallurgie (IUT I)
 Géophysique-Glaciologie
 Rhumatologie
 Médecine Interne
 Gynécologie et Obstétrique
 Hygiène et Hydrologie (Pharmacie)
 Pédiatrie
 Stomatologie
 Bactériologie (Pharmacie)
 Chimie Physique
 Mathématiques (IUT B) (Personnalité étrangère
 habilitée à être directeur
 de thèse)

Cancérologie
 Chimie Générale
 Anatomie Pathologie
 Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. DEVINE Roderick
 HODGES Christopher

Spectro Physique
 Transition de Phases

Fait à SAINT MARTIN D'HERES, NOVEMBRE 1976

Président : M. Philippe TRAYNARD

Vice-Présidents : M. Pierre-Jean LAURENT

M. René PAUTHENET

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. BENOIT Jean	Radioélectricité
BESSON Jean	Electrochimie
BLOCH Daniel	Physique du solide
BONNETAIN Lucien	Chimie minérale
BONNIER Etienne	Electrochimie et Electrometallurgie
BRISSONNEAU Pierre	Physique du solide
BUYLE-BODIN Maurice	Electronique
COUMES André	Radioélectricité
DURAND Francis	Métallurgie
FELICI Noël	Electrostatique
FOULARD Claude	Automatique
LESPINARD Georges	Mécanique
MOREAU René	Mécanique
PARIAUD Jean-Charles	Chimie-Physique
PAUTHENET René	Physique du solide
PERRET René	Servomécanismes
POLOUJADOFF Michel	Electrotechnique
VEILLON Gérard	Informatique fondamentale et appliquée

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. BLIMAN Samuel	Electronique
BOUVARD Maurice	Génie Mécanique
COHEN Joseph	Electrotechnique
LACOME Jean-Louis	Géophysique
LANCIA Roland	Electronique
ROBERT François	Analyse numérique
ZADWORYN François	Electronique

MAITRES DE CONFERENCES

MM. ANCEAU François	Mathématiques Appliquées
CHARTIER Germain	Electronique
GUYOT Pierre	Chimie Minérale
IVANES Marcel	Electrotechnique
JOUBERT Jean-Claude	Physique du solide
LESIEUR Marcel	Mécanique
MORET Roger	Electrotechnique Nucléaire
PIAU Jean-Michel	Mécanique
PIERRARD Jean-Marie	Mécanique
SABONNADIÈRE Jean-Claude	Informatique Fondamentale et Appliquée
MMe. SAUCIER Gabrièle	Informatique Fondamentale et Appliquée

CHERCHEURS DU C.N.R.S. (Directeur et Maîtres de Recherche).

M. FRUCHART Robert	Directeur de Recherche
MM. ANSARA Ibrahim	Maître de Recherche
CARRE René	Maître de Recherche
DRIOLE Jean	Maître de Recherche
LANDAU Ioan Doré	Maître de Recherche
MATHIEU Jean-Claude	Maître de Recherche
MUNIER Jacques	Maître de Recherche

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je tiens tout particulièrement à exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur P. VIALON pour avoir accepté de diriger mon travail.

En effet, c'est lui qui au cours de son séjour en Iran pendant les années 1971 et 1972 nous a reconnu l'intérêt et l'importance des études pétrostructurales pour expliquer les problèmes géologiques majeurs.

J'ai largement usé de son temps et profité de ses connaissances sur les divers problèmes géologiques et pétrostructuraux.

Il m'a fait bénéficié tout au long de mes travaux de ses conseils, de ses critiques qui m'ont permis de mener à bien ce travail.

Pour tout cela et à cette occasion, je le remercie sincèrement; je garderais le souvenir de sa sympathie et de son humanité.

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a été toujours prêt à m'aider; il a notamment consacré son temps à discuter avec moi des volcanites et de leurs difficultés. Je lui exprime donc ma vive reconnaissance, lui, qui en plus, à accepter de présider le Jury de ma thèse.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur le Professeur J. DEBELMAS qui m'a fait bénéficier de sa grande culture géologique sur le plan des problèmes orogéniques majeurs, sur les ophiolites. Je le remercie aussi pour participer au Jury.

Ma reconnaissance va également à Monsieur le Professeur J. LETOURNEUR pour sa patience, sa gentillesse, les critiques constructives qu'il m'a fait tout au long de la rédaction de mon travail. Je lui suis très profondément reconnaissant pour le soin qu'il a voulu apporter à la mise en forme de mon mémoire, et enfin pour sa participation au Jury.

.../...

J'ai reçu aussi une aide précieuse de la part de Monsieur le Professeur GIRAUD P. qui, outre sa gentillesse, s'est toujours montré disponible pour résoudre mes problèmes scientifiques et matériels. Pour tout cela et pour sa participation au Jury, je lui exprime ma gratitude.

Je remercie Monsieur J. GIRAULT (Ingénieur C.N.R.S.) pour son aide dans mes déterminations minéralogiques et autres.

C'est Monsieur G. VIVIER (Ingénieur C.N.R.S.) qui s'est occupé des datations radiométriques utiles pour cette étude géologique; je l'en remercie vivement.

Mes remerciements vont aussi à MM DJAHANGARD, DJAHANGIRI, SALEH-ABADI, POURBAHRANI et à Madame AHMADIAN du Service Géologique d'Iran, pour les analyses chimiques et spectrométriques.

Nombreux sont les membres du personnel enseignant et technique de l'Institut Dolomieu de Grenoble et du Service Géologique d'Iran, à qui je dois beaucoup.

Un grand merci aussi à tous mes amis géologues du S.G.I. qui m'ont fait part de leurs connaissances sur les nombreux problèmes géologiques de l'Iran. Parmi eux, MM. M. DAVOUD-ZADEH, A. HOUSHMAND-ZADEH et M. SABZEHEI ont passé quelques jours avec moi sur le terrain. Je les remercie amicalement ainsi que tous ceux que je n'ai pas nommé.

Ce texte a aussi bénéficié des discussions et conseils écrits et oraux de MM. les Professeurs J.H. BRUNN de l'Université d'Orsay de Paris et A. NICOLAS de l'Université de Nantes à propos des coulées ultrabassiques. Ici, je trouve l'occasion de les remercier avec gratitude.

Merci, enfin, à Madame N. REVOL qui a soigneusement dactylographié ce mémoire.

=====

A ma femme,

A mes parents.

ABSTRACT

The present work deals with the petrostructural study of the metamorphic complexes of NE Iran located in the Eastern continuation of the Alborz mountains (Binalud).

A - METAMORPHOZED SEDIMENTARY ROCKS

Detailed investigation lead to assign a Devonian-Carboniferous age to the oldest metamorphic sediments exposed in the area. These sediments contain a thick band of limestone in their lower stratigraphic horizons; they are mainly of pelitic origin. Basic and ultrabasic lava flows are interbedded in these sediments in the Northeastern parts.

The series has undergone two alternation phases of metamorphism and deformation. The former (phase M1) of dynamic character, caused transformation of marine pelites into slates. The latter (phase M2) mainly of thermal character, has yielded minerals such as almandine, staurolite, scapolite, and feldspars.

In the same phases, ultrabasic rocks were transformed into serpentinites (32 % MgO and 9% H₂O), and basic rocks into amphibolites.

Petrogenetic considerations confirm that this metamorphism was also related to the formation of granitic magma in the deeper parts (G1 granite).

At middle-Vissean times, in continuation of the folding and metamorphism, tectonic effects manifested by development of overthrusting in E-W direction in some northern sectors and strike slip dislocations in northeastern parts.

The separation of the Binalud blocks into zones A and B took place in this last tectonic stage.

Petrostructural studies suggest that formation of a zone of ophiolitic melange character in this area has originated in this later stage of tectonic deformation. The blocks of this melange, supplied by all the above-mentioned metamorphic rocks, are cemented by a matrix of spilite basalt.

The middle- upper Carboniferous detritic sediments (graywackes) were deposited in the Northeastern subsiding sectors (zone B). Whereas the uplifted southern sectors (zone A) provided the detritic grains of these deposits.

Another phase of metamorphism and deformation later affected the zone B of the area (phase M3). This phase also ended with granitization (G2 granite) and appearance of horst and graben styles in this zone.

Radiometric age determinations suggest a Permian - Triassic

age for this later phase (Paleo-Kimmerian). Whereas the Lower-Carboniferous (Visean) age of the two former (phases M1 and M2) seems to be evident (Hercynian).

B - ULTRABASIC AND BASIC LAVA FLOWS

These rocks are intercalated with the Devonian Carboniferous pelites of zone B. They occur in a stratigraphic interval of about 1500 m, the thickness of individual units ranging from a few meters upto 70 m.

These rocks can be traced over 140km in the Northern limits of the Binalud mountains.

A few units present in the lower horizons of the sequence are of basic nature, and chemically show affinities with the abyssal tholeiitic lavas of Mid-oceanic ridges.

The ultrabasic facies which forms the main portion of the other units sometimes changes upward to a rock of doleritic texture also showing an abyssal tholeiitic character.

Ultrabasic facies generally occurs as a serpentized rock with poikilitic texture, due to the presence of rounded olivine crystals in the clinopyroxene, in the inner parts of the unit. In the marginal parts vitric material contributes to fill the voids between intratelluric minerals (olivine or pyroxene).

Pillow lava structures are distinguishable both in the tholeiitic and the ultrabasic facies.

The ultrabasic rocks are chemically quite similar to the recently discovered Archean ultrabasic lava flows of S. Africa and Canada.

C - GRANITIC INTRUSIONS

These rocks are intruded into the metamorphosed sedimentary and volcanic series of zone B.

Three stages of granitic intrusions can be distinguished. The radiometric (K/Ar) age of the younger granite-aplite intrusions (G3) is about 211 to 215 M.y. These granite-aplites are intruded into the older intrusions (G1 and G2), the younger of which (G2) yields an age of about 246 M.y. which is related to the activity of the last phase of metamorphism (M3).

D - NON METAMORPHIC SEDIMENTS

These rocks which are generally Post Triassic are mainly composed of Jurassic deposits (Rhaeto-Liassic to Bajocian) and are quite comparable with the equivalent Shemshak-Formation of Central Iranian type. In their conglomeratic horizons, these Jurassic deposits contain pebbles of all the above mentioned metamorphic and intrusive rocks. They are unconformably deposited upon the metamorphic rocks of zone A and are unconformably overlain by sub-horizontal Cretaceous limestone beds.

As a general conclusion; tectonic models are proposed to explain the intermittent eruption of ultrabasic-basic magma (phase of opening) in the area under consideration which apparently lies near the separation line between the two major continents (Gondwana and Eurasia).

This opening probably took place along a proposed Iberic-Tian Shan line, along which basic-ultrabasic magma erupted in Devonian-Dinantian time.

Closing of this opening happened along the same line in the Middle Viséan, when the edges of the Southern plate underwent the higher grades of regional metamorphism and granitization at least in the Eastern parts of the Iberic-Tian Shan line.

The primary magmatic contacts between basic and ultrabasic flows and adjacent sediments disappeared during this compressive tectonic phase (Hercynian) along many parts of this line, and some zones of ophiolitic melange type developed in this same later stage in Binalud and Tian-Shan.

Different manifestations of these Hercynian (Viséan) movements can be observed in other parts of Iran, Afghanistan, and Oman.

The Paleozoic-Kimmerian phase probably originated from the opening of the rift-like basins in the Sanandaj-Sirjan zone. It caused some folding, metamorphism, and granitization in the Northern parts of Iran.

SOMMAIRE

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

- Chapitre 1 - Cadre géologique
- Chapitre 2 - Historique
- Chapitre 3 - Les problèmes posés

DEUXIEME PARTIE - STRATIGRAPHIE

- Chapitre 1 - L'ensemble sédimentaire post-triasique
- Chapitre 2 - Ensemble métamorphique pré-Jurassique

TROISIEME PARTIE - PETROGRAPHIE

- Chapitre 1 - Métamorphites de la zone A
- Chapitre 2 - Métamorphites de la zone B
- Chapitre 3 - Ultrabasites et roches associées
- Chapitre 4 - Pétrographie des granitoïdes

QUATRIEME PARTIE: PETROGENESE

- Chapitre 1 - Pétrogenèse des métamorphites d'origine sédimentaire
- Chapitre 2 - Pétrogenèse des ultrabasites
- Chapitre 3 - Les problèmes des granitoïdes

CINQUIEME PARTIE - TECTONIQUE

SIXIEME PARTIE: CONCLUSIONS GENERALES

- Chapitre 1 - Histoire géologique de la région
 - Chapitre 2 - Les orogénèses hercynienne et cimérienne en Iran
et dans les régions voisines
 - Chapitre 3 - Conditions de mise en place des ophiolites paléozoïques.
-

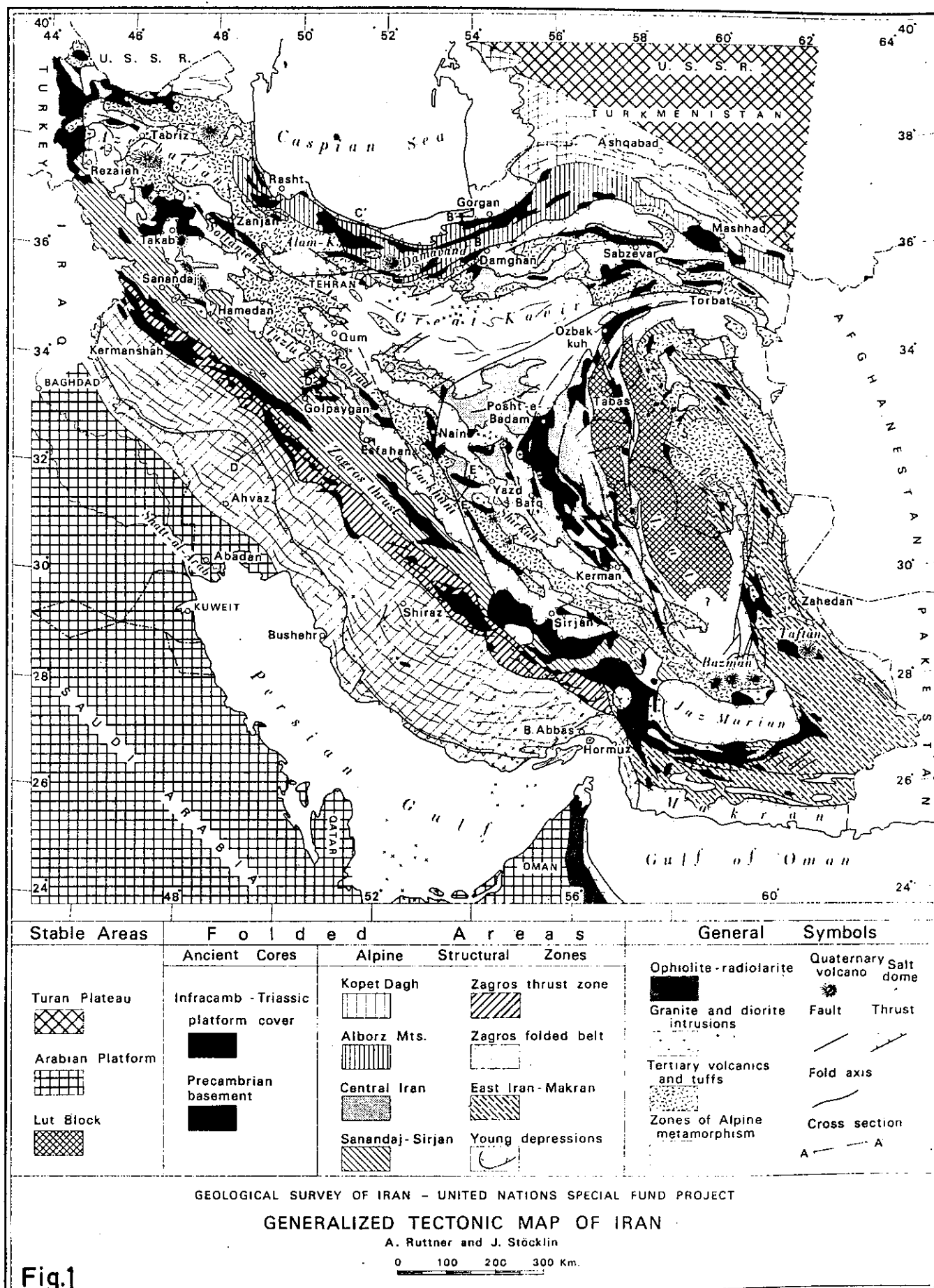


Fig.1

PREMIÈRE PARTIE

=====

I N T R O D U C T I O N

Chapitre 1: *Le cadre géologique*

Chapitre 2: *Historique*

Chapitre 3: *Les problèmes posés*

Première partie

CHAPITRE 1

CADRE GÉOLOGIQUE

La région étudiée fait partie de l'Alborz oriental. Elle est bordée, au N et au NE, par la zone du Kopetdagh, orientée sensiblement E-W et limitée à son tour, sur son bord septentrional, par le plateau de Touran, qui appartient au domaine hercynien.

Alors que les orogénèses cimmérienne et alpine semblent avoir joué un rôle très important en Iran, notamment dans l'Iran central et dans l'Alborz, aucun témoignage de la phase orogénique hercynienne n'y avait été mis en évidence. Par sa position géographique intermédiaire, notre région offrait donc la possibilité de déterminer avec davantage de précision l'extension éventuelle, en direction du S, de l'influence de l'orogénèse hercynienne.

Avant d'entreprendre son étude détaillée, il nous faut d'abord rappeler brièvement l'histoire géologique et les caractéristiques des deux zones de l'Alborz-Binalud et du Kopetdagh, qui l'encadrent.

A - ZONE DE L'ALBORZ-BINALUD

La zone de l'Alborz s'étend dans le N de l'Iran, où elle présente sensiblement une direction E-W. C'est un anticlinorium qui borde au N le domaine de l'Iran central (Stocklin, 1968).

Cette chaîne se termine vers l'E, en Afghanistan, où elle se rattache à l'Hindukush, lui-même situé en continuité avec l'Himalaya et les montagnes du Tian-Shan méridional. L'observation de cette continuité, au moins orographique, a conduit la plupart des géologues à considérer l'Alborz comme un segment de la chaîne alpino-himalayenne.

Pour la commission chargée de la préparation de la Carte tectonique du Monde, la zone de l'Alborz serait un eugéosynclinal. Mais tous les auteurs ne semblent pas d'accord sur ce point: Stocklin (1968) notamment, récuse ce terme.

De fait, si l'on considère l'ensemble de l'Alborz entre l'Azarbaïdjan

(à l'Ouest) et le Khorassan (à l'Est), on constate qu'il est loin de présenter un caractère homogène quant à sa stratigraphie et à sa tectonique. C'est ce qui a conduit divers auteurs à le subdiviser en secteurs (zones ou bassins) définis par l'unité de leurs traits stratigraphiques et structuraux (Nabavi, 1976).

L'Alborz central, qui épouse la convexité méridionale de la Caspienne, entre le N de Ghazvin et le NE de Semman, est le mieux connu. On y a relevé dans le détail des coupes qui démontrent la présence de terrains paléozoïques et mésozoïques (Assereto, 1966; Gansser et Huber, 1962; Stocklin, 1971-1973).

Au-delà, vers l'E, l'Alborz oriental s'étend au N des villes de Shahrud Sabzevar et Neishabur. Le Binalud, qui en constitue un élément oriental, s'étend plus précisément entre ces deux dernières villes et celle de Mashhad.

Notre secteur d'étude couvrant une partie du Binalud, nous allons maintenant procéder à un examen critique des données géologiques déjà rassemblées sur cette région.

1. LE SOCLE PRECAMBRIEN

A titre de comparaison, nous rappelons que, dans le reste de l'Alborz, l'attribution initiale au Précambrien de bien des terrains a dû souvent être révisée à la suite de recherches récentes. En effet, beaucoup de complexes cristallophylliens ont fini par fournir des fossiles paléozoïques, et les métamorphites que l'on a de bonnes raisons de rattacher encore au Précambrien affleurent sur des étendues relativement réduites. C'est le cas, par exemple, de petits complexes de la région de Bandar-Pahlavi (Davies et al., 1972, 1974), sur le versant N de la chaîne, ou du N de Zanjan, sur son versant méridional, où ils voisinent avec l'Infracambrien.

Quant au Binalud, les roches métamorphiques y sont également développées sur une vaste étendue: ardoises, micaschistes calcareux ou non, grès quartzitiques et ophiolites. Voici quelques années, elles ont été interprétées comme un segment du socle précambrien de l'Iran (Stocklin, 1968; Ruttner et Stocklin, 1968, Carte tectonique de l'Iran). Plus récemment encore, Stocklin (1974), bien qu'il ne réfute pas entièrement la possibilité d'un âge paléozoïque, continue de rattacher au Précambrien les métamorphites qui affleurent entre Mashhad et Neishabur.

Mais tout dernièrement, Davoudzadeh et al. (1975), dans une note présentée au Congrès géodynamique de Téhéran, ont attribué un âge liasique à toutes les roches cristallophylliennes visibles au S de Mashhad.

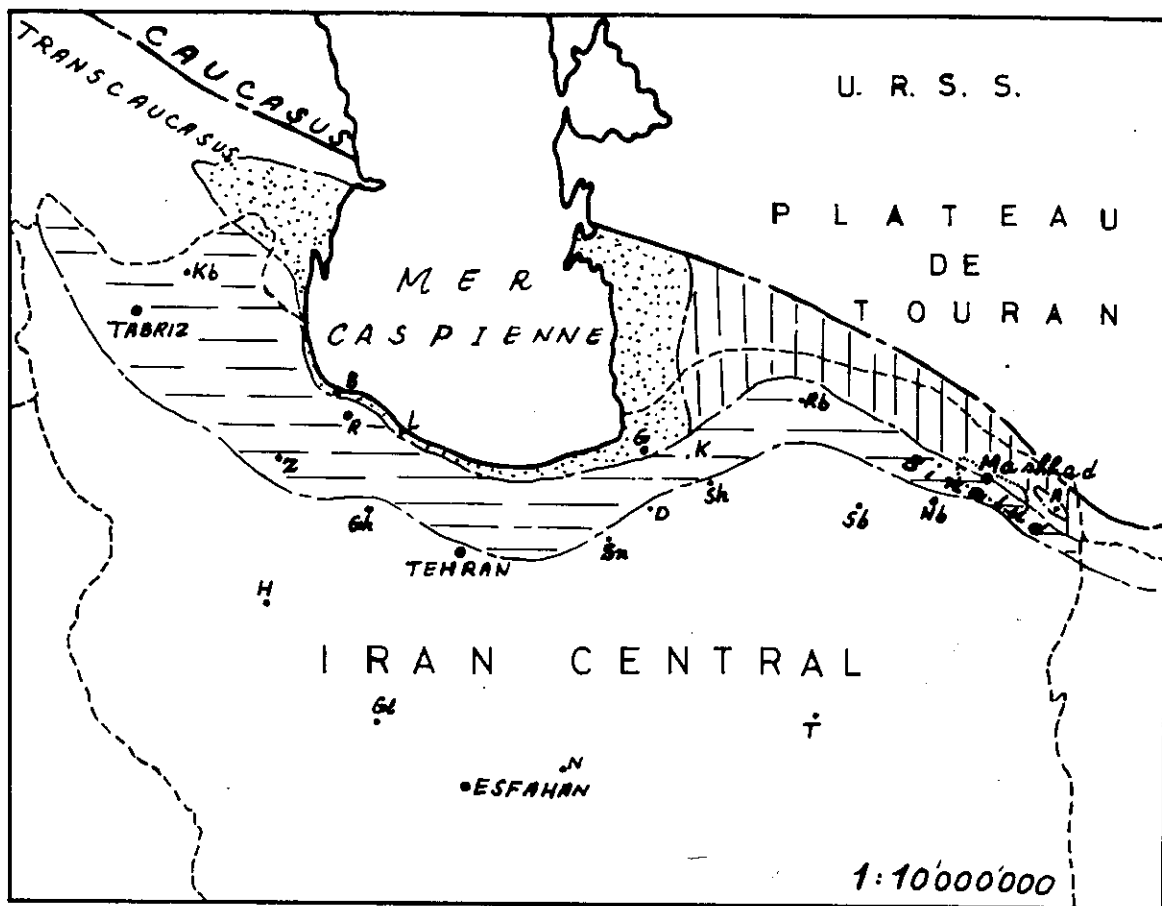
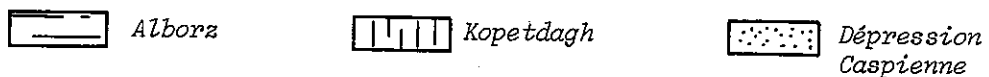


Figure 2: Situation des diverses zones tectoniques et bassins sédimentaires de l'Iran septentrional.



Localités citées dans le texte:

A- Agh-Darband, B- Bāndār-Pahlavi, D-Damghan, E- Esfahan, G- Gorgan, Gh- Ghazvin, Gl- Golpaygan, Kb- Kaleibar, L- Lahidjan, N- Nain, Nb- Neishabur, R- Rasht, Rb- Robat-e-Qarabil, Sn- Semnan, Sb- Sabzevar, Sh- Shahrud, Z- Zanjan.

Dans la présente étude, nous nous proposons de démontrer que ces roches n'appartiennent ni au Précambrien, ni au Jurassique, mais qu'elles peuvent être d'âge paléozoïque supérieur (Dévonien et Carbonifère).

De toute façon, ce qui différencie les roches cristallophylliennes de l'Alborz de celles du socle de l'Iran central, qui présentent en général un degré de métamorphisme intense, c'est qu'elles ne montrent jamais, au contraire, qu'un métamorphisme assez léger, sauf en cas de métamorphisme thermique local.

On peut concevoir que les seules roches précambriennes certaines, présentes dans le versant méridional de l'Alborz, appartiennent aux niveaux les plus élevés du socle iranien, c'est-à-dire au Précambrien supérieur.

2. L'INFRACAMBRIEN ET LE PALEOZOIQUE INFERIEUR

Des roches de cet âge ont été observées dans les divers bassins sédimentaires de l'Alborz, où elles ont été décrites en détail. On a beaucoup discuté pour savoir si elles présentaient des différences essentielles avec celles que l'on rencontre dans les bassins de l'Iran central. En fait, à la suite des travaux d'autres géologues, Stocklin (1968) a montré qu'il existe beaucoup de similitudes entre les deux régions. Dans l'Alborz oriental, des roches contemporaines n'ont été retrouvées que dans la région de Robat-e-Qarabil (Nabavi, 1972) où elles sont comparables à celles de l'Alborz central (formation de Barout).

Des dépôts d'âge cambrien sont également présents dans différents secteurs de l'Alborz, notamment dans la partie méridionale du Binalud, où Davoudzadeh et Shahrabi ont recueilli des fossiles de cet âge.

Le Silurien n'est pas représenté dans l'Alborz central. Plus à l'W, divers faciès de cette époque sont visibles dans la région de Bandar-Pahlavi (Davies et al., 1974). Sur le versant méridional de l'Alborz oriental, on observe des sédiments d'âge silurien et dévonien inférieur, très comparables à des formations de la partie orientale de l'Iran central qui leur sont contemporaines (formations de Niur et de Padeha). Des sédiments analogues se rencontrent aussi sur le flanc S du Binalud (Shahrabi, communication personnelle). Bozorgnia (1973) a comparé les dépôts siluriens et dévoniens de la région de Khosh-Yeylagh à ceux qui sont visibles à Robat-e-Qarabil et Bozkuh (SE de Semnan, zone de l'Iran central). On peut en conclure que, durant cette période, les bassins marins correspondants communiquaient largement.

3. LE PALEOZOIQUE SUPERIEUR

La série la plus complète de Dévonien moyen et supérieur de l'Alborz oriental se rencontre vers Khosh-Yeylagh. Puissante de 1400m et très fossilifère, elle débute par un conglomérat de transgression (Bozorgnia, 1973). Une séquence très comparable peut être observée à Robat-e-Qarabil, en concordance (Nabavi, 1972) avec la formation de Shishtu (coupe d'Ozbak-Kuh - Iran central).

Cet auteur en conclut également qu'à cette époque l'Alborz oriental et l'Iran central étaient occupés par une même mer peu profonde. L'histoire du Carbonifère va permettre de définir une différenciation régionale assez nette.

Dans le Bibalud, une épaisse série de sédiments argileux suit en continuité les dépôts du Dévonien inférieur. Cette série, qui couvre une surface importante et forme les sommets les plus élevés de la chaîne, s'étend jusqu'à notre région d'étude.

Plus à l'W, mais toujours dans l'Alborz oriental (région de Khush-Yeylagh), les calcaires et shales du Carbonifère inférieur sont transgressifs sur le Dévonien par l'intermédiaire d'un conglomérat de base.

A l'W de l'Alborz central, (S de Bandar-Pahlavi), les faciès présents sont comparables aux précédents. En particulier, les calcaires sont très probablement équivalents au "Mobarak limestone" de l'Alborz oriental (Davies et al., 1974). Mais ces derniers auteurs précisent que, selon les localités, le Carbonifère inférieur est tantôt en discordance angulaire sur des dépôts nettement plus anciens, tantôt en discordance simplement stratigraphique sur la série immédiatement antérieure.

Il semble donc qu'à partir du Carbonifère inférieur les communications entre les bassins sédimentaires de l'Iran central et ceux de la plus grande partie de l'Alborz se soient trouvées interrompues, sauf tout à fait à l'E, dans le Binalud. Bozorgnia (1973) explique ce fait par des mouvements épirogéniques survenant vers la fin du Dévonien, mouvements confirmés par la présence éventuelle d'un conglomérat de base soulignant le début des dépôts carbonifères.

Le Carbonifère supérieur n'a encore été signalé que dans quelques localités du versant N de l'Alborz: Rasht, Gorgan et Mashhad. Dans le Binalud (S de Mashhad), on peut observer une série de grès quartzitiques noirs et de shales, très comparable à la série de cet âge visible dans la région de Tabas (formation de Sardar).

Dans cette région de Tabas (Iran central), les dépôts carbonifères

passent très progressivement à un Permien inférieur fossilifère.

Dans l'Alborz oriental, le Permien n'a pas été reconnu, soit qu'il corresponde à une lacune de sédimentation, soit parce qu'il est trop pauvre en fossiles (Nabavi, 1972). Au contraire, dans l'Alborz central, sa disposition transgressive est nette, des sédiments marins succédant à des dépôts détritiques continentaux.

Pour ce qui concerne notre région d'étude, on ignore encore si une mer permienne l'a occupée. Près d'Agh-Darband, à 100km à l'E de Mashhad, se rencontre une épaisse série de dépôts détritiques et conglomératiques qui pourraient être de cet âge, si l'on se réfère à une comparaison avec des mollasses analogues datées dans des régions relativement éloignées (Afghanistan et Turkistan russe).

4. LE MESOZOIQUE

a) Le Trias et la tectonique fini-triasique

Les formations triasiques identifiées dans l'Alborz central diffèrent complètement de celles de l'Iran central. Dans le Binalud, aucun dépôt de cet âge n'a été retrouvé et il faut pousser jusqu'à la région d'Agh-Darband pour observer des dépôts marins de shales et de grès coupés de lits calcaires à Ammonites permettant une attribution au Trias moyen et supérieur. Ces dépôts diffèrent à la fois de ceux de Tabas et de l'Alborz. Sayed Emami (1971) a suggéré une comparaison possible avec le Trias du "Naklak group" de la région de Naïn, où le Trias présente un aspect exceptionnel par rapport aux autres coupes connues dans l'Iran central. Quant à Stocklin (1971), il signale une analogie de faciès avec des roches contemporaines de l'Afghanistan septentrional.

La plupart des géologues admettent qu'après les mouvements paléozoïques la phase tectonique la plus importante qui ait affecté l'ensemble de la plate-forme iranienne, est celle qui prend place à la fin du Trias. On la signale dans la plupart des régions, aussi bien que dans le Caucase et la plate-forme de Touran, en U.R.S.S. (Stocklin, 1968).

Pour ce dernier auteur, cette phase est responsable à la fois de l'apparition de la fosse de sédimentation du Zagros et de la division de la plate-forme iranienne en segments qui joueront ultérieurement des rôles différents.

Autre conséquence, la mer triasique se retire de la plupart des régions, et c'est seulement une fois le dernier épisode tectonique terminé que pourra se

produire la transgression rhétienne ou liasique, marquée par le dépôt de formations détritiques charbonneuses.

Dans quelques secteurs intensément plissés, la discordance atteint 90°, mais dans beaucoup d'autres elle est déjà très marquée. Sur le plan chronologique ces événements tectoniques prennent place après le Trias moyen et avant le Rhétien.

Les études géologiques récentes ont montré que cette phase orogénique ne s'est pas déroulée seule, mais qu'elle a été accompagnée, dans certains cas, par un métamorphisme de type régional.

Thiérlé et al. (1968) seraient les premiers à avoir évoqué cette conjugaison dans la région de Golpaygan. Par la suite, Hushmand-Zadeh et al. (1971) ont considéré la plupart des métamorphites de la zone de Sanandaj-Sirjan comme une conséquence de la phase tectonique éocimmérienne, et après eux Sabzehei et Berberian (1972) et Sabzehei (1974). Dans d'autres régions, la même corrélation a été évoquée: par Berberian (1973) dans l'E du Lut central, et par Majidi et Alavi (1971) dans le secteur de Mashhad.

Dans la plupart de ces régions, les dépôts jurassiques sont discordants sur des roches métamorphiques paléozoïques.

b) Le Jurassique

Ainsi que nous venons de le signaler, il se produit, dans l'Iran septentrional, dès le Rhétien ou le Lias, une transgression marine assez générale. Il lui correspond des sédiments paraliques souvent très riches en dépôts organiques qui constituent des gisements de charbon exploitables.

Le Lias est représenté, dans l'Alborz central, par la formation de Shemshak, à dépôts rythmiques de grès quartzitiques et de schistes noirs. Dans quelques régions, ce faciès persiste jusqu'au Dogger moyen ou même jusqu'au Bathonien tardif, mais dans d'autres il se termine au Bajocien inférieur.

Partout, à quelques petites différences près, la formation de Shemshak conserve le même faciès: en Iran central et dans la zone de Sanandaj-Sirjan, où elle est simplement privée de charbon, comme elle l'est aussi dans le Kopetdagh.

Ainsi que nous le montrerons plus loin, il existe de nombreuses raisons pour affirmer que les mers liasiques du Binalud présentaient des liaisons avec cel-

celles de l'Iran central.

De mêmes ressemblances peuvent encore être notées relativement aux dépôts, en majorité calcaires, du Jurassique supérieur: calcaires de Lar, dans l'Alborz, de Mozduran, dans le Kopetdagh, et d'Esfandiar, en Iran central.

c) Le Crétacé et la tectonique fini-crétacée

Dans la plupart des régions de l'Iran central, le Jurassique est surmonté, en discordance très nette, par des calcaires du Crétacé moyen (Aptien-Albien). Ceci souligne une importante phase tectonique survenue durant le Crétacé inférieur.

Cette phase tectonique n'a été observée ni dans l'Alborz, ni dans le Kopetdagh alors qu'elle se manifeste très nettement dans notre secteur d'étude, au sein de faciès lithologiques très semblables à ceux de l'Iran central. Nulle part en Iran, il n'a été rapporté de phase de métamorphisme à cet épisode tectonique.

Vers la fin du Crétacé, une très importante activité tectonique s'est manifestée dans le N et le S de l'Iran. Elle s'est traduite par la mise en place de nappes dans certaines régions de la zone de Sanadaj-Sirjan (Ricou, 1974) avec accompagnement de métamorphisme et de granitisation (développement de dômes thermiques) dans d'autres secteurs de la même zone (Berthier et al., 1974; Majidi, 1976). Dans divers secteurs de l'Iran, l'apparition d'importantes masses d'ophiolites et la formation de "coloured-melange" constituent d'autres témoignages de cette activité.

Jusqu'à présent, aucun indice de ces mouvements n'avait été rapporté dans l'ensemble de l'Alborz, mais l'auteur pense en avoir mis au jour dans la région d'Ahar, au NE de Tabriz. Il existe là une série de shales et de calcaires du Crétacé supérieur, au sein de laquelle se voient de puissantes masses de "pillow-lavas" spilitiques, et qui supporte en discordance des dépôts transgressifs du type Flysch et d'âge paléocène et éocène (Majidi, 1974).

Plusieurs manifestations de mouvements synsédimentaires et de petits plis très serrés ont d'ailleurs été mises en évidence par l'auteur dans la même région. Egaleme nt à proximité (5km au N de Kaleibar), dans un panneau allongé E-W, tectoniquement inclus parmi des dépôts du Crétacé supérieur, affleurent des schistes très plissés, métamorphisés dans le faciès schistes bleus. Ceux-ci sont lithologiquement très comparables aux shales noirs du Crétacé supérieur qui les entourent.

5. LE CENOZOIQUE

Dans diverses zones tectoniques de l'Iran, le début du Cénozoïque est marqué par une transgression très générale qui aboutit au dépôt de Flyschs paléocènes et éocènes. Ensuite s'établit une période d'activité volcanique très importante dans la zone de l'Alborz et dans la ceinture volcanique de l'Iran central. Le volcanisme éocène, très marqué dans l'Alborz central, où ses produits sont accumulés sur 4000m, ne s'est pas développé dans le Binalud, ou bien est resté mineur (NW de Neishabur). Cependant, les dépôts paléogènes sont absents dans le piedmont septentrional de l'Alborz et du Binalud (émersion probable) et en outre aucun volcanisme tertiaire n'a été rapporté dans le Kopetdagh et dans le Zagros.

Dans la zone de l'Iran central, une discordance angulaire présente à la base de l'Oligo-Miocène souligne une phase tectonique, celle-là même qui a imposé à cette région sa morphologie actuelle (Stocklin, 1971).

Les dépôts néogènes de l'Alborz oriental et du Binalud sont semblables à ceux de l'Iran central. Ces sédiments détritiques rouges affleurent au S de notre région mais, ainsi que les autres termes du Tertiaire, n'y occupent que des étendues restreintes.

B - ZONE DU KOPETDAGH

En bordure N du piedmont septentrional du Binalud s'allonge la plaine de Mashhad-Quchan, large au maximum de 10km. Au-delà, affleurent les formations du Kopetdagh.

Cette série s'est déposée dans un bassin de sédimentation ("rift ou trough") qui semble se trouver dans le prolongement du rift de la Caspienne méridionale (fig.2). Les dépôts y ont débuté au Rhétien (Stocklin, 1968) ou au Lias (Stocklin, 1974), d'abord sous un faciès continental puis, graduellement, se sont poursuivis sous un faciès marin (Afshar Harb, 1970). Selon ce dernier auteur, le Lias et parfois le Dogger inférieur y sont présents sous un faciès très proche de celui de la formation de Shemshak, rencontrée dans l'Alborz, mais dépourvus de veines de charbon.

La subsidence, rapide et accentuée, a permis l'accumulation d'au moins 6000m de sédiments jurassiques et crétacés. Cette puissance est bien supérieure à celle que l'on constate dans le bassin du Zagros pour la même période.

Dans quelques régions, une brève régression est constatée à la fin du Jurassique, tandis qu'ailleurs la sédimentation marine ne s'interrompt pas.

A partir du Crétacé supérieur, la sédimentation acquiert un faciès détritique et des dépôts rouges du Paléocène soulignent une régression temporaire. Nouvelle transgression au Paléocène moyen, suivie d'une dernière régression à l'Oligocène.

Ici, comme dans le Zagros, aucune manifestation volcanique ne se produit durant l'Eocène, au contraire de ce que nous avons constaté dans l'Alborz. Aucune orogénèse importante ne se produit non plus du Jurassique au Miocène. Au contraire, toute la région s'est trouvée affectée par une phase alpine tardive créant, comme dans le Zagros, des plis allongés, continus, parallèles et synchrones, très marqués. De la sorte, la seule discordance angulaire observable sépare les sédiments pliocènes de la bordure Caspienne de divers horizons crétacés (Afshar Harb, 1970) au NE du Kopetdagh. Ultérieurement, un mouvement posthume est venu plisser les conglomérats pliocènes.

Le substratum de la série débutant au Jurassique, que nous venons de décrire, est observable dans la région de Agh-Darband, à 100km environ de l'E de Mashhad. Il comporte des sédiments triasiques et paléozoïques.

Ainsi que nous l'avons déjà signalé, le Trias présent dans cette région est exceptionnel si on le compare à celui du reste de l'Iran. Parmi des grès quartzofeldspathiques, des argiles et des calcaires du Trias moyen et supérieur, on y trouve en effet des veines de charbon suffisamment puissantes pour avoir justifié l'ouverture d'une mine. Le long de la route qui mène à celle-ci, on peut observer les roches détritiques qui constituent la base de la série du Kopetdagh en discordance angulaire sur le Trias plissé.

Quant aux roches du Paléozoïque supérieur, leur affleurement exigu n'en est pas moins très intéressant. Il montre en effet des bancs de calcaires et de schistes plus ou moins métamorphiques qu'une faille transversale E-W met en contact avec le Trias. Récemment, au moyen de Conodontes extraits des calcaires, on a pu dater l'ensemble du Dévonien moyen à supérieur (selon Ruttner in Nabavi, 1976).

Ces observations permettent d'avancer qu'entre Dévonien et Trias sont survenus une phase tectonique et un épisode de métamorphisme que l'on pourrait rattacher au cycle hercynien, lequel a d'ailleurs affecté le plateau de Touran, à quelques centaines de kilomètres plus au N.

Sur son bord septentrional, la zone du Kopetdagh est séparée du

plateau de Touran par un important faisceau de failles. Vers l'W, celles-ci recoupent l'extrémité des plis du Kopetdagh, tandis que vers l'E elles leur sont parallèles. La présence de cette zone faillée traduirait, selon les géologues russes, l'existence de structures anciennes plus profondes.

Première partieCHAPITRE 2HISTORIQUE

Jusqu'aux années 70, la région de Mashhad est restée très mal connue, aucun travail géologique n'y ayant été réalisé. Les connaissances se limitaient à quelques notes ou observations dispersées, recueillies par divers voyageurs.

Parmi ces visiteurs, on peut citer Houtum-Schindler qui, dans une publication de 1886, rapporte avoir vu, à l'W de Mashhad, des gneiss surmontés par des schistes ardoisiers, ces derniers étant eux-mêmes pénétrés par une intrusion dioritique, description malheureusement démentie par les travaux plus récents. L'auteur a également noté la présence de matériaux utiles, et divers indices de minéralisation ou mines anciennes, renseignements à nouveau transcrits par Holzer et Momenzadeh (1969).

Un an plus tard, dans son monumental ouvrage consacré à la géologie de l'Iran, de l'Afghanistan et de l'Arménie russe, Griesbach (1887), examinant les schistes ardoisiens et les phyllites de Mashhad, les rapproche, sur le plan du faciès et de l'âge, de formations du Carbonifère qu'il a examinées en Afghanistan et en Arménie. Il cite également les formations littorales et charbonneuses du Jurassique et conclut, d'après la présence de conglomérats, à l'existence d'une ancienne ligne de rivage située à l'W de Mashhad.

Clap, dans la carte géologique qui accompagne sa "Geology of eastern Iran" (1940) figure un massif granitique allongé et ininterrompu, de plus de 200km, entre les montagnes de l'Alborz et la frontière afghane. En fait, le granite présent ne s'étend guère que sur 70km.

Une première étude détaillée de la région située au S de Mashhad, entre Torogh et Sangbast, a été réalisée par Bonnard (1944). Elle s'accompagne d'une carte schématique au 1/2 000 000 sur fond topographique disponible à l'époque. On y trouve des données valables, l'auteur ayant daté du Rhéto-Lias et du Crétacé les sédiments non métamorphiques situés au contact du granite de Geshlagh. Mais il suit les idées de Furon (1937) en rapportant les métamorphites au Précambrien.

Enfin, Holzer et Momenzadeh (1969), dans un rapport préliminaire consacré à l'évaluation du potentiel économique (mines et matériaux utiles) de cette région,

accompagné d'une carte géologique schématique, ont décrit diverses roches sédimentaires et ignées et, pour la première fois, l'existence, à l'W de Mashhad, de roches dunitiques serpentinisées associées à des sédiments pélitiques.

Leur rapport, publié dans le cadre des rapports internes du S.G.I., nous a rendu beaucoup de services au début de notre travail de terrain, où nous l'avons utilisé comme guide.

En 1970-1971, l'étude géologique et pétrogénétique de la région a été confiée au Groupe d'Etudes des roches cristallines du S.G.I.. Elle a abouti à la rédaction de deux rapports internes (Majidi et Alavi, 1971 et 1972). Le présent travail en constitue à la fois la poursuite et l'approfondissement.

Première partie

CHAPITRE 3

LES PROBLEMES POSÉS

La région métamorphique de Mashhad, sur le versant septentrional du Binalud, que nous avons choisie comme terrain d'étude, recèle un certain nombre de problèmes géologiques majeurs. Cela n'est pas pour surprendre puisque, ainsi que nous l'avons vu dans le chapitre 1 et selon les géologues russes, elle se trouve simultanément à proximité de deux domaines orogéniques, hercynien et alpin.

Comment pourrait-il se faire que la zone du Kopetdagh, limitée au N par un faisceau de failles profondes, qui la met au contact d'un orogène aussi caractérisé que celui dont fait partie le plateau de Touran, n'ait eu aucune influence sur les événements qui se déroulaient au Paléozoïque, dans le secteur du Binalud qui touche à son bord méridional ? A la rigueur, ceux qui pensent encore qu'en matière de tectonique les mouvements verticaux constituent l'essentiel peuvent le croire. Mais la plupart des géologues de notre temps, qui songent d'abord à l'influence des déplacements horizontaux, seront d'un avis contraire. Après tout, les sédiments paléozoïques visibles dans notre région, en lisière N du Binalud, ne se trouvent jamais qu'à quelques dizaines de kilomètres des failles profondes du Kopetdagh⁽¹⁾.

Dans cet ordre d'idées, la découverte récente d'une molasse permienne non métamorphique, en contact par faille avec un Dévonien supérieur métamorphique, dans le socle du miogéosynclinal du Kopetdagh, ainsi que la coupe relevée à Agh-Darband, évoquent d'ailleurs une influence hercynienne probable. Il apparaît alors que la détermination de l'âge réel des métamorphites de toute notre région est de première importance. Jusqu'à présent, on n'a parlé à leur propos que de Précambrien, mais les Conodontes dévoniens trouvés à Agh-Darband font que ce problème chronologique se pose de façon pressante.

Problème encore, la présence d'une petite zone à caractère de mélange

(1) D'après la littérature russe, des données géophysiques montreraient que ces failles profondes, qui affectent le substratum pré-mésozoïque, se groupent selon deux lignes majeures, de direction NW-SE, l'une en bordure NE du Kopetdagh, l'autre au sein de celui-ci. C'est probablement cette dernière qui, vers Agh-Darband, met en contact les métamorphites du Dévonien supérieur et le Trias charbonneux.

ophiolitique, dans des métamorphites d'âge éventuellement paléozoïque, pourrait bien revêtir une certaine importance. Dans tout l'Iran, une telle juxtaposition est inconnue ou bien n'a jamais été rapportée qu'à l'histoire mésozoïque.

A l'W de Mashhad, la zone la plus septentrionale du Binalud montre des intercalations d'ultrabasites serpentines, allongées parallèlement à la limite du massif. Ces roches ont été examinées par divers géologues, notamment à l'occasion du Congrès géodynamique de Téhéran (1975). Plusieurs, bien que la visite ait été brève, inclineraient pour une mise en place tectonique. Et, parmi ceux-ci, K.J. Hsu (communication orale) serait tenté de les assimiler à des matériaux du manteau, exhumés par un phénomène d'obduction intervenant en bordure de continents anciens.

Quelle peut-être la relation du granite de Mashhad, qui forme au sein des métamorphites une amande longue de 70km, avec le métamorphisme régional et avec la structure tectonique de son contexte ? (voir la carte tectonique simplifiée de la région étudiée, fig. 3).

Les ophiolites de Mashhad pourraient-elles, ainsi que Stocklin (1974) l'avance dans "Geology of continental margins", témoigner de mouvements tectoniques de l'échelle du continent? Dans cet ouvrage, il en arrive à la conclusion suivante: "Geological evidence suggests that during the Paleozoic, Iran formed a northern extension of the Baikalian continental platform of Arabia as a part of Gondwanaland. If any substantial separation between Gondwana and Eurasia existed in the Paleozoic it must have been north of Iran". Nabavi (1976) n'exprime pas une interprétation différente: si l'Inde et le Pakistan faisaient partie du continent de Gondwana, la plus grande partie de l'Iran et au moins le S de la Turquie doivent aussi lui être rattachés.

Ainsi, parmi les faits observés, beaucoup deviennent-ils cohérents pour qui veut bien les examiner comme le fait la géologie actuelle à la lumière de la tectonique des plaques.

La présente étude n'a pas la prétention d'avoir résolu tous ces problèmes, mais elle s'est d'abord attachée à rassembler le maximum de connaissances sur une région qui présente à la fois des caractères originaux et une position tectonique assez exceptionnelle et dont nous souhaitons avoir éclairé la constitution.

Cela va nous amener, d'abord, à tenter de déterminer l'âge exact des métamorphites présentes, notion essentielle avant tout essai d'interprétation d'ensemble. La Pétrographie et la Pétrologie nous permettront de remonter aux caractères et aux con-

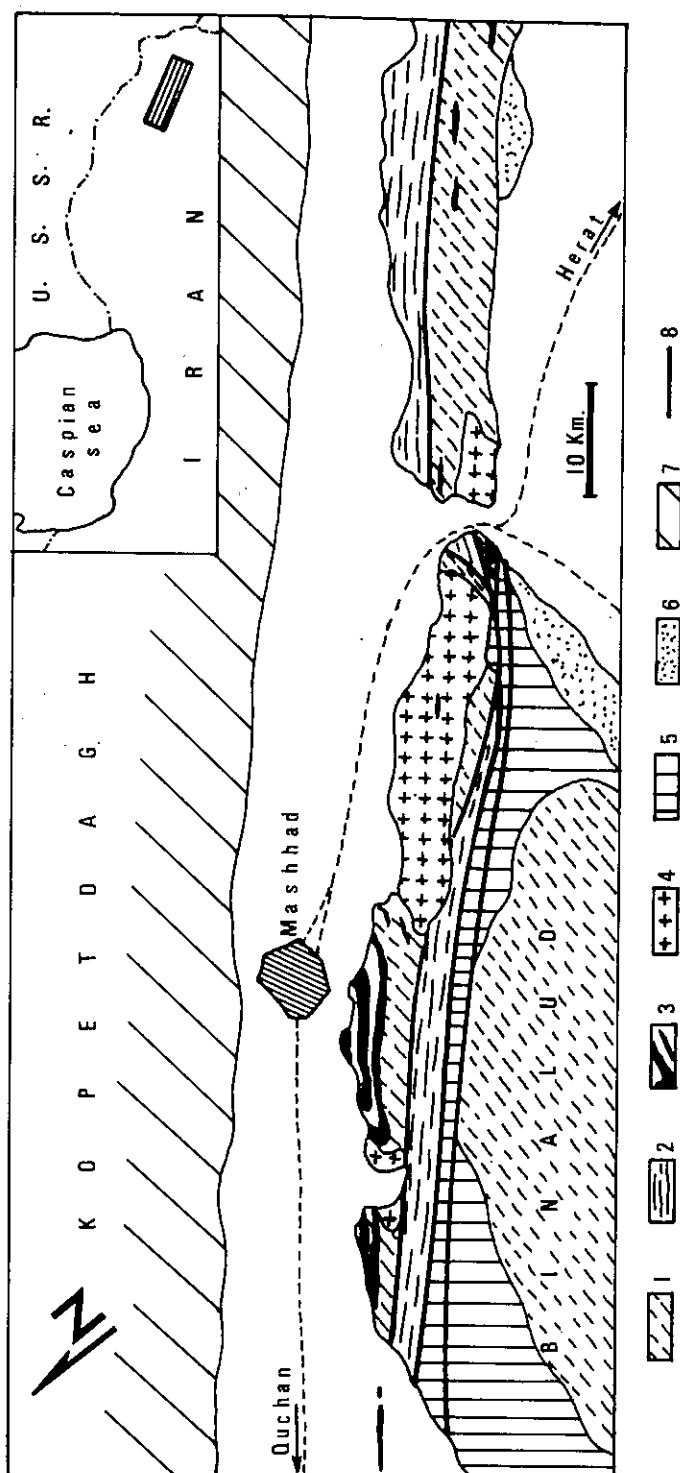


Figure 3: Carte tectonique simplifiée de la région étudiée

- 1) Série métamorphique (Dév. Sup. à Carb. Inf.)
- 2) Formation schisto-gréseuse (Carb. moyen à supérieur)
- 3) Ultrabasites alternant avec les métamorphites
- 4) Granitoïdes
- 5) Mésozoïque
- 6) Tertiaire
- 7) Kopetdagh (Mésozoïque et Tertiaire)
- 8) Failles majeures

ditions définissant les diverses phases de métamorphisme et la genèse des roches ignées, ultrabasites et granitoïdes. Les diverses données stratigraphiques et pétrogénétiques seront ensuite coordonnées et harmonisées par le moyen de l'étude tectonique régionale, et l'histoire orogénique locale sera enfin confrontée à celle d'un contexte beaucoup plus étendu.

Nous devons mentionner que les périodes de travail consacrées à cette étude se sont trouvées limitées par nos obligations envers le Service Géologique d'Iran.

En égard à la variété des problèmes abordés, il ne nous a pas toujours été possible de disposer suffisamment de temps et de moyens pour entrer dans tous les détails, et avec toute la précision souhaitable. Nous espérons pourtant que cet ouvrage pourra guider ceux qui, après nous, voudront approfondir les divers problèmes pétrologiques et structuraux de cette région passionnante.

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE

Chapitre 1 : Ensemble sédimentaire post-triasique

Chapitre 2 : Ensemble métamorphique pré-jurassique

Deuxième partie

INTRODUCTION

La région étudiée se situe sur le versant septentrional des montagnes du Binalud et occupe une superficie d'environ 1500 km².

Au premier regard, les formations qui y sont présentes se classent dans les deux grands groupes des roches sédimentaires et des roches métamorphiques, sans compter quelques affleurements de roches granitiques visibles dans certaines zones. Ces faciès granitiques se situent en des secteurs qui séparent les deux grands groupes précédents.

Les roches sédimentaires d'âge post-triasique, n'occupent qu'une partie relativement mineure de notre territoire et nous serons, pour cette raison et surtout pour d'autres, amené à leur consacrer moins de temps qu'aux métamorphites.

Ces dernières en effet, par suite de la multiplicité des phases tectoniques et des épisodes de métamorphisme et de granitisation qui les ont affectées, constituent un ensemble dont l'interprétation est beaucoup moins évidente. Il faut y faire intervenir les ressources de l'étude pétrographique, pétrogénétique et tectonique et les comparaisons lithostratigraphiques avec d'autres régions, ce que l'on trouvera dans plusieurs chapitres ultérieurs.

Au contraire, les sédiments non métamorphiques sont justiciables des méthodes de la stratigraphie classique, qui fournit des résultats relativement immédiats, ce pourquoi nous les étudierons d'abord, d'autant qu'ils nous apporteront déjà un premier repère chronologique relativement aux métamorphites qu'ils surmontent.

Après la lithostratigraphie et la tectonique des roches sédimentaires, qui font l'objet du chapitre 1, nous traiterons dans le chapitre 2, de la lithostratigraphie des roches cristallophylliennes.

Deuxième partieCHAPITRE 1ENSEMBLE SÉDIMENTAIRE POST-TRIASIQUE

Parmi les diverses formations de l'ensemble sédimentaires post-triasique, le Jurassique tient la place la plus importante, tant par son extension géographique que par ses variations lithologiques et sédimentologiques qui traduisent les événements tectoniques majeurs ayant affecté la région.

Au contraire, les dépôts crétacés et tertiaires, d'étendue limitée, n'apportent guère d'enseignements géologiques.

A - LE JURASSIQUE

Les dépôts jurassiques sont principalement localisés dans une bande allongée, de direction NW-SE, souvent bordée par des failles très visibles, aussi bien en photographie aérienne que sur le terrain. La carte géologique (fig.4) montre qu'à son tour cette bande se trouve découpée par des failles longitudinales sur son côté NE.

Dans ces conditions, on ne rencontre nulle part la possibilité de décrire la série jurassique au long d'une coupe unique et continue, et l'on est obligé de la reconstituer par la corrélation de coupes partielles. On constate alors qu'elle se subdivise en trois unités, définies d'abord par leur lithologie, soit successivement et de bas en haut, une unité formée de grès, de shales et de marnes, puis deux autres à faciès principalement conglomératique.

1) UNITE Js: Alternance de grès, de shales, marnes et volcanités
subordonnées

Cette unité est aisément observable dans le secteur compris entre les villages d'Arefi et de Balendar. A 5km environ au SW d'Arefi, la base de la série constituée de grès quartzitiques gris sombre, rougeâtres ou noirâtres, repose en discordance angulaire nette sur les calcaires métamorphiques du Dévonien supérieur (fig.5).

La coupe se poursuit, au-delà d'une faille, par des shales et des marnes: shales sableux, marnes grises ou olive, shales à débit en crayon, plus quelques niveaux de marnes plus calcaires.

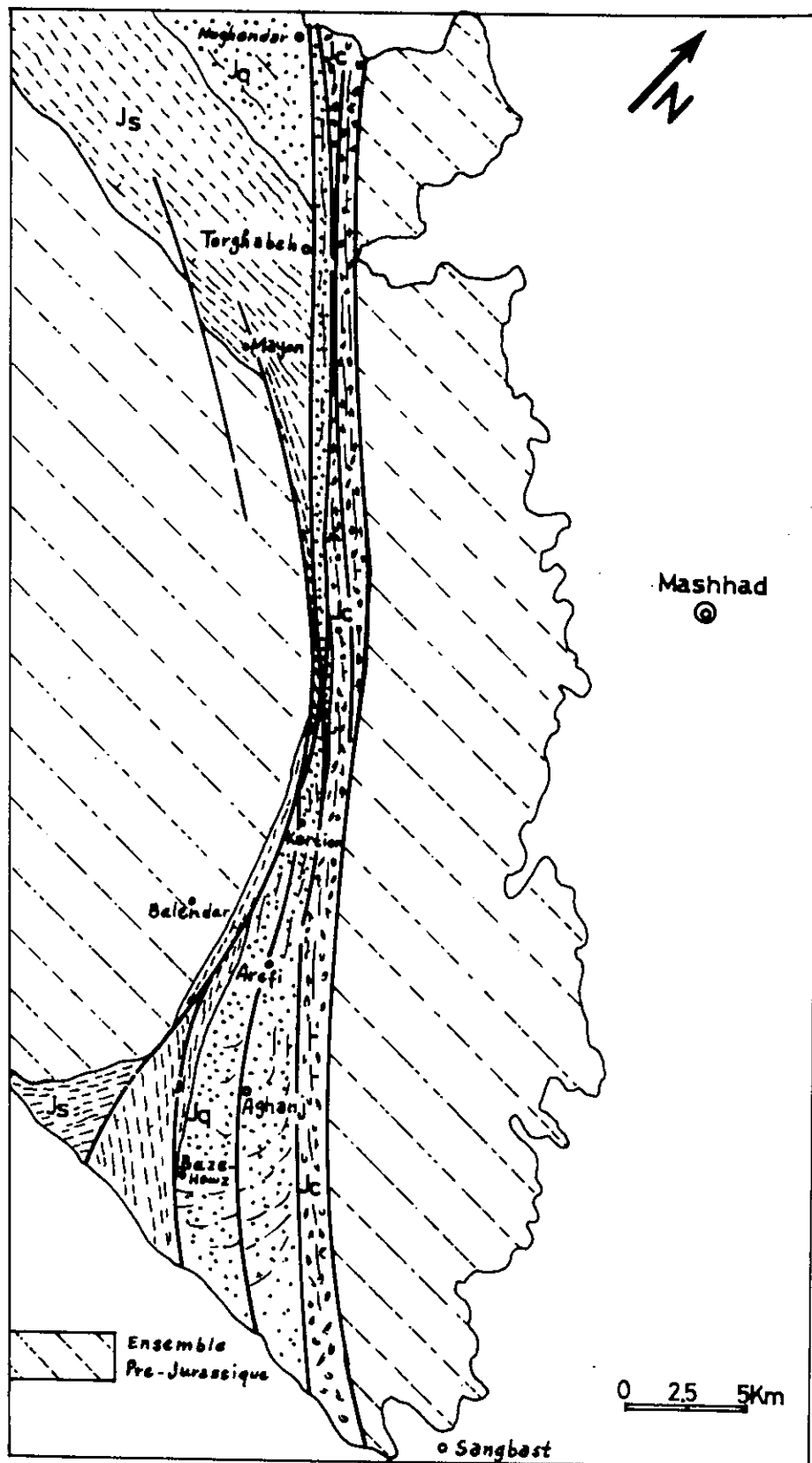


Figure 4: Affleurements des séries jurassiques et position de celles-ci par rapport à la série métamorphique. Js, Jq, Jc: subdivisions (voir description dans le texte). On a omis de petits affleurements crétacés et oligomiocènes.

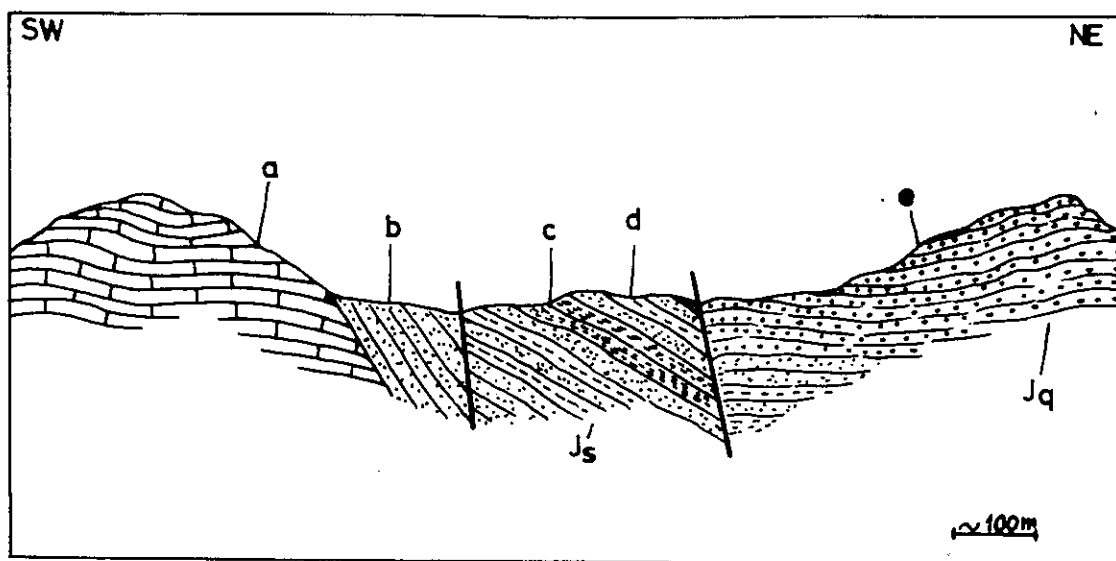


Figure 5: Coupe relevée à l'Ouest de la montagne d'Aghnaj montrant la séquence des dépôts jurassiques et leur discordance sur le calcaire métamorphique du Dévonien

- a) Calcaire cristallisé et fossilifère à scapolite du Dévonien
- b) Grès quartzitique noirâtre, alternant vers le haut avec des schistes
- c) Marne gris verdâtre avec quelques niveaux calcaires
- d) Alternance de schistes et de grès
- e) Conglomérat à dragées de quartz

Enfin viennent les niveaux les plus élevés, où alternent les grès quartzitiques brun rougeâtre et divers shales et marnes. Vers le haut, les bancs de grès quartzitiques cèdent la place à un conglomérat blanc, à galets bien roulés de quartz, qui représente le début de l'unité suivante (unité du conglomérat à dragées).

La présence de deux failles ne permet pas d'estimer avec précision la puissance de cette unité. Il semble néanmoins que l'on puisse avancer qu'elle atteint au moins 400m.

Une autre coupe toujours dans le même secteur, montre sensiblement la même séquence et la transgression de grès quartzitiques rougeâtres sur des ardoises métamorphiques (fig.6). On y rencontre quelques horizons calcaires sans fossiles. A la partie supérieure, après une alternance de marnes et de shales, on passe aussi à un conglomérat blanc.

Dans une dernière coupe enfin, visible à 6km E de Bozveshg, on peut remarquer, en intercalation dans les shales noirs, deux niveaux de volcanites andésitiques épais respectivement de 0,25 et 10m. Le microscope y révèle une structure porphyritique.

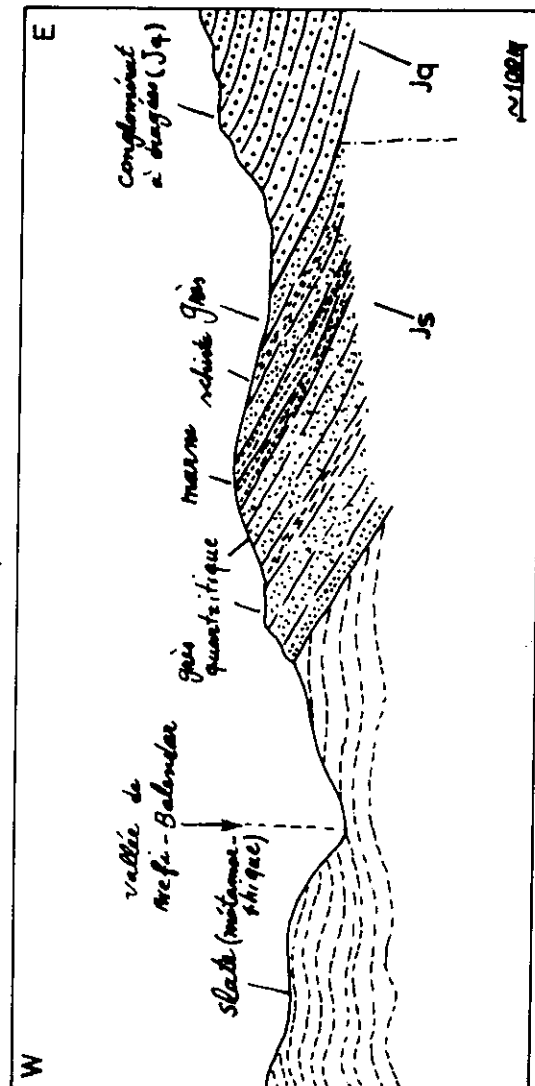


Figure 6: Coupe de Arefi-Balendar montrant la transgression de la série jurassique sur les ardoises métamorphiques.

à phénocristaux de plagioclase (andésine) et de hornblende verte, dans une mésostase microlithique altérée. La hornblende est, de son côté, totalement chloritisée (75-BM.352).

Non loin de cet affleurement de volcanites, des shales un peu charbonneux ont été découverts (75-BM.354). Malheureusement, les échantillons examinés dans l'espoir d'y trouver des pollens ne montraient pas de restes figurés.

L'un des caractères quasi constants des shales sableux de cette unité est l'abondance des ripple-marks (Pl.I, fig.2), qui souligne la faible profondeur du bassin de sédimentation.

Ajoutons enfin qu'en dehors de notre région, dans le secteur situé au NW de Neishabur, une épaisse série de shales noirs contient des volcanites du type décrit ci-dessus et montre fréquemment des faciès à ripple-marks. Ceux-ci ont fourni des plantes rhéto-liasiques (Aghanabati, communication orale).

2) UNITE Jq: Conglomérat à dragées

Cette unité est visible d'un bout à l'autre de la région, de Noghondar au NW jusqu'au-delà de la montagne de l'Aghanj, qui constitue l'un de ses sommets les plus élevés (environ 1700m).

Ces conglomérats, très facilement repérables de loin grâce à leur teinte blanchâtre, sont formées de "dragées" bien roulées de quartz blanc et plus rarement de silex noirs. La dimension des galets varie de quelques millimètres à 3cm, les plus fréquents mesurant de 1,5 à 2,5cm. Ils proviennent probablement de quartz filoniens. Le ciment est presque toujours constitué de quartz et de minéraux siliceux, parfois teintés par des inclusions d'oxyde de fer et des impuretés argileuses (voir plus loin la composition chimique).

Dans les secteurs où les horizons inférieurs de cette unité sont observables, au NW d'Arefi par exemple, la série débute par des alternances de conglomérats à dragées et de shales ou de grès quartzitiques pour passer très vite à une succession monotone de conglomérats. Dans la montagne d'Aghanj, cette dernière mesure au moins 350 à 400m.

Toujours près de l'Aghanj, le conglomérat admet des intercalations de shales sableux contenant de minces veines de charbon, actuellement exploitées au S de Derakht-e-Tout. Ailleurs, au NW de Sar-Siah, une descenderie qui suivait une couche (pendage 40°N) a dû être abandonnée, charbon et shales se coinçant en profondeur dans

le conglomérat.

D'autres gîtes de shales charbonneux existent près de Noghondar, au NW de notre région, où l'on rencontre de petites mines plus ou moins abandonnées.

Les shales à charbon, ainsi que ceux qui sont présents à la base de l'unité contiennent une flore, recueillie par Bonnard (1945). Les déterminations effectuées par W. Bircher indiquent un âge rhétien. Les deux genres les plus représentatifs, Cladophlibis et Taeniopteris, sont également typiques de la formation de Shemshak dans l'Iran central et l'Alborz. Les quelques restes que nous avons recueillis dans cette série ne nous ont pas permis de la dater plus précisément que du Lias.

Cependant Alavi-Naini (1972) a observé une série détritique analogue, avec des horizons charbonneux, dans la région de Djam. C'est d'ailleurs lui qui a créé la désignation "conglomérat à dragées" pour la décrire. Or elle s'intercale dans un ensemble continu et bien daté, qui va du Norien au Bathonien, ce qui a permis de l'attribuer au Lias inférieur. Par son faciès, ce terme de la formation de Shemshak se rapproche davantage de ses homologues de l'Iran central que de l'Alborz. Ajoutons qu'un même conglomérat à dragées, de caractère aussi typique, a été observé, à 1000 km de notre région près d'Esfahan, par M. Zahedi et M. Samimi (communication orale).

Dans la région de Gorgan, au pied N de l'Alborz, un conglomérat identique est présent au sein de la formation de Shemshak (Berberian, communication orale). L'appartenance de notre conglomérat à cette formation, qui couvre, dans l'Alborz central, la période Rhétien-Bajocien moyen, ne semble donc pas douteuse, ce que confirment d'ailleurs l'âge rhétien proposé par Bircher pour les fossiles de Bonnard et le Lias inférieur attesté dans la région de Djam. Nous pensons donc qu'il est raisonnable de la considérer comme rhéto-liasique.

L'origine des quartz filoniens, présents sous forme de dragées, en grande quantité et sur une vaste étendue, pose un problème. Alavi-Naini (1972) pense qu'ils résultent du démantèlement d'un massif de schistes cristallins très riche en filons. Ce type de schistes se rencontre actuellement dans le socle précambrien de l'Iran central. Quoi qu'il en soit, l'étendue très vaste couverte par un faciès aussi constant doit être prise en considération lors des reconstitutions paléogéographiques qui devront exprimer les conditions de la sédimentation dans ces bassins jurassiques.

Sur un plan tout différent, ces conglomérats présentent également de l'intérêt; très riches en silice, ils sont très recherchés par l'industrie du verre. Deux échantillons du massif de l'Aghanj ont fourni, à l'analyse, les résultats ci-dessous:

75-BM.758	SiO ₂ 98,99 %	Al ₂ O ₃ 0,32%	Fe ₂ O ₃ 0,62%
75-BM.758A	SiO ₂ 97,44%	Al ₂ O ₃ 0,62%	Fe ₂ O ₃ 1,41%

La seule impureté, contenue dans le ciment, est constituée par de rares particules argileuses, teintées par de l'oxyde de fer.

3) UNITE Jc: Conglomérats et grès supérieurs

Cette unité supérieure est exclusivement présente dans une zone étroite et faillée, au NE des précédentes (fig.4). La carte géologique montre que la plupart des contours qui la limitent sont tectoniques. Toutefois, nous avons eu la chance de trouver, au NW de Sar-Siah, un secteur où, en l'absence de faille, on peut observer une transition stratigraphique normale entre l'unité précédente et celle-ci, au voisinage d'une mine de charbon (fig.7).

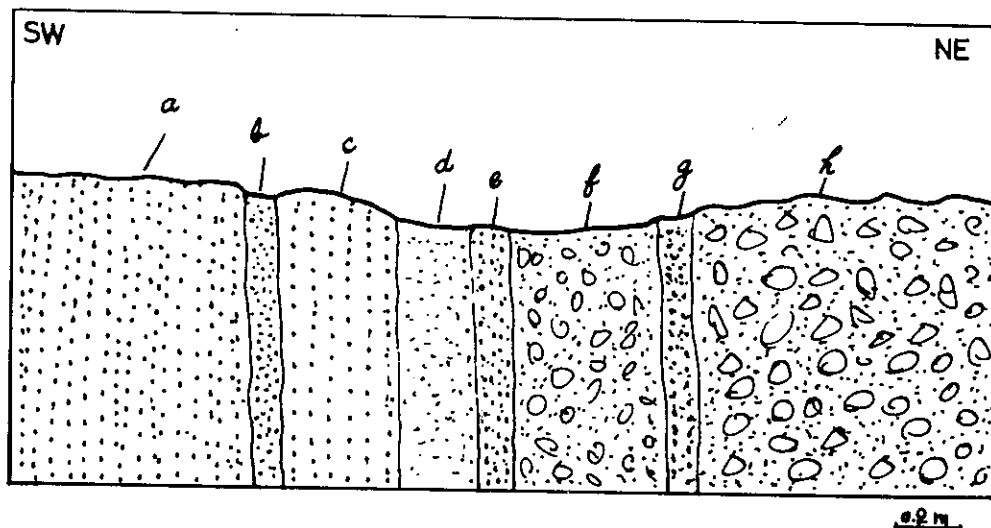


Figure 7: Passage du conglomérat à dragées au conglomérat polygénique
a) Faciès typique du conglomérat à dragées, avec galets et ciment quartzeux
b) Niveau de conglomérat à ciment argilo-gréseux
c) Conglomérat à dragées
d) Grès conglomératique à ciment argilo-gréseux
e,g) Conglomérat à galets de quartz et ciment détritique
f,h) Conglomérat polygénique

Vers le sommet, le ciment du conglomérat à dragées, d'abord siliceux devient progressivement gréseux et hétérogène. Les galets, qui ont tendance à devenir plus gros, sont également hétérogènes. En quelques mètres, après des intercalations de grès à ciment argileux, on passe à un faciès conglomératique tout différent du précédent.

Ce faciès, qui sera ensuite représenté dans l'ensemble de l'unité, se caractérise de la façon suivante: d'une part, le ciment n'est plus siliceux mais constitué à la fois par des grès fins et divers matériaux argileux et micacés; d'autre part, les galets sont variés, aussi bien en ce qui concerne leur dimension que leur nature pétrographique. Sur le plan sédimentologique, aucun classement dimensionnel n'est observable, les grains centimétriques ou les cailloux décimétriques voisinant avec des blocs de 1 à 1,5m (Pl.I, fig.1). Quant à l'origine, ils proviennent de toutes les roches anté-jurassiques visibles dans la région: types divers de schistes métamorphiques ou ardoisiers, granite leucocrate ou prophyroïde, roches basiques et ultrabasiques, calcaires métamorphiques, etc....

A divers niveaux, le faciès conglomératique admet l'intercalation de bancs plus ou moins épais constitués de matériaux moins grossiers et parfois de grès et d'argiles. Une coupe relevée au N de Kortion (fig.8) montre à la fois la position tectonique de cette unité et les variations de faciès qu'elle peut présenter.

En ce qui concerne la nature des galets, on remarque qu'elle varie probablement en fonction du contexte. Par exemple au N de Mayon, à proximité d'affleurements basiques et ultrabasiques, ces roches sont très bien représentées alors que les galets de granite sont rares. Au contraire, auprès de Kamar-Zard, à proximité d'affleurements de granites, ils sont en très grande majorité.

Au NE de Torghabeh, une épaisseur assez considérable de cette unité est visible entre deux failles. On observe là, par comparaison avec le SE de la région, une certaine tendance au classement dimensionnel des galets et quelques horizons grésocalcaires. Sur les 300m d'épaisseur que compte cette coupe, on peut également repérer des niveaux à plantes.

Au N de Chadar, quelques horizons fossilifères ont fourni des feuilles de plus de 60cm de longueur, appartenant aux genres Nillsoides et Cladophlebis (détermination Brants, S.G.I.), très répandus dans la formation de Shemshak.

Dans les grès argileux, du N de Kortion, d'autres restes, déterminés par A. Brants comme Ptilophyllum sp. et Equisetites sp., indiqueraient un âge approximatif Lias-Dogger.

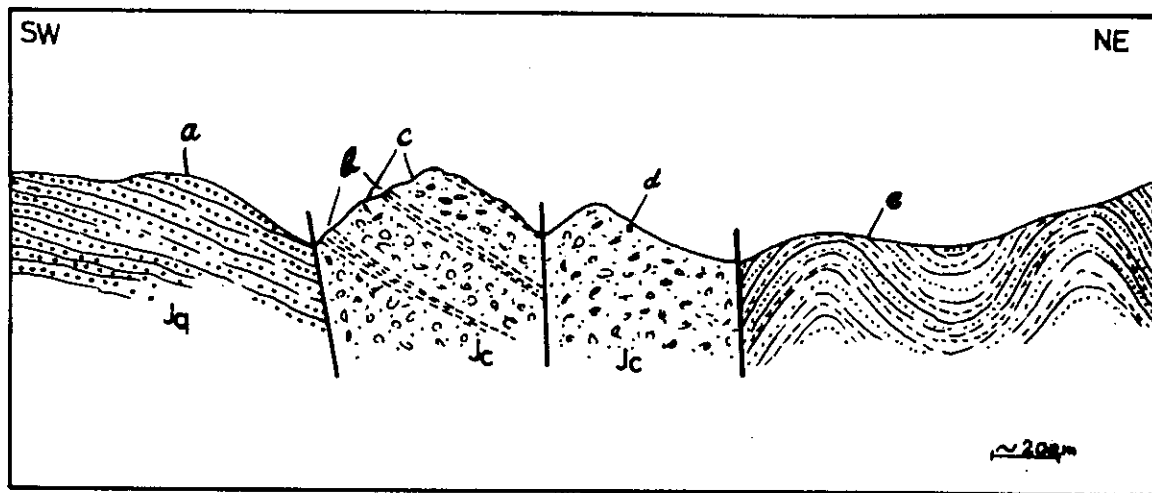


Figure 8: Coupe de Kortion : faciès des dépôts jurassiques dans la zone des failles majeures de Torghabeh-Sangbast

- a) Conglomérat à dragées (Jq)
- b,c) Conglomérat hétérogène avec niveaux argileux et gréseux (à plantes)
- d) Conglomérat hétérogène (Jc)
- e) Formation schisto-gréseuse métamorphique (Carbonifère moyen à supérieur)

Dans les grès supérieurs de cette unité, des récoltes de Bonnard (1945), effectuées près de Derakht-e-Toute, ont été déterminées par Bircher comme Ostraea sp. et Alectryonia sp. et sont rapportées au Dogger.

Hors de notre région, à environ 70 km au NW de Mashhad, dans une série gréso-conglomératique quasi comparable à la présente unité, on a trouvé des Ammonites bajociennes (Aghanabati, communication orale).

Il serait donc possible de suggérer que l'unité Jc doit représenter la partie supérieure de la formation de Shemshak et de l'attribuer, pour cette raison, au Dogger inférieur.

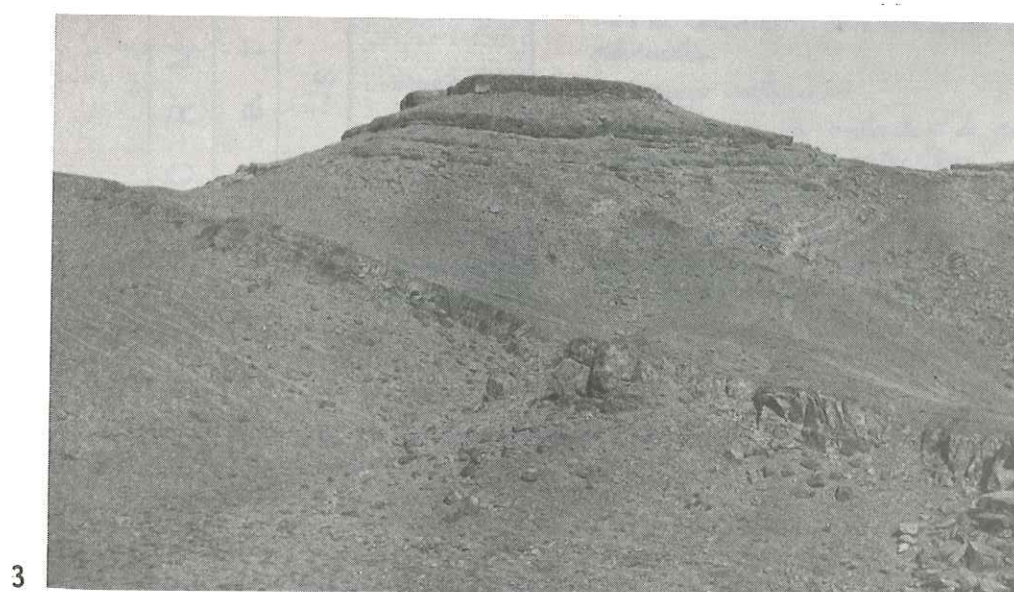
L'ensemble des données recueillies sur les formations jurassiques est schématisé par la colonne stratigraphique de la figure 9.

PLANCHE 1

1 - Conglomérat hétérogène de l'unité Jc (Jurassique inférieur à moyen) contenant des blocs métriques des granites voisins. N de Kamar Zard.

2 - Ripple-marks dans les shales sableux de l'unité Js (rhéto-liasique). NW de Kortion.

3 - Discordance angulaire des calcaires à Orbitolines (Aptien) sur l'unité Js (Lias). S de Baz-Howz.



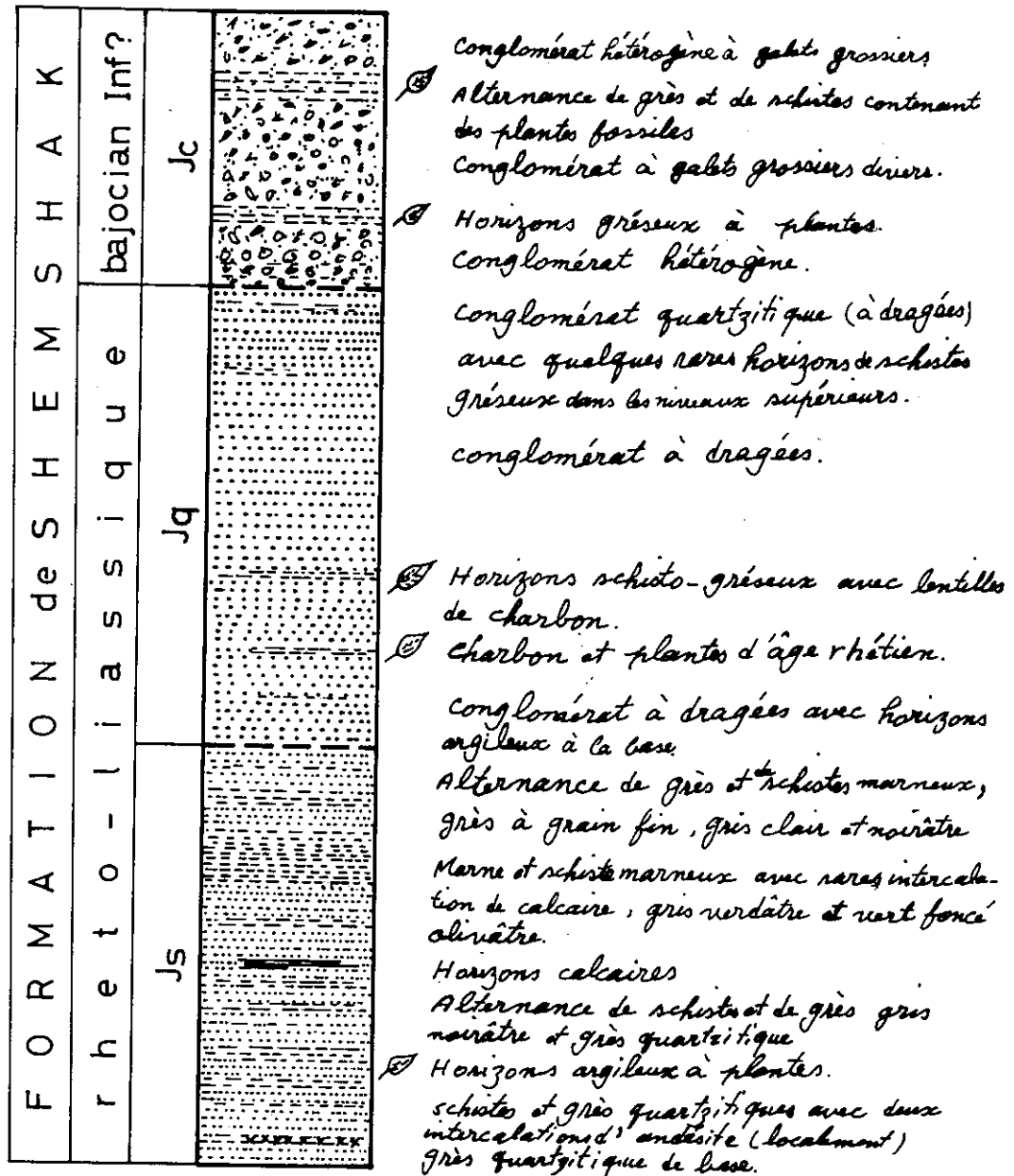


Figure 9: Coupe synthétique de la séquence jurassique (Formation de Shemshak) dans la région étudiée.

B - LE CRETACE

Dans la région située au SW de Mashhad, on peut observer quelques reliefs tabulaires isolés, constitués de calcaires à Orbitolines (voir la carte simplifiée montrant la distribution géographique de ces affleurements (fig.10). Ces calcaires ont toujours un pendage très faible ou nul et reposent donc en discordance sur les formations antérieures.

Au SW de Qeshlagh, ils sont transgressifs sur le granite. A la base de la série, on note la présence d'un niveau peu épais (quelques décimètres à 2m) de conglomérat et de grès rouge, suivi par quelques mètres d'un calcaire sableux plus ou moins fossilifère. Puis apparaissent des bancs décimétriques d'un calcaire compact, de teinte grise à jaunâtre, riche en Orbitolines et autres fossiles, qui constitue l'essentiel du relief.

Dans d'autres secteurs, à Aman-Abad, à Baz-Howz, à Kamar-Zard ou à Derakht-e-Toute, on peut faire des remarques analogues. La discordance angulaire de 30 à 60°, y met en contact le Crétacé avec les divers termes du Jurassique.

Au Sud de Baz-Howz (pl.I, fig.3), l'angle de la discordance sur le conglomérat à dragées peut-être estimé à 25°. A 7 km de Boz-Veshg, le flanc d'une vallée (fig.11) permet d'observer le repos horizontal des calcaires sur des grès et des shales de l'unité Js redressés à plus de 60°. A 10km de Sang-Bast, une petite butte de calcaires horizontaux est en contact, par son conglomérat de base, avec diverses roches métamorphiques (schistes cristallins et marbres).

Dans tous ces affleurements, la puissance maximale de Crétacé visible ne dépasse pas 100m.

Les calcaires contiennent de nombreux macro et microfossiles. A l'W de Qeshlagh, les déterminations de Bircher fournissent la liste suivante (d'après Bonnard, 1945):

Orbitolina subconcava Lam (?)

Pliotoxaster cf. collegnoi Sismonda

Botriopygus sp.

B. cf. orientalis d'Orb. (?)

Orthopsis sp.

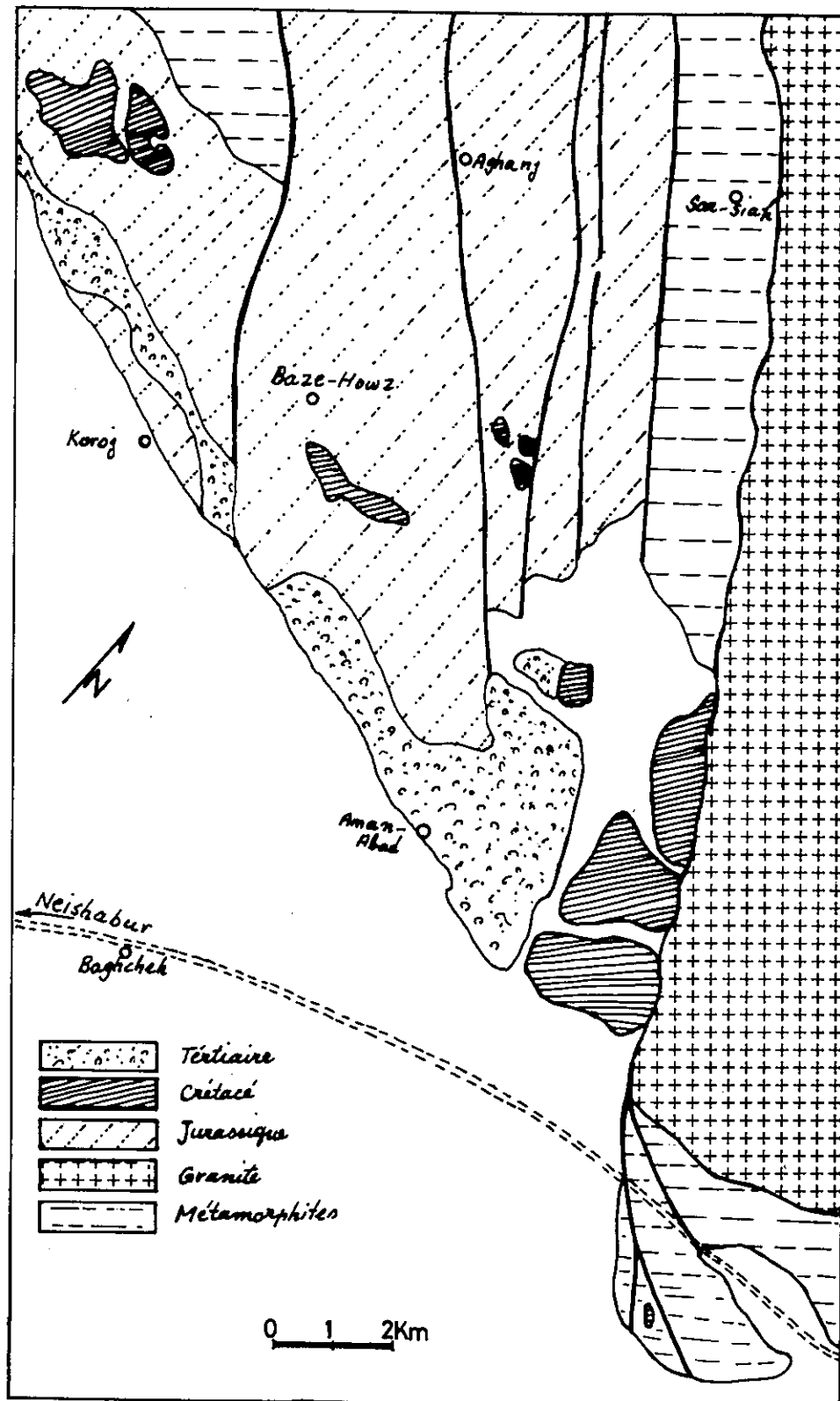


Figure 10: Carte géologique montrant la distribution des affleurements de calcaire crétacé au NW de Sangbast et les autres unités visibles dans la région.

Terebratula cf. biplicata Brochi

Exogyra sp.

Inoceramus concentricus Park.

Protocardium sp.

Nuculana sp.

Hippurites sp.

Turritella sp.

d'où l'attribution au Crétacé moyen.

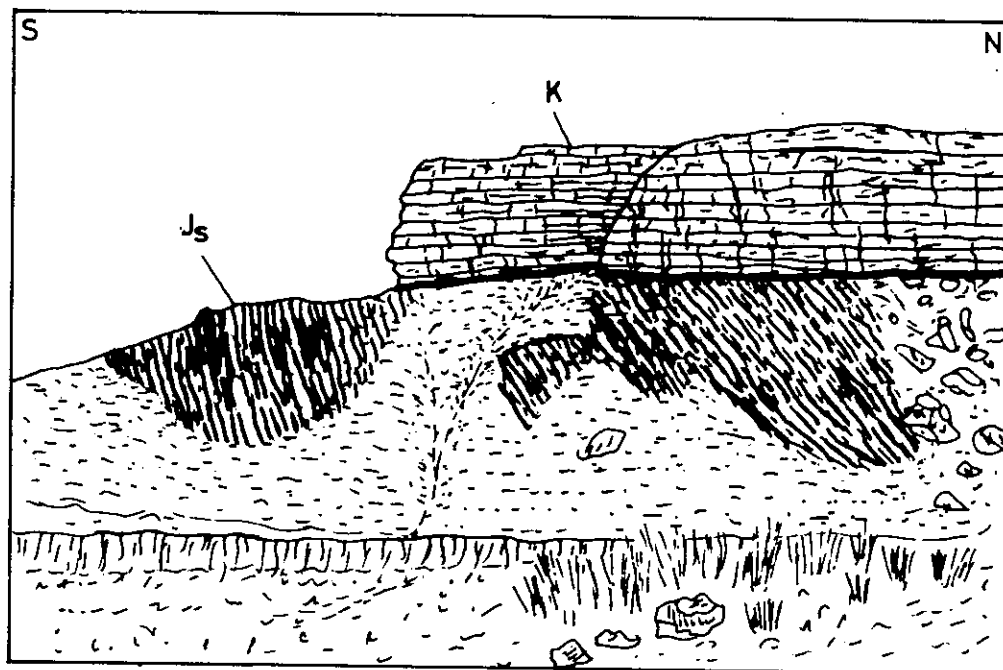


Figure 11: Discordance angulaire des calcaires aptiens sur les schistes et grès du Jurassique inférieur au S de Baz-e-Howz. Le conglomérat de base est parfois masqué par des éboulis calcaires.

Parmi les fossiles de la même localité, étudiés par Mehrnush (75-BM. 689, 690 A et B), la présence de Præorbitolina wienandsi permet de préciser un âge aptien.

D'autre part, une précision encore plus grande est apportée par les déterminations de M. Mehrnush sur des récoltes effectuées à l'E de Boz-Veshg (échantillons 353, 353 A).

Pseudochrysalidina sp.

Miliolidés

Cuneolina sp.

Praeorbitolina cormyi

Orbitolina (Mesorbitolina) sp.

Il s'agit là du Bédoulien.

Les Orbitolinidés, Miliolidés et Cuneolina sp. trouvés dans les calcaires qui surmontent les métamorphites à l'W de Sangbast (724, 724 A et B) confirment, sans plus, la présence de l'Aptien.

L'âge aptien des calcaires est donc prouvé, et l'appartenance des dépôts examinés à un même bassin sédimentaire, lié d'autre part à celui qui s'étendait dans l'Iran central, est vraisemblable. Dans cette dernière région, l'Aptien est également représenté par des calcaires dont la base, formée aussi d'un grès conglomératique rouge, est transgressive et discordante. En revanche, la discordance n'est observable ni dans le bassin de l'Alborz central, ni dans la zone du Kopetdagh.

C - L'OLIGO - MIOCENE

Au NW de Sangbast (à proximité de la route menant à Neishabur) et également au S (près de Saad-Abad), on peut observer, sur une vaste étendue, une série de conglomérats et de grès feldspathiques, d'une puissance d'au moins 60m, mal consolidée et à stratification peu apparente. Ces dépôts grossièrement détritiques, contenant parfois des intercalations riches en argiles rouges, sont essentiellement constitués de débris de roches granitiques, de grès quartzitiques et de calcaires crétacés, mal cimentés par une matrice gréso-argileuse d'un rouge intense, qui traduit l'abondance de l'oxyde de fer.

Localement, l'âge de ces conglomérats et de ces grès ne peut être précisé. Toutefois, les analogies qu'ils présentent avec des dépôts connus dans d'autres régions plus ou moins proches (Kopetdagh et Iran central) permettent de les attribuer à l'Oligo-Miocène. Dans l'Iran central, les dépôts similaires font partie de la Formation de Qom, qui comprend 3 termes: série rouge inférieure, série des calcaires et marnes, et série rouge supérieure. Ici, nous n'avons pas d'indices nous permettant de les rattacher à l'une ou l'autre des séries rouges, mais à quelques kilomètres au SW du territoire étudié, vers Taybad, les conglomérats rouges reposent sur un calcaire éocène à Nummulites. Ceci, nous incline plutôt à les attribuer à la série rouge inférieure de la Formation de Qom.

E - CONCLUSION

L'étude des séries sédimentaires de la région apporte un certain nombre de résultats.

En premier lieu, la discordance angulaire généralisée constatée à la base de la série liasique permet de conclure à un âge pré-rhétoliasique pour l'ensemble des métamorphites sur lesquelles elle repose. Quant à la présence de galets de roches granitiques et de roches métamorphiques dans l'unité conglomératique supérieure (Jc), elle démontre que l'intrusion des granites dans les métamorphites est, au moins antérieure au Dogger.

Sur le plan des corrélations inter-régionales, la totalité de nos dépôts jurassiques est tout à fait comparable à ceux que contient la Formation de Shemshak de l'Iran central, au S de l'Alborz. La plupart du temps, notamment à l'W de Damghan (Alavi-Naini, 1972), cette formation débute au Norien ou au Rhétien et se termine au Bajocien.

Chez nous, le caractère conglomératique et littoral de l'unité supérieure (Jc) semble dû à une régression marine. Or, une telle régression a déjà été prouvée ailleurs, où elle date généralement du Bajocien moyen: dans la zone de l'Alborz (Seyed Emami, 1970) ou dans la zone de l'Iran central, au S de Shahrood (série conglomératique bajocienne de la région de Khar-Touran; Majidi, en préparation). Mais dans la région de Damghan, cette régression aurait lieu au Bathonien (Alavi-Naini, 1972). De toute façon, dans notre zone, l'absence de fossiles ne permet pas de préciser davantage, et donc de situer la régression locale par rapport au mouvement général, qui s'est dessiné dans les autres régions.

Un autre fait, important, est le changement brutal de faciès qui se produit à la limite du conglomérat à dragées (Jq) et du conglomérat polygénique (Jc) qui lui succède. On passe alors d'un régime de sédimentation tranquille à un régime très turbulent qui entraîne l'apparition de blocs de dimension métrique. Cela ne peut provenir que d'un brusque mouvement tectonique synsédimentaire local, prélude à la régression marine. Et, celui-ci nous semble être également la cause du soulèvement et de l'écrasement des masses granitiques, qui les a alors livrées à l'érosion.

Enfin, si l'on compare les faciès des sédiments qui se déposaient simultanément dans notre bassin jurassique et dans celui du Kopetdagh, situé seulement à quelques dizaines de kilomètres au NE, on est amené à conclure que ces deuxaires se trouvaient complètement isolées l'une de l'autre par une zone émergée ayant le caractère

d'un horst. Ce horst ne peut évidemment avoir été constitué que par le massif cristallin qui s'allonge entre la plaine de Mashhad et le graben où subsistent actuellement les dépôts jurassiques.

Au cours du Crétacé, une transgression marine généralisée met, comme en Iran central, les dépôts aptiens en discordance angulaire nette sur divers termes plus anciens, dont le Jurassique. Rien de tel dans le Kopetdagh, où l'Aptien vient peut-être à la suite d'une lacune stratigraphique (conglomérat de Shourijeh, à la base des calcaires à Orbitolines), mais ne montre nulle discordance angulaire à sa base.

Le pendage faible ou nul des divers témoins crétacés présents au niveau des diverses failles permet de conclure avec vraisemblance que l'activité essentielle de celles-ci était terminée lorsqu'ils se sont déposés.

En ce qui concerne le jeu de ces failles majeures, les observations que l'on peut faire sur les galets du conglomérat polygénique (Jc) sont déterminantes. Ainsi que nous l'avons déjà dit, sur chaque coupe transversale, leur nature correspond toujours à celle du substratum cristallin visible dans le voisinage.

On peut donc en conclure que leur rejet horizontal n'a pas été important, et que ce sont essentiellement des failles à jeu vertical.

Nous réservons les conclusions tectoniques d'ensemble pour la cinquième partie de ce mémoire.

Deuxième partieCHAPITRE 2ENSEMBLE MÉTAMORPHIQUE PRÉ-JURASSIQUE

Ainsi qu'on l'a vu dans le chapitre précédent, tant par leur présence dans un socle recouvert en transgression et en discordance par une série sédimentaire datée, que par les galets qu'elles ont fournis aux niveaux conglomératiques de celle-ci, les métamorphites de notre région peuvent indiscutablement être considérées comme pré-jurassiques.

Dans l'étude lithostratigraphique que nous allons maintenant leur consacrer, nous allons tenter de préciser leur âge, en nous aidant de toutes les méthodes classiques de datation et de corrélation. Sans attributions chronostratigraphiques précises, nous ne pourrions en effet viser la reconstitution de leur histoire tectonique.

L'entreprise est moins aisée que dans les terrains sédimentaires, car les restes fossiles y font généralement défaut. Ils ne sont pas toutefois totalement absents, et leur présence permet déjà de réfuter les affirmations antérieures (Stocklin, 1968, 1974; Holzer^{et} Momenzadeh, 1969) selon lesquelles nos métamorphites appartiendraient au socle précambrien de l'Iran.

Ainsi que le montre la carte géologique (fig.12) l'ensemble cristallin est partagé, par la bande jurassique faillée que nous avons précédemment décrite, en deux zones distinctes qui diffèrent d'autre part l'une de l'autre sur le plan pétrogénétique et tectonique, ce qui nous conduit à les traiter successivement: ce sont la zone SW ou zone A et la zone NE ou zone B.

A - LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA ZONE A (SW)

La zone A montre essentiellement une puissante série d'ardoises métamorphiques ("slates") qu'un examen plus attentif permet de diviser en quatre unités qui seront décrites de bas en haut.

1) SLATES INFÉRIEURES (Ds1)

Les roches les plus anciennes de la région sont des slates, qui affleurent à proximité de Boz-Veshg, à 40km au SSW de Mashhad. Leur base n'est pas visible.

Ce sont des roches authentiquement métamorphiques, bien qu'elles ne présentent pas de minéraux néoformés visibles à l'œil nu. Elles montrent une schistosité ardoisière qui leur confère un clivage parfait, permettant de les distinguer des schistes liasiques non métamorphiques qui affleurent au voisinage. Ces slates, à grain très fin, sont d'un gris noir, parfois bleuté. Ils ne montrent aucune variation de faciès sur une puissance d'environ 200m mesurable à l'affleurement mais, dans certains horizons présentent quelques filonnets de quartz.

A leur sommet, près du contact de l'unité suivante, ils sont sombres, mais colorés de rougeâtre par de l'oxyde de fer et contiennent des filonnets de quartz.

On n'y voit pas de fossiles.

2) GRES ET DOLOMIES DE BASE (Cgs)

A la suite des slates précédents, toujours dans la coupe de Boz Veshg, on observe une nouvelle unité lithologique (fig.13).

Celle-ci se signale d'abord à sa base par l'apparition d'un niveau de grès quartzitique ou microconglomératique, lui aussi de teinte rouge et noire, contenant des débris d'origine diverses: quartzite, quartz, schistes cristallins et minéraux détritiques tels que le rutile et la tourmaline. La puissance de ce niveau, sans tenir compte des slates rubéfiés inférieurs, varie de 5 à 7m.

Un passage graduel fait ensuite apparaître des horizons dolomitiques à sidérite et des dolomies bien litées, d'un gris jaunâtre clair, contenant parfois des silex. La puissance de ce niveau dolomitique étant d'environ 15m, la puissance totale de l'unité doit avoisiner 20m.

Ainsi que nous le verrons, on peut considérer cette unité comme le témoignage d'une transgression, observable dans d'autres régions. Aucune discordance angulaire n'est manifeste à sa base.

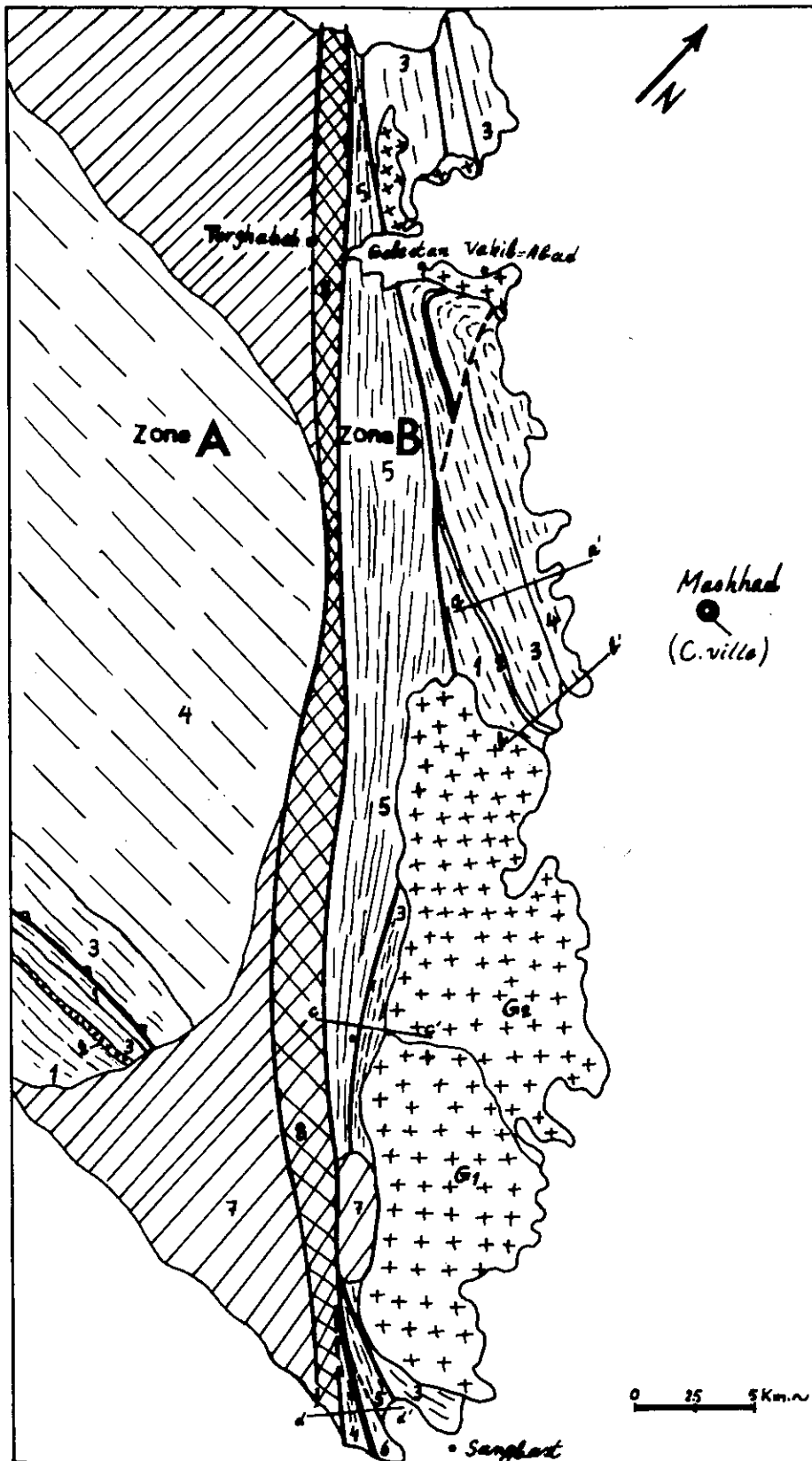


Figure 12: Carte géologique simplifiée montrant les deux zones A et B séparées par la bande feuillée de Torghabeh-Sangbast. Les chiffres 1 et 5 sur la carte indiquent les unités considérées dans le texte. 6- Zone de mélange ophiolitique. 7- Jurassique et crétacé. 8- zone de failles majeures de Torghabeh-Sangbast. a-a', b-b', c-c': positions des coupes schématiques du texte.

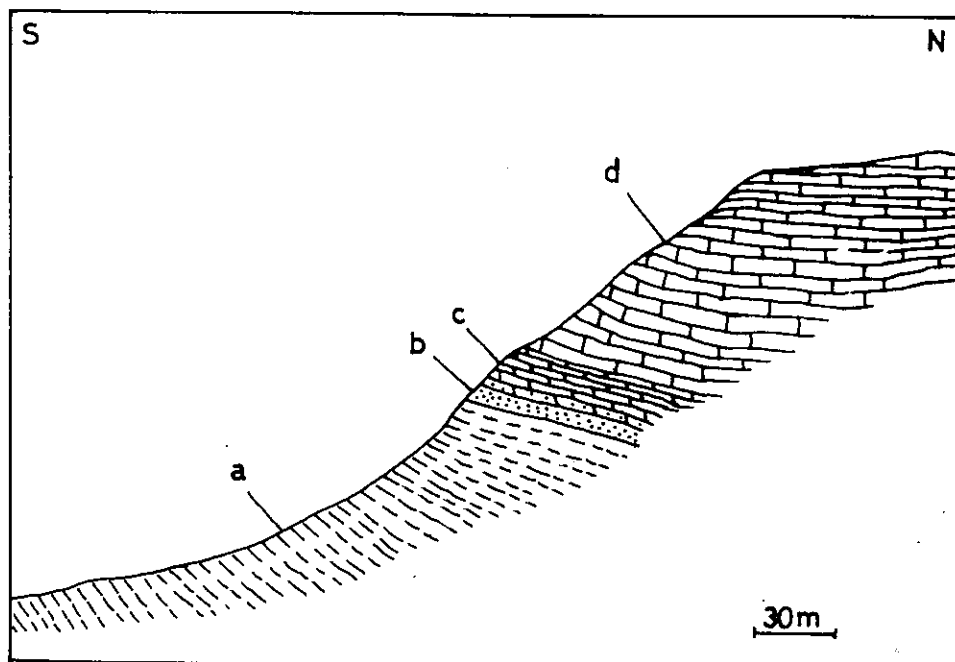


Figure 13: Coupe montrant la transgression du Dévonien moyen ou supérieur (d) par les niveaux de base de grès conglomératique rouge (b) et de dolomie (c) sur les slates inférieures (a).

3) CALCSCHISTES (Dm)

Les dolomies de l'unité 2 passent progressivement à un puissant ensemble de calcaires cristallisés qui occupe une étendue relativement importante au S de la zone A. Un litage très répété, de direction E-W, parallèle à la stratification, justifie le terme de calcschistes que nous utilisons pour désigner cette unité.

La silice, la dolomite et les argiles présentes dans le sédiment initial ont permis le développement de minéraux de métamorphisme. Certains horizons en sont si riches qu'on les reconnaît sur le terrain, ce qui permet des désignations plus précises (calcschistes à scapolite, par exemple).

Bien que quelques variations lithologiques soient visibles de place en place (faciès ou teinte) l'aspect le plus constant de ces roches se caractérise par un litage millimétrique et une teinte gris foncé ou blanc jaunâtre.

Certains horizons livrent des échantillons où, à côté des minéraux de néoformation, on distingue des tiges de Crinoïdes. Celles-ci longues de 2 à 3 cm et

d'un diamètre de 3 à 10mm sont partiellement aplaties ou boudinées et recristallisées, mais en lame mince le dessin pentagonal de leur structure interne se discerne encore très bien.

A cause du métamorphisme, ces fossiles ne sont évidemment pas déterminables. D'autre part, la recherche des Conodontes dans certains échantillons est restée infructueuse. Heureusement, cette unité se suit très bien vers l'W et, à quelques kilomètres de notre région d'étude, elle se montre moins métamorphisée et riche en restes de crinoïdes et de brachiopodes. Ces derniers, un peu recristallisés, ont été déterminés par F. Golshani (du S.G.I.), qui y reconnaît des formes du Dévonien moyen à supérieur. Dans ces calcaires moins transformés, des Conodontes étudiés par B. Hamdi (S.G.I.) donnent la même indication stratigraphique.

La puissance de cette unité nous paraît dépasser 400m.

On sait, d'autre part, que les calcaires dolomitiques non métamorphiques sont très bien représentés dans le Dévonien de l'Iran central et de l'Alborz.

4) SLATES SUPERIEURS (C₁)

En continuité sur les calcschistes vient une puissante série de slates, et qui constituent la plus grande partie des montagnes du Binalud et notamment leur point culminant. Ces slates, gris foncé à bleuté, mais un peu plus clairs que les slates inférieurs, extrêmement fins et monotones, montrent une schistosité E-W constante, parallèle et conforme à la schistosité et au litage des trois unités inférieures.

Quelques restes de plantes, trouvés dans les reliefs situés à l'W de Shandiz, n'ont pu être déterminés. Toutefois, en dépit des déformations qui les affectent, ces plantes semblent pouvoir être rapprochées de Calamites et seraient donc carbonifères.

Les calcschistes de l'unité précédente étant datés du Dévonien moyen ou supérieur, un âge dévono-carbonifère ou seulement carbonifère nous paraît donc vraisemblable pour ces slates. Aucune autre forme fossile n'y ayant été découverte, nous ne pouvons préciser si leurs niveaux les plus élevés sont du Carbonifère inférieur ou déjà du Carbonifère moyen.

Nous rappelons que Bonnard (1945), reprenant en cela les idées de Furon (1937), avait exprimé l'opinion que nos métamorphites sont précambriennes. Pourtant, bien auparavant, Griesbach (1887), se fondant sur des analogies de faciès avec des sédiments carbonifères qu'il connaissait dans d'autres régions (Afghanistan, Arménie), les

avait attribuées au Carbonifère. Nos observations nous permettent de revenir à l'ancienne interprétation.

Cette unité très souple, est largement déformée (fig.14), ce qui fait obstacle à l'estimation de sa puissance réelle.

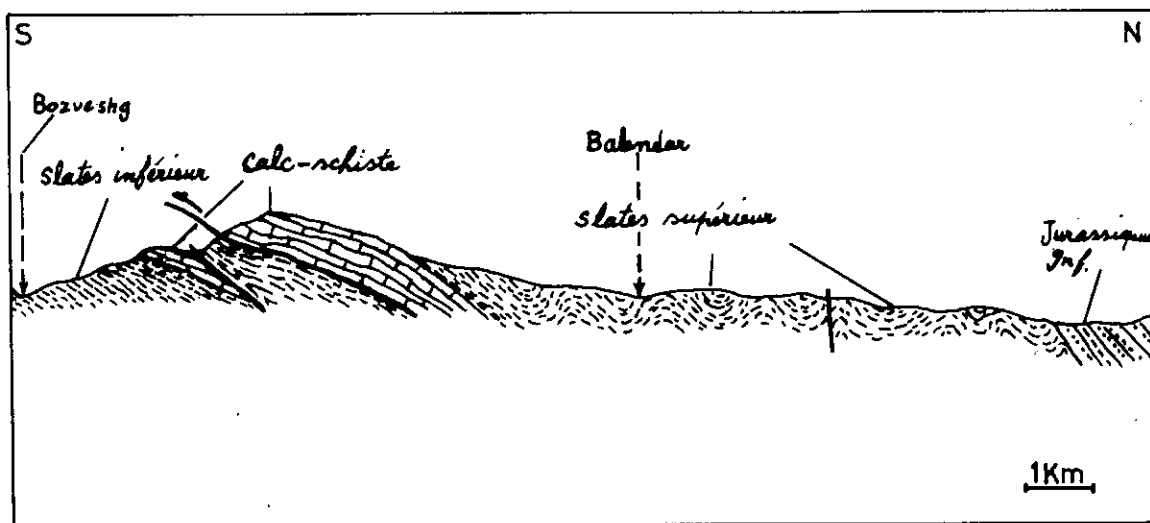


Figure 14: Coupe méridienne, par Bozveshg et Balendar, montrant la séquence paléozoïque visible dans la zone A.

B - LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA ZONE B (NE)

Cette zone intercalée entre la plaine de Mashhad et le fossé jurassique, disparaît au NW sous une couverture alluviale. Au SE, elle se prolonge au contraire sur plus de 70km au-delà de Sangbast.

Le métamorphisme et les déformations y sont plus accentuées que dans la zone A. Il en résulte qu'en dépit de la présence sporadique de fossiles, d'ailleurs très mal conservés, la position stratigraphique des diverses unités que l'on y rencontre est moins aisée à déterminer.

Pour certaines d'entre elles, nous allons relever des analogies dans le faciès et la succession avec celles de la zone A. C'est ainsi que nous noterons à nouveau la présence de slates inférieurs, de calcschistes et de slates supérieurs, ces

ces derniers contenant cette fois-ci, des intercalations de roches volcaniques. Ensuite, mais toujours en continuité, vient une unité plus élevée où figurent à la fois des slates, des calcaires et des roches ultrabasiques. Deux différences seulement peuvent être notées par rapport à la zone A: la présence de laves intercalées dans certaines unités, et l'absence d'une formation de base transgressive entre slates inférieurs et calcschistes.

Les autres séquences, sans homologues dans la zone A, ont d'autre part une position tectonique indépendante par rapport aux unités précédentes, dont elles sont séparées par des failles. Ce sont d'une part une formation schisto-gréseuse qui borde, de façon quasi constante la zone jurassique, et d'autre part un complexe ophiolitique, uniquement visible au voisinage de Sangbast.

Enfin, une curieuse unité, constituée d'un calcaire cristallin et d'âge inconnu, s'insère tectoniquement dans la série jurassique de Torghabeh.

La figure 12 indique schématiquement la situation et les relations de ces diverses unités, ainsi que l'emplacement de certaines coupes qui seront décrites de façon détaillée.

1) SLATES INFÉRIEURS ET SCHISTES CRISTALLINS (Ds1)

Cette unité, en position inférieure par rapport aux suivantes, affleure dans un secteur situé au SW de Mashhad. Sa base n'est jamais visible, soit parce que la série se trouve interrompue par une faille qui la met en contact avec une autre unité, soit par suite de sa granitisation.

Elle est constituée de slates gris noir ou bleutés, comparables à ceux de la zone A. Sur la coupe de Mineshk (fig.15 et a-a', fig.12) qui montre la plus grande extension stratigraphique (environ 300m) on observe, vers la base de la série visible, un banc de calcaire métamorphique à silex, épais de 5m.

Vers Kamarzard et Khaladj (fig.16 et b-b', fig.12) la série se réduit à 200m environ et se montre, vers sa base, très métamorphisée. On a là des schistes cristallins contenant des minéraux bien développés, visibles à l'oeil nu: grenats, staurotide, andalousite et micas.

A la différence de la zone A, la schistosité et la stratification de ces slates présentent ici des variations: leur direction, E-W, dans la coupe de Khaladj passe à NW - SE dans celle de Mineskh.

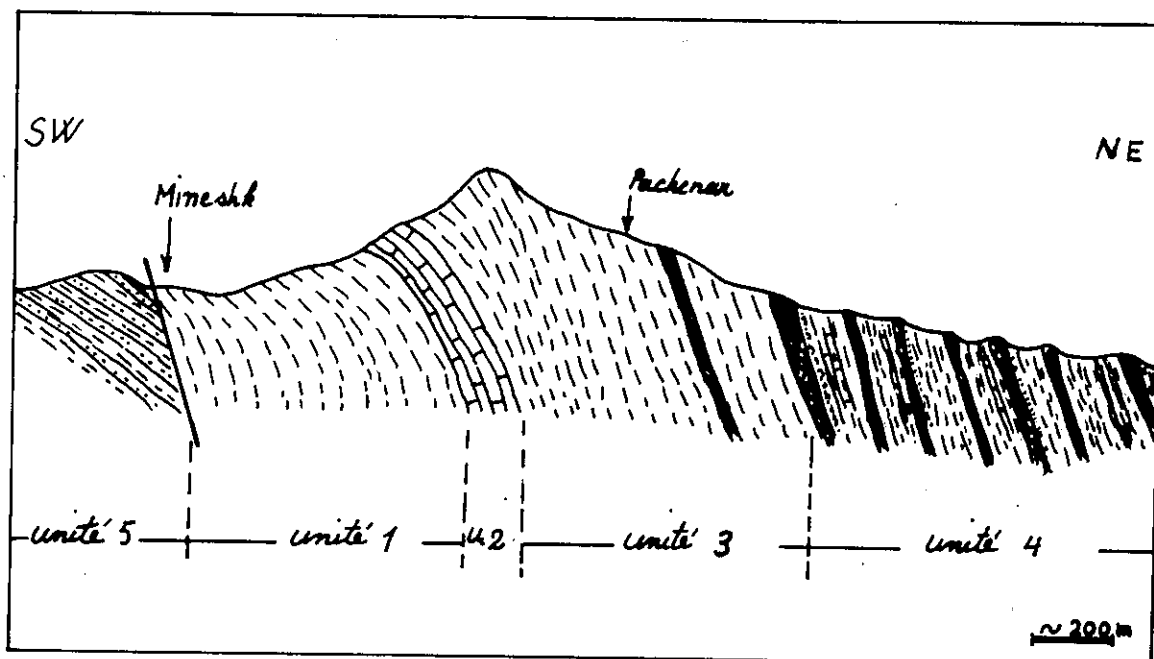


Figure 15: Coupe méridienne, par Mineshk et Pachenar, montrant la succession des unités 1 à 4 et leur juxtaposition tectonique avec l'unité 5. (coupe a-a' de la fig.12)

L'équivalence stratigraphique de ces slates inférieurs avec ceux de la zone A semble certaine mais reste approximative. A leur sommet en effet, ils passent en continuité à l'unité suivante, au lieu de se trouver amputés par une lacune suivie d'une transgression.

2) CALCSCHISTES ET MARBRES(Dm)

Dans les coupes que nous venons de citer, ainsi que dans celle de Kamarzard, les slates inférieurs sont surmontés en concordance par une unité calcaire de plus de 100m d'épaisseur. A la carrière de Khaladj, on exploite un marbre métamorphique, en général blanc mais comportant parfois des bancs bleutés, situé au voisinage de roches granitiques. Ailleurs, le faciès est celui d'un calcschiste à feuillets millimétriques blancs, gris noir ou bleutés. A côté de la calcite un certain nombre de minéraux de métamorphisme sont visibles.

On peut noter aussi, bien que la teneur en silice ne soit pas importante, quelques nodules et bancs centimétriques de silex.

Naturellement, dans cet ensemble fortement recristallisé, influencé

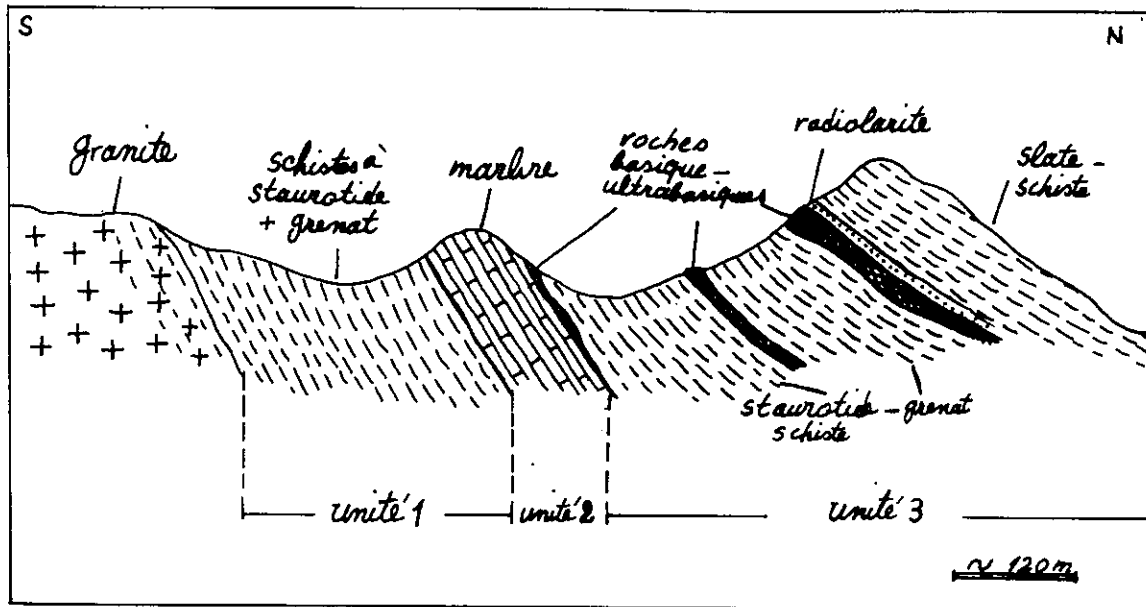


Figure 16: Coupe schématique du secteur de Khaladj, montrant la série métamorphique et la granitisation de sa base (coupe b-b' de la fig. 12)

par les intrusions granitiques, il y a peu d'espoir de retrouver des fossiles. Le seul indice de reste organique, observé dans de petits affleurements de marbre situés auprès d'une ancienne mine d'or, à l'E de Torghabeh, nous a été signalé par L. Némat (communication personnelle): ce serait un Brachiopode non déterminable.

L'analogie de ces calcschistes et marbres avec des formations calcaires de la zone A, d'une part, et de la région d'Agh-Darband, d'autre part, nous conduit à penser qu'ils peuvent être contemporains de celles-ci et appartenir au Dévonien moyen ou supérieur.

3) SLATES SUPERIEURS A ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES (C1)

A la suite des calcaires métamorphiques vient une nouvelle unité, essentiellement constituée de slates et de schistes plus cristallins. Le faciès simplement ardoisier est très comparable à celui que l'on rencontre dans l'unité 6 de la zone A. Sur la coupe de Mineshk (fig.15), les plans de clivage sont tachetés de minéraux divers.

A proximité du granite, le faciès change. Dans le secteur de Khaladj, comme cela s'était produit dans les slates inférieures, on voit se développer grenat, staurotide et micas.

Le seul indice organique est constitué, comme dans la zone A, par des restes de plantes (Calamites ?).

Par rapport aux autres unités de slates décrites jusqu'à présent, le trait original de celle-ci réside dans l'interstratification de roches volcaniques à divers niveaux.

Le premier témoin de celles-ci, visible dans la coupe de Khaladj (fig.16), au NW de la mine, souligne la limite des marbres et des slates supérieures. Il consiste en un banc de quelques décimètres, visible sur une longueur d'une dizaine de mètres. Diverses intercalations de ce type, constituées par des roches basiques ou ultrabasiques, sont encore visibles à d'autres niveaux, à l'E de Khaladj, l'une notamment, d'une puissance de 20m, où semble se dessiner une structure de pillow-lava. Elle est couronnée par quelques mètres d'une roche siliceuse jaspée de teinte rouge brunâtre (chert rubané). D'autre part, si l'on tente de suivre le prolongement de cette intercalation vers l'E, on ne trouve plus, à son niveau, que quelques sphéroïdes de 1,5 ou 2m, de même composition, dispersés dans une matrice métamorphique (schistes à staurotide);

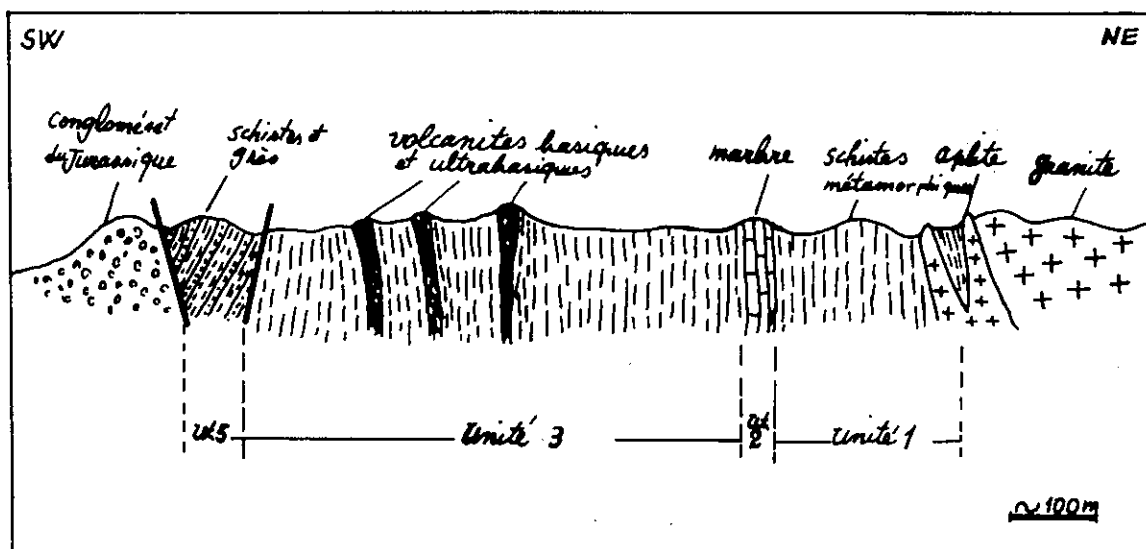


Figure 17: Coupe schématique de Kamar Zard. Position des unités métamorphiques par rapport aux granitoïdes, et aux conglomérats du Jurassique (coupe c-c', fig.12).

très denses et d'un gris noirâtre, ces boules dont le matériau originel a été complètement transformé en une roche très riche en amphibole, pourraient représenter des pillow détachés de leur contexte.

Une coupe relevée aux environs de Kamar-Zard (fig.17 et c-c' fig.12) montre les relations de diverses unités, d'une part avec les roches granitiques et d'autre part avec les sédiments jurassiques non métamorphiques qui les bordent. Les séries visibles sont comparables, y compris les volcanites intercalées, à celles que l'on rencontre au long de la coupe de Khaladj.

Seule différence mineure, les marbres de l'unité 2 ne mesurent plus ici que 35cm.

Au Sud de Vakil-Abad, les intercalations basiques et ultrabasiques sont plus nombreuses et plus épaisses. Elles forment avec les slates une puissante série plissée, cisailée par un décrochement (fig.18).

4) SLATES A INTERCALATIONS CALCAIRES, SILICEUSES ET ULTRABASIQUES (C₂)

Nous avons été amené à séparer cette nouvelle unité de la précédente, qu'elle prolonge normalement, parce qu'elle renferme, outre des niveaux volcaniques, des lits de roches diverses: calcaires et marnes, argilites et jaspes rubanés à Radiolaires (75.BM.416). La séquence la plus développée, visible au SW de Mashhad, doit atteindre une puissance d'environ 1500m.

Les slates, d'un gris bleuté, montrent un clivage ardoisier parfait. Eloignés du granite, ils ne comportent pas de minéraux de néoformation visibles à l'oeil nu. Toutefois, ils présentent assez fréquemment un faciès tacheté. Leur grain est extrêmement fin et les plans de schistosité sont très lisses.

En une seule occasion, nous y avons trouvé des restes de végétaux que

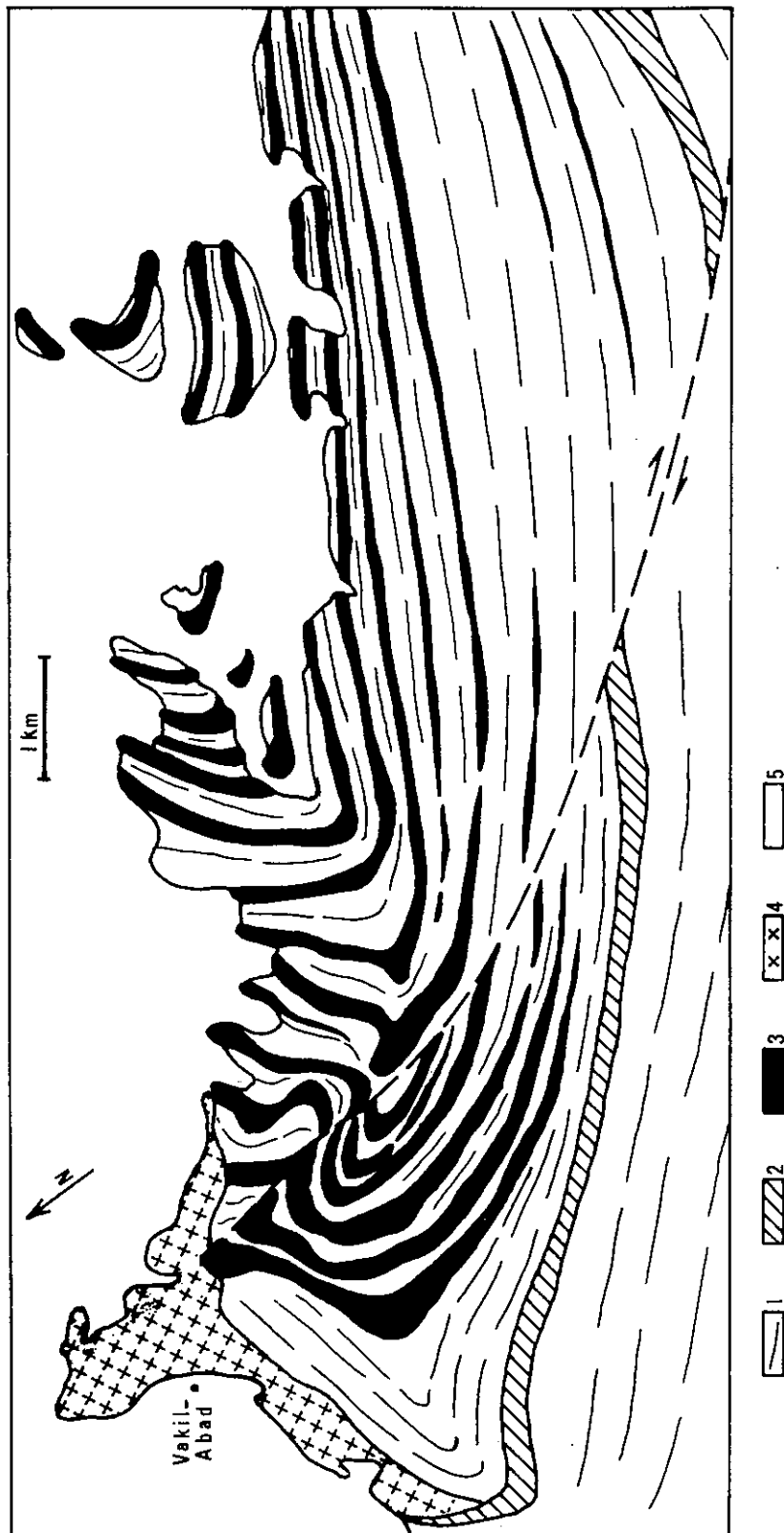


Figure 18 - Carte géologique montrant l'alternance des pélites et des volcanites et leurs plis à l'W de Mashhad.

1- Slate; 2- Galeschiste; 3- Ultrabasite; 4-Tonalite; 5-Alluvions.

A.F. de Lapparent (communication orale) pensait pouvoir rapporter à des plantes carbonifères. En dépit de nos efforts, sur le même site ou sur d'autres, nous n'avons pu en récolter de nouveaux.

Les niveaux de calcaires cristallisés, d'une puissance de quelques décimètres à 3 ou 4m et d'une teinte blanc jaunâtre sont bien lités et schisteux. A plusieurs reprises, dans la vallée de Pachenar (coupe de Mineshk), nous y avons observé les restes cristallisés de petits Crinoïdes, de 3 ou 4 mm de diamètre.

Les jaspes rubanés (cherts), de teinte grise, gris bleu, verte ou rougeâtre, dont certains niveaux atteignent une puissance de 5 ou 6m et qui présentent un litage décimétrique, se remarquent aisément. On note qu'ils se rencontrent, en général, au toit des intercalations volcaniques et que leur épaisseur est souvent fonction de celle du niveau igné auquel ils s'associent. Un tel cas est visible au bord du chemin, à l'entrée de la vallée de Pachenar. Ces roches sont des radiolarites, ainsi que le montrent les Radiolaires qu'elles contiennent, bien reconnaissables en dépit des déformations et du métamorphisme qui les ont affectées.

Les roches ultrabasiques de cette unité, très denses, et de teinte gris verdâtre, sont complètement serpentinisées. Si, la plupart du temps, on n'y distingue pas de minéraux, il faut pourtant remarquer qu'au coeur des bancs les plus épais, les clivages des pyroxènes centimétriques forment encore des plages miroitantes. De son côté, la tranche supérieure de ces bancs présente un faciès de microgabbro (ou dolérite). Dans la coupe de Mineshk (fig.15) la puissance de ces intercalations varie de quelques mètres à 70m.

Holzer et Momenzadeh (1969), qui les ont étudiées avant nous, les décrivent comme des dunites serpentinisées. D'autre part, ils ont remarqué que, sur quelques centimètres à quelques mètres, les pélites ou calcaires sous-jacents sont transformés, avec apparition de talc, d'épidote, et d'amphiboles, d'où le nom de "talc fels" (ou cornéennes talqueuses) qu'ils leur ont donné.

La figure 19 montre l'aspect général de cette unité, avec ses alternances de pélites et de volcanites. Plus détaillée, la figure 20 met en évidence la variété des faciès observables, slates, calcaires et radiolarites.

Pour apporter davantage de précision aux données concernant l'unité 4, nous allons maintenant nous transporter dans le secteur de l'Aghar, situé à quelques kilomètres au SE de notre zone d'étude. Une séquence très comparable y est visible et, vu l'absence de massifs granitiques au voisinage, les faciès lithologiques originels y sont bien mieux

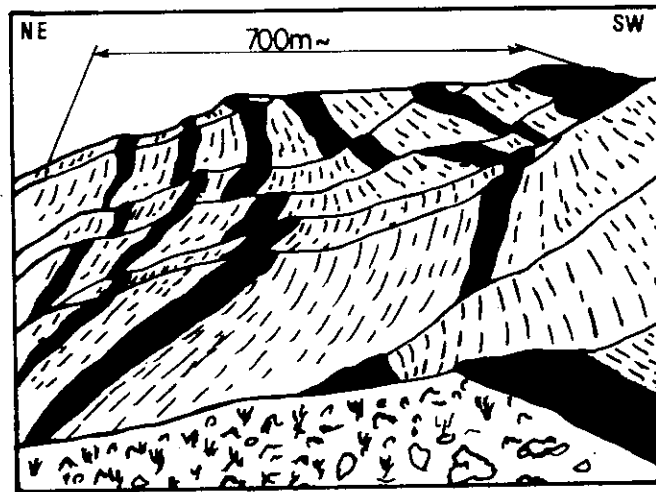


Figure 19: Alternance de sédiments et de roches ultrabasiques à l'W de Mashhad

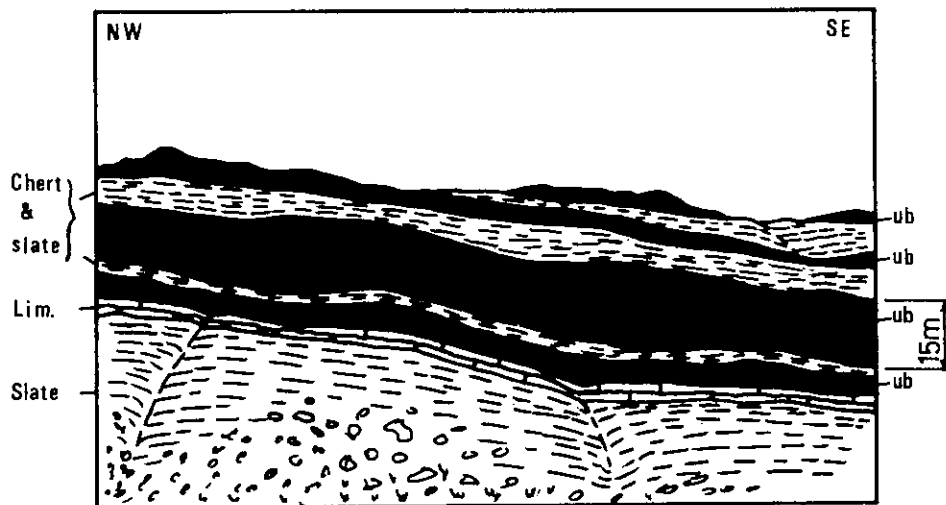


Figure 20: Alternance de sédiments et roches ultrabasiques au NW de Mashhad.

conservés (fig.21).

A la base de la coupe, 30m de roches basiques à faciès et structure de pillows reposent sur un substratum à faciès volcano-sédimentaire hyaloclastiques et supportent quelques mètres de radiolarites (fig.22). Bien que le métamorphisme et la tectonique aient masqué les relations mutuelles de ces pillows, on peut encore les identifier comme tels. On imagine mal, en effet, quel processus - altération ou autre - aurait été susceptible de créer des sphéroïdes, essentiellement constitués de verre et de matériaux serpentinisés, et liés par un matériau de même nature.

Plus haut, la coupe montre encore plusieurs niveaux ultrabasiques interstratifiés dans des schistes. Cette fois, ils sont transformés en un mélange de minéraux carbonatés et siliceux et prennent l'aspect d'une dolomie, de teinte gris-jaunâtre, tachée localement de vert, par suite de la présence de nickel (une teneur élevée en nickel est confirmée par l'analyse. (Cf. Ziegler et Momenzadeh, 1973)

Au NE de la coupe, une série de roches d'origine péridotitique, puissante de plus de 60m, forme le flanc d'une vallée. L'apparence est celle d'une accumulation de pillows, bien que la transformation minérale ait abouti au carbonate de magnésium et à la silice. Rappelons que ce type de roche est largement répandu dans les "coloured melanges" (associations bigarrées) de l'Iran oriental où il a été désigné par le terme de list-vénite chez divers auteurs.

Ces aspects originaux pris par d'anciens pillows expliquent que, dans notre propre secteur, nous ayons pu évoquer des laves possédant cette structure au vu d'affleurements d'allure singulière mais à priori peu probante.

5) SERIE GRESO-SCHISTEUSE (Cs)

Cette unité allongée NW-SE, étendue en fait sur plus de 150km et constituée d'alternances de shales et de grès est située, dans la quasi totalité de notre secteur, en bordure de la bande jurassique qui sépare les zones A et B. De son côté, ses contours lui sont imposés par les failles de Torghabeh-Sangbast. De l'autre, au NE, elle est limitée soit par le contact de roches granitiques, soit par des failles, de telle sorte que l'on ne connaît ni sa base, ni son sommet stratigraphique. La région où elle présenterait sa plus grande extension verticale semble être celle du SE de Sangbast, bien que son contact avec les unités précédentes y soit également tectonique (voir la carte géologique ci-jointe).

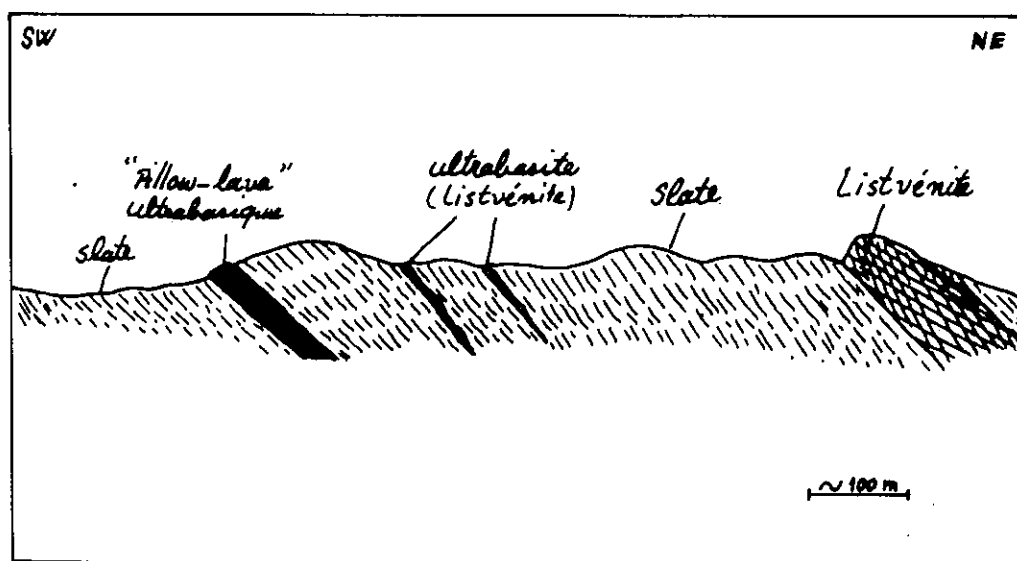


Figure 21: Coupe schématique montrant le prolongement de la zone B, au N d'Aghar, avec ses slates et ses roches ultrabasiques en continuité de la zone B, 80km SE de Mashhad.

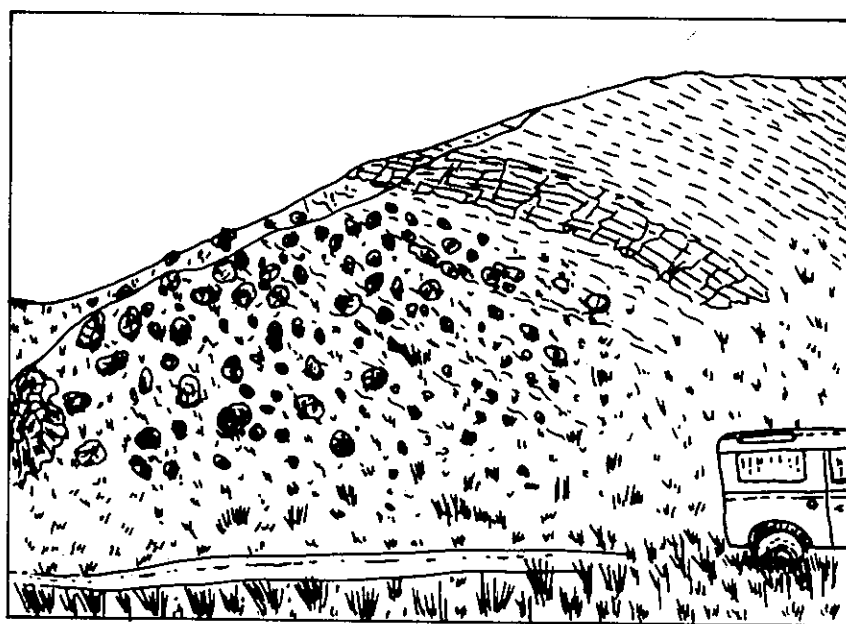


Figure 22 : "Pillow-lavas" ultrabasiques et radiolarites dans la séquence des slates de Aghar (partie SW de la coupe fig.21).

Elle est essentiellement constituée d'une alternance de grès quartzo-feldspathiques de teinte grise plus ou moins foncée, de quelques décimètres à 2m, régulièrement présents à tous les niveaux et de shales métamorphiques. Ces derniers diffèrent beaucoup des slates des autres unités: de teinte plus claire, leur métamorphisme est moins accentué, leur grain plus grossier et leur clivage peu net. Des intercalations de bancs de calcaires gréseux, malheureusement dépourvus de fossiles, sont possibles, mais peu fréquentes ou très rares, selon les localités.

Il pourrait parfois sembler qu'il existe une certaine analogie entre cette formation et l'unité 4, mais les différences sont également sensibles; l'unité 4 possède des volcanites et ne possède pas de grès, au contraire de l'unité 5. D'autre part, le caractère plus détritique de cette dernière et son métamorphisme moindre facilitent encore la distinction.

Tous les affleurements montrent une stratification NW-SE, parallèle au faisceau de failles de Torghabeh-Sangbast, mais linéation et schistosité sont infiniment moins évidentes que dans les autres unités. Egalement, les plis simples aux ondulations régulières (fig.23) de cette unité diffèrent de ceux plus aplatis et complexes des unités précédentes.

La colonne stratigraphique visible n'est pas inférieure à 500m.

Il est à nouveau nécessaire d'abandonner notre secteur pour compléter nos observations à l'E d'Aghar, sur le prolongement de cette unité. La série y est plus complète vers le bas (fig.24). Entre des shales et des grès, on note un banc de basalte spilitique. Au-dessus des grès viennent 30m d'un calcaire marneux gris brun; peu compact dans ses niveaux supérieurs fins; sur 5 ou 6m, des galets elliptiques de quelques centimètres à un décimètre de ce calcaire sont dispersés dans un ciment de même nature. On passe enfin à l'alternance, typique pour cette unité, de shales phylliteux et de grès quartzo-feldspathiques, qui se poursuit avec une puissance notable.

Un autre faciès lithologique, intercalé dans l'alternance gréso-schisteuse habituelle, de teinte gris sombre, se rencontre au NW de notre région ainsi qu'au N et au S du Golestan (Cf). Il s'en distingue par sa teinte d'un blanc jaunâtre et se trouve représenté dans un système de plis isoclinaux, au voisinage de la zone faillée de Torghabeh-Sangbast. Il comporte des micaschistes de teinte claire, des bancs de calcschistes blancs, des lits de quartzites blanc jaunâtre et des grès quartzitiques blancs, le

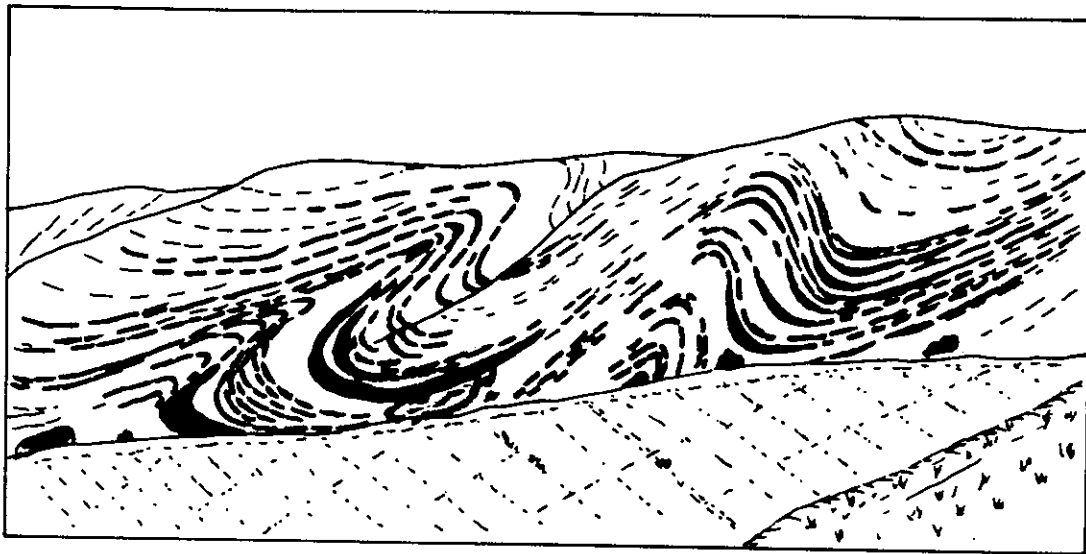


Figure 23: Alternance des schistes et des grès dans l'unité 5. Plis visibles à l'W de Khaladj.

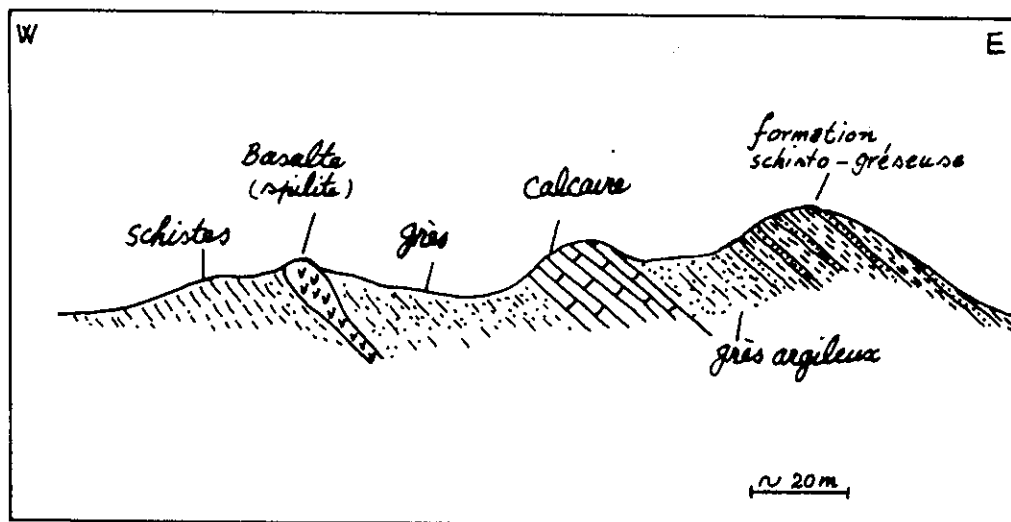


Figure 24: Coupe schématique au N d'Aghar montrant des niveaux sous-jacents à la formation schisto-gréseuse (unité 5)

tout sur une épaisseur d'environ 250m.

Aucun fossile n'a été découvert dans cette unité. D'autre part, ses directions de plissement et de schistosité sont NW-SE et non pas E-W comme dans les précédentes ce qui lui confère une allure tout à fait indépendante.

6) MELANGE OPHIOLITIQUE COMPLEXE DE SANGBAST (m)

Un ensemble anarchique de roches tectonisées donne l'aspect d'un "coloured melange" à un affleurement restreint (1km²) visible à 6km à l'W de Sangbast. Peut-être bordée par deux failles, celui-ci disparaît vers l'E sous les alluvions (fig. 12)

On rencontre là, sous la forme de panneaux de quelques dizaines de mètres flottant dans une matrice, tous les constituants des unités 1 à 4, volcanites, marbres et matériaux schisteux divers, ainsi que des blocs exotiques de roches péridotitiques carbonatisées (listvénites). Quant à la matrice, elle est constituée par des roches vertes volcano-sédimentaires, tufs et tufs schisteux à grain très fin, et par des laves spilitiques.

A propos de ces roches volcaniques, on peut faire diverses remarques et comparaisons. Et d'abord que les tufs ressemblent beaucoup à ceux qui, près de Torbat, à 100km au S, et dans d'autres régions, participent aussi à des mélanges tectoniques multicolores. Ils y semblent liés à un épisode volcanique spilitique, responsable de l'apparition de formations hyaloclastiques et de pillow-lavas. Ensuite, que les spilites présentes ici, sont, sur le plan de la pétrographie, très semblables à celles qui ont été notées dans les niveaux inférieurs de l'unité 5 de la coupe d'Aghar (fig.24). Enfin, que le métamorphisme qui a affecté la matrice volcano-sédimentaire de ce mélange n'est pas d'un degré plus élevé que celui qui caractérise l'unité 5.

Quant aux relations de cette unité avec son contexte, nous ajouterons les précisions suivantes (fig.25). Sur son bord SW, elle est en contact par faille avec l'unité 4 à intercalations ultrabasiques. Du côté NE, au contraire, faute d'affleurements suffisants, les choses ne sont pas si nettes et l'on ne peut juger si l'unité 5 en est séparée tectoniquement ou si, au contraire, elle lui succède en continuité stratigraphique. Si cette dernière hypothèse était vérifiée, la zone de mélange constituerait la base de l'unité 5, ce qui concorderait avec les observations précédemment rapportées, et aussi avec le fait que l'on ne rencontre pas de panneaux grésoschisteux parmi les éléments représentés dans cette zone.

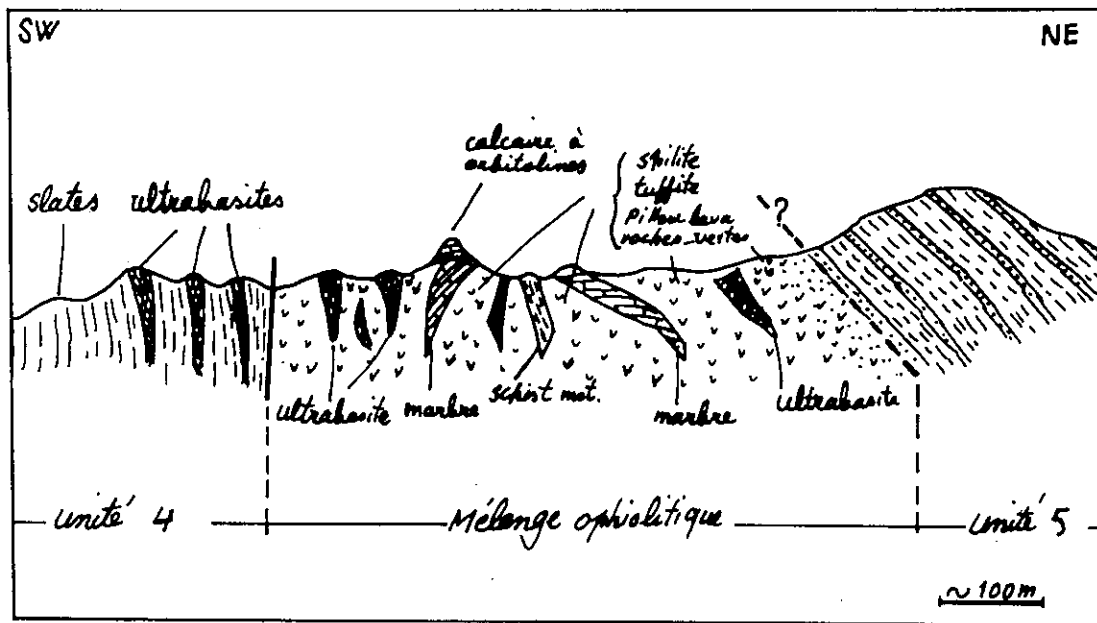


Figure 25: Coupe schématique à l'Ouest de Sangbast montrant la position de la zone de mélange ophiolitique entre les unités 4 et 5.

7) CALCAIRES TECTONISES DE TORGHABEH

On ne peut véritablement parler d'unité à propos de ce calcaire, qui n'affleure que sous la forme de copeaux tectoniques insérés dans le faisceau de failles de Torghabeh-Sangbast. La plus importante de ces lames dessine un mur épais de quelques dizaines de mètres et long de 10 ou 12 km, au N de Torghabeh. Quelques copeaux plus petits, de même disposition, sont visibles à l'E de Mayon. On n'y a pas rencontré de fossiles.

Exempts de métamorphisme, ce qui interdit tout rapprochement avec les calcschistes ou marbres des unités paléozoïques affleurent au voisinage, ces calcaires se montrent uniquement écrasés et parcourus de filons de calcite. Il est d'autre part évident que le jeu vertical des failles est responsable de leur disposition actuelle.

Il est bien difficile de les dater. Les ayant examinés, A. Houshmandzadeh est tenté de les rapprocher de calcaires triasiques (communication orale), opinion qui serait compatible avec la seule donnée dont nous disposons, à savoir l'absence de métamorphisme.

C - CONCLUSIONS

Après l'examen individuel des différentes unités lithologiques, nous allons tenter, en les replaçant dans leur contexte, de les insérer dans une chronologie relative. Nous serons souvent amené, pour y parvenir, à recourir à des comparaisons avec d'autres séries, observables dans des régions plus ou moins voisines, et dont la stratigraphie a déjà été établie.

Ainsi qu'il est classique de le faire, nous appuierons notre construction sur des arguments paléontologiques, tectoniques et pétrogénétiques.

La Paléontologie nous apporte peu de certitudes. En fait, les seuls fossiles dont on soit assuré sont les Crinoïdes trouvés dans les calcschistes des zones A et B, et des Brachiopodes dans les calcschistes de zone A; ils sont du Dévonien moyen ou supérieur. A part cela, dans les slates qui surmontent ces calcschistes, on ne peut faire état que de traces de plantes continentales, très rares car flottées jusqu'à des sédiments marins, et très mal conservées: leur attribution au Carbonifère est douteuse. Enfin les Radiolaires des niveaux siliceux signalés dans la zone B n'ont pas fait l'objet de déterminations.

La Tectonique permet d'introduire quelques coupures, mais relatives à des époques plus récentes. L'ensemble des métamorphites est surmonté en discordance par le Lias, ce qui témoigne d'une orogénèse d'âge indéterminé, simplement anté-jurassique. Le Jurassique, à son tour tectonisé, supporte un Crétacé transgressif resté horizontal.

La Pétrogénèse, si nous nous limitons aux indications déjà apportées par l'étude du terrain, nous fournit d'autres repères. En premier lieu, le métamorphisme qui affecte les diverses unités constituant la zone B présente visiblement deux degrés d'intensité: il est beaucoup plus accentué dans les unités 1 à 4 et bien moindre dans l'unité 5, et d'autre part les blocs inclus dans le mélange ophiolitique (unité 6) sont empruntés aux unités 1 et 4 et présentent le degré actuel de métamorphisme de celles-ci. Dans le temps, on peut donc distinguer un ensemble plus ancien (unités 1 à 4) et un ensemble plus récent (unités 5 et 6), le tout étant recouvert par le Jurassique non métamorphique, ce qui fixe une date limite pour la phase ultime de métamorphisme.

Pour fixer cette date avec davantage de précision, repérons-nous à

la série d'Agh-Darband, visible au voisinage de la nôtre. Ici, le Permien et le Trias sont représentés, et ils ne sont pas métamorphiques. C'est donc que le métamorphisme était terminé au début du Permien.

D'autre part, la molasse permienne d'Agh-Darband a été essentiellement alimentée par des débris granitiques. Or le seul granite connu dans le NE de l'Iran, est justement le granite de Mashhad, inséré au milieu des métamorphites des unités 1 à 4 de notre zone B.

C'est donc que cet ensemble métamorphique "plus ancien" avait été amené au jour, par les effets du diastrophisme et de l'érosion, lorsque le Permien a débuté.

Nous pouvons maintenant discuter d'attributions stratigraphiques plus précises.

1) UNITES 1 à 4 DES ZONES A et B (fig.26)

Dans chacune des deux zones est présente une trilogie slates-calcschistes-slates qu'il est tentant de mettre en équivalence avec son homologue, d'autant plus que le terme médian contient, dans chaque cas, des Crinoïdes, ce qui accentue l'analogie.

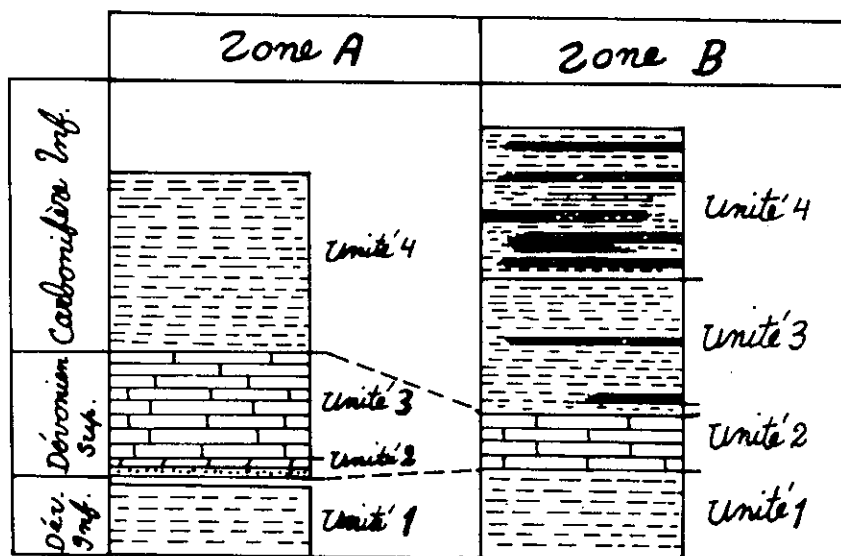


Figure 26: Comparaison et corrélation des unités 1 à 4 appartenant aux deux zones A et B.

Ces calcschistes, de même âge que ceux d'Agh-Darband, sont du Dévonien moyen ou supérieur. Dans la zone B, les slates qui les précèdent en continuité ne doivent donc pas leur être très antérieurs. Dans la zone A, en revanche, les calcschistes appartiennent à la base d'une série transgressive, succédant à une lacune. Des faits comparables ont déjà été notés dans diverses régions de l'Alborz méridional et des montagnes Hazarajat, en Afghanistan. Dans la région de Semnan, par exemple, la transgression du Dévonien supérieur est même accompagnée d'une discordance angulaire (Nabavi, 1975), alors que plus de 100km à l'E, dans la région de Damghan, elle se produit, sans discordance, sur le Dévonien inférieur (Alavi - Naini, 1972). Au contraire, dans beaucoup d'autres régions d'Iran oriental et de l'Afghanistan central, il ne se présente, comme dans la zone B, aucune interruption de la séquence sédimentaire.

Une autre différence doit être notée entre les deux trilogies: les slates supérieurs de la zone B sont les seuls à contenir des intercalations volcaniques. Mais, par rapport au reste de l'Alborz, ce n'est pas une singularité. Dans le Dévonien-Carbonifère de l'Alborz, et surtout de son versant N (régions de Geirud, Gorgan, Bandar-Pahlavi, Mianeh et Jolfa) aussi bien que, plus à l'E, dans l'Hindou-Kouch et le Tian-Shan, on note un volcanisme analogue.

Ainsi, la comparaison des deux zones fait-elle apparaître que la zone B devrait appartenir à un bassin de sédimentation plus profond, puisque d'une part elle est restée constamment immergée au cours du Dévonien et que, d'autre part, elle est la seule des deux à avoir connu des épanchements sous-marins. Et, par référence aux autres régions iraniennes, la transgression non discordante du Dévonien moyen dans la zone A suggère que la lacune la précédant a été de courte durée, c'est-à-dire que les slates de l'unité 1 doivent être d'âge assez différent de celui de leurs homologues de la zone B.

La base de nos deux trilogies étant situées vers le Dévonien moyen, où pouvons-nous maintenant situer leur sommet? Dans la zone A, les slates supérieurs, peu puissants, ne doivent pas déborder beaucoup du Dévonien dans le Carbonifère inférieur. Quant à la zone B, nous allons lui trouver un terme de comparaison dans l'Hindou-Kouch occidental, région qui se trouve dans le prolongement direct de la nôtre. On vient d'y décrire (Boulin et Bouyx, 1977) une série de métamorphites paléozoïques (micaschistes à grenat et staurotide, marbres, amphibolites et radiolarites) admettant des intercalations de roches serpentinisées - série très comparable aux unités 3 et 4 de la zone B - recouverte en discordance par un Carbonifère moyen non métamorphique. Le début de la transgression étant daté du Namurien inférieur, on voit que les métamorphites inférieurs, précédant

la lacune de sédimentation, ne peuvent au maximum atteindre qu'un Carbonifère inférieur plus ou moins ancien.

C'est aussi la conclusion que nous allons retenir pour nos slates supérieurs.

2) UNITE 5 (ZONE B)

Cette unité, qui n'a pas fourni de fossiles et dont les limites sont uniquement tectoniques, est plus récente que l'ensemble précédent, ce que confirmera son étude pétrographique et structurale. Faiblement métamorphique, elle n'est pas représentée dans la série d'Agh-Darband, qui comporte un Permien non métamorphique. Elle est donc antépermienne.

Pour savoir à quelle époque la rattacher plus précisément, nous n'avons pas d'autre ressource que de recourir à des comparaisons avec d'autres régions.

Dans l'Iran oriental, près de Tabas, on a décrit une formation de Sardar, constituée d'alternances schisto-gréseuses. Les fossiles qu'elle contient ont montré que sa base, qui présente un conglomérat de 4 à 30m, et repose en transgression sur divers niveaux (Dévonien supérieur à Viséen inférieur), est du Viséen moyen, et qu'elle se prolonge, à travers le Carbonifère moyen et supérieur, jusqu'à l'extrême base du Permien (Stocklin et Nabavi, 1971).

Dans le prolongement direct du Binalud vers l'E, en Afghanistan, une même série de schistes noirâtres, mêlés d'horizons de grès et de quartzite, qui atteint une puissance d'un millier de mètres et passe à son sommet à des calcaires bioclastiques du Permien inférieur, est considérée comme d'âge Carbonifère moyen et supérieur (Desparmet et Montemant, 1972).

Enfin, les schistes phylliteux clairs signalés en intercalations dans le NW de notre région (S et N de Golestan) pourraient être contemporains d'un faciès analogue rencontré à la base de la formation de Doroud (Alborz central), faciès qui a récemment fourni des fossiles du Viséen supérieur-Namurien (Bozorgnia, 1973).

Ces présomptions concordantes nous ont convaincu que l'unité 5 ne peut appartenir qu'au Carbonifère moyen ou supérieur, conception que nous allons reprendre dans la reconstitution paléogéographique qui va suivre.

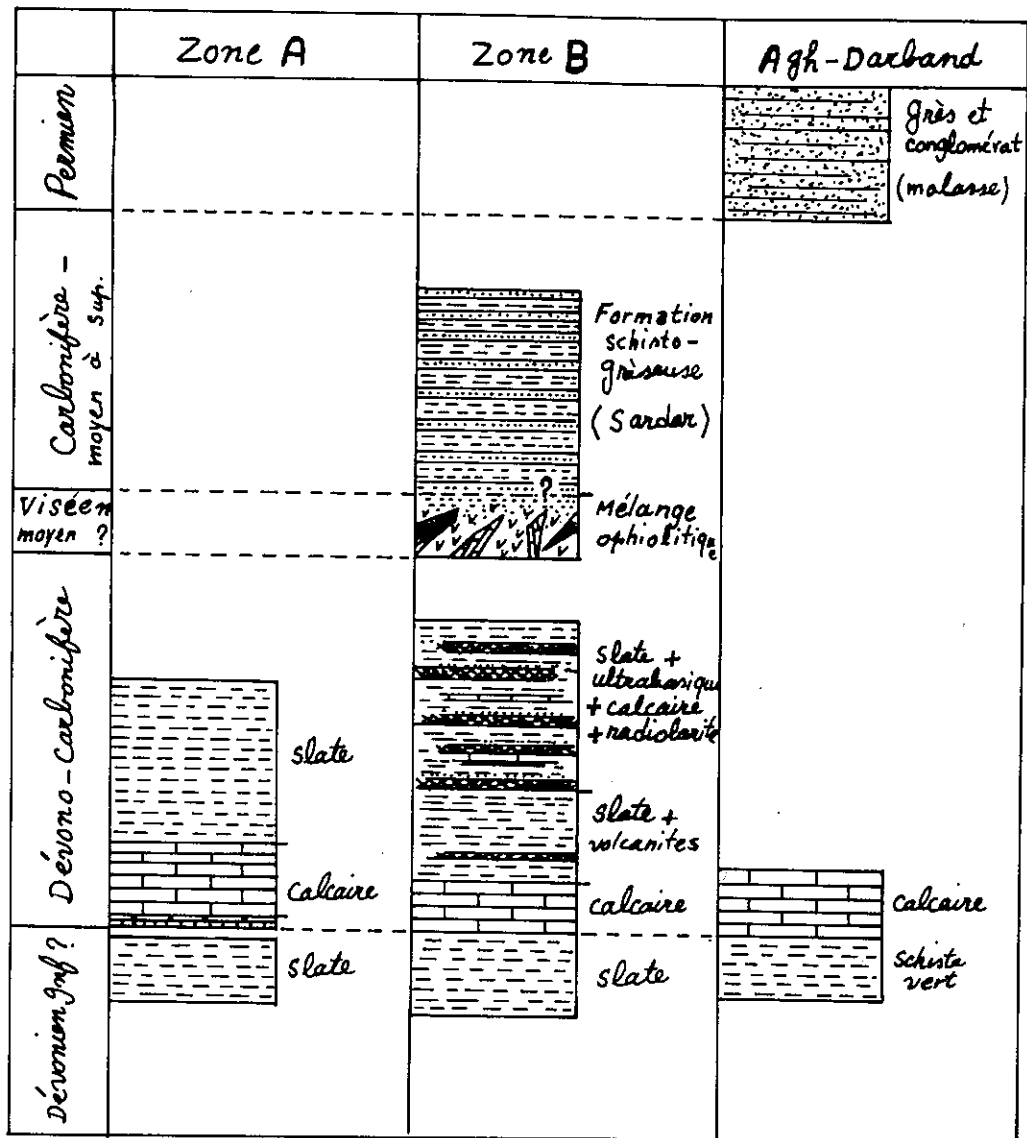


Figure 27: Colonnes stratigraphiques synthétiques montrant les diverses séquences de roches paléozoïques supérieures visibles dans les montagnes du Binalud et la région d'Agh-Darband.

3) UNITE 6 (ZONE B)

Le mélange ophiolitique, qui emprunte ses blocs à l'ensemble ancien et dont la nature révélera (cf. Pétrographie) le même métamorphisme faible qui caractérise l'unité 5, se situe dans la même fourchette que cette dernière. D'autre part, il ne contient pas de blocs de l'unité 5, et les observations de terrain peuvent laisser supposer qu'il la précède immédiatement.

Il témoigne d'une phase tectonique majeure qui s'est produite dans l'intervalle entre le Carbonifère tout à fait inférieur (sommet probable de la série ancienne) et le Carbonifère moyen ou supérieur auquel nous pensons pouvoir rattacher l'unité 5.

La comparaison avec la région de Tabas, où la base de la formation de Sardar est elle-même liée à un épisode tectonique brutal, situé entre Viséen inférieur et moyen, nous suggère que les deux événements ont pu être contemporains. Nous reparlerons de cette phase tectonique dans la dernière partie du mémoire.

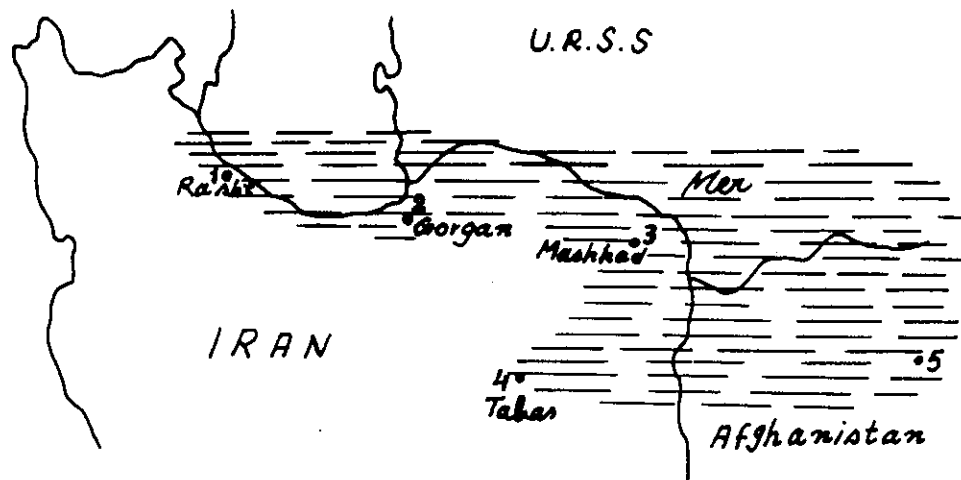
La figure 27 synthétise l'interprétation stratigraphique que nous proposons pour les diverses unités visibles dans les régions de Binalud et d'Agh-Darband.

4) PALEOGEOGRAPHIE DU CARBONIFERE MOYEN ET SUPERIEUR

Dans l'état actuel des connaissances, la série stratigraphique de l'Iran comporte toujours un hiatus des dépôts marins, étendu sur le Carbonifère moyen et supérieur, sauf dans la seule région de Tabas (Iran central).

Notre région du Binalud va sans doute permettre de modifier un peu cette conception. En effet, ainsi que nous venons de le voir, l'unité 5 semble couvrir une partie de cette période, ce qui nous conduit à proposer un schéma nouveau de la répartition des terres et des mers qui lui correspond (cf. fig.28 et sa légende).

Il est évident que cette esquisse devra être précisée, et notamment par l'établissement de coupures stratigraphiques plus fines. C'est le cas par exemple pour la région de Rasht, où une séquence continue, qui va du Carbonifère inférieur au Permien, n'a pas encore été subdivisée.



Légende: Fig.28 Extension de la mer, dans le NE de l'Iran et les régions voisines, durant le Carbonifère moyen et supérieur.

1/ Carbonifère moyen de la région de Masuleh à l'W de Rasht: 650m de volcanites vertes, intercalées entre calcaires du Dévonien supérieur et Carbonifère supérieur (coupe de Siavarud, d'après Davies et al. 1972).

2/ Région de Gorgan. A Now-Deh, près de Shah-Pasand, sédiments du Moscovien inférieur, équivalents d'une partie de la formation de Sardar (d'après Bozorgnia, 1973).

3/ Sédiments schisto-gréseux de Mashhad, comparables à la formation de Sardar et à Hezarajat (Afghanistan), discordants sur le Dévonien-Carbonifère inférieur

4/ Sédiments schisto-gréseux de la formation de Sardar, d'âge compris entre le Viséen moyen et le Permien inférieur (?), avec conglomérat de base discordant sur divers niveaux, du Dévonien supérieur au Viséen inférieur (Stocklin et Nabavi 1972)

5/ Sédiments schisto-gréseux des montagnes de Hezarajat, comparables à la formation de Sardar de Tabas et d'âge carbonifère moyen et supérieur (Desparmet et Montemant 1972).

TROISIÈME PARTIE

PETROGRAPHIE

Chapitre 1: Métamorphites de la zone A

Chapitre 2: Métamorphites de la zone B

Chapitre 3: Ultrabasites et roches associées

Chapitre 4: Pétrographie des granitoïdes

INTRODUCTION

Nous allons maintenant décrire les caractéristiques des roches présentes dans notre secteur d'études, à l'exclusion des sédiments jurassiques ou plus tardifs.

Les roches sédimentaires métamorphiques des deux zones A et B, que nous avons définies dans la deuxième partie, montrant des caractères pétrographiques et tectoniques distincts, seront d'abord traitées dans deux chapitres séparés.

Un chapitre particulier sera ensuite consacré à l'étude des roches basiques et ultrabasiques, vu leur importance.

Enfin, un dernier chapitre sera réservé aux granitoïdes, qui occupent une surface considérable dans la zone B.

CHAPITRE 1

MÉTAMORPHITES DE LA ZONE A

Lors de l'étude stratigraphique, nous avons déjà constaté que les slates des unités 1 et 4 sont très comparables. Ils ne présentent aucune variation lithologique notable et leur recristallisation reste très modeste.

Les grès quartzitiques ou microconglomératiques de l'unité 2, qui séparent les slates inférieurs des calcschistes, ne justifient pas, pour leur part un examen très étendu.

Au contraire, la série calcaire (unité 3), riche au départ en silice, en minéraux argileux et en carbonates a pu, par son métamorphisme, fournir une assez grande variété de paragenèses, sur lesquelles nous insisterons davantage.

C'est dans l'ordre défini ci-dessus que nous allons mener la description de ces faciès.

A - SLATES (Unités 1 et 4)

Les slates qui affleurent sur une étendue considérable, ont un aspect très constant. Leur grain est toujours extrêmement fin . La roche, qui ne comporte qu'une schistosité (clivage ardoisier) se débite aisément en feuillets millimétriques d'un gris noirâtre ou bleuté. A l'oeil nu, on n'y distingue aucun minéral.

Les lames minces confirment l'existence d'une schistosité E-W unique, continue et confondue avec la stratification, et ceci sur toute l'étendue où ces slates sont visibles. Mais elles montrent aussi que ces roches ne sont guère intéressantes à l'échelle microscopique car, à ce degré de métamorphisme, les minéraux sont très fins et difficiles à identifier.

Nous avons reconnu les suivants:

Quartz: Minéral essentiel et abondant, soit en individus aciculaires, soit en veinules millimétriques recoupant la schistosité. Egalement, concentré en lits millimétriques.

Chlorite et mica blanc: Constituent ensemble l'essentiel de la masse des slates. Leur finesse ne permet pas de les distinguer, partout, l'un de l'autre et, à fortiori, interdit d'examiner leurs caractères minéralogiques.

Biotite: Parfois identifiable parmi les autres phyllosilicates.

Rutile: Minéral accessoire rare, en grains fins.

Oxydes de fer: Comme minéraux accessoires, ils se présentent en général sous la forme de magnétite. Mais une autre génération d'oxydes caractérise les horizons rubéfiés situés tout au sommet des slates de l'unité 1, sous le contact transgressif de l'unité 2.

Zircon et apatite: Accessoires très rares

B - GRES MICROCONGLOMERATIQUES (Unité 2)

Les grains arrondis de ce microconglomérat sont essentiellement constitués de quartz filonien ou de quartzites sédimentaires, d'une dimension de 0,2 à 0,4mm. Plus rarement, le matériau détritique est constitué par de petites lentilles de shales argileux plus ou moins oxydés, provenant de l'unité inférieure.

On peut identifier les minéraux ci-dessous:

Quartz: On reconnaît deux générations distinctes. D'une part, quartz détritique, montrant généralement une extinction onduleuse. D'autre part, quartz développé secondairement lors du métamorphisme, essentiellement présent dans la matrice sous la forme de feuillets aplatis où les cristaux intriqués s'associent en mosaïque.

Mica blanc: En petits cristaux ou en paillettes, il est présent sous deux formes:

- 1) très petites paillettes (séricite) à l'intérieur des grains détritiques de shales, accompagnant des éléments argileux non identifiables. Les cristaux sont orientés parallèlement à la schistosité.
- 2) cristaux courts et relativement épais, logés dans la matrice argilo-siliceuse. On distingue nettement les clivages et la biréfringence normale de la muscovite. Cristallisés à l'abri de gros grains détritiques de quartz, ils cessent parfois de rester parallèles à la schistosité (fig.29). Notons que la muscovite est le seul minéral de néoformation présent avec le quartz, dans ces roches.

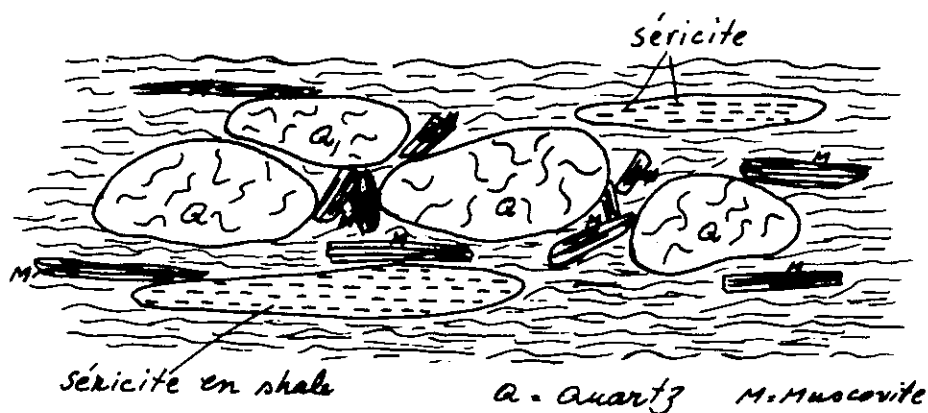


Figure 29: Développement de muscovite dans la matrice et de séricite dans les galets de shale.

Hématite et magnétite: Très fréquentes, soit dans la matrice, soit dans les galets oxydés de shales et généralement xénomorphes. Toutefois, les cristaux automorphes de magnétites ne sont pas rares.

Rutile: Assez abondant. Détritique, en cristaux arrondis ou anguleux.

Tourmaline: Moins fréquente que le rutile. Même remarques.

Apatite: Très rare

C - CALCSCHISTES (Unité 3)

Ces roches calcaro-dolomitiques, parfois riches en fossiles déformés, contiennent un certain nombre de minéraux de néoformation qui leur confèrent, macroscopiquement des aspects variés. Leur teinte varie du gris foncé au jaunâtre et leur structure rubanée met en évidence le litage du matériel sédimentaire initial. Foliation et schistosité unique sont constantes et de direction E-W.

Au microscope, la structure nettement foliée se traduit par l'orientation des minéraux (calcite, dolomite, phlogopite...). L'association minéralogique comporte les éléments suivants: calcite, dolomite, quartz, phlogopite, talc, plagioclase, feldspath potassique, scapolite, analcime, oxydes de fer. Nous n'y avons rencontré ni trémolite, ni actinote.

Calcite et dolomite: Ces minéraux forment la majeure partie de la roche. Les cristaux allongés, hypidiomorphes, peuvent atteindre 1mm. Les plus gros montrent les traces de clivage.

Bien que l'on puisse parfois distinguer calcite et dolomite, on ne saurait avancer d'estimation valable de leur proportion respective, car celle-ci varie d'un échantillon à l'autre. Toutefois, les niveaux inférieurs de l'unité sont plus riches en dolomite.

Il semble qu'il y ait deux générations de calcite et de dolomite, la première étant apparue lors des premiers stades du métamorphisme et la seconde, à la suite de diverses réactions survenant au cours de stades ultérieurs. Bien qu'il n'y ait pas de confirmation microscopique du fait, celui-ci paraît vraisemblable, vu la présence de minéraux néoformés (plagioclases et orthoclases) qui témoignent d'un degré de métamorphisme relativement élevé.

Feldspaths: La présence d'une certaine quantité de feldspaths, qui montrent des faciès assez particuliers, est prouvée à la fois par l'examen en lame mince, par la mesure d'indices de réfraction sur des minéraux triés après broyage, et par les rayons X. Les opérations de contrôle permettent d'affirmer que l'on a affaire à des orthoclases et à des plagioclases calciques.

Ces minéraux sont très fréquents dans certains horizons, nécessairement un peu argileux à l'origine. Ils constituent alors jusqu'à 15% de la roche. Les formes cristallines et leurs macles sont assez différentes de celles que l'on observe habituellement dans les roches cristallines.

Feldspath potassique: Très fréquent en cristaux de teinte gris sombre à noirâtre, souvent maclés selon des lois diverses, de longueur variable (2 à 12mm), à clivages parfois visibles à l'oeil nu (par exemple échantillon 766, 766 A). L'examen conduit par le Professeur Girault a démontré le caractère d'orthoclase. Le diagramme X, notamment, montre des pics très voisins de ceux de cette espèce ainsi que la présence d'un peu d'albite de haute température qui l'accompagne parfois.

En lame mince, les formes et les macles multiples ne laissent pas de doute sur cette identification, alors que la recherche des caractères optiques est décevante. La biréfringence est faible (gris de premier ordre, 0,005 à 0,008 environ), mais la détermination du caractère biaxe et du signe est difficile. D'autant que certains cristaux qui paraissent analogues à ceux-ci se révèlent négatifs: mais ils doivent plutôt ap-

partenir à une variété de scapolite à faible biréfringence qu'à la sanidine. Il existe également des cristaux allongés qui ne sont pas sans analogie avec ceux de la sanidine, mais outre l'examen aux rayons X, cette éventualité est peu vraisemblable du point de vue pétrogénétique, car nulle part la série étudiée ne témoigne avoir atteint la température de 900°C, nécessaire pour l'apparition de ce minéral.

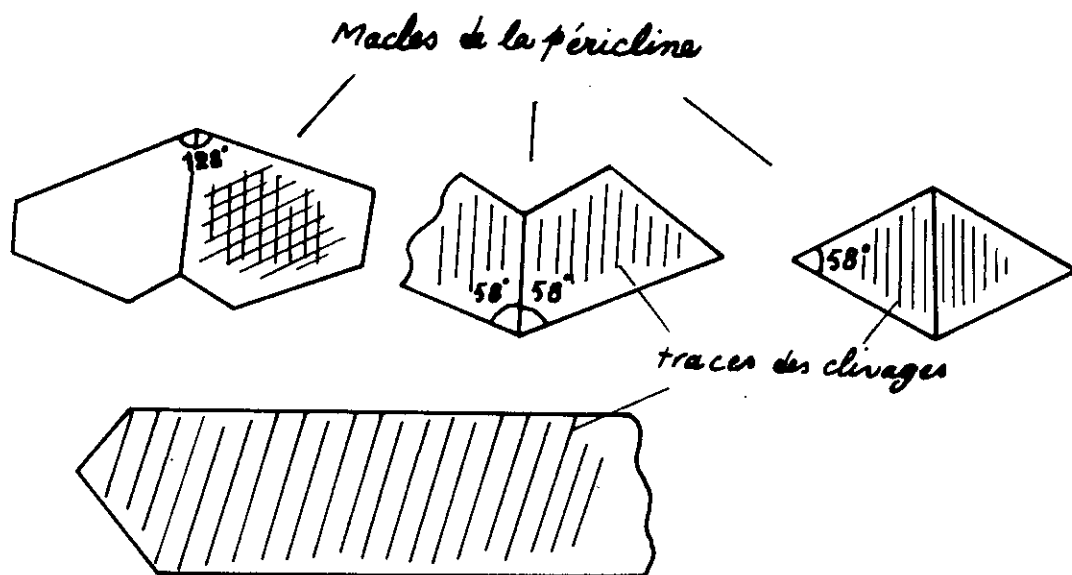


Figure 30: Divers types de cristaux automorphes de plagioclase dans les calcschistes de l'unité 3.

Plagioclase: Fréquent lui aussi, il se présente en cristaux automorphes qui montrent la macle polysynthétique de l'albite ainsi que les autres macles possibles^(fig.30). Parfois, les cristaux montrent deux étapes de croissance (fig.31): le coeur, souvent séricitisé, est maculé albite, tandis que la couronne, non maculée, reste intacte. La macle de l'albite n'est pas nécessairement visible sur tous les individus. Le clivage est plus net que chez les orthoclases et la séricitisation plus fréquente.

La réfringence élevée, mesurée par le Professeur Girault, permet de diagnostiquer l'anorthite mais, quand le feldspath est zoné, l'auréole est moins calcique. Enfin, contrairement à l'indication apportée par l'indice de réfraction, l'examen aux rayons X révèle une albite de haute température; il subsiste donc un doute sur l'identité exacte.

Quartz: Toujours en très petits cristaux xénomorphes, longs de 0,2mm, parfois orientés, il est très fréquent dans certains échantillons, et surtout dans les faciès feldspathiques.

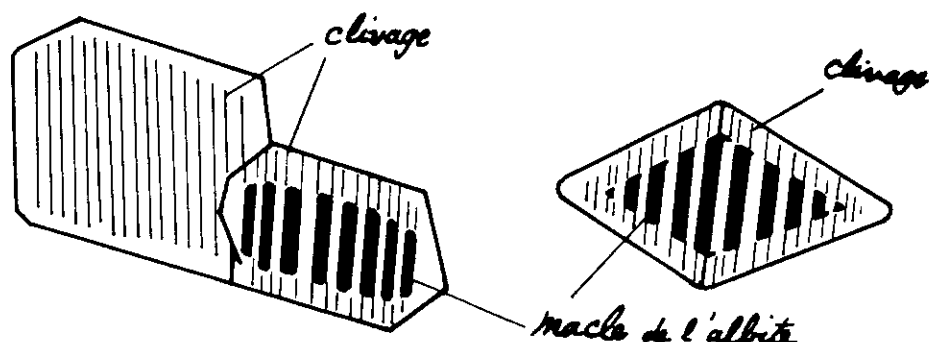


Figure 31: Cristaux de plagioclase à coeur maculé albite et séricitisé; auréoles non maculées.

Jamais détritique, mais visiblement de néoformation, il se trouve parfois en inclusions dans la scapolite ou les feldspaths.

Scapolite: La scapolite est très fréquente et présente des formes diverses. Lorsqu'elle est née aux dépens des plagioclases, on peut observer les étapes de la transformation.

L'un de ses faciès est représenté par des prismes longs de 10mm, à section carrée montrant le caractère uniaxe négatif de l'espèce. La biréfringence très faible (0,005 au maximum) montre que l'on est très près de la variété dite marialite. Cependant, quelques cas exceptionnels (échantillon 763) ont une biréfringence moyenne, propre à la scapolite banale.

Dans d'autres cas (échantillons 768 A et B) les prismes de scapolite (ou du plagioclase transformé) sont isotropes ou presque (biréfringence maximale 0,001). S'il ne s'agit pas d'une variété rare ou inconnue de scapolite, on doit alors avoir affaire à une analcime pseudomorphosée, transformation déjà signalée par Deer, Howie et Zussman (1963).

À côté des cristaux automorphes, un autre faciès ou génération de scapolite est représenté par des cristaux xénomorphes ou amorphes englobant divers individus de quartz, calcite et phlogopite. Le clivage et les formes typiques sont alors absents, mais on peut parfois observer encore quelques traces de macles multiples montrant bien l'origine feldspathique. La distinction de ce type et des orthoclases n'est pas toujours aisée, sauf si l'on met en évidence le caractère uniaxe négatif propre à la marialite.

Phlogopite: Cette biotite magnésienne, en cristaux de 1mm orientés selon la foliation de la roche, à pléochroïsme jaune brunâtre-jaune pâle, est ici dans son gisement banal.

Nous avons observé (fig.32) à côté d'une entroque conservée, un cristal de phlogopite déformé, alors que les autres individus présents sont intacts et normalement orientés. Ceci montre bien que la déformation de la roche s'est poursuivie après l'apparition des phlogopites.

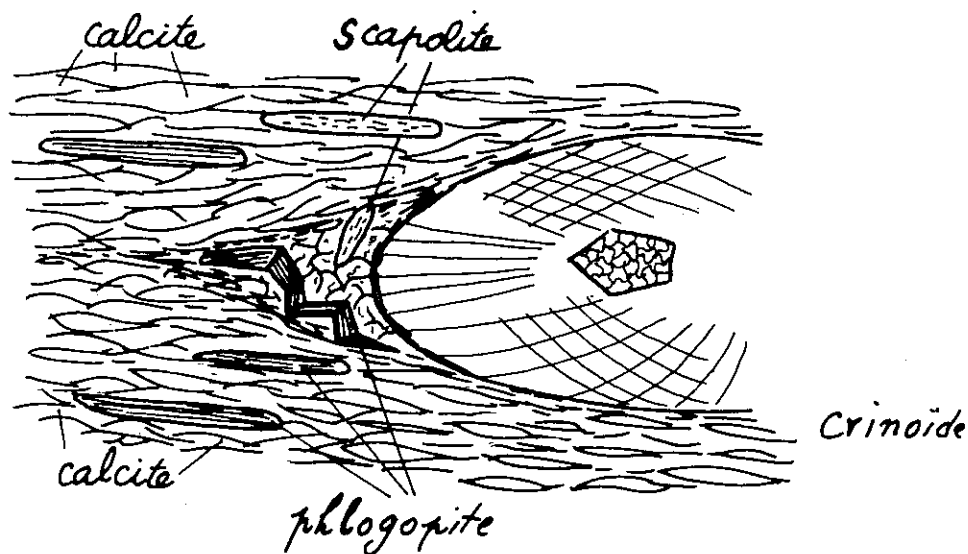


Figure 32: Déformation d'un cristal de phlogopite au voisinage d'un article de Crinoïde.

Talc: Très petits cristaux non orientés en inclusion dans la scapolite ou individus plus grands et orientés dans la roche. Fréquent dans les faciès riches en quartz et en feldspaths.

Muscovite: Présente en faible quantité dans certains échantillons. Bien que, par rapport au talc, les clivages soient plus nets et les teintes de biréfringence un peu différentes, la distinction n'est pas toujours possible.

Brucite: Quelques cristaux, trop rares pour avoir permis une détermination précise, pourraient appartenir à cette espèce.

Magnétite et hématite: Répandues dans toute la roche sous la forme de cristaux automorphes, ou en amas xénomorphes dans des filonnets.

Sphène, tourmaline et rutile: d'origine détritique, ils sont très rares.

D - CONCLUSIONS

Dans les calcschistes, nous avons mis en évidence les paragenèses suivantes:

- 1 - calcite + dolomite
- 2 - calcite + dolomite + phlogopite $\pm$ quartz
- 3 - dolomite + Phlogopite + quartz $\pm$ calcite
- 4 - calcite + dolomite + anorthite + phlogopite $\pm$ quartz
- 5 - calcite $\pm$ dolomite + quartz + orthoclase + anorthite + talc $\pm$ muscovite

Dans ces paragenèses, la position de l'analcime et de la scapolite sont à discuter, bien que l'analcime et certaines des marialites proviennent probablement d'une phase métasomatique.

Une autre génération de marialite a probablement accompagné le développement des feldspaths, autrement dit ces scapolites peuvent représenter une néoformation primaire. Si tel est bien le cas, on doit les faire figurer dans les paragenèses 4 et 5. Ces conclusions seront discutées dans le chapitre consacré à la pétrogenèse (IV-2).

L'étude pétrographique des métamorphites de la zone A a mis en évidence un certain nombre de traits:

- 1- l'existence d'une schistosité et d'une foliation uniques, présentes dans toute la zone;
- 2- la présence de minéraux tels que le quartz, chlorite, biotite, phlogopite, muscovite, séricite, calcite et dolomite, orientés et visiblement liés au métamorphisme régional;
- 3- au contraire, la présence d'anorthite, de feldspath potassique et probablement celle de quartz et de calcite - voire une génération de scapolite - non orientés et incompatibles avec un métamorphisme de faciès banal.

Cette dualité de structure implique deux types de métamorphismes superposés que nous discuterons plus loin. Notons toutefois que ce type de recristallisations non orientées, à référer peut-être à un métamorphisme local, est inapparent dans les slates. Mais peut-être cette absence n'est-elle due qu'à un défaut d'échantillonnage de ces faciès monotones.

CHAPITRE 2

MÉTAMORPHITES DE LA ZONE B

Les faciès métamorphiques de la zone B sont beaucoup plus variés que ceux de la zone A. Ils sont d'autre part beaucoup plus intéressants sur les plans pétrographique et tectonique, car ils témoignent de diverses phases de métamorphisme et de déformation, associées à une granitisation.

Par l'étude de ces roches, et notamment par l'examen microscopique des relations mutuelles de leurs minéraux, nous tenterons de définir la paragenèse de chacune de ces phases et de reconstituer leur chronologie relative.

Nous nous limiterons, pour l'instant, à celles de roches qui sont d'origine sédimentaire, réservant pour un chapitre ultérieur les roches basiques et ultrabasiques associées aux slates.

Nous conservons d'autre part les divisions établies lors de l'étude stratigraphique, en les regroupant par affinités lithologiques si nécessaire, par référence aux sédiments originels.

Nous examinerons donc successivement:

- slates et schistes cristallins provenant de roches pélitiques (unités 1, 3 et 4);*
- calcschistes et marbres provenant de roches carbonatées (unité 2);*
- formation schisto-gréseuse, provenant de grauwackes (unité 5);*
- mélange ophiolitique, provenant de roches diverses mais surtout de volcanites basiques (unité 6).*

Les caractéristiques chimiques de chaque groupe seront indiquées à la suite de la description minéralogique.

Enfin, tenant compte du fait que les roches granitiques ont recoupé toutes les formations précédentes, nous signalerons, pour chacune d'entre elles, les modifications qui leurs ont été apportées par ce contact.

A - SLATES ET SCHISTES CRISTALLINS

1) CARACTERES GENERAUX

Ainsi qu'il est apparu dans la description stratigraphique, ces formations constituent la plus grande part des métamorphites de la zone B. Dans la majorité de leur étendue, ces roches ont été affectées par un flux thermique qui a transformé les slates en schistes cristallins à gros minéraux (grenats et staurotide). Pourtant, il ne peut s'agir là de l'effet produit par les intrusions granitiques, car cette paragenèse n'est pas stable dans les conditions de la zone de contact, où elle se trouve affectée d'une nouvelle transformation. Nous avons donc la preuve de l'existence de plusieurs phases de métamorphisme, dont nous discuterons plus en détail dans le chapitre IV-2.

Ces slates et schistes, de composition chimique très voisine, sont très uniformément d'anciennes pélites, à l'exception de quelques bancs carbonatés intercalés dans l'unité 4 et qui seront, pour des raisons d'analogie, décrits en même temps que les calcschistes de l'unité 2.

Avant d'entamer la description détaillée de ces roches, nous tenons, pour des raisons de clarté, à exposer dans leurs grandes lignes les critères qui nous ont amené à définir les diverses phases de métamorphisme qui les affectent, critères qui sont les suivants:

- a) Dans toute la région (aussi bien dans la zone B que dans la zone A) on constate l'existence d'une schistosité S1, constante et de direction éventuellement variable (au cas de reprise ultérieure), correspondant à une phase tectonique majeure et à la transformation des pélites en slates. Nous l'appelons phase M1.
- b) Dans la plupart des secteurs de la zone B s'est développé une série de minéraux non orientés et incompatibles avec les paragenèses de la phase M1. Ceux-ci (staurotide, biotite, grenat) témoignent plutôt d'une influence thermique: nous les attribuons à une phase M2 qui ne serait donc pas nécessairement liée à une schistosité ou à une linéation. Cette phase M2 serait d'autre part compatible avec certains faits notés au sujet des calcschistes de la zone A.
- c) Enfin, nous sommes amené à définir une phase M3 en constatant les effets d'un métamorphisme rétrograde, c'est à dire généralement moins intense que celui qui caractérise la phase M2. Ce métamorphisme est lié à une nouvelle schistosité S3 (NW-SE), nette dans le

N et le centre de la région, moins accentué dans son secteur méridional (S de Sangbast).

Ces trois phases de métamorphisme que nous ne daterons pas pour l'instant, sont essentiellement de type régional, si nous acceptons les phénomènes de contact observables au voisinage des roches intrusives.

Voyons rapidement quelles observations de détail nous ont permis de distinguer et de définir ces phases.

Dans la plupart des slates et des schistes, on discerne deux générations de biotites. Les unes, d'assez petite taille, sont orientées ainsi que la muscovite et le quartz, selon la schistosité évidente de la roche (S3). Mais dans cette matrice, des cristalloblastes beaucoup plus gros, d'un autre type de biotite plus riche en fer et plus oxydée, sont discordants sur la schistosité. Ces cristaux montrent d'autre part les traces d'une ancienne schistosité (S1) soulignée par l'alignement d'inclusions de quartz (fig.33).

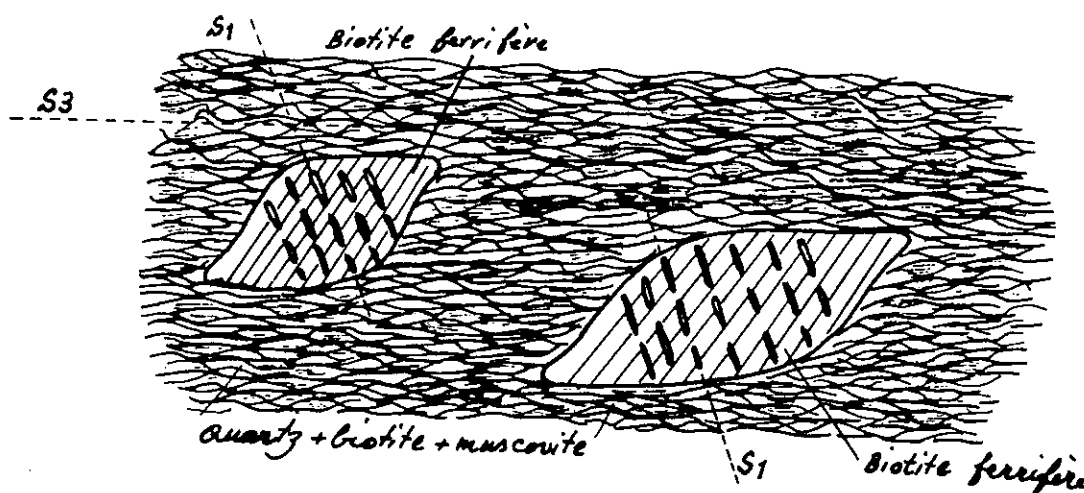


Figure 33

Ces alignements ne restent pas toujours parallèles dans les divers phénocristaux par suite de la rotation que leur a fait subir la schistosité S3, responsable également de leur étirement et de leur forme lenticulaire.

D'autre part les clivages de ces biotites n'étant pas parallèles, ni à S1 ni à S3, nous les avons considérées comme des minéraux thermiques.

Un autre minéral qui révèle bien les diverses phases de métamorphisme est la staurotide, très répandue dans cette zone. Dans la plupart des slates, elle n'apparaît plus que sous l'aspect de taches ("spotted-slates"), correspondant à une transformation secondaire en biotite

et quartz, mais peut avoir conservé sa forme initiale. Ces staurotides en gros cristaux montrent encore très nettement les traces d'une fine foliation ancienne (fig.34 et microphoto pl.2). Leur instabilité lors d'un dernier épisode de métamorphisme et leur discordance par rapport à S3 démontrent encore la pluralité des transformations subies par les pélites.

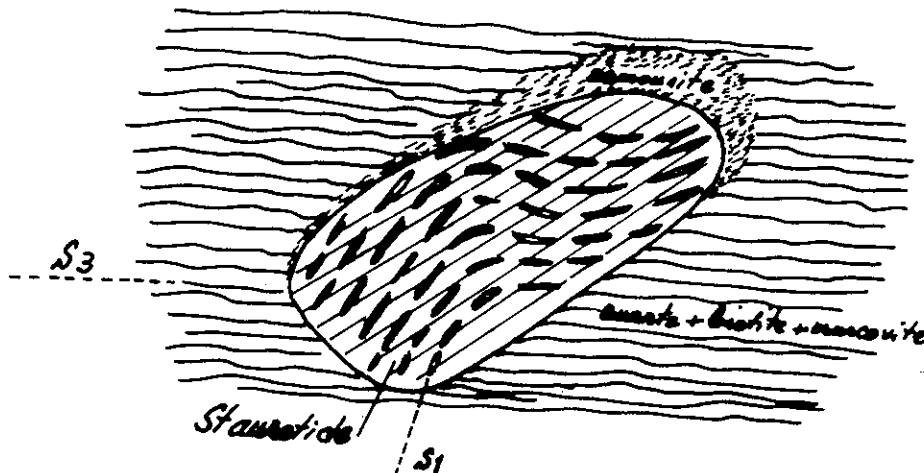


Figure 34

Un même témoignage est apporté par le grenat almandin, dont une génération est compatible avec biotite et staurotide. On y observe également les traces d'une schistosité de la phase M1. Comme ses congénères, l'almandin s'est ensuite trouvé partiellement ou complètement transformé et simultanément cisailé lors de la phase M3.

2) LES MINÉRAUX ET LEUR CHRONOLOGIE RELATIVE

Microscopiquement, ces roches présentent des aspects variés, de l'ardoise au micaschiste feldspathisé et granitisé. Leur grain est toujours très fin, sans éléments détritiques grossiers. Les faciès ardoisiers ne montrent qu'une seule schistosité, très constante, rarement deux linéations dans certains secteurs. Dans les faciès plus cristallins, on observe également une ou deux schistosités.

D'autres aspects sont possibles, mais restent plus rares. Ainsi dans le secteur situé entre Mineshk et Pachenar, des schistes ardoisiers fortement plissés simulent des cornéennes. Ailleurs, on a parfois des faciès tachetés ("spotted slates").

Enfin, les jaspes rouges à Radiolaires ne se montrent pas notablement différents de leurs homologues non métamorphiques, sauf une simple recristallisation du

quartz.

Utilisé l'ordre préconisé par Deer , Howie et Zussman (1963), nous allons maintenant décrire les minéraux présents avant de conclure sur leurs paragenèses.

1. Zircon: Minéral accessoire. Ne se rencontre qu'en petite quantité. Inclusions au centre de halos pléochroïques dans les biotites;
2. Sphène: En proportion diverse dans les différents schistes et slates. Parfois en gros cristaux près du contact de volcanites sous-marines. Egalement très fréquent et bien développé dans les schistes feldspathisés de la montagne de Khadjeh-Morad, comme produit probable de la granitisation (pl.2).
3. Grenats: Les grenats, généralement nés lors de la phase M2, sont très répandus. Dans certaines zones, ils ont conservé leur forme primitive mais se trouvent partiellement transformés en chlorite, liée à la paragenèse M3. Dans les slates, ils forment de très petits cristaux, parfois cisailés au cours de la phase M3.

Toujours dans les slates, ils peuvent tout en conservant leur forme, se trouver totalement métamorphisés en biotite et en quartz de la phase M3.

Dans certains cas, les grenats sont englobés dans des cristaux de staurotide, ce qui montre leur antériorité, lors de la phase M2.

Nous rappelons que, au même titre que biotite et staurotide, ils montrent parfois les traces d'une foliation primaire (S1), d'ailleurs moins nette que chez ces dernières.

Les grenats ont été extraits par triage d'échantillons où ils n'étaient pas altérés. Ceci a permis des déterminations précises: dimension de la maille, indice de réfraction et poids spécifique. Dans les secteurs de Khaladj et du SE de Kamar Zard (respectivement échantillons 539 et 627) les mesures montrent des variétés riches en almandin:

Ech. 539:	a = 11,549 Å	n = 1,82	d > 4
627:	= 11,530 Å	= 1,82	d > 4

Selon Winchell (1959) ces caractères sont propres à des grenats riches en almandin et dont la composition serait la suivante:

Ech. 539:	Py.6	Alm.87	Gr.3	And.4
-----------	------	--------	------	-------

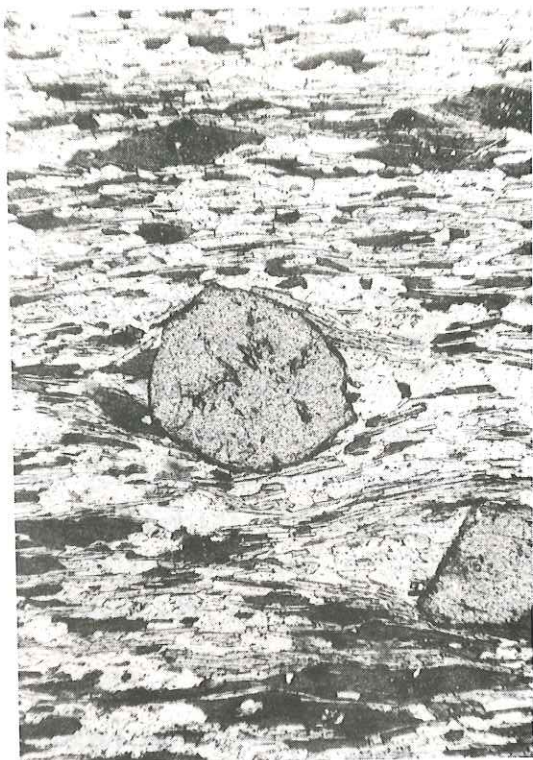
PLANCHE 2

1 - Grenat de la phase M2, resté stable lors de la phase M3, qui atteint ici une intensité suffisante (faciès amphibolite). On distingue plus ou moins bien deux générations de biotite (M2 et M3). Des muscovites (M3) sont également observables. (LN). Coupe de Khaladj.

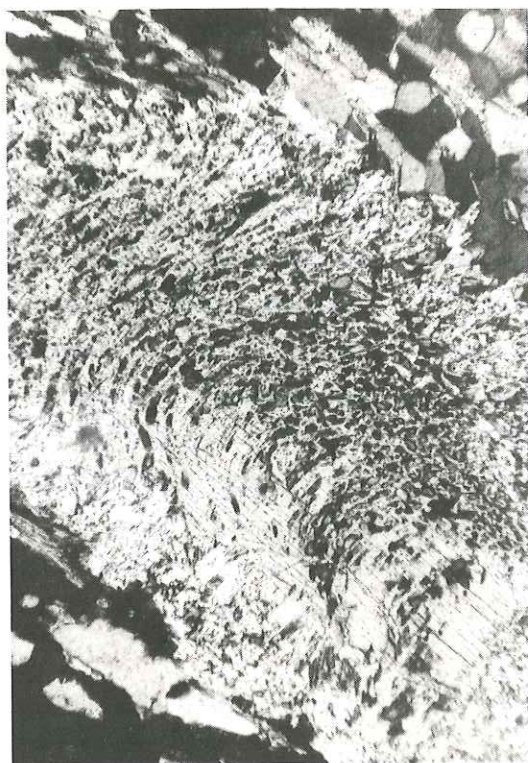
2 - Staurotide de la phase M2 conservant les traces d'un plissement antérieur (phase M1). Le métamorphisme rétrograde M3 a damouritisé ses marges (LP).

3 - Grenat poecilitique de la phase M3 englobant des staurotides altérées de la phase M2 (LN).

4 - Almandin de la phase M2, partiellement transformé en chlorite et oxydes de fer lors de la phase M3 . (LN).



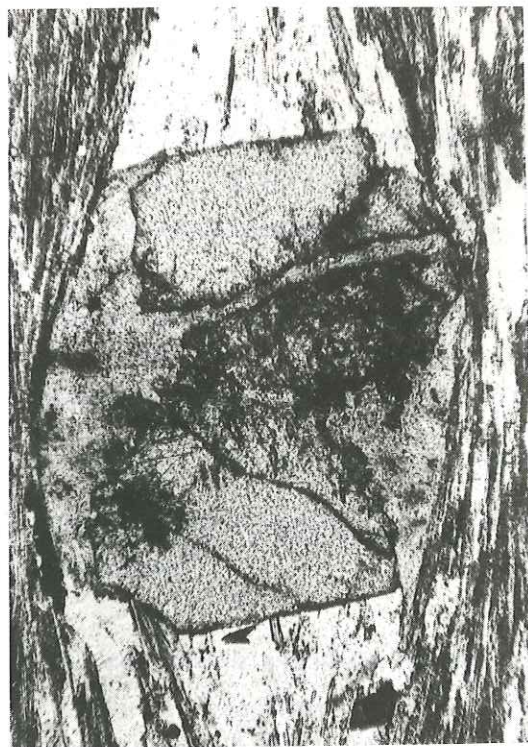
1



2



3



4

Ech.627 Py.8 Alm.90 Gr.2 And.0

Dans le secteur de Khaladj, près du contact du granite, l'existence d'une autre génération de grenats est évidente. En effet, au lieu de grenats plus ou moins automorphes, de moins de 2mm, on y trouve à moins de 30m du granite, des individus de 5-6mm présentant un faciès particulier, vraisemblablement développés aux dépens de grenats de la phase M2 et/ou de staurotide, déstabilisés au voisinage du contact. Ces cristaux contiennent en effet des résidus de staurotide dispersés dans un assemblage en mosaïque de grenats de néoformation (voir pl.2). Le contour de la masse n'est pas idomorphe et sa structure en mosaïque apparaît parfois dès l'examen en lumière naturelle. Ces particularités - développement d'une colonie de petits grenats à partir de staurotide conservée sous la forme d'îlots reliques, juxtaposition de ces grenats à la fin de leur croissance - sont bien visibles sur certains échantillons (561 à 565).

Ici encore, le triage (échantillon 561) a permis la mesure des mêmes paramètres que précédemment:

Ech. 561: a = 11,534 Å n = 1,81 d > 4

D'après Winchell, la composition serait:

Py.14 Alm.82 Gr.4

La comparaison des compositions moléculaires de ces grenats avec les précédents montre que ces derniers sont moins riches en almandin. Ce qui selon Winkler (1974) montre que les conditions de pression étaient plus basses lors du développement de ceux-ci.

Rien qu'à l'aspect macroscopique, ces grenats sont bien différents de ceux de la phase M2: au lieu d'être brillants et d'une teinte rougeâtre claire, ils sont d'un rouge très sombre et opaques. On ne les rencontre pas ailleurs, qu'au contact du granite leucocrate de Khaladj.

Nous reviendrons plus en détail sur les diverses particularités des grenats en décrivant la coupe de Khaladj (§6, staurotide).

4. Sillimanite: Ce minéral ne se rencontre, et en très petite quantité, qu'au voisinage du contact du granite porphyroïde, soit dans la coupe de Kamar-Zard, soit au S de Sangbast. Il est, dans les schistes cristallins, sous la forme d'aiguilles ou de cristaux ou de cristaux allongés très mal conservés. Ses conditions de gisement permettent de conclure qu'il est lié au contact granitique et pas du tout au métamorphisme régional.

5. Andalousite: Au contraire de la sillimanite, ce minéral est très fréquent, mais lié, lui aussi, au contact du granite porphyroïde, soit au N, soit au S de la région. Lorsque la sillimanite est présente, l'andalousite se trouve repoussée plus loin du granite (Kamar-Zard et secteur méridional). Elle constitue un produit spécifique du contact de ce granite puisqu'on ne la rencontre pas ailleurs que dans son auréole et pas non plus dans celle du granite leucocrate.

L'andalousite s'est trouvée déstabilisée et transformée en séricite lors de la phase M3, en même temps que les grenats et staurotides de la phase M2. Or dans le S de la région, elle englobe des résidus plus ou moins transformés et oxydés de staurotide. Ceci, nous conduit à conclure que l'intrusion granitique qui lui a donné naissance est postérieure à la phase M2 et antérieure à la phase M3.

6. Staurotide: Ce minéral très répandu nous sera très utile pour définir les caractères et la nature des diverses phases de métamorphisme de cette zone. Selon Winkler (1974), il est caractéristique du faciès amphibolite, ce qui fournit une précision certaine quant à l'intensité du métamorphisme. Son apparition ayant été favorisée par la nature chimique particulière des pélites de la région, nous disposons là d'un indicateur sensible pour étudier l'effet de la phase M3 sur les métamorphites M2 et ses rapports avec le granite leucocrate présent dans certaines zones.

Pour cela nous avons choisi de décrire la coupe de Khaladj. Celle-ci montre une série de schistes cristallins à grenat et staurotide située au contact du granite porphyroïde de Khaladj. Etudiant de proche en proche les variations et la stabilité de la staurotide et des minéraux qui l'accompagnent, nous espérons être en mesure de comprendre la nature de la phase M3 et l'influence du granite leucocrate (g2).

Anticipant sur ce qui sera dit au Chapitre III-4, soulignons déjà qu'à la différence du granite porphyroïde, qui développe à sa bordure une auréole à faciès de cornéennes, avec andalousite et sillimanite, le passage du granite leucocrate aux roches encaissantes se fait par une transition graduelle, ainsi qu'on va le voir.

Nous avons échantillonné sur une longueur de 1100m et selon un axe NE-SW (fig.35), en respectant un espacement à peu près régulier. Nous ne décrirons pas ici ce qui correspond à des intercalations basiques et ultrabasiques. On trouvera dans la figure 36 la récapitulation des minéraux identifiés dans les niveaux successifs que nous allons caractériser en nous rapprochant progressivement du granite.

Au NE du point 536: la staurotide n'est pas stable, mais complètement transformée en

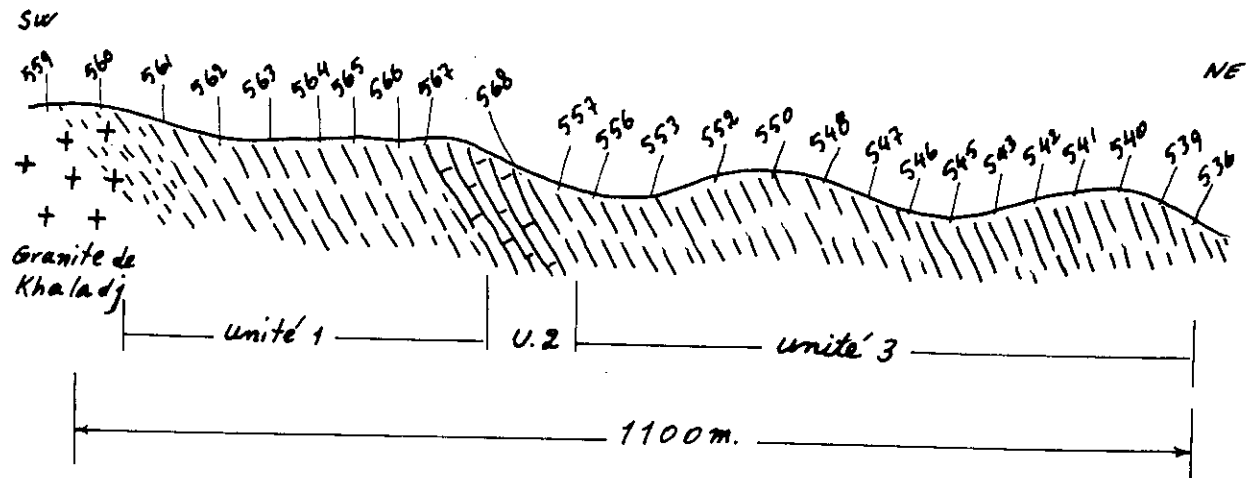


Figure 35 Position des échantillons étudiés dans la coupe de Khaladj

N.d'Ech. Mineral	560	Zone 1	564	565	Zone 2	568	550	Zone 3	535
Quartz									
M ₃ chlorite									
M ₃ Muscovite									
M ₃ Chloritoïde									
M ₃ Biotite									
M ₂ Biotite									
M ₂ almandin									
M ₃ Grenat									
M ₂ Staurolite									
M ₃ phlogopite-K									

Minéral stable —

Minéral instable =

M₂ : Minéral de la phase M₂
M₃ : Minéral de la phase M₃

Figure 36

chlorite + biotite + quartz. Grenat plus ou moins transformé en chlorite.

536 : Association quartz + chlorite + muscovite + biotite + grenat + staurotide.

Staurotide mal conservée (altération quartz + muscovite + chlorite)

Grenats brisés et chloritisés. Biotite oxydée.

Paragenèse stable et minéraux frais (phase M3) = chlorite + muscovite + quartz + biotite

Paragenèse antérieure, destabilisée (phase M2) = staurotide + almandin + biotite oxydée

539 : Même association. Staurotide et almandin mieux conservés.

Almandin et biotite parfois en inclusions dans la staurotide.

Paragenèse M2 et M3, cf. 536

542 : Même association, mais biotite complètement oxydée.

Staurotide mal conservée, brisée ou tordue.

Oxybiotite parfois en inclusions dans le grenat. Cette observation et la précédente remarque (cf. 539) permettent de définir un ordre de cristallisation de la paragenèse M2: biotite - almandin - staurotide.

Paragenèse M3 sans changement.

543 : Comme 542, sauf:

- staurotide complètement transformée en quartz + chlorite + muscovite;
- apparition de chloritoïde (ou variété de chlorite) recoupant franchement la schistosité S_3 . Il s'agit donc d'un minéral post schistosité de la phase M3.

543 A et 544 : Même association à laquelle s'ajoute chloritoïde.

Paragenèse M3 sans changement. Chloritoïde y recoupe quartz + chlorite + muscovite.

Almandin à peu près stable.

Staurotide instable en présence de chloritoïde et se transformant partiellement en ce dernier minéral.

547 et 547 A : Association quartz + hornblende + albite + grenat + phlogopite. Échantillons recueillis au mur de roches volcaniques.

548 et 548 A : Association quartz + chlorite + séricite + muscovite + biotite + almandin + staurotide.

Les biotites de la phase M2 sont plus ou moins stables, mais il apparaît une nouvelle génération (M3) de biotites, qui en se développant abondamment, parallèlement à la muscovite, confèrent à la roche une schistosité parfaite. Almandin plus stable, partiellement remplacé par de la chlorite (Pl.2). Staurotide mieux conservée, mais damouritisée en bordure.

550: Association quartz + muscovite + biotite + almandin.

Ni staurotide, ni chlorite. Deux générations nettement distinctes de biotite.

Grenats cisailés, entourés d'oxyde de fer.

552 et 553: Schistes cristallins très riches en biotite.

Absence de l'almandin et de la staurotide.

554 et 554 A: Hornblende + tourmaline + chlorite + quartz. Echantillons recueillis au mur de coulées basiques. Des hornblendes de la phase M2, englobent des biotites complètement oxydées et sont à leur tour incluses, ainsi que de petites tourmalines, dans des tourmalines beaucoup plus grosses (5mm) dont les fissures contiennent de très petites paillettes de pennine. Il y aurait donc eu une première paragenèse (M2) à hornblende + tourmaline + biotite, suivie d'une seconde (M3) à grosses tourmalines + chlorite.

557: Quartz + biotite + muscovite + almandin

Biotite beaucoup plus abondante que muscovite. Grenat stable. Staurotide absente.

568: Même association + staurotide. Almandin parfois cisailé et brisé, staurotide ayant parfois subi une rotation lors de la phase M3 (fig.37), mais toutes deux inaltérées et stables.

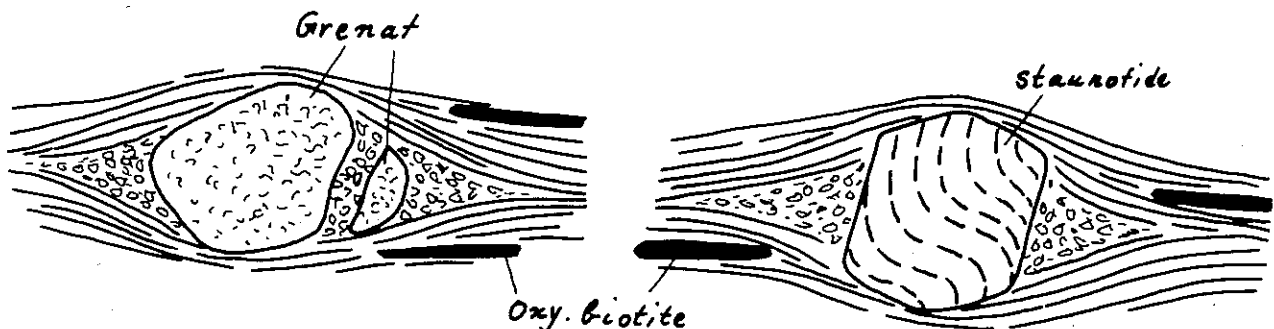


Figure 37

Biotites (M2) apparemment partiellement stables.

A côté des petites biotites (M3), une génération antérieure de biotites oxydées ou ferri-fères présentant les traces de schistosité S1 déjà décrites.

567: cf 568. Staurotide et almandin plutôt stables, la première étant parfois partiellement remplacée par biotite et quartz.

Chlorite et séricite absentes.

566 et 565: Même association que 567 et 568

Grenat et biotite stables. La staurotide devient à nouveau instable, corrodée par les néocristaux de quartz de la matrice ou à partir de ses propres inclusions.

564: Même association.

La corrosion de la staurotide par biotite et quartz est plus avancée.

563 et 563A: Association quartz + chlorite + muscovite + staurotide.

Grenat non représenté. Biotite se transformant en chlorite. De la staurotide ne subsistent que des squelettes.

562: Quartz + muscovite + séricite + grenat + staurotide. Biotite totalement absente et muscovite très abondante. Staurotide très mal conservée, totalement damouritisée ou subsistant seulement au coeur des anciens cristaux.

Deux générations de grenats, ainsi que nous l'avons déjà signalé: petits individus monocristallins aux marges corrodées et gros amas mosaïques qui pourraient s'être développés aux dépens de la staurotide (fig.38).

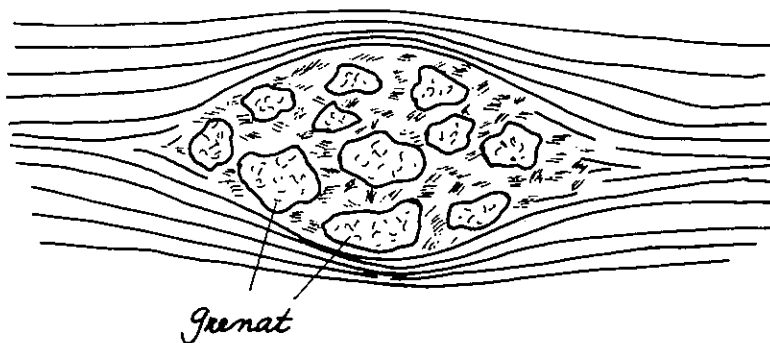


Figure 38

561: Quartz + muscovite + grenat + staurotide.

De nouveau, amas polycristallins de grenat englobant divers cristaux (quartz, staurotide). Muscovite très abondante. Chlorite et biotite totalement absentes.

560: Quartz + feldspath + muscovite + grenat. Nous sommes parvenus ici dans la zone de transition au granite de Khaladj, granite orienté à grenat, mais dépourvu de biotite. Ici, le grenat, au contraire du cas précédent, est petit et de type almandin, comme ceux

de la phase M2 qui se rencontrent loin du contact. Biotite et staurotide sont strictement absentes.

L'orientation quasi confondue des muscovites et plagioclases confère à la roche une schistosité nette. Son aspect est celui d'un gneiss.

Le tableau ci-joint (fig.36) récapitule ces diverses observations. Relativement à la distance du contact granitique, il a été divisé en trois zones, repérées à l'aide des numéros des échantillons qui viennent d'être décrits.

7. Chloritoïde: Déjà cité dans la coupe précédente, il se rencontre dans diverses roches contenant ou non de la staurotide. Il y recoupe toujours tous les minéraux et toutes les schistosités et doit donc être considéré comme élément tardif de la phase M3 (en tout cas postérieur à S3).

8. Epidotes: Absolument dépourvus de calcium, ces schistes n'ont pu donner naissance à aucun minéral de la famille des épidotes (cf. analyses chimiques).

9. Tourmaline: Ce minéral très répandu est parfois anormalement abondant dans certains secteurs, au voisinage des roches ultrabasiques: il arrive que ses cristaux, développés parallèlement à ceux de muscovite et de quartz, occupent 20% du volume de la roche métamorphique. Ils sont fortement pléochroïques et appartiennent donc à la variété ferrique ou schorlite. (voir planche 3).

Par ailleurs, ainsi que nous l'a montré la coupe de Khaladj, deux générations de tourmaline peuvent être observées quand la phase M3 est suffisamment intense. Et une génération primaire pourrait bien être représentée par des filons, où la tourmaline est parfois accompagnée de quartz, que l'on rencontre au-dessous de formations ultrabasiques. Dans tous les cas, on ne peut douter qu'elles soient métamorphiques et il faudra les situer dans les paragenèses correspondantes (cf.4e partie).

10. Hornblende verte: Ce minéral ne se rencontre que dans des strates immédiatement surmontées par des niveaux de roches basiques ou ultrabasiques, en compagnie de grenat quartz et albite. Cette localisation permet de supposer que les shales en question étaient constituées de matériaux d'origine volcano-sédimentaire, probablement hyaloclastiques (voir détail plus loin). Mieux encore, les rayons X, confirmant l'observation pétrographique, montrent que ces hornblendes sont tout à fait semblables à celles qui constituent la plus grande partie des roches volcaniques voisines.

Ces amphiboles compatibles avec grenats et staurotide, sont le résultat

PLANCHE 3

1 - Tourmalines ferrifères développées lors du métamorphisme régional et orientées selon la schistosité. Dans ce schiste, muscovite et quartz sont également orientées. (LN).

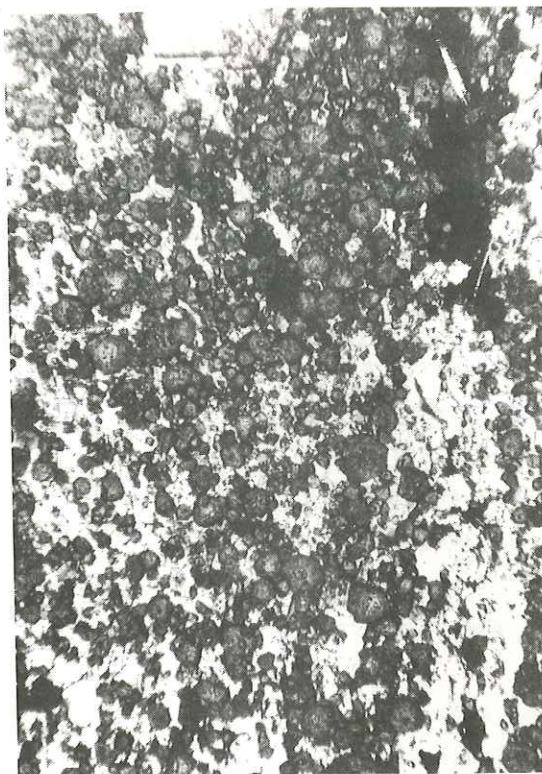
2 - Tourmalines ferrifères concentrées dans les filons de quartz présents dans les schistes sous-jacent d'une coulée ultrabasique.

3 - Schiste feldspathisé dans l'auréole du granitoïde (montagne de Khadjeh-Morad). Gros cristaux de feldspath, développés lors de la métasomatose potassique liée à la phase M3, observables parmi des biotites et muscovites, toutes de néoformation. (LP).

4 - Sphène de la phase M2 (2mm) englobant d'autres minéraux, englobé à son tour dans un phénoblaste de feldspath potassique (2cm) développé lors de la métasomatose potassique dans l'auréole du granite. (LP). Montagne de Khadjeh-Morad.



1



2



3



4

de la phase M2.

11. Muscovite: Ce minéral, très répandu dans l'ensemble des schistes, appartient aussi bien aux phases M2 et M3 du métamorphisme général qu'au contact thermique du granite porphyroïde, où il voisine alors avec andalousite et sillimanite.

12. Biotite: Comme la muscovite, la biotite s'est développée à plusieurs reprises. La coupe de Khaladj nous en a déjà montré deux générations distinctes. Elle apparaît également comme produit de transformation du grenat lors de la phase M3. Dans les zones où cette phase M3 présente une intensité suffisamment faible, la biotite forme des cristaux épais et courts, de teinte claire, voisine de celle du phlogopite, qui recoupent la schistosité. Dans divers secteurs de la région, elle montre alors le caractère thermique et non dynamique qui prévalait pour la phase M3 lors de son développement post-schisteux.

13. Chlorites: Plusieurs variétés sont présentes. Elles apparaissent soit comme un minéral de néoformation propre à la phase M3, soit comme des produits nés par la déstabilisation de minéraux primaires (almandin, staurotide, biotite).

14. Feldspaths: La phase M3 fait normalement apparaître de petits cristaux non maclés d'albite. Mais une zone granitisée, comme celle de Khaladj, comporte à côté de feldspaths potassiques, des plagioclases bien développés. Dans ce dernier cas, les plagioclases résultent d'une intensité plus élevée manifestée localement par la phase M3, staurotide et muscovite ayant été détruites au bénéfice du feldspath potassique.

Divers stades de feldspathisation et de métasomatose potassique sont également visibles dans la montagne de Khadjeh-Morad, entre les schistes pélitiques métamorphisés et le granite porphyroïde. Dans les schistes, une génération de feldspaths se développe, parallèlement à muscovite, biotite et hornblende. De gros cristaux de sphène sont également présents. Les porphyroblastes de microcline ou d'orthose, qui peuvent atteindre 15mm, englobent divers cristaux d'un métamorphisme antérieur, tandis que sur la même lame mince on constate d'autre part la schistosité, ainsi que l'orientation des biotites et amphiboles. Et les enclaves du granite montrent, en divers points, une feldspathisation de même type (voir planche 3).

15. Quartz: En proportion variable, il est présent dans les divers faciès pris par les schistes cristallins. Son développement a accompagné toutes les phases de métamorphisme et les épisodes tectoniques.

16. Les paragenèses et leur ordre de succession

La description qui précède nous a permis de rapporter les apparitions ou disparitions de minéraux à l'influence de trois phases de métamorphisme régional et à celle de 2 granitisations. D'autre part, les relations géométriques mutuelles des minéraux nous renseignent sur l'ordre de leur cristallisation. Il nous reste maintenant, pour résumer, à présenter paragenèse et chronologie sous une forme synthétique, en commençant par les événements les plus anciens.

Paragenèse de la phase M1: Cette phase est responsable du premier métamorphisme subi par les dépôts pélitiques initiaux. Elle y a développé une schistosité ardoisière fine et nette. Les minéraux néoformés semblent être:

biotite + chlorite + quartz + albite + séricite.

Paragenèse de la phase M2: Il existe plusieurs paragenèses caractéristiques:

- 1/ biotite (ferrifère) + almandin + staurotide
- 2/ hornblende + grenat + sphène
- 3/ hornblende + tourmaline

Paragenèse au contact du granite porphyroïde

- 1/ sillimanite + grenat + biotite + muscovite
- 2/ andalousite + grenat + biotite + muscovite

La première se rencontre exclusivement dans les secteurs méridionaux.

Paragenèse de la phase M3: Plusieurs cas sont possibles:

- 1/ chlorite + quartz + albite + muscovite + biotite + damourite localisée dans les régions où M3 présentait une intensité élevée.

- 2/ biotite + muscovite + grenat (?) + staurotide (?)

Grenats et staurotide hérités de la phase M2 se montrant stables et compatibles avec biotite et muscovite, on peut les considérer comme appartenant aussi à cette phase.

- 3/ almandin + feldspath potassique + muscovite + albite + quartz.

Cette association est propre aux niveaux inférieurs granitisés de la coupe de Khaladj.

Paragenèse au contact du granite leucocrate de Khaladj: Ainsi que nous l'avons vu, le seul minéral à problème de cette zone est représenté par les gros grenats polycristallins développés aux dépens de staurotide et grenats de la phase M2. Il est évident que d'autres minéraux sont apparus en même temps que lui, tels la muscovite et

le feldspath potassique. Dans ces conditions la paragenèse doit être:

grenats + muscovite + feldspath potassique + quartz

3) CARACTERISTIQUES CHIMIQUES

Les analyses chimiques effectuées sur des roches de faciès divers sont rassemblées sur deux tableaux. Le tableau I regroupe les cas où la staurotide est stable et fréquente. Sur le tableau II figurent d'autres métapélites où la staurotide ne s'est pas développée, ou bien où elle s'est transformée en d'autres minéraux.

Au premier coup d'oeil on constate que leurs compositions chimiques sont très voisines, notamment pour ce qui concerne la pauvreté en CaO et l'abondance relative en H_2O+ .

Certains diagrammes permettent de préciser la nature initiale des roches présentes. Nous les utiliserons également pour les comparer avec les métamorphites de l'unité 5 (formation schisto-gréseuse).

Dans le diagramme ACF-A'KF (fig.39), la plupart des échantillons, surtout les schistes à staurotide par suite de l'absence de CaO, se situent exclusivement dans le triangle A'KF. Ils tombent dans le domaine des schistes argileux, assez près du point représentatif de la moyenne des argiles marines (selon Ronov et Khlebinkov, cités par Winkler, 1974), bien que la teneur en K_2O de nos échantillons soit un peu moindre que la moyenne proposée par ces auteurs. Les mesures qui restent dans le diagramme ACF, tombent dans le domaine des argilites.

De même, dans le diagramme de H. de la Roche (1965), nos roches se tiennent exclusivement dans le domaine des pélites (fig.40). Une seule (387) se situe dans le domaine commun aux argilites et aux grauweekes. Mais il s'agit alors d'une roche à faciès de cornéenne, contenant des filons et des veinules de quartz. Il est donc probable que la surcharge en SiO_2 (qui atteint 64,64%) en réduisant la proportion relative de Al_2O_3 , éloigne artificiellement cet échantillon de la moyenne des autres.

De toute façon, une origine marine des pélites présentes concorde bien avec la monotonie des slates visibles dans les secteurs les moins métamorphiques (également dans la zone A). La grande homogénéité chimique de l'ensemble ne peut guère traduire que le résultat d'une sédimentation calme et continue, propre au domaine océanique.

Un point que ne révèlent pas les analyses effectuées, mais qui découle

TABLEAU I - ANALYSES CHIMIQUES DE SCHISTES A STAURITIDES

	379	380	548	548	567
SiO ₂	55.34	53.98	60.50	62.20	60.22
Al ₂ O ₃	24.02	23.85	18.07	19.71	18.02
Fe ₂ O ₃	7.58	5.18	3.10	2.96	1.55
FeO	2.14	4.35	6.08	4.47	6.79
TiO ₂	0.96	1.22	1.38	1.35	0.89
CaO	-	-	-	-	0.40
MgO	2.11	3.30	4.78	2.75	4.31
Na ₂ O	1.04	0.83	0.56	0.75	2.23
K ₂ O	2.78	2.47	2.78	2.13	3.40
MnO	0.17	0.06	0.13	0.16	0.23
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.16	0.14	0.16
H ₂ O-	0.38	0.25	0.25	0.09	0.16
H ₂ O+	2.69	3.55	2.20	2.26	1.72
CO ₂	0.68	0.58	0.92	0.62	0.79
TOTAL	100.01	99.78	100.88	99.59	100.85

TABLEAU II - ANALYSES CHIMIQUES DE DIVERS FACIES DE SCHISTES PELITIQUES

	403	397	387	483A	487
SiO ₂	60.13	52.50	64.64	58.59	56.37
Al ₂ O ₃	17.16	22.68	15.16	18.31	19.94
Fe ₂ O ₃	1.01	1.08	1.04	1.58	1.73
FeO	5.58	7.23	5.68	7.04	9.52
TiO ₂	0.79	1.04	0.76	1.12	1.02
CaO	0.60	2.50	1.20	-	-
MgO	3.95	3.80	3.04	3.62	4.09
Na ₂ O	2.51	3.85	2.40	0.69	0.59
K ₂ O	3.71	2.86	2.23	3.83	3.90
MnO	0.06	0.40	0.15	0.20	0.17
P ₂ O ₅	0.02	0.07	0.16	0.10	0.14
H ₂ O-	0.21	0.18	0.17	0.10	0.22
H ₂ O+	3.27	1.31	2.14	4.04	3.84
CO ₂	0.60	1.21	0.88	0.32	0.67
TOTAL	99.61	100.09	99.41	99.54	102.20

403 - spotted slate (ardoise tachetée) - 387 - Cornéenne - 487 et 483 A - schistes à
 397 - slate - schiste andalousite

de la composition minéralogique, est que le bore se trouve en proportion relativement abondante dans nos roches. Il convient donc d'ajouter ce trait à leur identification.

Les diagrammes de Hoschek (1967, cité par Winkler, 1974), basés sur les proportions moléculaires des différents oxydes, permettent de définir le domaine de composition chimique propre au développement de chloritoïde et de staurotide (fig.41). Ils confirment l'homogénéité chimique de nos pélites métamorphiques, mais nous observons aussi qu'en dépit d'un chimisme favorable, la staurotide peut en être absente. Nous déduisons de cette constatation, ou bien que la staurotide, déstabilisée par un métamorphisme rétrograde, a disparu (échantillons 387, 397, 483, 487), ou bien qu'elle ne s'était jamais formée, faute d'une intensité de métamorphisme suffisante (échantillon 403 et slates de la zone A). A moins qu'il n'y ait une variation dans la sédimentation, qui apparaît cependant bien monotone.

Quant au chloritoïde, on retrouve sa dernière génération dans les conditions de métamorphisme rétrograde de la phase M3, parfois en présence de staurotide déstabilisée. Puisque les conditions chimiques d'apparition de la staurotide sont partout favorables et qu'elle n'est pas partout présente, nous avons là un moyen pour repérer l'intensité du métamorphisme, en fonction des isogrades qui lui sont propres (Winkler 1974).

Enfin nous remarquons que dans le diagramme $Al_2O_3/FeO + Fe_2O_3/MgO$ de Hoschek, certains de nos échantillons (éch. 548 et 567), situés hors du domaine de stabilité de la staurotide, en sont pourtant riches. Ceci, nous conduit à proposer une légère correction du diagramme, qui consisterait à élargir un peu ce domaine en direction du pôle MgO .

B - CALCSCHISTES ET MARBRES

Ces roches, qui constituent l'unité 2, montrent un métamorphisme et un degré de cristallisation variables selon la situation géographique de leurs gisements et selon leur position par rapport aux roches intrusives.

Dans le secteur de Khaladj, proche de la zone granitisée, où ces calcaires s'intercalent dans des schistes à staurotide, les cristaux de calcite atteignent 5 à 6mm. Dans les autres zones, la cristallisation est moins développée (les petits restes de crinoïdes sont difficiles à retrouver) et rappelle celle des faciès de calcschistes de la zone A (unité 3) à la différence près que les crinoïdes sont plus petits (3-4mm) et que les plis aplatis (repérables grâce à la présence de niveaux

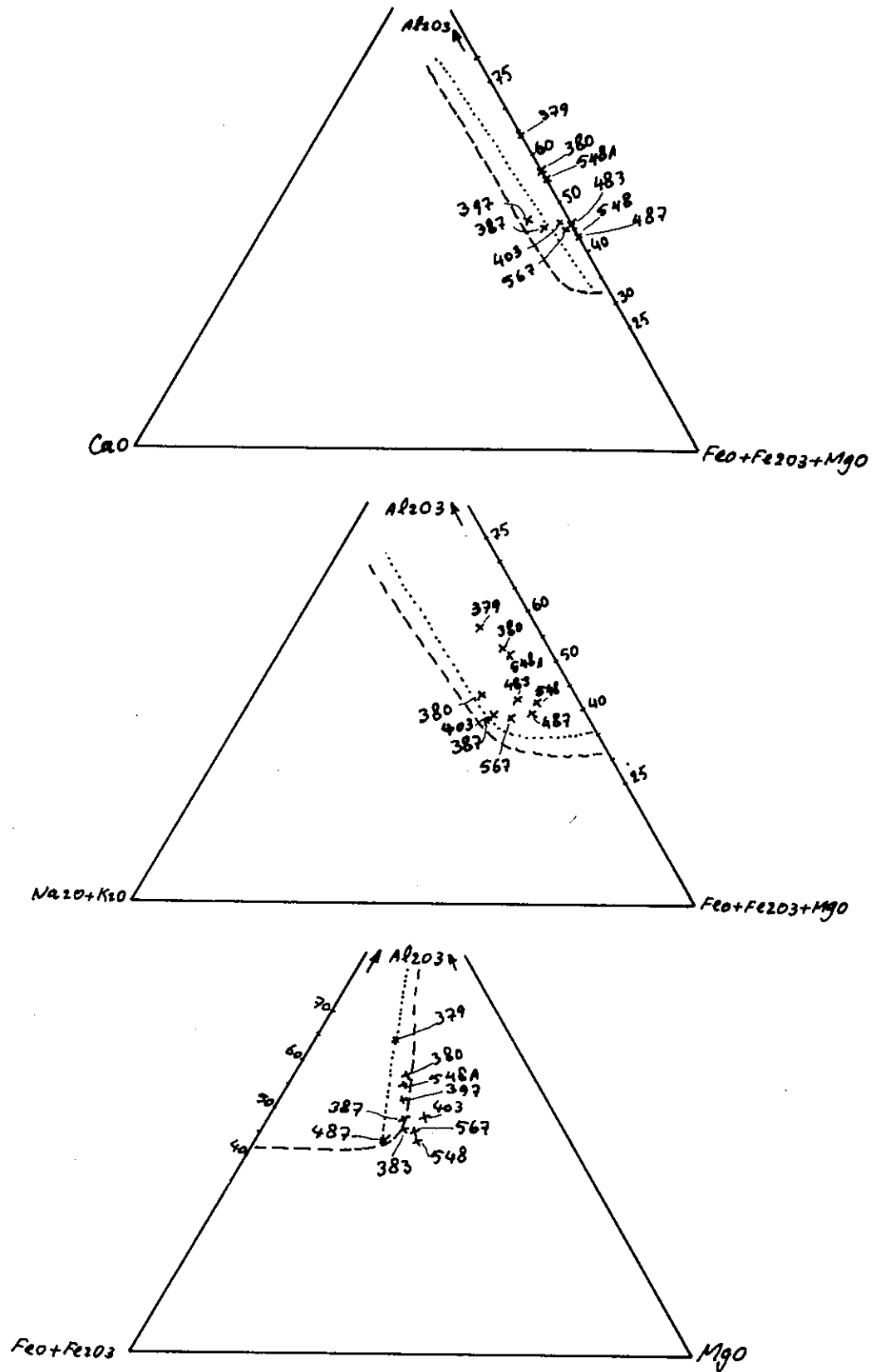


Figure 41: Diagrammes de Hoschek (1967)

siliceux) sont ici très fréquents.

La teneur en quartz, dolomite et minéraux argileux étant très faible, les minéraux que nous avons rencontrés dans la zone A n'ont pu se développer. Dans ces calcaires purs, la distinction de degrés de métamorphisme n'est donc pas possible.

Les quelques bancs de calcaire qui se trouvent inclus dans l'unité 4, au milieu des pélites et des volcanites, montrent les mêmes caractéristiques que ceux de l'unité 2.

Dans l'ensemble des roches carbonatées de cette zone, on rencontre les paragenèses suivantes:

- 1 - calcite + dolomite
- 2 - calcite + dolomite + talc
- 3 - calcite + dolomite + hématite + quartz
- 4 - calcite + trémolite + phlogopite + quartz
- 5 - calcite + dolomite + phlogopite

Cependant, dans l'unité 4, les quelques lits calcaires situés sous des roches ultrabasiques voient se développer des paragenèses différentes:

- 1 - calcite + grossulaire + quartz + albite
- 2 - calcite + hornblende verte + picotite + quartz
- 3 - calcite + trémolite + picotite + diopside + grossulaire + épidote

L'oxyde de fer est très souvent associé à ces dernières paragenèses qui ne concernent d'ailleurs qu'une tranche de quelques centimètres comptée à partir des ultrabasites. Au-delà, elles disparaissent.

Ainsi, la hornblende verte (caractéristique, avec Ng vert bleuâtre, non vert, Np vert jaune clair) ne se rencontre-t-elle qu'à moins de 10mm de la roche ignée, tandis que grenat et épidote apparaissent à 15mm au moins du contact. La picotite se trouve très fréquemment sous la forme de cristaux octaédriques de moins de 0,1mm dispersés dans la calcite de la matrice. Le grossulaire, en cristaux de 2mm, est moins fréquent. L'épidote, sous la forme de fins agrégats résulte probablement de l'altération de la picotite. Le diopside, très rare, est en cristaux isogranulaires de réfringence élevée. Enfin la trémolite ne se trouve que rarement, et loin du contact.

Cette association minéralogique, qui tire visiblement son origine de la roche volcanique adjacente, sera à nouveau citée lors de l'étude des ultrabasites.

C - FORMATION SCHISTO-GRESEUSE

Nous allons maintenant étudier les caractères pétrographiques, minéralogiques et chimiques de l'unité 5.

Ces métamorphites ne se trouvent jamais au contact du granite, porphyroïde. Quant au contact direct avec le granite leucocrate, il n'est pas observable de façon probante, la présence de filons d'aplite dans la zone correspondante interdisant de discerner ce qui pourrait relever du seul effort thermique de l'intrusion.

Relativement aux unités précédentes, l'étude de ces métamorphites est simple, l'influence des phases M1 et M2 ne s'y manifestant pas. Seule la phase M3 est présente avec des effets thermodynamiques plus accentués au centre et au N de la région, plus atténués dans sa partie méridionale.

1 - CARACTERES GENERAUX

Les faciès varient, avec les secteurs, des shales à séricite et muscovite sans orientation ni schistosité nette à des micashistes dont la schistosité NW-SE est due au développement de la muscovite et de la biotite. C'est dans les secteurs méridionaux, où les effets dynamiques sont restés faibles, que l'on ne trouve pas d'orientation préférentielle.

Sur le plan de la teinte, les schistes riches en quartz sont gris clair, et même dans les zones où le métamorphisme ~~~~ est plus intenses, les micashistes à deux micas sont nettement plus clairs que les schistes ardoisiers ou cristallins noirâtres propres aux unités précédentes.

Au microscope, on note aussi immédiatement une différence: les grains initiaux de ces schistes sont plus grossiers, ce qui évoque un faciès de grauwacke et non un faciès argileux. Ces grains détritiques de quartz et de feldspaths sont accompagnés de minuscules débris de rutile, tourmaline, sphène et grenat. De même, la teneur en carbonates de la plupart des échantillons est assez considérable, et les lames minces révèlent presque toujours la présence de calcite.

Dans les secteurs méridionaux, les manifestations du métamorphisme visibles en lame mince sont assez timides: orientation incomplète de la séricite et développement d'une vague schistosité. Viennent en plus des néocristaux épais et courts d'une biotite de teinte pâle (phlogopite), non orientés et dispersés dans cette matrice (fig.42).

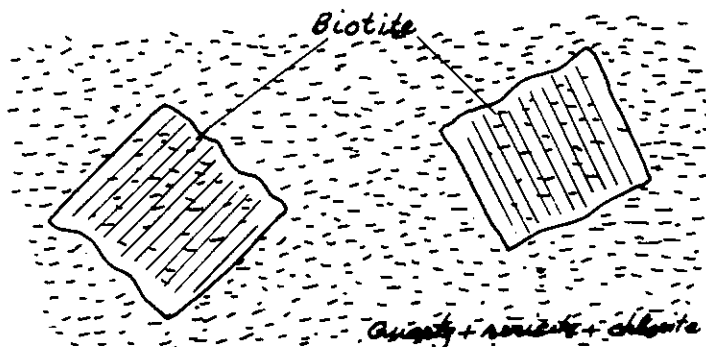


Figure 42 : Biotites thermiques de la phase M3 développées dans les shales de la formation schisto-gréseuse au S de la région.

Ces observations - et d'autres que nous allons décrire - nous font dire que le matériel initial n'a été affecté que par une seule phase de métamorphisme, la phase M3. Déjà, dans les métamorphites précédentes, nous avons constaté que celle-ci avait comporté un stade post-schisteux, caractérisé là aussi par une génération de biotites non orientées (accompagnées d'ailleurs de chloritoïde). Mais pour l'instant, nous ne pouvons anticiper davantage sur nos conclusions.

2) LES MINÉRAUX ET LEUR CHRONOLOGIE RELATIVE

Notre description suivra, une fois encore, l'ordre préconisé par Deer, Howie et Zussman, avant d'aboutir à une énumération des paragenèses.

1. Zircon: en très petite quantité. Souvent inclus dans les biotites.
2. Sphène: en petite quantité. Détritique.
3. Grenat: la plupart des grenats présents relèvent de deux origines distinctes. Les uns doivent être considérés comme détritiques. Ce sont des cristaux de tailles diverses (jusqu'à 5mm), parfois cassés, que l'on retrouve jusque dans le secteur méridional où le métamorphisme, trop faible, n'aurait pas été capable de les faire apparaître. Ces grenats sont entièrement transformés: ils ont donné naissance à de la biotite (phlogopite), qui indique le degré thermique maximal de la phase M3, biotite se développant autour des cristaux ou même à l'intérieur de ceux-ci où elle se trouve actuellement incluse dans une matrice faiblement métamorphique à quartz, séricite et chlorite (fig.43).

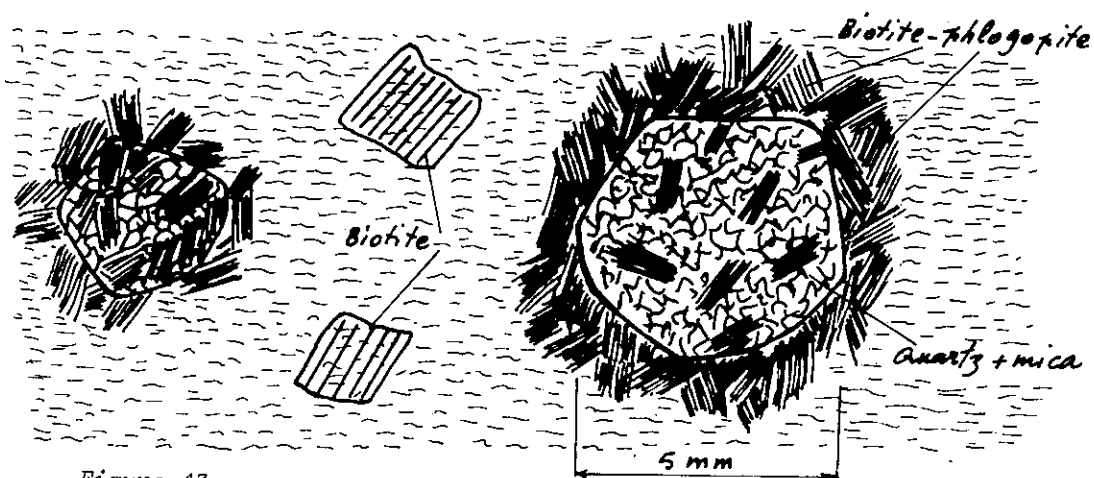


Figure 43

Grenats détritiques dans la formation schisto-gréseuse transformés dans la phase rétrograde M3.

D'autres grenats appartiennent à une génération différente, propre aux secteurs les plus métamorphiques, tels ceux de la coupe de Shelgerd, au NW de Khaladj. Dans cette région, ils adoptent des formes particulières, celles de masses longues de plus de 10mm, corrodées par la biotite et le quartz de la matrice (fig.44) ou celle d'îles découpées, subsistant parmi des cristaux de biotite, de quartz et de calcite (fig.45). Sur le plan du métamorphisme, ils sont compatibles avec la biotite ferrifère et la muscovite, mais pourraient aussi être d'anciens grains détritiques, déstabilisés et parfois réorientés et redéveloppés lors de la phase M3. Cette hypothèse repose sur l'observation que, dans les niveaux les plus métamorphiques de cette même coupe, dans les micaschistes à deux micas, les grenats sont totalement absents et que d'autre part ils semblent se localiser dans certains horizons seulement d'une coupe à 10km à l'ouest de Khaladj (W de Shelgerd).

Une dernière catégorie de grenats est observable dans le secteur de Kortion, près du barrage de Torogh, en un point où le granite leucocrate est proche. On a là un type de grenat automorphe qui serait l'équivalent de celui qui se développe près du contact, sur la coupe de Khaladj.

4. Chloritoïde: Ce minéral n'a été rencontré qu'en une seule occasion (éch.364), dans une paragenèse à quartz, muscovite et chlorite. Il y recoupe la schistosité, ce qui le rattache au stade post-schisteux de la phase M3.

5. Tourmaline: Très rare également; par exception, une micaschiste (éch.584) montrent des prismes très allongés de tourmaline, fréquemment parallèles aux biotites et muscovites. A rattacher donc à la phase M3.

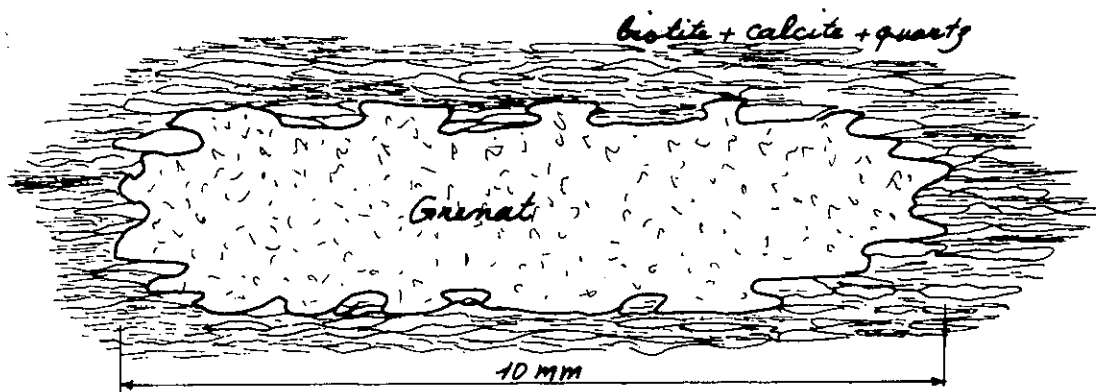


Figure 44: Cristaux de grenat allongés dans la schistosité M3

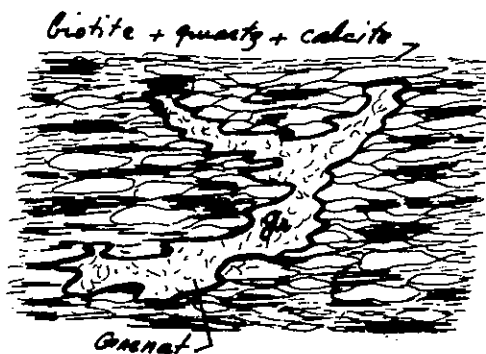


Figure 45: Résidu du grenat ancien dans le micaschiste de la phase M3

6. Muscovite et séricite: Dans les secteurs les plus métamorphiques, la muscovite se trouve presque partout disposée parallèlement à la biotite et au quartz. Dans les secteurs méridionaux, elle se présente sous la forme de petites paillettes de séricite, qui témoignent du métamorphisme, mais sans adopter une orientation distincte.
7. Biotite et phlogopite: Nous rappelons qu'il existe deux générations de biotites. L'une, fortement teintée, ferrifère, est présente dans les secteurs où la phase M3 atteint son intensité maximale. L'autre, plus pâle (phlogopite) se développe lors du stade thermique post-schisteux de M3. Une dernière variété de biotite, oxydée, relativement rare pourrait être d'origine détritique.
8. Chlorite: Très rarement, elle recoupe, comme les phlogopites, les séricites synschisteux de la phase M3 où le métamorphisme est le moins avancé. Mais dans divers secteurs, elle s'oriente essentiellement comme les autres minéraux de cette phase.
9. Feldspaths: Détritiques et plus ou moins arrondis, on les rencontre dans les faciès de grauwackes à grain plus grossiers. Ils ne dépassent pas 2mm. L'albite se trouve sous

la forme de petits cristaux non maclés dans les divers faciès.

10. Quartz: C'est le minéral le plus fréquent et le plus abondant. L'une de ses formes est celle de grains détritiques, montrant parfois une auréole de nourrissage. La génération néoformée est en cristaux allongés, dans les micaschistes.

11. Rutile: Détritique, il est très fréquent dans certains cas (éch.580)

12. Hématite et magnétite: Xénomorphes ou automorphes, elles sont plus abondantes dans les secteurs les plus métamorphiques, ou bien à proximité du granite, dans le secteur de Kortion.

13. Calcite: Bien cristallisée dans les secteurs N et central, c'est un constituant important des distinct de l'unité 5, par rapport aux unités inférieures schisteuses.

Paragenèses: Si l'on fait abstraction des minéraux détritiques, on relève, dans les divers secteurs, les paragenèses suivantes:

- 1 - Quartz + (séricite-muscovite) + (phlogopite-biotite) [±] calcite (éch.669,675)
- 2 - Quartz + calcite + biotite (éch. 580)
- 3 - Quartz + albite + biotite + muscovite (éch.581, 584)
- 4 - Quartz + biotite + grenat + albite (éch. 589, 590)
- 5 - Quartz + chlorite + muscovite (éch. 362)
- 6 - Quartz + chlorite + calcite + biotite + hématite (éch. 363)
- 7 - Quartz + séricite + chlorite + chloritoïde + albite (éch. 364)
- 8 - Quartz + chlorite + muscovite + biotite + magnétite (éch. 367)
- 9 - Quartz + calcite + biotite + grenat (éch. 373 A)

Les paragenèses 1 et 5 sont très fréquentes dans les secteurs situés au SE de Sangbast et au NE de Torghabeh. La paragenèse 4 se trouve au voisinage du granite leucocrate de Torogh. La paragenèse 9, à grenat, se rencontre au NW de Khaladj à l'W de Shelgerd. La paragenèse 7, exceptionnelle par son chloritoïde, se trouve dans cette même coupe de Shelgerd.

Les autres paragenèses se développent dans divers secteurs, le métamorphisme le plus avancée étant localisé à la périphérie du granite leucocrate de Khaladj.

3) CARACTERISTIQUES CHIMIQUES

Dans les secteurs où le métamorphisme est le moins avancé, la nature détritique et granulaire de la roche initiale est évidente. Dans certains cas, la quantité de grains de quartz est telle que l'on avait affaire à des grès quartzitiques,

et alors la proportion de SiO_2 atteint 77%, tandis que Al_2O_3 s'abaisse à 5% (analyse 378). Les faciès courants ont une teneur moindre en SiO_2 . Toutefois, la moyenne des trois analyses figurant au tableau III, s'élève encore à 71%, valeur nettement supérieure à celle que nous avons trouvée dans les slates et micaschistes des unités précédemment décrites, où la moyenne de 10 analyses ne montrait qu'un chiffre de 58,42 % avec, en compensation, une teneur plus forte qu'ici en Al_2O_3

	373	374	378
SiO_2	63.42	72.51	76.94
Al_2O_3	17.23	12.09	5.02
Fe_2O_3	1.36	0.63	0.63
FeO	3.78	3.38	0.92
MgO	3.41	2.46	1.96
CaO	1.10	1.20	5.60
Na_2O	1.18	3.11	1.74
K_2O	5.50	2.41	1.24
TiO_2	0.94	0.67	0.55
P_2O_5	0.05	0.04	0.03
MnO	0.06	0.15	0.05
CO_2	1.09	0.79	4.13
H_2O^+	1.63	1.09	0.58
H_2O^-	0.22.	0.08	0.16
=====			
TOTAL	100.97	100.61	99.55

TABLEAU III -

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DE LA
FORMATION SCHISTO-GRESEUSE

Pour tenter de préciser la nature originelle de nos roches en utilisant les diagrammes d'identification, nous ne disposions pas d'analyses très nombreuses. Nous avons essayé de compenser leur rareté en sélectionnant celles qui nous paraissaient se rapporter aux faciès les plus représentatifs et les plus répandus. C'est ainsi que nous avons retenu les échantillons suivants : 373, schiste à quartz, biotite et muscovite; 374, schiste à quartz, muscovite, biotite et grenat; 378, faciès gréseux, riche en quartz détritique, avec muscovite, biotite et calcite.

Dans le triangle ACF du diagramme ACF-A'FK (fig.46), seul l'échantillon 374 se trouve dans le domaine des grauwaques. Le 373 en est proche, mais se trouve dans celui des shales, quant au 378, sa faible teneur en Al_2O_3 l'en éloigne davantage, mais il est malgré tout plus proche des grauwaques que toute autre roche.

Sur le triangle A'FK, 373 et 374 sont bien dans la plage des grau-

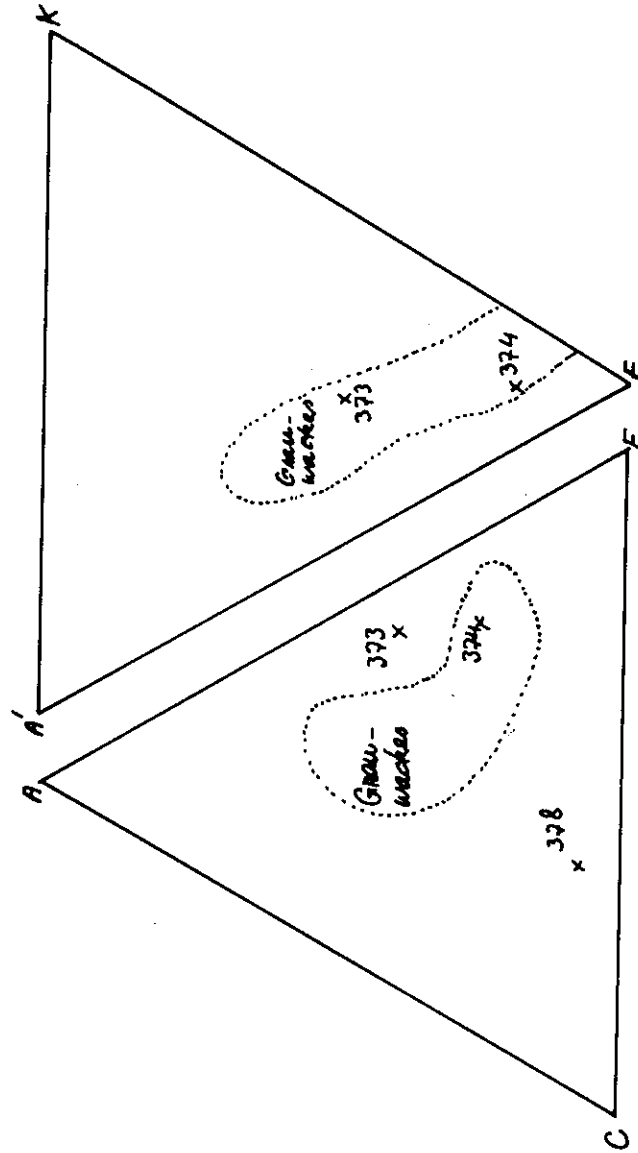


Figure 46: Diagramme ACF - A'FK des roches de la formation schisto-gréseuse

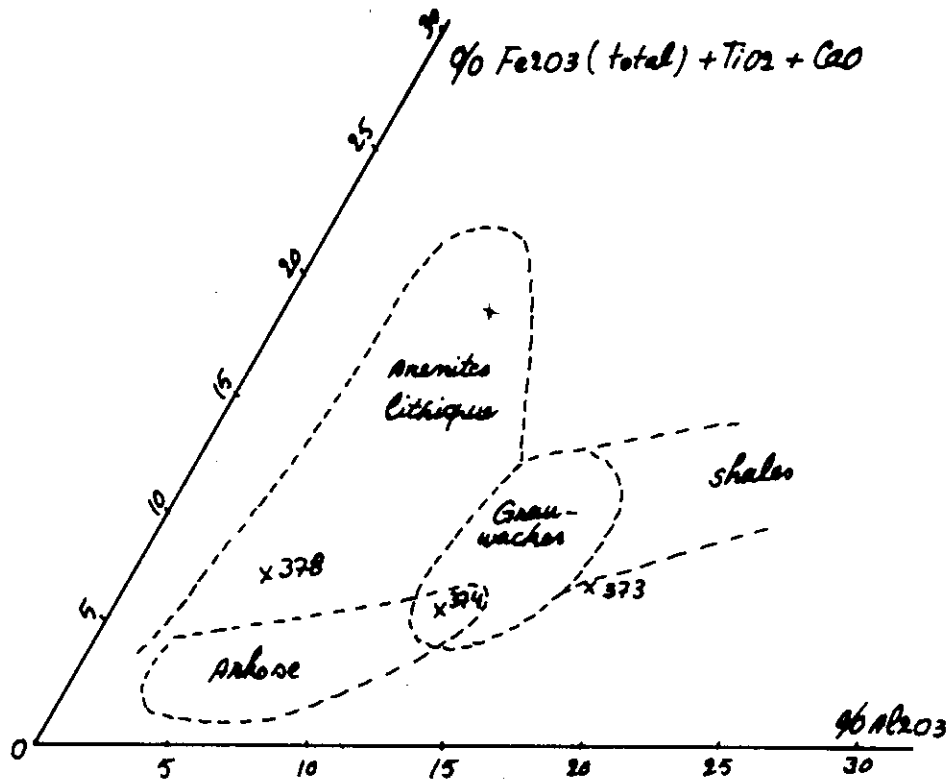


Figure 47: Position des roches de la formation schisto-gréseuse, dans le diagramme de La Roche (1965)

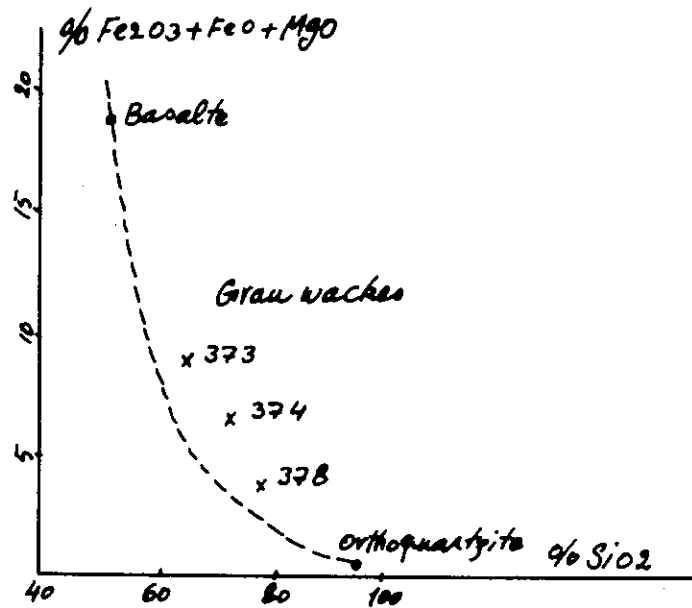


Figure 48: Position des roches de la formation schisto-gréseuse dans le diagramme de Pettijohn (1949).

wackes. Quant au 378, il ne peut être représenté vu son paramètre A' négatif.

Sur le diagramme de H. de la Roche (fig.47), l'échantillon 373 est à nouveau dans les shales, mais proche des grauwackes. Le 374 se trouve dans le domaine commun aux grauwackes et aux arkoses, et le 378 dans celui des arénites lithiques.

Enfin le diagramme de Pettijohn (1949) groupe les trois analyses dans la plage des grauwackes (fig.48).

L'analyse chimique de nos métamorphites montre donc qu'il est assez justifié de parler de grauwackes à propos des roches qui leur ont donné naissance, et confirme les observations pétrographiques qui les différenciaient déjà des slates et schistes des unités 1, 3 et 4.

D - ZONE DU MELANGE OPHIOLITIQUE

Ainsi que nous l'avons vu dans la description stratigraphique, la présente unité (unité 6) se trouve, sur le terrain, entre les unités 4 et 5, dont son caractère particulier la différencie immédiatement. Elle est en effet formée par l'association de blocs de tailles diverses et d'origine variée et d'une matrice d'origine volcanique (fig.25).

1) BLOCS EXOTIQUES

Ces blocs, dont certains peuvent atteindre la dizaine de mètres proviennent des métamorphites des unités 1 à 4 qui affleurent dans des secteurs plus ou moins proches, c'est-à-dire que sur le plan pétrographique (et métamorphique) ce sont des schistes cristallins, des amphiboles, des méta-ultrabasites et des marbres absolument semblables à celles-ci.

Signalons que parmi eux, ceux qui proviennent des roches basiques et ultrabasiques montrent les traces des phases de métamorphisme M1 et M2, ce qui les distingue parfaitement des volcanites de la matrice qui, elles, n'ont subi que la phase M3, relativement peu intense.

Anticipant sur la pétrographie des roches basiques et ultrabasiques (cf. chapitre suivant), nous pouvons déjà dire que la paragenèse M2 qui a marqué ces volcanites transformées en amphibolites est représentée par:

hornblende verte + plagioclase + sphène + apatite + magnétite
alors que le métamorphisme rétrogradé de la phase M3 y a donné naissance à:

cumingtonite + chlorite + albite + calcite.

Ainsi, l'assemblage total y comporte à la fois:

hornblende + chlorite + albite + sphène + apatite + calcite + cumingtonite + magnétite.

2) MATRICE

Cette matrice est d'origine volcanique, ce qui se traduit d'emblée par son aspect de roche verte, typique des cortèges ophiolitiques et des laves sous-marines, spilitiques en coussins, ainsi que des faciès tuffiques ou volcano-sédimentaires hyaloclastiques.

Dans la plupart des échantillons, la structure volcanique primaire est très mal conservée, mais elle reste parfois observable (éch. 727). On reconnaît alors le faciès basaltique et les pyroxènes de premier temps. Dans d'autres cas, de minuscules enclaves xénolitiques transformées en divers minéraux de teinte verte, révèlent un faciès bréchique ou tuffique. Dans les faciès "pillow-lava", la carbonatation des pillows, parcourus par des veinules de calcite est très avancée.

La schistosité et la foliation sont absentes, aussi bien à l'échelle du terrain qu'à celle de l'échantillon.

Les diverses associations minérales visibles dans la matrice sont les suivantes, les minéraux étant classés par fréquence décroissante:

- 1/ chlorite + actinote + épidote + albite + calcite
- 2/ chlorite + calcite + épidote + hématite
- 3/ calcite + chlorite + albite + épidote + quartz + hématite
- 4/ calcite + hématite + albite + muscovite + quartz
- 5/ actinote + calcite + chlorite + albite
- 6/ calcite + chlorite + albite + hématite.

Des quartzites micacées, superposées, normalement ou tectoniquement en mélange ophiolitique, et qui constituent la base de l'unité 5, contiennent l'association suivante:

quartz + muscovite + biotite + chlorite + hématite + séricite + grains détritiques de rutile, tourmaline et apatite.

Association 1 (éch. 719, 725). A elles seules, chlorite et actinote constituent 75% de la roche.

L'actinote est en aiguilles très petites (moins de 0,02mm), tandis que la chlorite, qui forme généralement la matrice et lui donne une teinte uniformément verte en L.N., est en minuscules paillettes indiscernables. Cependant, on observe de place en place des amas constitués de longs cristaux de chlorite et de gros cristaux d'épidote: ce doit être le résultat de transformation des phénocristaux de pyroxène de la lave ou bien de petits xénolithes.

L'épidote est sous la variété pistachite, à extinction oblique et pléochroïsme typique.

L'albite, abondante, est concentrée dans certaines zones en amas qui englobent des cristaux d'épidote et d'actinote. La calcite est également présente, mais en très faible quantité. Dans certains cas, la teneur en épidote est très réduite et un peu d'hématite et de sphène sont présents.

Aucun minéral primaire de la roche n'est conservé. La présente association constitue donc une paragenèse, d'ailleurs développée au cours d'une phase unique de métamorphisme.

Association 2 (éch. 720) La roche, constituée par l'essentiel de calcite, chlorite et épidote en très petits cristaux, ne contient ni actinote, ni albite. En fait, chlorite et calcite font 90% de la masse, le reste étant représenté par de très petits cristaux et des amas d'épidote. Certains phénocristaux primaires de plagioclase ou de pyroxène sont entièrement transformés en calcite.

Association 3 (éch. 721) Calcite, chlorite et albite interviennent chacune pour plus de 30%. Il y a très peu de quartz et d'épidote et pas du tout d'actinote.

Association 4 (éch. 721) Présente dans le même échantillon que la précédente, elle est caractérisée par l'abondance de l'hématite et de la calcite, alors que quartz et albite sont moins fréquents et que quelques cristaux de muscovite se sont développés dans la matrice. La présence, côte à côte, de ces deux associations différentes souligne l'hétérogénéité de la roche, d'origine tuffique ou volcano-sédimentaire.

Association 5 (éch. 722) Ici pas d'épidote. L'albitisation uniformément répartie dans tout le volume, est visible et assez avancée. La chlorite se concentre en filonnets, mais se développe aussi en amas, probablement à l'emplacement de xénoblastes. De même, pour la calcite en grands cristaux, qui doit remplacer des phénoblastes primaires. Les prismes d'actinote sont uniformément dispersés.

La disposition de l'actinote, de l'albite, et de la chlorite permet de

dire que la roche est un basalte spilitique. L'échantillon a d'ailleurs été prélevé dans un pillow.

Association 6. Contrairement au cas précédent, elle ne montre pas d'actinote. La calcite est en propriété, alors que chlorite et épidote forment ensemble 50% environ de la roche. L'hématite fréquente, est uniformément répartie.

Cet échantillon a été pris dans un autre pillow.

L'étude pétrographique de la zone du mélange ophiolitique mène à la conclusion que les roches vertes qui en constituent la matrice n'ont subi qu'une seule phase de métamorphisme, et plutôt thermique que dynamique. Avant d'y revenir en détail (cf. pétrogenèse), nous pouvons donc noter que ce métamorphisme est comparable à celui de la phase M3, observable dans la zone B tout entière (faciès schistes verts), alors que le métamorphisme constaté sur les blocs du même mélange est plus intense (faciès amphibolite).

E - CONCLUSION

L'étude pétrographique et chimique des métamorphites de la zone B (exception faite des ultrabasites) nous apporte des résultats indiscutables quant à la nature originelle du matériau et aux transformations successives qu'il a subies.

L'étude chimique a montré que les slates et micaschistes des unités 1, 3 et 4 sont d'origine pélitique, alors que l'unité 5 (formation schisto-gréseuse du Carbonifère moyen), très différente, se rapproche plutôt des grauwackes, ce que confirme d'ailleurs l'observation de ses secteurs les moins métamorphiques.

En ce qui concerne les phases métamorphiques et magmatiques et leurs rapports mutuels, l'étude pétrographique a permis de les caractériser sans équivoque. Nous rappelons ci-dessous les connaissances acquises, qui sont d'autre part synthétisées par le tableau IV.

1/ Phase M1

De cette phase nous ne voyons subsister qu'une schistosité et une foliation, conservées dans les minéraux thermiques de la phase M2 ou persistant dans les faciès ardoisiers des secteurs les moins métamorphiques, qui nous rappellent les roches analogues de la zone A.

Les minéraux associés à cette phase sont le quartz, la chlorite, la séricite et peut-être la biotite, tous parallèles à une schistosité fine et nette.

2/ Phase M2

Ainsi que la phase M1, celle-ci affecte toutes les roches des unités 1 à 4. C'est une phase thermique qui développe, dans les schistes précédents, des minéraux non orientés: almandin, biotite ferrière et staurotide.

3/ Intrusion du granite porphyroïde

Cette intrusion ne transforme les roches des unités 1 à 4 qu'au voisinage de son contact, conférant parfois aux métamorphites présentes un faciès de cornéenne. Les minéraux typiques dont elle est responsable sont l'andalousite, la sillimanite, la biotite et le grenat. Distincts de ceux de la paragenèse M2, ils s'y superposent.

4/ Phase M3

Cette phase qui s'ajoute à toutes les précédentes, montre selon les points des caractéristiques variées. Plus intense dans les secteurs septentrional et central, elle dépasse même parfois les faciès schistes verts et amphibolite pour aboutir à une granitisation des métamorphites antérieures (zone de Khaladj). Au contraire, dans le secteur méridional, son effet dynamique est apparemment négligeable et son effet thermique, plus faible, ne mène qu'au faciès schistes verts.

Alors que cette phase M3 impose aux unités 1 à 4 un métamorphisme généralement rétrograde, elle affecte aussi, et pour la première fois, les matériaux neufs de l'unité 5 (série schisto-gréseuse) et la matrice de l'unité 6 (mélange ophiolitique).

5/ Granite leucocrate

Ce granite, présent dans la zone de Khaladj, ne montre pas d'auréole de contact: au contraire, son passage aux schistes cristallins est graduel. Les schistes situés près de sa limite sont exempts de biotite mais riches en muscovite.

:Caractère essentiel	: Effet et produit	: Minéraux diagnostiques
Phase M1	Dynamique	Quartz, chlorite, séricite, biotite
Phase M2	Thermique	Biotite ferrifère, almandin, staurotide
Granite G1	Contact thermique	Andalousite, sillimanite, biotite, grenat.
Phase M3	Dynamothermique	Chlorite, muscovite, biotite, grenat, feldspath - K
Granite G2	-	Grénat de nouvelle génération.

TABLEAU IV - CARACTERES DES PHASES DE METAMORPHISME AFFECTANT LES DEPOTS PELITIQUES
DE LA ZONE B

CHAPITRE 3

ULTRABASITES ET ROCHES ASSOCIÉES

Nous avons déjà eu, à plusieurs reprises, à mentionner des roches basiques ou ultrabasiques qui se présentaient en bancs interstratifiés dans les autres métamorphites de la zone B (unités 3 et 4). Leur affleurement dessine un alignement long d'environ 140km, parallèle à la stratification et à la schistosité NW-SE de cette zone. Vers le N, elles disparaissent sous les alluvions de la plaine de Mashhad-Quchan. Vers le S, on les trouve encore à diverses reprises parmi les métapélites de cette zone, jusqu'au moment où elles se trouvent recouvertes par le Lias de la zone du Kopetdag.

Mais ce n'est pas là leur seul type de gisement. A l'état d'enclaves plus ou moins volumineuses, nous les avons aussi rencontrées, ainsi que d'autres faciès, dans le mélange ophiolitique. Et nous les retrouverons encore, à côté d'autres enclaves pélitiques, au sein du granite porphyroïde où, dans le secteur de Qeshlagh, il en existe un élément d'une vingtaine de mètres.

Ainsi que nous le verrons, les enclaves de granite s'orientent NW-SE, parallèlement à la schistosité de la phase M3 du métamorphisme régional.

Sur le plan du classement pétrographique, ces volcanites présentent des faciès variés que nous examinerons à tour de rôle: tholéitique, doléritique, wehrilitique et dunitique. Ces deux derniers, qui à eux seuls représentent plus de 80% des cas, constituent des faciès plus fréquents de ces roches.

Nous parlerons aussi de ces caractères particuliers que montrent les roches métamorphiques situées au contact immédiat, inférieur ou supérieur, des bancs de volcanites, et nous examinerons également les quelques zones de pillows bien caractérisés que nous avons rencontrés.

Enfin un dernier faciès, résultant d'une transformation qui a abouti à l'association hornblende + grenat, sera décrit sous le nom d'éclogite.

ULTRABASITES ET ROCHES ASSOCIÉES

Nous avons déjà eu, à plusieurs reprises, à mentionner des roches

basiques ou ultrabasiques qui se présentaient en bandes interstratifiées dans les autres

métamorphites de la zone B (unités 3 et 4). Leur affleurement dessine un alignement long

d'environ 140 km, parallèle à la stratification et à la schistosité NW-SE de cette zone.

Vers le N, elles disparaissent sous les alluvions de la plaine de Mashhad-Quchan. Vers le

S, on les trouve encore à diverses reprises parmi les métapélites de cette zone, jusqu'au

moment où elles se trouvent recouvertes par le lias de la zone du Kopetdag.

Mais ce n'est pas là leur seul type de gisement. A l'état d'enclaves

plus ou moins volumineuses, nous les avons aussi rencontrées, ainsi que d'autres faciès,

dans le mélange ophiolitique. Et nous les retrouverons encore, à côté d'autres enclaves

pélitiques, au sein du granite porphyroïde où, dans le secteur de Queshlagh, il en existe

un élément d'une vingtaine de mètres.

Ainsi que nous le verrons, les enclaves de granite s'orientent NW-SE, parallèlement à la

schistosité de la phase M3 du métamorphisme régional.

Sur le plan du classement pétrographique, ces volcanites présentent

des faciès variés que nous examinerons à tour de rôle : tholéiitique, doléritique, wehr-

litique et duritique. Ces deux derniers, qui à eux seuls représentent plus de 80 % des cas,

constituent des faciès plus fréquents de ces roches.

Nous parlerons aussi de ces caractères particuliers que montrent les

roches métamorphiques situées au contact immédiat, inférieur ou supérieur, des bandes de

volcanites, et nous examinerons également les quelques zones de pillows bien caractéri-

sés que nous avons rencontrées.

Enfin un dernier faciès, résultant d'une transformation qui a abouti

à l'association hornblende + grenat, sera décrit sous le nom d'éclogite.

A - FACIES THOLEIITIQUE

D'un point de vue stratigraphique, ce faciès est strictement localisé. On ne le rencontre, en effet, que vers la base de l'unité 3, où il constitue les premières manifestations effusives visibles immédiatement au-dessus des calcschistes de l'unité 2.

Le mode de gisement en est varié. Ces roches sont très abondantes dans le secteur de Khaladj où elles forment des lentilles ou des bancs, longs de plusieurs dizaines de mètres et d'une épaisseur de quelques mètres.

Mais on les trouve sous l'aspect de pillows, d'un diamètre de 2 à 3m, isolés dans les roches à grenat et staurotide de l'unité 3. Dans la coupe de Kamar-Zard et en d'autres points, à l'W de Sangbast par exemple, au voisinage de la zone du mélange ophiolitique, ou encore au SE de Sangbast, elles constituent de petites lentilles longues de quelques mètres.

Dans toutes ces situations, les roches encaissantes sont métamorphisées dans le faciès amphibolite, de même que les volcanites. Ces dernières présentent l'aspect de roches denses et homogènes, de teinte foncée, brune à noire, ce qui les distingue de la matrice verte du mélange ophiolitique. Les aiguilles de hornblende, bien développées, sont souvent visibles à l'oeil nu, autre différence avec les roches vertes précédentes qui ne possèdent aucun minéral visible. Aucune orientation dominante n'est repérable, sauf dans les bancs ou les lentilles les plus minces.

1) CARACTERISTIQUES CHIMIQUES

Vu les transformations qu'elles ont subies, il faut passer par l'analyse chimique et par la comparaison avec des amphibolites connues dans d'autres régions pour déterminer que ces roches ont été des tholéiites. Encore faut-il noter leur caractère limite, le quartz normatif y étant rare voire absent.

Le tableau V regroupe les analyses et les normes de trois exemples appartenant à ce faciès. Ainsi que nous le verrons plus loin (cf. Pétrogenèse), d'après la nouvelle classification des ophiolites de Miyashiro (1975), nous sommes en présence de tholéiites abyssales, très comparables à celles que l'on recueille sur les rides médio-océaniques. Il faut noter que les analyses 546 et 546A ont été effectuées pour étudier le phénomène de "métamorphisme océanique": leur teneur élevée en K_2O en résulte et ne doit pas être considérée comme représentative de celle du magma initial.

OXYDES % POIDS				NORME C. I. P. W.			
	615	546	546 A		615	546	546 A
SiO ₂	47.00	40.22	45.42	Quartz	0.98	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.08	13.04	8.05	Orthose	0.71	3.31	1.60
Fe ₂ O ₃	2.49	1.45	1.27	Albite	26.32	6.60	4.48
FeO	11.08	12.80	10.83	Anorthite	35.02	30.43	18.79
TiO ₂	2.51	3.71	2.75	Diopside	0.07	8.10	34.73
CaO	9.00	11.50	14.70	Hypersthène	24.03	16.54	22.26
MgO	3.84	11.77	13.00	Ilménite	4.77	7.05	5.22
Na ₂ O	3.11	0.78	0.53	Magnétite	3.61	2.10	1.84
K ₂ O	0.12	0.56	0.27	Apatite	0.71	1.92	0.99
MnO	0.19	0.48	0.38	Calcite	2.73	4.09	3.02
P ₂ O ₅	0.30	0.81	0.42	Olivine	0.00	18.84	6.03
H ₂ O-	0.10	0.11	0.12				
H ₂ O+	0.55	1.06	1.17				
CO ₂	1.20	1.80	1.33				
TOTAL	99.57	100.15	100.24				

PARAMETRES DE NIGGLI

	al	fm	c	alc	si	ti	w	k	mg
615	26.36	42.13	23.86	7.65	116.30	4.67	0.17	0.02	0.34
546	15.11	58.48	24.22	2.19	79.07	5.48	0.09	0.32	0.59
546 A	9.32	58.38	30.95	1.35	89.25	4.06	0.09	0.25	0.65

TABEAU V : ANALYSE CHIMIQUE, MINERAUX VIRTUELS ET PARAMETRES DE NIGGLI DES
ROCHES DE CARACTERE THOLEITIQUE

2) MINÉRAUX ET PARAGÈSES

Dans leur quasi totalité, les minéraux présents sont des produits du métamorphisme:

Hornblende, sphène, apatite, chlorite, plagioclase, grenat, actinote, magnétite, ± quartz.

Toutefois, on remarque dans certains cas, des phénocristaux primaires de plagioclase calcique (éch. 618, 623).

Dans cette association, la paragenèse persistante et habituelle de la phase thermique majeure de M2 est représentée par:

M2-1: Hornblende + plagioclase + sphène ± apatite + magnétite

La paragenèse de la phase M3 se traduit ensuite par:

M3-1: Chlorite + albite ± actinote

La seconde paragenèse de la phase M2 consiste en:

M2-2= Hornblende + grenat + quartz + albite + sphène

Cette paragenèse moins fréquente, ne se trouve que dans les bancs plus minces où elle est associée à la paragenèse de la phase M3:

M3-2: Chlorite + albite + quartz

C'est dans ce même ordre que nous allons maintenant décrire les minéraux constitutifs:

1- Paragenèse M2-1

Hornblende + plagioclase + sphène ± apatite ± magnétite

Hornblende: Dans cette paragenèse, c'est le constituant essentiel, qui représente plus de 90% de la masse. Les caractères sont généralement ceux d'une hornblende verte, avec son pléochroïsme typique. Mais il n'est pas rare d'observer certaines variations de couleur et de biréfringence, comme par exemple: ng, vert-brunâtre, vert-bleuté; nm, vert; np, vert jaune clair. L'examen aux rayons X montre les caractères de la hornblende dans un certain nombre de cas, mais d'autres se rapprochent davantage de la hastingsite.

Aucune analyse de ces amphiboles n'a été effectuée. Toutefois, certains échantillons étant presque monominéraux (hornblende > 95%), on peut admettre que leur composition globale est bien proche de celle du minéral présent. C'est le cas pour l'analyse 546 A (tableau V) qui révèle des chiffres très voisins de ceux de la hastingsite typique, provenant du métamorphisme des gabbros du comté de Hastings (Ontario)

(d'après Tilley, 1957, in Deer, Howie et Zussman). Ici, le pléochroïsme est différent de celui de la hornblende verte, la tendance marquée vers le brun masquant même la teinte verdâtre propre au minéral, ce qui confirme notre hypothèse.

Pour Roubault (1963), la hastingsite fait partie des hornblendes basaltiques ou oxyhornblendes, mais Winchell (1959) la classe parmi les hornblendes communes. Quoi qu'il en soit, il semble que toutes les variétés intermédiaires entre hastingsite et hornblende verte soient présentes dans nos roches si l'on se réfère aux critères d'identification aux rayons X (référence 21/149 pour la hornblende et 20/469 pour la hastingsite).

La longueur des cristaux, très polymorphes, ne dépasse pas 3mm. Ils sont rarement orientés, ce qui est compatible avec le caractère thermique des minéraux de la phase M2 visibles dans le contexte pélitique.

Plagioclase: C'est le deuxième minéral identifiable et on en discerne trois générations. La première correspond à une simple recristallisation, lors de la phase M2, des plagioclases basiques de la roche initiale (éch. 618 et 623). Ces phénocristaux englobent divers petits individus de hornblende et de chlorite.

L'autre génération dépend exclusivement de la phase M2: représentée par des plagioclases basiques entourés par de l'albite de la troisième génération (M3). Lorsque ces cristaux de néoformation se trouvent côte à côte (éch. 546), on constate, par comparaison des réfringences, que les plagioclases sont très calciques ($An > 50\%$). Ces derniers contiennent, en plus grande proportion que l'albite de la matrice, des inclusions d'amphibole en petites aiguilles.

A côté de ces plagioclases figurent de gros cristaux d'apatite et de sphène, et l'albite, fréquemment présente dans la plupart de ces amphibolites, remplit les interstices laissés par les minéraux précédents. Les albites de la phase M3 ne montrent pas la macle polysynthétique et leur existence a parfois été confirmée par les diagrammes X.

Sphène: Très fréquent et même abondant (parfois 10% de la roche). Dimensions diverses et formes variées, automorphes ou non.

Apatite: Très abondante dans certains cas, et de grande dimension (4mm), elle se trouve plutôt, à côté de veinules, sous la forme de plages xénomorphes, englobant divers cristaux de plagioclases ou aiguilles de hornblende de la phase M2, et accompagnées par un peu de calcite (fig.49).

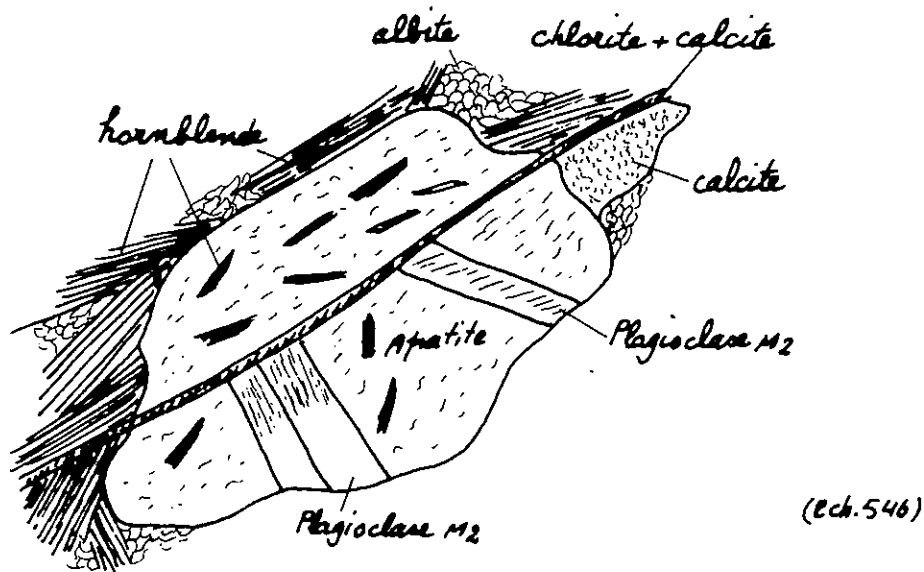


Figure 49:

Il semble que l'apatite, bien qu'elle appartienne à la phase M2, ait été partiellement corrodée par albite et chlorite de la phase M3, ce qui lui aurait fait perdre sa forme initiale. D'autre part, puisqu'elle englobe plagioclase ou albite de la même phase, c'est qu'elle leur est postérieure.

Ceci doit être rapproché de la teneur en P_2O_5 de la roche, relativement élevée (respectivement 0,81 et 0,42 % dans les échantillons 546 et 546A, qui correspondent à la tranche supérieure d'une intercalation basique).

A notre avis, la source de P_2O_5 est certainement l'eau de mer, ce qui expliquerait la localisation de l'apatite au voisinage de veinules (anciennes fissures). On comprend mieux ainsi pourquoi la teneur en P_2O_5 décroît lorsque l'on passe de la surface (éch. 546) à une profondeur de 35cm (éch. 546 A) puis au cœur (éch. 615) de la masse basique.

Magnétite: Fréquente en petits cristaux xénomorphes, qui comblent souvent les interstices laissés par le développement de la hornblende.

2- Paragenèse M3-1:

Albite + chlorite + actinote

Cette association est représentative de M3 où l'albite (An5 à An20) se différencie bien des plagioclases plus basiques de M2.

Chlorite: Elle se développe à partir de la hornblende de la phase M2. Dans certains cas, elle recoupe franchement celle-ci, ainsi que la schistosité. Parmi les diverses formes de chlorite présentes, la variété prochlorite, confirmée par l'étude aux rayons X, est la plus fréquente.

Actinote: Difficile à distinguer lorsque les hornblendes primaires, faiblement teintées, ont donné naissance à divers types d'amphiboles. Dans certains cas, sa fréquence n'est pas négligeable, (éch.544).

Quartz et calcite: De rares représentants de ces deux espèces peuvent être considérés comme relevant de la paragenèse M3.1.

3- Paragenèse M2-2

Hornblende + grenat + quartz + albite + sphène

Cet assemblage, ainsi que nous l'avons déjà signalé, ne se rencontre que dans des bancs ou lentilles de très faible épaisseur ($< 2m$) ou bien sous les bancs d'amphibolites montrant la paragenèse M2-1, ou encore dans leur tranche inférieure. Ceci montre son caractère hybride, volcano-sédimentaire, hornblende et albite provenant essentiellement du terme volcanique (c'est à dire du terme originel de ces unités), tandis que grenat et quartz se rattachent aux schistes cristallins grenatifiés du contexte.

Hornblende: Elle se développe en cristaux automorphes pour constituer de 25 à 60% de la roche. Il s'agit là de moyennes, le chiffre étant en fait plus élevé au coeur des bancs qu'en bordure. Dans l'éponte inférieure, la hornblende disparaît au-delà de quelques décimètres.

Sur le plan minéralogique, aucune différence avec la paragenèse M2-1: variation continue entre hornblende verte et hastingsite.

Grenat: Il est parfois très abondant. Au contraire du grenat automorphe des schistes cristallins, il a un contour irrégulier car il remplit les espaces subsistant entre quartz et albite. Il forme alors des cristaux de plusieurs millimètres, contemporains de ces deux minéraux de la matrice, ou bien, dans certaines zones, il est concentré en petits individus (éch.666 et 711).

Albite: Très abondante, l'albite ne présente jamais de formes propres ni de macles. Sa présence est d'abord révélée par le contraste du relief avec le quartz voisin, puis confirmée par les rayons X. La distinction des générations M2 et M3 est impossible.

Quartz: Minéral très fréquent, typique de cette roche, il forme parfois plus de 30%

de la roche, ce qui est alors révélateur de l'affinité sédimentaire de celle-ci.

Sphène: Très abondant, le sphène est en général xénomorphe. Dans la plupart des cas, il a été transformé en leucoxène ou remplacé par de la magnétite.

Spinelle: Pourrait être présent en petite quantité mais, faute de cristaux typiques, n'a pu être identifié avec certitude. Quelques cristaux jaunâtres pourraient aussi appartenir à des grenats.

Magnétite: Minéral très fréquent, à rattacher probablement à la phase M2.

4-Paragenèse M3-2

Chlorite + quartz + albite

Cet ensemble est représentatif de la phase M3.

Ces chlorites sont de type vermiculite ou prochlorite. D'autres, toujours contemporains, proviennent de la déstabilisation de grenats.

La calcite est très rare. La séricite devient parfois très abondante.

B - FACIES DOLERITIQUE

Ce faciès ne se rencontre que dans la tranche supérieure d'un certain nombre de niveaux ultrabasiques suffisamment épais, dont il ne représente jamais plus de 10% de la puissance. Vers le bas, on le voit passer au faciès wehrilitique ou dunitique qui constitue les intercalations de volcanites et se trouve notamment absent de celles qui sont peu épaisses.

Exceptionnellement, des niveaux ultrabasiques de quelques mètres peuvent se trouver totalement indemnes de serpentine et d'olivine. Pourtant, on y observe encore, sur une verticale, une variation des teneurs en plagioclases, amphiboles et pyroxènes.

Il nous paraît donc que ce faciès est essentiellement intermédiaire entre ceux que nous décrirons ci-après et le faciès tholéitique déjà rencontré. Ceci ressort d'ailleurs des analyses chimiques (tableau VI): faciès tholéitique et doléritique sont franchement analogues et d'origine commune. Si nous utilisons le terme doléritique pour différencier le second, c'est simplement pour souligner que la structure volcanique primitive y est bien conservée, alors que le premier a subi une amphibolitisation

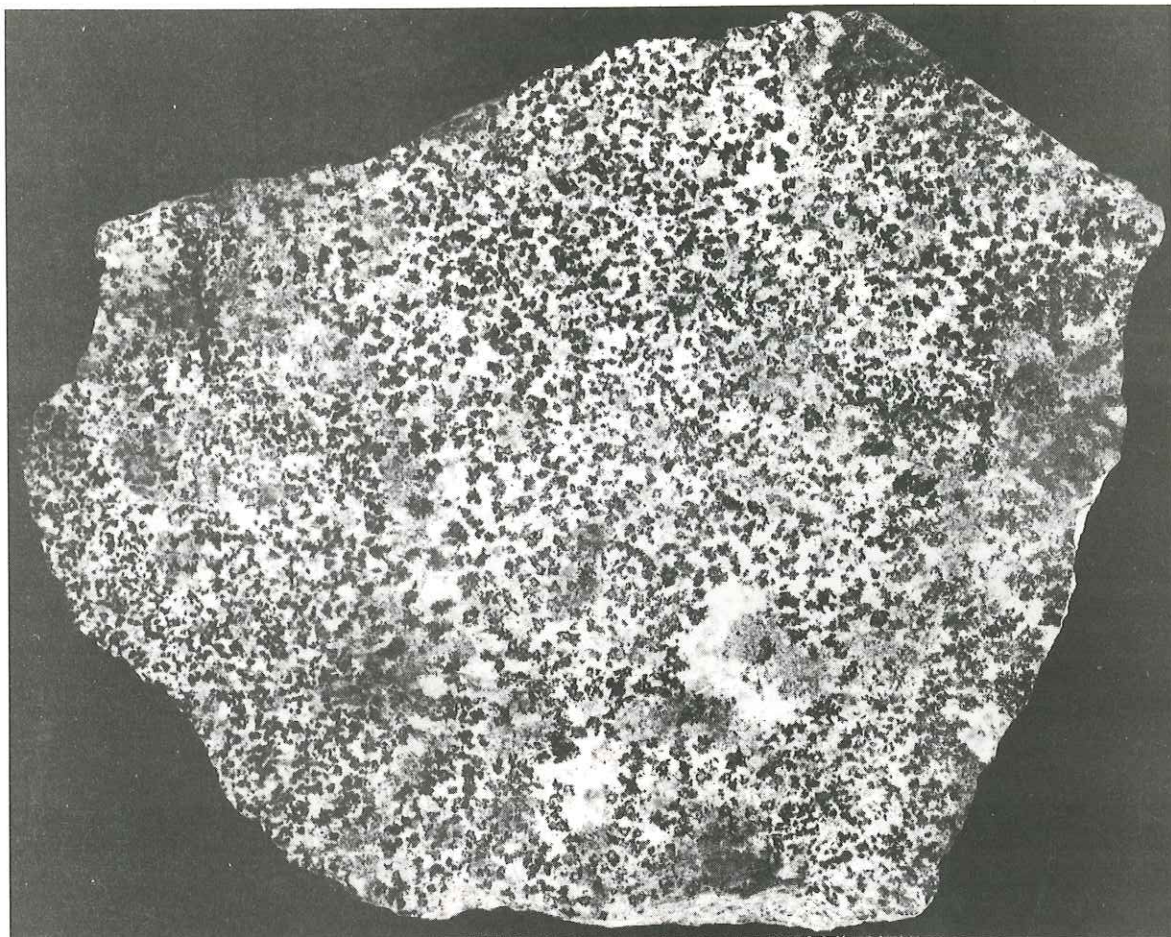
OXYDES % POIDS			NORME C. I. P. W.			PARAMETRES DE NIGGLI		
	528	794		528	794		528	794
SiO ₂	46.23	47.15	Quartz	-	-	al	13.38	20.56
Al ₂ O ₃	11.75	16.70	Orthose	0.71	1.54	fm	58.36	41.39
Fe ₂ O ₃	1.33	1.98	Albite	13.79	14.08	c	25.06	33.97
FeO	9.28	3.60	Anorthite	24.39	36.54	alk	3.20	4.07
TiO ₂	0.90	0.47	Nepheline	-	0.81	ti	1.31	0.74
CaO	12.10	15.18	Diopside	22.84	28.70	k	0.05	0.08
MgO	14.27	10.15	Hypersthène	9.22	-	mg	0.70	0.77
Na ₂ O	1.63	1.84	Olivine	21.75	11.61	w	0.11	0.33
K ₂ O	0.12	0.26	Magnétite	1.93	2.87	si	89.35	98.50
MnO	0.19	0.22	Ilménite	1.71	0.89			
P ₂ O ₅	0.09	0.03	Apatite	0.21	0.07			
H ₂ O-	0.11	0.14	Calcite	2.41	0.84			
H ₂ O+	1.38	2.24						
CO ₂	1.06	0.37						
Cr ₂ O ₃	0.08	0.11						
TOTAL	100.52	100.44						

TABLEAU VI : ANALYSE CHIMIQUE, MINERAUX VIRTUELS ET PARAMETRES DE NIGGLI
POUR LES ROCHES A FACIES DOLERITIQUE.

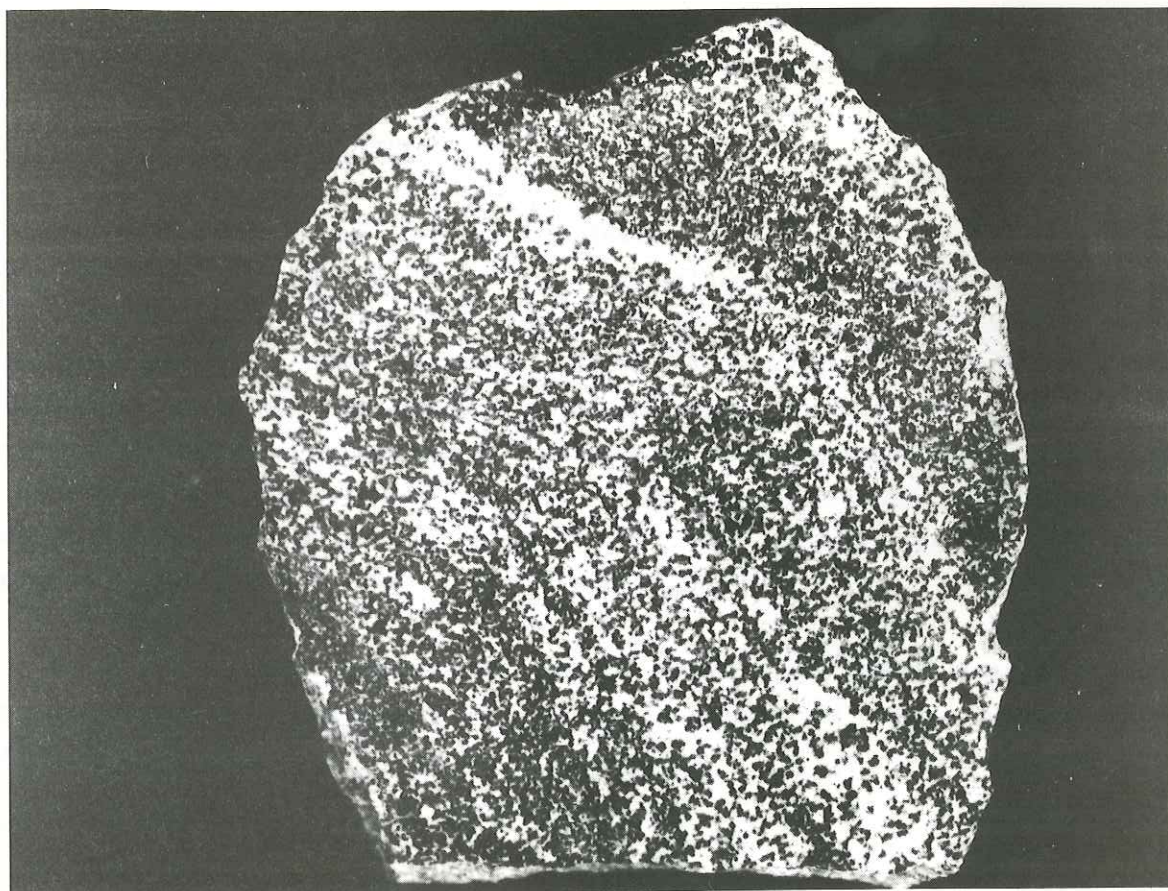
PLANCHE 4

1 - Hétérogénéités des ultrabasites à faciès doléritique (grandeur naturelle).

2 - Autre aspect du même faciès, doléritique, montrant une légère ségrégation des minéraux: pyroxènes sombres dans une matrice claire de plagioclases épidotisés (grandeur naturelle).



1



2

quasi totale. La raison pourrait en être une intensité plus faible du métamorphisme, ou bien plutôt le caractère plus réfractaire de masses plus puissantes, au métamorphisme.

Essentiellement, ce faciès se trouve donc caractérisé par une structure primaire bien conservée, en dépit de petites transformations dues à des recristallisations partielles, à quoi se superposent des phénocristaux néoformés de plagioclase et de clinopyroxène.

Au total, l'association minéralogique présente peut comporter clinopyroxène, hornblende, plagioclase calcique, épidote, clinozoïsite, actinote, sphène, chlorite, albite, calcite, magnétite etc... Mais si, parmi ces minéraux, on distingue plus ou moins bien ceux qui relèvent du magmatisme primaire, il est beaucoup plus difficile de différencier la part qui reviendrait aux phases métamorphiques M1, M2 ou M3. C'est seulement dans quelques cas que l'on pourra affirmer l'intervention de deux phases différentes.

Dans ces conditions - et ce sera encore plus justifié pour les faciès suivants, où l'action métamorphique est encore moins nette - il nous paraît utile d'essayer de définir conditions et paragenèses du métamorphisme, d'autant plus que les pélites du contexte nous fournissent déjà toutes les précisions souhaitables. Nous allons donc décrire nos roches comme nous le ferions de roches ignées, en sachant bien que, parmi les minéraux cités, certains sont des produits du métamorphisme.

1) STRUCTURE

Bien que le terme de dolérite ou de microgabbro soit commode pour définir rapidement ces roches sur le terrain, une structure typiquement doléritique ou ophiitique n'y est pas reconnaissable. Les cristaux de pyroxène sont le plus souvent courts et larges. Quant aux plagioclases, très mal conservés, ils ne montrent pas leurs formes primitives. Par exception, quelques plagioclases allongés confirment une structure de dolérite. Vers la base des niveaux volcaniques, quand la texture et les relations primitives des minéraux sont conservées, des phénocristaux larges et courts de clinopyroxène, ne dépassant pas 3 ou 4mm, se montrent broyés dans une matrice formée d'un agrégat d'épidote et de très petits cristaux de plagioclase complètement épidotisé (fig.50).

Dans certains cas, même à l'échelle de l'échantillon, la structure n'est pas homogène (pl.4, photo 1), par suite de la présence de nodules ou d'enclaves de composition différente.

Une structure plaine est également possible (pl.4, photo 2). Elle

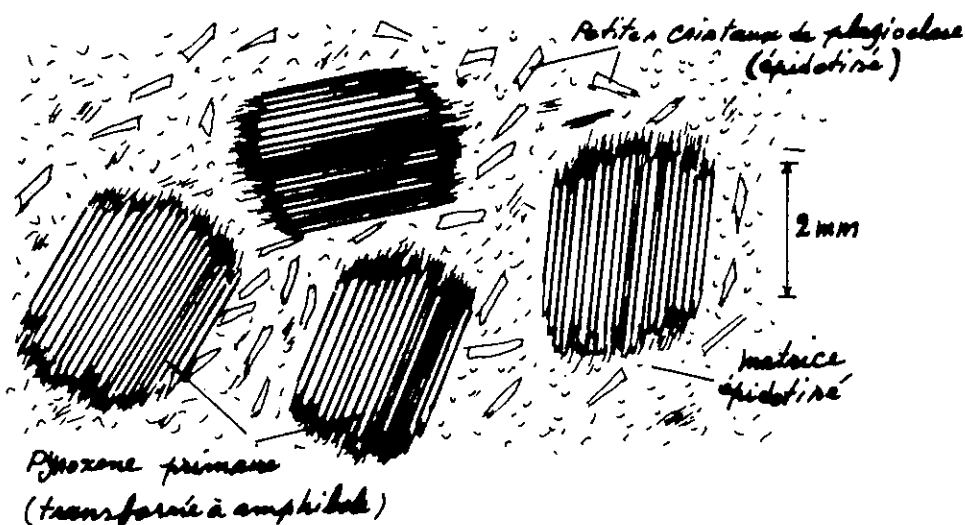


Figure 50:

traduit alors une différenciation en lits, poussée jusqu'à la ségrégation des éléments blancs et colorés: d'une part feldspaths épidotisés et de l'autre phénocristaux de pyroxène.

Si l'on ne tient compte ni des hétérogénéités, ni de cette ségrégation, les photographies présentées donnent une image valable de ces roches. Ce qui persiste de leur structure antérieure explique pourquoi nous les avons malgré tout, nommées des dolérites.

Il semble que la nomenclature la plus appropriée pour ces roches volcaniques rubanées doive tenir compte des relations entre cumulats et intercumulats (Wager et Brown, 1968). Ici, les pyroxènes représentent les cumulus, tandis que les petits plagioclases et les résidus magmatiques qui les séparent constituent l'intercumulus.

Vers le sommet de ces masses basiques, les pyroxènes sont disposés de la même façon, mais les minéraux de l'intercumulus ne sont plus reconnaissables, car des minéraux néoformés comme chlorite, actinote et épidote se sont développés autour des phénocristaux de pyroxène.

Cependant, dans plusieurs cas, c'est du verre qui comble les intervalles, autour de pyroxènes arrondis (pl.5, photo 1).

Il arrive aussi que l'on observe divers stades de dévitrification, le verre se transformant en chlorite et actinote (pl.5, photos 2 et 3).

Plus rarement, les phénocristaux de plagioclase jouent le rôle de cumulus et c'est alors

le verre, partiellement chloritisé, qui représente le liquide de l'intercumulus (pl.5, photo 4).

2) MINERALOGIE

Les minéraux seront décrits dans l'ordre de leur apparition (ce qui correspond aussi à leur importance dans ces faciès).

1- Pyroxène

C'est le minéral magmatique essentiel. Il se présente souvent en cristaux trapus, parfois arrondis. Ce que nous venons de dire à propos de la ségrégation et des relations avec les plagioclases des intercumulus montre que ces pyroxènes sont des matériaux intratelluriques, développés dès avant la mise en place des coulées.

Ils sont presque entièrement transformés en une association de hornblende de teinte pâle ressemblant parfois à de l'actinote ou à de la cummingtonite. Cependant, des résidus occasionnels des cristaux primitifs permettent de reconnaître leur nature (pl. 6, photo 1).

2- Hornblende

Parfois absente, la hornblende peut aussi se montrer bien développée et très abondante. Alors ses cristaux automorphes et souvent arrondis, et sa teinte brunâtre la différencient bien des amphiboles vert pâle nées du métamorphisme (probablement phase M2).

Le pléochroïsme dans les tons brunâtres, la biréfringence et d'autres caractéristiques aussi nettes (éch. 527, 527 A, 800 ...) montrent bien l'affinité de cette première génération magmatique avec la hornblende basaltique.

3- Biotite

Ce minéral n'a été observé qu'une seule fois, près de la limite supérieure d'une coulée, où il était accompagné d'actinote, de clinozoïsite, albite, chlorite, leucoxène et magnétite (éch. 416). Cette biotite aux formes propres, bien développée, voisine avec deux générations de hornblende, la seconde semblant un produit de transformation de la première. Dans cette association, le plagioclase primaire, largement développé, montre une structure typiquement doléritique, mais est complètement transformé en albite. La teneur en pyroxène, par rapport à la hornblende et au plagioclase primaires étant moins élevée, on peut concevoir que la présence de la biotite n'est pas anormale. Mais, d'autre

PLANCHE 5ROCHES A FACIES DOLERITIQUE

1 - Cristaux arrondis de pyroxène et matrice vitreuse. Des aiguilles d'amphibole et de chlorite se sont développées dans celle-ci lors du métamorphisme régional. (LP).

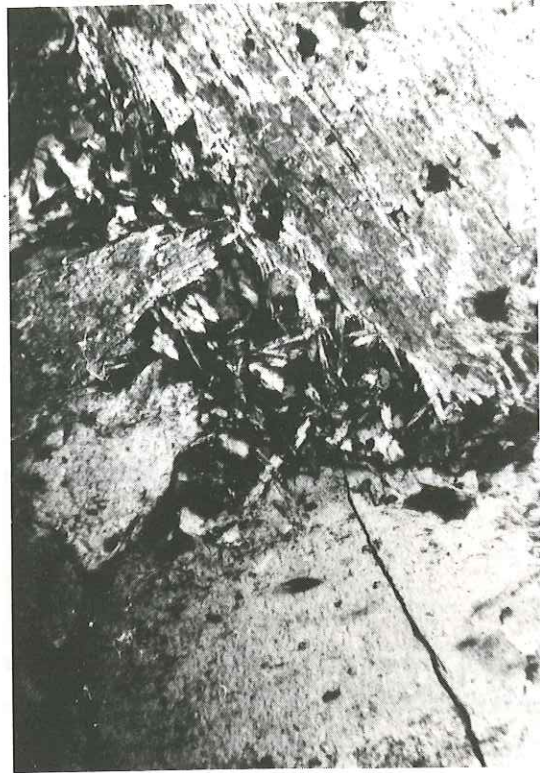
2 - Autre aspect du même faciès: la dévitrification de la matrice est ici plus avancée (LP).

3 - Phénocristaux de pyroxène dans la matrice chloritisée, où des oxydes de fer et quelques petits plagioclases (éléments très clairs) sont également observables). (LN).

4 - Phénocristaux tabulaires de plagioclase primaire, inclus dans la matrice vitreuse partiellement chloritisée (LP).



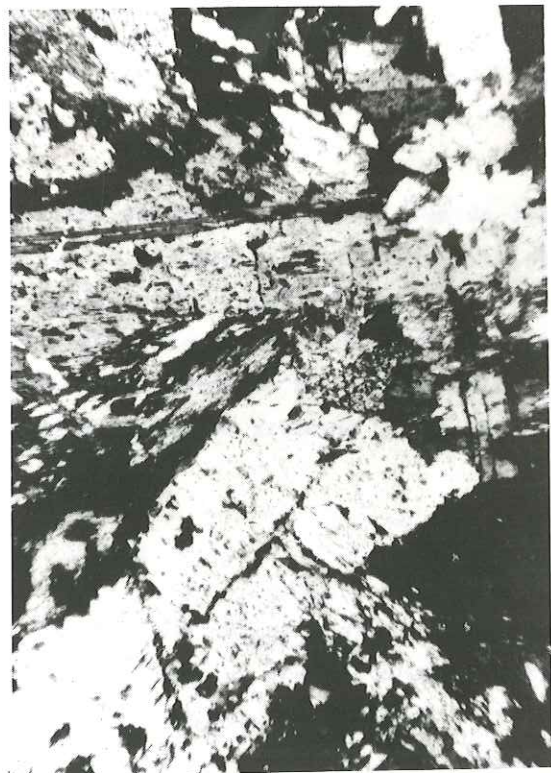
1



2



3



4

part, vu son aspect très frais, elle ne peut appartenir qu'à une génération métamorphique et non pas magmatique.

4- Plagioclase

Les plagioclases primaires sont très rarement conservés dans ce faciès. Ceux qui subsistent, en phénocristaux allongés (pl. 5, photo 4), conservent la texture doléritique. L'albitisation et la saussuritisation sont générales.

Dans la matrice épidotisée et/ou chloritisée, on en trouve également de petits cristaux, entièrement transformés en épidote et zoïsite. Mais ceux-ci sont absents de la tranche supérieure des coulées, où l'intercumulus est essentiellement vitreux.

5- Hornblende verte et actinote

Ces amphiboles sont les minéraux actuels les plus fréquents, provenant soit du métamorphisme, et alors localisées dans la matrice, soit de l'ouralitisation des pyroxènes. On reconnaît diverses variétés, intermédiaires entre la hornblende vert pâle et l'actinote.

Les amphiboles substituées aux pyroxènes sont plus colorées que les aiguilles développées dans la matrice. Ces dernières résultent probablement de la dévitrification du matériel des intercumulus lors de la phase M2.

6- Epidote et clinozoïsite

Très abondantes dans ce faciès, elles peuvent constituer plus de 30% de la roche et présentent des formes diverses. Ces cristaux idiomorphes de clinozoïsite et d'épidote sont très abondants dans les zones où les pyroxènes sont plus rares, ou bien dans les lits blancs du faciès rubané. De petits grains d'épidote se développent parfois au long des traces de macles des plagioclases. Une autre forme de ce minéral se trouve dans la matrice, en association avec la chlorite: cette association présente alors une teinte bleu sombre, presque opaque.

7- Chlorite

Autre produit du métamorphisme, la chlorite est généralement en très petites paillettes. Elle accompagne parfois l'épidote, mais le plus souvent c'est l'actinote qui s'associe à la chlorite, surtout dans les niveaux supérieurs des coulées.

La chlorite se présente également en cristaux courts ou aciculaires (pennine) accompagnant l'actinote, probablement à la suite du métamorphisme de la phase vitreuse, vers le sommet des coulées.

8. Ilménite

L'ilménite est habituelle et souvent transformée en leucoxène. Elle est plus fréquente dans la tranche supérieure des coulées.

9. Calcite

Généralement très rare, la calcite ne devient abondante qu'auprès des plagioclases albitisés (éch.802).

10. Magnétite et hématite

Ces minéraux ne se trouvent pas en grande quantité (cf. composition normative). Ils proviennent souvent de la transformation de l'ilménite et du leucoxène.

C - FACIES WEHRLITIQUE

Ce faciès est de loin le plus répandu puisqu'il représente 70% au moins du volume des volcanites présentes dans notre région. Dans les niveaux de laves où on l'observe, il va constituer à lui seul de 80 à 100% de la puissance. Divers cas sont en effet possibles: ou bien passage graduel au faciès doléritique dans les tranches supérieures, et dans certains cas la zone de transition montrera une sorte de ségrégation et de différenciation partielle, ainsi que nous l'avons dit, mais ceci ne concerne que les masses très puissantes ($> 50m$); ou bien, en l'absence de faciès doléritique, homogénéité à peu près complète du faciès wehrlitique sur toute l'extension verticale.

Les échantillons montrent une roche homogène, aphanitique, dense et compacte, analogue à une diabase à grain très fin. La teinte est verte, vert olive ou vert brunâtre foncé. Ces caractères sont constants dans la plupart des coulées, surtout si elles sont peu épaisses.

Dans les cas où la puissance est forte, on observe généralement des madrures (mottling), dues à la présence de pyroxène poecilitique, atteignant parfois 10mm, dont les clivages sont miroitants. Ce pyroxène est habituellement mieux développé vers le coeur des niveaux volcaniques.

1) CARACTERES CHIMIQUES

Les échantillons analysés ont été recueillis dans les divers secteurs de notre région d'étude et à l'extérieur de celle-ci, sur une distance de 140km,

généralement au coeur de coulées dont l'étagement stratigraphique couvre une verticale de 1500m au moins.

Plusieurs analyses chimiques sont regroupées sur le tableau VII.

On y remarque immédiatement l'homogénéité de la composition centésimale. La marge de variation de celle-ci, telle que la révèle une série de 8 analyses, peut être qualifiée de faible en ce qui concerne SiO_2 et MgO (10% en valeur relative), un peu plus importante pour $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ et CaO et très nette pour Al_2O_3 , susceptible de passer, en poids, de 2,6 à 6,1%. Elle est dépourvue de signification pour les autres oxydes, dont chacun ne représente pas, et parfois de loin, 1% de la masse totale.

L'eau (H_2O^+), présente dans une proportion moyenne de 9%, provient de la serpentinitisation. Dans ces conditions, elle n'a pas appartenu au magma originel et si nous la soustrayons de l'ensemble nous allons pouvoir remonter à la composition de celui-ci. Ce calcul à posteriori, mené à partir de la moyenne fournie par les 8 analyses précédentes, aboutit aux chiffres suivants:

SiO_2 :	42,56 %	Al_2O_3 :	5,36%	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$:	11,64 %
TiO_2 :	0,43	CaO :	4,06	MgO	: 34,20
Na_2O :	0,16	K_2O :	0,07	P_2O_5	: 0,08

D'où, en minéraux virtuels (norme C.I.P.W.):

Or: 0,41 %	Clinopyroxène: 26,95%	Σ salic: 15,45 %
Ab: 1,35	Magnétite : 8,35	Σ fe mic: 83,13
An: 13,69	Ilménite : 0,82	
Ol: 26,95		

Cette norme, non plus que la composition brute, ne permet pas de situer la roche sur l'un des divers diagrammes utilisés pour la classification des roches basiques. Cela tient à sa valeur très élevée en MgO (34%) et à son faible taux de SiO_2 (42%). Ainsi que nous le verrons plus en détail (cf. pétrogenèse), sa place est parmi les roches ultrabasiques ^{et} péridotiques serpentinisées. L'observation microscopique montrant la présence de clinopyroxène, nous sommes conduit à l'identifier comme une wehrélite, ce qui semble confirmer par la composition normative.

2) MINERALOGIE

En lame mince, la distinction s'impose entre les minéraux des cumulus qui sont toujours des olivines, et ceux des intercumulus (clinopyroxènes, serpentine,

	798	428 A	464	503	573	790
SiO ₂	38.81	37.86	39.41	38.55	36.88	39.34
Al ₂ O ₃	6.01	3.37	2.60	5.77	6.01	5.31
Fe ₂ O ₃	5.99	5.47	3.81	5.22	5.25	5.53
FeO	4.92	4.31	7.90	5.00	4.85	4.92
TiO ₂	0.43	0.33	0.45	0.34	0.34	0.42
CaO	3.90	3.20	3.40	4.40	4.10	2.99
MgO	29.63	32.79	31.23	29.34	32.07	30.46
Na ₂ O	0.15	0.08	0.21	0.16	0.14	0.12
K ₂ O	0.02	0.06	0.06	0.11	0.11	0.02
MnO	0.21	0.19	0.20	0.20	0.17	0.13
P ₂ O ₅	0.13	-	0.03	0.09	0.06	0.14
H ₂ O-	0.42	0.28	0.19	0.67	0.62	0.37
H ₂ O+	8.86	8.67	8.15	8.69	8.76	9.27
CO ₂	0.50	3.13	2.38	0.63	0.55	1.01
Cr ₂ O ₃	0.12	0.20	-	0.13	0.13	0.25
TOTAL	100.10	99.96	99.99	99.99	100.04	100.28

NORME C. I. P.W.

Orthose	0.12	0.35	0.35	0.65	0.65	0.12
Albite	1.27	0.68	1.78	1.35	1.18	1.02
Anorthite	15.34	8.66	1.63	14.70	15.45	7.53
Corindon	0.12	-	1.59	-	-	2.33
Clinopyroxène	26.36	25.61	39.53	26.03	13.51	39.50
Olivine	36.06	43.81	34.94	37.21	50.09	28.44
Magnétite	8.68	7.93	5.52	7.57	7.61	8.02
Ilménite	0.82	0.63	0.85	0.65	0.65	0.80
Apatite	0.31	-	0.07	0.21	0.14	0.33
Calcite	1.14	-	5.41	1.43	1 25	2.30

TABEAU VII - ANALYSES CHIMIQUES ET MINERAUX VIRTUELS DES ROCHES
A FACIES WEHRLITIQUE

magnétite, chlorite, calcite et phase vitreuse).

1- Cumulus = Olivine

L'olivine ne se trouve jamais que sous la forme de serpentine. Elle est très abondante (50% en volume) et de taille variable (0,1 à 1mm). Les cristaux sont souvent émoussés (pl. 6), les plus petits étant même nettement arrondis. Cependant, il se trouve parfois des cristaux longs de 2 à 3mm (fig. 51), altérés mais où on peut retrouver le contour automorphe classique de l'olivine (Ech. 500, 515). Dans un seul cas (Ech. 526) nous avons observé des cristaux atteignant 6mm.

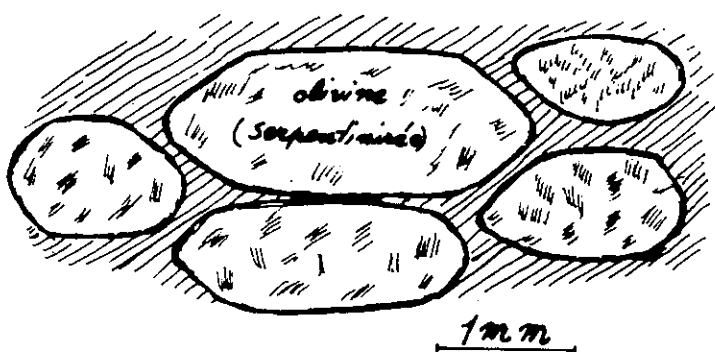


Figure 51:

Les cristaux à forme plus ou moins conservée sont plutôt disposés parallèlement. Mais la plupart du temps, les petits grains arrondis, plus habituels dans ce faciès, se trouvent inclus dans un cristal poecilitique de clinopyroxène (fig.52).

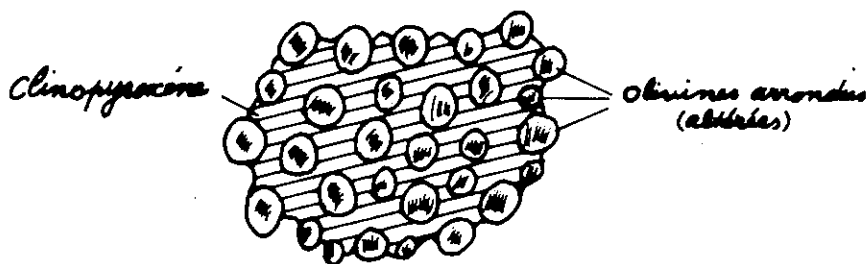


Figure 52:

PLANCHE 6

1 - Résidus de clinopyroxènes primaires de type augite dont les marges sont ouralitisés. La matrice est formée d'épidote et de minéraux opaques. (LP).

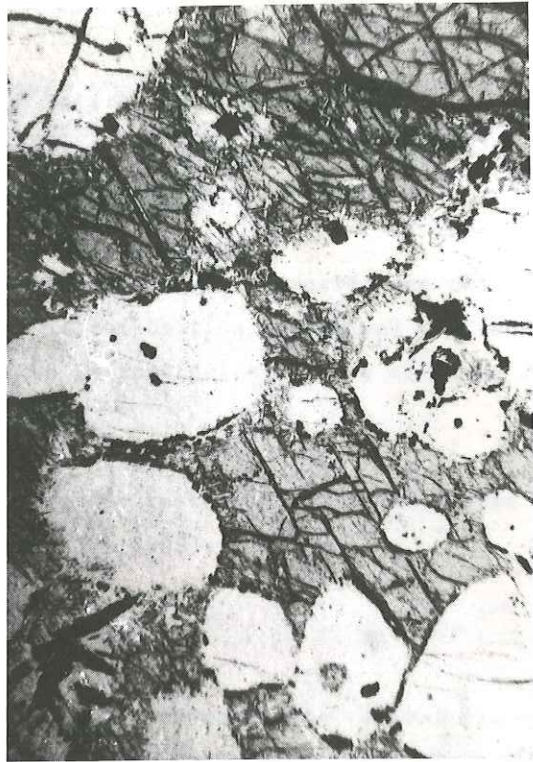
2 - Hornblende basaltique englobant des cristaux arrondis d'olivine serpentinisée (structure poecilitique). (LN).

3 - Clinopyroxène englobant des cristaux arrondis d'olivine serpentinisée de tailles diverses (0,1 à 1mm) (structure poecilitique dans le faciès wehrlitique). (LP).

4 - Même structure poecilitique. Le contour idiomorphe des olivines transformées en antigorite se discerne plus ou moins bien. (LP).



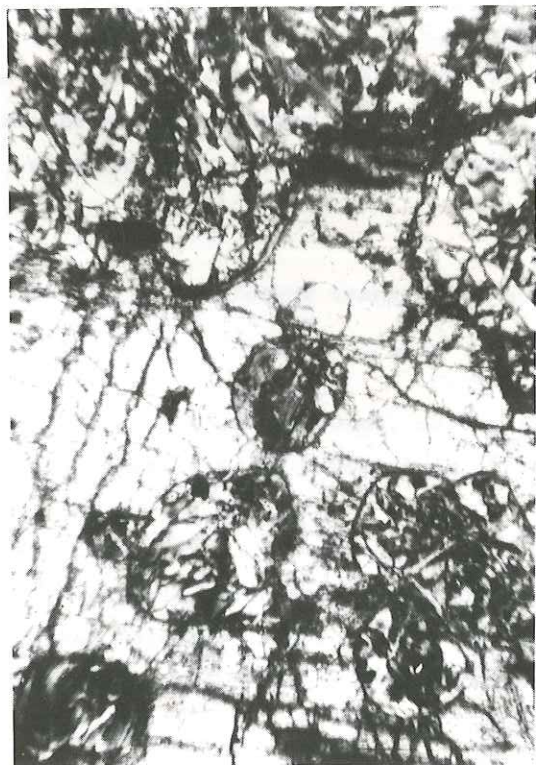
1



2



3



4

L'abondance de l'olivine diminue vers le haut des coulées, où l'on passe graduellement à un faciès doléritique. Au contraire, du milieu vers le bas elle augmente, et la ségrégation est telle que l'on peut parler de dunite.

En dépit d'une transformation totale, la forme conservée des cristaux ainsi que la très forte teneur en MgO (traduite dans la composition normative) montrent que l'on avait affaire à une olivine très voisine de la forstérite, ce que confirme l'analyse (93% de forstérite).

Un seul échantillon présente encore des restes d'olivine au centre des cristaux. Ils sont entourés par de l'antigorite (éch. 508).

2. Matériels des intercumulus

Ce sont le clinopyroxène, la hornblende, la magnétite, la calcite et le verre. Ils se trouvent en compagnie des produits du métamorphisme: serpentine, chlorite, talc, etc.

Clinopyroxène: Il est en général poecilitique. Le contour des cristaux n'est pas nettement idiomorphe. Leur taille est en moyenne de 4-5 mm et ils atteignent rarement 10mm. Leur abondance croît, en direction du sommet des coulées, à l'inverse de celle de l'olivine. Au coeur des coulées, des cristaux poecilitiques bien conservés, par leur pléochroïsme très faible, verdâtre à incolore, montrent leur affinité avec augite ou diallage.

Dans les niveaux peu épais, ils ont été partiellement transformés en actinote par le métamorphisme régional (phase M2).

Il n'a pas été vu de pyroxènes orthorhombiques. Cependant, certains pyroxènes ont subi un type de serpentisation (bastite) qui pourrait faire penser à la présence initiale d'enstatite.

Hornblende basaltique: Occasionnellement, la hornblende basaltique, en cristaux poecilitiques, est présente et joue le même rôle que le pyroxène (pl.6, photo 2) Elle est identifiable par sa biréfringence élevée, son pléochroïsme intense (ng: brun foncé, brun rougeâtre; nm: brun, brun jaunâtre; np: brun jaune clair, jaunâtre) et ses clivages losangiques.

Dans la plupart des cas, hornblende et pyroxènes se présentent simultanément.

ment dans un même échantillon (éch. 457, 461, 514, 515). Parfois développés côte à côte, ils montrent même une zone de transition de l'un à l'autre (fig.53). Il ne paraît pas vraisemblable qu'une telle disposition résulte d'une transformation partielle.

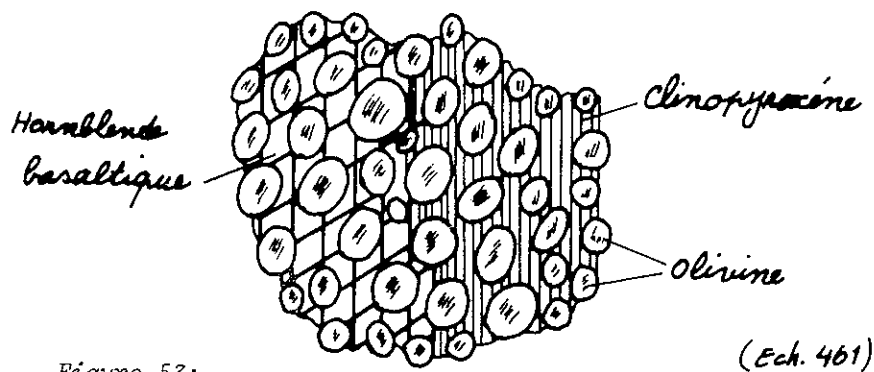


Figure 53:

L'interprétation la plus probable est qu'à la suite de la cristallisation du pyroxène, le magma subsistant entre celui-ci et les olivines avait acquis une composition ou se trouvait dans des conditions plus favorables au développement de la hornblende, ce qui expliquerait qu'on observe un passage continu.

Il existe une autre variété de hornblende basaltique, dont la teinte de pléochroïsme vire un peu au verdâtre. Ce caractère, confirmé par les rayons X, montre sa très grande affinité avec la hastingsite.

La hornblende est parfois corrodée et remplacée par de la magnétite le long des traces de clivages.

Magnétite: Très fréquente, et cristallisant après olivine et pyroxène, elle se trouve naturellement dans les vides laissés par les autres minéraux. Ainsi que le montre la norme, sa proportion doit s'élever à plus de 8%. Mais des cristaux idiomorphes se trouvent également dispersés dans la matrice. Enfin, on a noté que ce minéral se concentre parfois dans les clivages des hornblendes ou des pyroxènes.

Ilménite: Parfois présente, mais pour moins de 1% selon la norme, elle est parfois transformée en leucoxène.

Verre: Constituant primaire et essentiel de la roche, le verre se trouve exclusivement dans les faciès de bordure des coulées. Ainsi que nous l'avons mentionné à propos du faciès doléritique, il est faiblement teinté de jaunâtre ou de verdâtre, ou même incolore, en L.N., et remplit les vides entre les pseudoolivines.

Généralement il s'est trouvé dévitrifié, donnant des aiguilles d'amphiboles (trémolite, actinote) ou une variété de chlorite. Mais dans plusieurs cas, il constitue avec les oxydes de fer, l'intercumulus de l'olivine primaire (éch. 431, 439, 526, 507, 790, 792,...). Dans quelques exemples, des pyroxènes poecilites, également présents à côté du verre, forment l'autre moitié de la matrice.

3- Minéraux secondaires

Nous regroupons, ici, tous les minéraux nés aux dépens de la roche originelle par métamorphisme, serpentinitisation et altération. Ils sont nombreux: antigorite, chrysotile, bastite, actinote, trémolite, chlorite, calcite, talc et brucite.

Serpentines: Cette catégorie de minéraux est la plus importante puisqu'elle représente actuellement 70% au moins du volume de la roche en général, ce qui justifie qu'on lui attribue le nom de serpentinite. Parmi eux, l'antigorite, bien reconnaissable à sa forme et à sa structure maillée, elle est la plus fréquente. Elle pseudomorphose visiblement l'olivine, dont elle a conservé les contours. Le chrysotile, moins fréquent, est en petites fibres et parfois en petits filons.

La bastite est parfois présente: elle remplace alors le diallage, dont elle a conservé la forme et les clivages.

Dans certains cas, on identifie la sépiolite (pléochroïsme faible, jaune à incolore, biréfringence très faible ou pratiquement nulle, 2 V petit et négatif; cf. éch. 527A, 515...). On trouve parfois des variétés comprises entre sépiolite et serpophite.

On discutera, dans la pétrogenèse, du stade de métamorphisme responsable de la serpentinitisation.

Actinote et trémolite: Abondantes dans certains échantillons, elles sont totalement absentes ailleurs. Ceci tient à deux facteurs. Il faut d'abord que du pyroxène se soit développé pour être transformé ensuite en ces deux minéraux.: là où les intervalles entre olivines n'étaient occupés que par du verre, ils n'ont pu prendre naissance. Mais il faut aussi que les pyroxènes se soient trouvés déstabilisés, ce qui ne s'est pas produit au coeur des unités épaisses.

Trémolite et actinote ne se rencontrent donc que dans les tranches supérieure et inférieure des coulées et surtout dans les moins épaisses d'entre elles,

par transformation de la hornblende brune et/ou du pyroxène (éch. 435, 526, 516, 454, 514, 461, 431....). C'est la variété incolore (trémolite) qui résulte le plus souvent de ce remplacement et on la trouve aussi, bien développée, dans la matrice.

Chlorite: Ce minéral, peu abondant, ne provient pas du métamorphisme des pyroxènes ou amphiboles: il s'est développé en très petites paillettes dans la matrice vitreuse. Sa biréfringence est très faible (0 à 0,001), vers le violet de premier ordre. Jamais en cristaux bien formés, on peut pour cette raison la rapprocher de la serpentine (ces deux minéraux sont parfois considérés comme appartenant au même groupe). Elle est, de toute façon, assimilable à la pennine (variété talc-chlorite magnésienne).

Calcite: La calcite n'est présente qu'en très petite quantité, à rapprocher d'une teneur de la roche en CaO inférieure à 4%. Par exception, elle est fréquente lorsque la base d'une coulée se trouve au contact d'un niveau carbonaté du contexte métamorphique (éch. 500, 507, 453, 430, 435). Dans ce cas, la calcite occupe les intervalles des pseudoolivines ou parfois même remplace partiellement les grains arrondis de celle-ci (fig. 54).

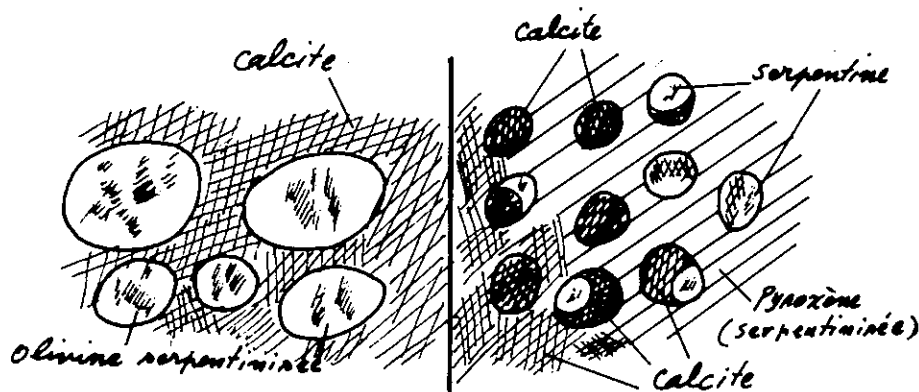


Figure 54:

Talc: Très peu abondant lui aussi, il est apparu par métamorphisme vers les bordures des coulées. Il est absent au coeur des plus épaisses.

Brucite: Egalement en très petite quantité et toujours à la périphérie des coulées.

D - FACIES DUNITIQUE

1) CARACTERES PETROGRAPHIQUES

Ce faciès ne diffère du précédent que par l'absence quasi totale de pyroxène et, au microscope, par un aspect uniforme de serpentinite. Dans la plupart des cas, les pseudoolivines sont presque accolées, l'espace étroit qui délimite leurs contours étant souligné par la présence de petites magnétites dispersées. L'ensemble se présente donc comme une mosaïque d'olivines serpentinisées.

Parfois des grains arrondis de pseudoolivine sont inclus dans un grand cristal poecilitique. La serpentinisation globale interdit, en lumière polarisée, de les distinguer les uns des autres comme on le fait en lumière naturelle. On ne peut même pas déterminer si le cristal poecilitique était une olvine ou un orthopyroxène. Cependant, nous savons déjà (cf. faciès wehrlitique) que la serpentinisation des pyroxènes n'est pas une chose fréquente.

La faciès dunitique peut parfois former la totalité d'une coulée. Alors, le pyroxène étant absent, la matrice entourant les olivines est constituée de calcite, de magnétite et de verre (éch. 428 A, 428, 503).

2) CARACTERES CHIMIQUES

Un échantillon de ce faciès, que l'on ne peut différencier en apparence du faciès wehrlitique, montre une teneur en MgO qui s'élève à 36%, c'est-à-dire un peu supérieure à la moyenne de 34,4% citée précédemment (tableau VII, analyse 428A, après la correction H_2O^+). La teneur en Cr_2O_3 (0,22%) est également un peu plus élevée.

De toute façon, il se présente toujours des roches intermédiaires entre ces deux faciès et rien ne dit que l'on ne puisse en trouver aussi qui soient encore plus riches en MgO. En fait, dans cette série continue, la coupure que nous avons introduite ne repose que sur la présence ou l'absence de pyroxène poecilitique. Pour cette raison, il nous semble inutile d'insister plus longuement sur le faciès dunitique. Notons seulement qu'à part une ségrégation plus avancée de l'olivine, il est également caractérisé par l'abondance du verre, qui y occupe la place tenue par le pyroxène et la hornblende basaltique dans le précédent.

E - FACIES DE CONTACT

Nous reprenons ici, en la développant, la description du faciès que présente sur 3 ou 4m, la tranche inférieure de nos intercalations basiques ou ultrabasiques, au contact des métamorphites qu'elles surmontent.

Au sommet des niveaux effusifs, la tranche supérieure ne montre rien qui soit comparable. Toutefois, en diverses occasions, ainsi que nous l'avons déjà signalé, on constate qu'elle est recouverte, en parfaite continuité, par quelques mètres d'un dépôt siliceux radiolaritique.

Nous décrirons successivement les caractères pétrographiques de ces deux horizons particuliers.

1) CONTACT INFÉRIEUR

Le faciès différencié le plus courant présenté par la tranche inférieure d'une intercalation volcanique correspond au cas où une ultrabasite (wehrlite ou dunite) est au contact des formations originellement pélitiques. Sur quelques mètres, on observe alors que la lave est devenue verte ou gris clair, que sa densité est plus faible et qu'elle s'écrase plus aisément sous le marteau. Certains variétés tendres se taillent facilement (pierre ollaire): à l'W de Mashhad, souvent exploitées depuis de nombreuses années, on les utilise pour la fabrication d'objets ornementaux, de récipients, petites tables, boîtes, etc. Holzer et Momenzadeh (1969) qualifient ce faciès de "talc-fels".

Sous les unités basiques tholéitiques, qui se trouvent généralement dans une zone de métamorphisme plus intense (faciès amphibolite), les roches sont entièrement transformées en amphibolite à hornblende et grenat, ce qui masque leur faciès originel.

Les associations minéralogiques qui caractérisent cette zone sont:

- soit trémolite et/ou cummingtonite, hornblende brune, chlorite, serpentine, verre, magnétite, et rarement un peu de calcite et de biotite (paragenèse 1);
- soit si les sédiments au contact sont d'origine carbonatée, talc, épidote, grossulaire, etc. (paragenèse 2).

1- Paragenèse 1

Au contact d'un matériel pélitique, trémolite et/ou cummingtonite

constituent les minéraux essentiels et les plus abondants. Leurs cristaux prismatiques allongés ou aciculaires et fibreux résultent visiblement de la transformation d'une amphibole de teinte vert pâle à brun pâle. Celle-ci pourrait être soit le produit du métamorphisme d'un pyroxène initial, soit de la même génération que la hornblende basaltique que l'on retrouve dans certaines coulées à faciès wehrilitique.

De toute façon, deux variétés d'amphiboles secondaires sont présentes, la plus abondante étant la variété ferromagnésienne (cummingtonite). Les prismes isolés et aciculaires se trouvent plutôt dans la matrice vitreuse après dévitrification de celle-ci.

Parfois, de grands cristaux altérés de pyroxène, comparables à ceux qui montrent une texture poecilitique dans la roche initiale, incluent des grains arrondis d'olivine altérée. Dans la plupart des cas, ces grains sont remplacés par un matériel quasi isotrope, constitué probablement de serpentines et de chlorite. Dans d'autres cas, ces olivines ont donné de la cummingtonite (éch. 431, 409).

Verre: Il représente un volume important (environ 30%) et contient des cristaux dispersés: aiguilles longues ou courtes d'amphibole et cristaux de magnétite. Parfois, des anomalies de la teinte (violacée ou brun cuivre foncé) évoquent la possibilité d'une dévitrification partielle.

En lumière convergente, cette matrice quasi isotrope laisse parfois voir des grains arrondis d'olivine altérée. Leur biréfringence très faible, violacée, est celle d'une chlorite (proche de l'antigorite) tandis qu'entre eux on discerne vaguement la teinte cuivre d'une chlorite de type pennine. De toute façon, les caractères de ces deux types de chlorite sont très proches et elles proviendraient toutes deux du métamorphisme du verre. On peut en conclure que, dans ce cas, la composition du magma des intercumulus était proche de celle des cumulus d'olivine. Quoi qu'il en soit, les inclusions de la matrice sont très difficiles à identifier.

Serpentine: Outre les variétés presque isotropes déjà mentionnées il existe, dans les pyroxènes altérés, des résidus d'olivine transformés en une variété proche de l'antigorite typique.

Autres minéraux: Dans ce faciès, la magnétite est également fréquente. L'apatite en longs cristaux est parfois abondante. Quant à la biotite et à la calcite, elles sont rares.

Ces faciès de la tranche inférieure passent plus haut, sans limite nette, au faciès wehrilitique ou dunitique, où l'intercumulus vitreux reste présent jusqu'à quelques mètres du coeur de la masse effusive.

Tout à fait vers le bas de cette tranche inférieure apparaît une tendance volcano-sédimentaire où se côtoient des minéraux volcaniques et pélitiques. Nous avons décrit antérieurement l'association correspondante: quartz + albite + chlorite + sidérose + calcite + talc. La roche montre alors une vague schistosité.

Dans certains cas où la composition est plutôt doléritique, des fragments de lave, recristallisés et albitisés, sont présents à côté de cristaux ou d'autres fragments mal conservés de pyroxène et de plagioclase, qui sont épidotisés et chloritisés. Quartz, talc et chlorite sont également présents. Ce faciès est sans doute d'origine hyaloclastique.

2. Paragenèse 2

Parfois, les ultrabasites sont en contact avec des roches carbonatées. La limite entre les deux formations est alors plus nette et il n'a pas été observé de faciès hyaloclastique.

Ce cas, relativement rare, ne concerne d'autre part que des coulées de quelques mètres. De part et d'autre du contact, on peut faire les constatations suivantes.

Dans l'horizon tout à fait inférieur de la roche ultrabasique, peu de différences avec la paragenèse 1, précédemment décrite: trémolite et cummingtonite sont les minéraux essentiels. Toutefois, la calcite est ici plus fréquente. Enfin, le reste de la roche est constitué de minéraux sombres en L.P. ou isotropes et comprend verre, chlorite et serpentine (éch. 529).

Au sommet des calcschistes, les minéraux développés par le contact sont la calcite, le grossulaire et l'épidote, avec un peu de quartz et d'albite. Grenat et épidote sont parfois abondants et forment alors 50% de la roche. Les grenats sont assez bien cristallisés et parfois cisailés par des fissures remplies de calcite.

Dans cet exemple, la roche ne présente pas de schistosité. Il semble que les associations minérales tirent leur origine d'un mélange, dès l'épanchement du matériel volcanique, avec sa semelle carbonatée et que ce sont ces produits mixtes

qui lors de M2 donnent quartz et épidotes.

Dans un autre exemple (éch. 430), où le métamorphisme a été plus intense, l'horizon inférieur de l'ultrabasite, au lieu de trémolite et de matériaux isotrope, montre de la hornblende verte et de l'albite en cristaux très fins. La hornblende se trouve sous la forme d'agrégats très compacts d'aiguilles courtes, (fig. 55).

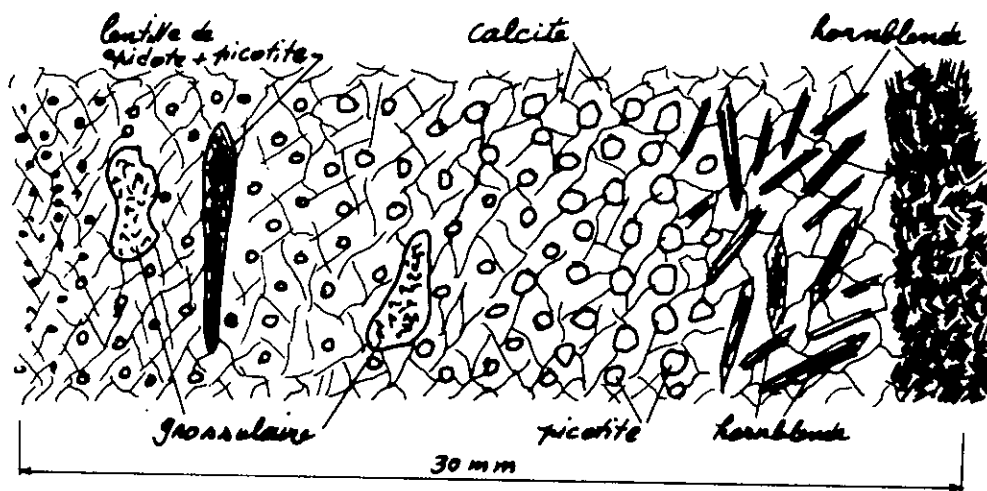


Figure 55:

Ce type de développement est très probablement consécutif à la recristallisation graduelle d'un matériau originellement vitreux. Dans les calcschistes, au-delà de la ligne de contact très nette, la calcite est largement recristallisée. Jusqu'à 8mm du contact s'est développée en abondance une hornblende verte, fortement pléochroïque, analogue à celle de la base, qui se présente en grands prismes allongés (fig.55). Dans cette étroite zone, on trouve aussi de la magnétite et de l'albite cryptocristalline. Au-delà, la hornblende a complètement disparu et on observe des cristaux cubiques, jaune d'or en L.N. et isotrope en L.P. Les formes octaédriques sont fréquentes et la taille maximale 0,1mm: c'est de la picotite. Elle se rencontre d'ailleurs assez loin du contact jusqu'à 4cm, mais elle devient progressivement plus fine avant de disparaître. On rencontre aussi le grossulaire en grands cristaux (1mm), lui aussi moins fréquent lorsqu'on s'éloigne à nouveau du contact. L'albite, pour sa part, ne se montre qu'au voisinage de la hornblende. Quant à l'épidote, en agrégats très fins, associée à la picotite, elle constitue quelques lentilles. Quelques cristaux de diopside voisinent également avec la hornblende.

La disposition spatiale de hornblende et picotite est la preuve que

ces minéraux résultent de l'influence de l'ultrabasite sur les dépôts carbonatés lors de sa mise en place. Ultérieurement, c'est la phase M2 qui est responsable de la recristallisation de l'ensemble, ainsi qu'on l'a vu lors de l'étude de la série pélitique encaissante.

Filons de tourmaline et de quartz: Dans quelques cas, des filons sont présents dans les métamorphites pélitiques, juste au-dessous des intercalations ultrabasiques. Epais de quelques centimètres jusqu'à 10-15cm, ils sont constitués soit d'une association quartz + tourmaline, soit de tourmaline seule (fig.56). Nous discuterons de leur genèse dans la quatrième partie de ce mémoire.

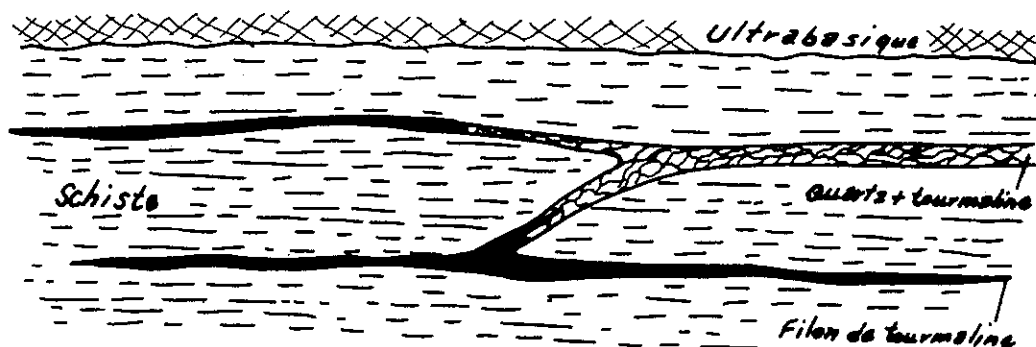


Figure 56:

2) CONTACT SUPERIEUR

A la partie supérieure des unités volcaniques, nous avons vu que deux faciès différents sont possibles: doléritique avec ou sans plagioclase et ultrabasique (wehrlitique ou dunitique). Dans les deux cas, la présence d'une matrice vitreuse est constante, mais dans le premier elle semble moins résistante, c'est à dire plus facilement dévitrifiable.

Il en est ainsi dans les unités doléritiques épaisses (au moins 15m): à leur sommet, la différenciation va jusqu'à un faciès granophyre où sont présents chlorite, biotite, albite et calcite. Les phénocristaux de plagioclase primaire y ont été albitisés et silicifiés par un métamorphisme ultérieur. En se développant, probablement aux dépens d'une matrice primaire, peut-être vitreuse (?), quartz et albite ont adopté une texture graphique typique (pl. 7, photo 2). Cependant, le quartz pourrait aussi avoir été mobilisé, partiellement ou totalement, par la phase M2, à partir des schistes cristallins encaissants. En tout cas, la texture actuelle de la roche tient davantage au métamorphisme qu'elle a subi qu'à son origine ignée.

L'analyse chimique de ce faciès (tableau VIII) révèle que la teneur en SiO_2 y est plus élevée que dans les autres faciès doléritiques. Ceux-ci, d'autre part, ainsi que les faciès tholéitiques, étaient exempts de H_2O^+ , présente ici en proportion considérable. Le quartz de la norme C.I.P.W. atteint la valeur de 13,83 % que l'on ne rencontre nulle part ailleurs.

Pour l'albite (23,78 %), elle domine largement l'anorthite (4,50 %) alors que pour les autres faciès doléritique ou tholéitique, c'est l'inverse qui est vrai. Cette composition place notre roche dans le domaine des tholéites abyssales.

OXYDES	% POIDS	MINERAUX VIRTUELS	%	PARAMETRES DE NIGGLI	
SiO_2	50.49	Quartz	13.83	al	22.55
Al_2O_3	14.28	Orthose	1.36	fm	55.39
Fe_2O_3	1.64	Albite	23.78	c	14.36
FeO	9.74	Anorthite	4.50	alk	7.70
TiO_2	1.16	Corindon	7.76	ti	2.34
CaO	5.00	Pyroxène	33.62	k	0.05
MgO	7.39	Magnétite	2.38	mg	0.53
Na_2O	2.81	Ilménite	2.20	w	0.13
K_2O	0.23	Apatite	0.19	si	136.54
MnO	0.32	Calcite	7.12		
P_2O_5	0.08				
H_2O^-	0.25				
H_2O^+	4.47				
CO_2	2.78				
TOTAL	100.64				

TABEAU VIII - ANALYSE CHIMIQUE, MINERAUX VIRTUELS ET PARAMETRES DE NIGGLI
D'UNE ROCHE DE CARACTERE GRANOPHYRIQUE

Les sédiments reposant sur les coulées ne témoignent, dans la plupart des cas, d'aucune influence de celles-ci. Dans certains cas, ce sont des cherts radiolaritiques, dont la puissance ne dépasse pas 3 à 5m. Il semble d'ailleurs qu'il existe une relation entre puissance des cherts et puissance de la coulée sous-jacente, les plus minces d'entre elles ne portant que quelques décimètres de dépôts siliceux.

Nous avons déjà signalé (cf. stratigraphie) que ces radiolarites sont visibles dans plusieurs secteurs et sur des laves diverses: près du village de Khaladj, sur des tholéiites; au N d'Aghar (N de Fariman), sur des pillows ultrabasiques; et parmi d'autres exemples, à l'entrée de la vallée de Pachenar, près de Mashhad, sur des ultrabasites. Dans ce dernier exemple, 4 ou 5 m de radiolarites typiques reposent sur un niveau effusif d'environ 30m. Dans la zone de contact, un échantillonnage serré (fig.57) nous permet de décrire les faciès qui se succèdent, de bas en haut, sur une verticale de 1m environ.

Echantillon A - A la main, c'est une roche d'un gris verdâtre, à patine gris clair, contenant des cristaux noirâtres, courts et épais, d'environ 1mm. En lame mince, phénocristaux de pyroxène transformé en cummingtonite, dont les interstices sont occupés par un ancien verre, transformé en aiguilles d'amphibole incolore et de chlorite.

Echantillon B - De teinte gris verdâtre, comme dans le cas précédent. La cassure n'étant plus rugueuse, on peut en déduire que la phase vitreuse est absente. On observe maintenant de grandes baguettes (jusqu'à 6mm) de hornblende, sur une mésostase plus claire. Au microscope, ces amphiboles montrent un fort pléochroïsme, voisin de celui de la hornblende verte. L'albite s'est développée dans la matrice, où elle est accompagnée de nombreuses petites paillettes de chlorite. Une enclave d'aspect doléritique, albitisée et chloritisée, est également présente.

Echantillon C - Ici, la roche est toujours gris verdâtre, compacte, mais aphanitique. En lame mince et en L.N., elle est uniformément vert-vert pistache. Elle est constituée presque exclusivement d'une hornblende verte, d'un vert bleuté, en cristaux de 0,2mm au maximum. Les interstices, très petits, sont occupés par une matière d'une teinte vert jaune. Les rayons X identifient celle-ci comme de la ripidolite (prochlorite). Il semble qu'une autre espèce d'amphibole de basse température (actinote ?) soit également présente (due au métamorphisme rétrograde de la phase M3). De place en place, on peut observer quelques groupes de cristaux de phlogopite-biotite.

La façon dont la hornblende verte s'est développée témoigne très

probablement, ainsi que nous l'avons déjà signalé, que l'on a affaire à la recristallisation complète d'un verre basique ou ultrabasique.

Le milieu, visiblement plus basique que dans les échantillons précédents, n'a pas engendré d'albite. Vu ses caractères particuliers, ce mince horizon doit donc correspondre à l'épiderme, à la croûte vitreuse de la coulée. Toute différenciation étant exclue, sa composition est vraisemblablement très proche de celle du magma.

Echantillon D - Cet échantillon a été recueilli au contact apparent des faciès igné et sédimentaire.

Encore gris verdâtre, mais plus claire, la roche est aphanitique et se montre douce au toucher (la précédente étant rugueuse). L'aspect est donc comparable à celui d'une pélite fine (siltstone).

Au microscope, l'apparence ne diffère pas de celle qui vient d'être décrite. Mais ici, l'oxyde de fer est très fréquent, et d'autre part l'ilménite (transformée en leucoxène) et le sphène en très petits cristaux sont anormalement abondants. Ceci résulte sans doute du processus de lessivage océanique (décrit par Miyashiro, 1975; Hart, 1972 et d'autres auteurs). D'autre part, on distingue vaguement la présence de matériaux cryptocristallins acides qui empêchent hornblende et chlorite d'adopter une forme régulière.

Echantillon E - La roche récoltée tout à la base des radiolarites, présente l'aspect typique d'un chert rubané, à lits alternants de 2 à 6mm, de teintes diverses, grise, verte ou rouge.

La base de la lame orientée (fig.57) contient des matériaux quartzofeldspathiques incolores, mais teintés fortement de rougeâtre par l'oxyde de fer. Les rayons X indiquent la présence de quartz. Dans la mosaïque de silice colloïdale sont incluses un certain nombre d'aiguilles atteignant parfois 2mm (pl. 7, photo 3) et de cristaux prismatiques.

Ces cristaux sont groupés en bouquets partant d'un milieu constitué par un agrégat de ferromagnésiens (pyroxène ou plutôt amphibole) aux contours flous. Les cristaux groupés sont de la hornblende (ainsi que les rayons X le confirment), mais une autre génération d'amphiboles ou de chlorite - produite probablement par la phase M3 - est également visible. On note encore divers petits individus dispersés d'ilménite et d'oxyde de fer, surtout vers la base de l'échantillon.

Ces observations démontrent que des nucleus de matériel ferromagnésien étaient présents dans la roche avant l'intervention de la phase M2, qui a

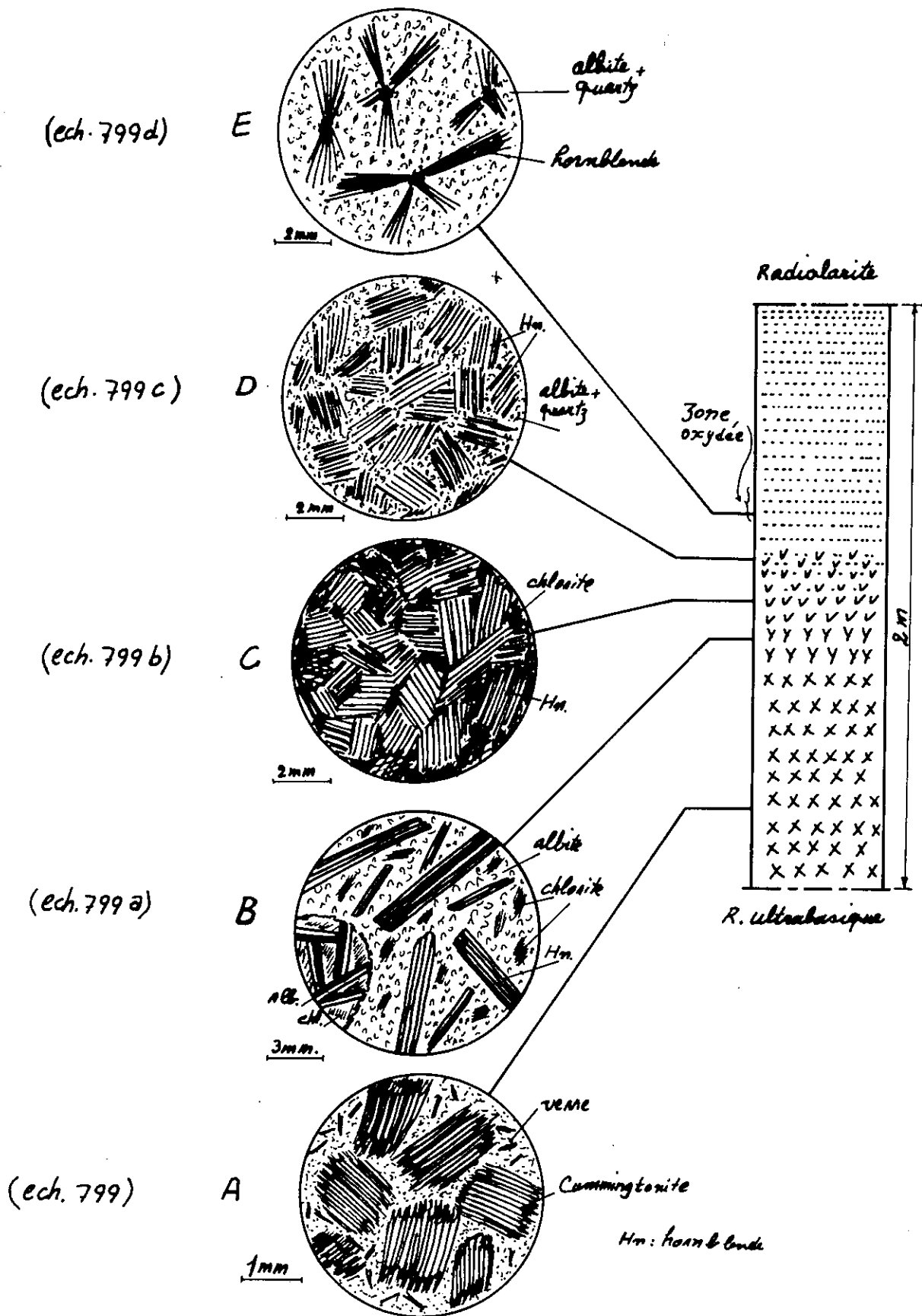


Figure 57: Transformation de la roche ultrabasique au chert radiolaritique.

développé la hornblende. Rappelons que l'effet des phases M1 et M3 sur ces roches est négligeable de même que celui de la phase M2 dans la zone interne des coulées épaisses.

Pour expliquer comment des particules microscopiques de roches ignées peuvent se retrouver dans les horizons inférieurs des sédiments siliceux, il convient à notre avis, d'évoquer les notions de lessivage océanique et de remise en solution de la silice par l'eau de mer. On peut supposer que des particules empruntées au sommet des coulées passaient graduellement à l'état de solution colloïdale. La silice ainsi mobilisée se redéposait ensuite, en même temps que de petits résidus de roche encore intacts.

On peut donc admettre que le contact entre lave et dépôt siliceux n'est pas brutal, mais ménagé par une transition. La filiation d'un faciès à l'autre est d'ailleurs d'autant plus vraisemblable que l'on voit mal quelle source autre que les volcanites sous-jacentes on pourrait évoquer pour la silice des radiolarites. Au moins pour notre région, cette phase de la lithogénèse nous paraît donc bien établie.

F - FACIES DES PILLOWS ULTRABASIQUES

Quelques secteurs de notre région montrent, nous l'avons déjà dit, des structures en pillows basiques ou ultrabasiques.

A l'E de Khaladj, plusieurs pillows arrondis sont disséminés dans des dépôts pélitiques. Et, de même que ces derniers sont devenus des micaschistes à staurotide et grenat, nos pillows ont été métamorphisés en amphibolites. Leur structure initiale a donc disparu mais, ainsi que nous l'avons vu à propos du faciès tholéiitique, leur composition chimique, analogue à celle des roches doléritiques, permet d'être certain de leur nature originelle.

Dans cette même zone, on peut vaguement identifier une accumulation de pillows de plusieurs mètres d'épaisseur, également transformés en amphibolite et surmontés de quelques mètres d'un dépôt siliceux. Les sédiments sous-jacents sont des micaschistes amphiboliques riches en grenat, hornblende, biotite, albite et quartz, que nous avons déjà décrits.

Au N de Fariman (80km SE de Mashhad), dans un secteur où le métamorphisme est moins prononcé, le faciès et la structure des pillows sont mieux visibles. Au-dessous d'eux viennent 2 à 3m de roches vertes dont le contact avec les slates sous-jacents est très net.

Il est aisé de reconnaître que ces roches vertes sont des hyaloclastites : au microscope, elles montrent un assemblage hétérogène de chlorite, calcite, plagioclase, cummingtonite, olivine altérée, magnétite et verre. Le plagioclase revêt des formes diverses: cristaux larges et courts montrant plusieurs systèmes de macles polysynthétiques, cristaux allongés, atteignant 2mm, albitisés ou carbonatisés et fragments de cristaux. Des cristaux primaires de hornblende basaltique, en voie de transformation en cummingtonite, sont présents, mais la cummingtonite provient surtout du métamorphisme de pyroxènes. Un certain nombre de fantômes de cristaux sont de la chlorite isotrope ou déformée. Ce même aspect se retrouve dans des minéraux arrondis: il s'agit dans tous les cas d'olivine altérée. Le verre, très abondant, est présent en fragments dans la matrice. Il est fréquemment recristallisé en chlorite ou serpentine. La magnétite et la calcite sont abondantes (éch. 571).

Description pétrographique des pillows: L'aspect des échantillons ne diffère pas d'un pillow à l'autre, non plus que d'avec les roches des autres coulées. On ne reconnaît pas la structure amygdalaire, soit parce que l'épanchement s'est produit dans un bassin profond soit à cause de la composition du magma et de l'absence de gaz, soit encore par suite du métamorphisme. Dans ces pillows, on distingue parfois des madrures, qui révèlent la présence de pyroxène poecilitique, mais le fait n'est pas courant.

L'examen microscopique révèle la présence d'olivine et de pyroxène transformés, de verre, de calcite (ou magnésite) et de magnétite.

Olivine: Formant environ 50 % de la roche, elle est entièrement transformée en antigorite. De taille variable (0,1 à 2mm), avec parfois des cristaux prismatiques allongés (0,3 x 2mm), à contours bien conservés, dont les formes cristallographiques sont nettes. La carbonatation peut les avoir allongés au long des cassures primaires: il arrive qu'elle affecte la moitié ou la totalité d'un individu.

Des olivines sont englobées dans une matrice isotrope ou parfois un peu anisotrope (biréfringence de la serpentine ou de la pennine), ou bien dans un grand pyroxène à texture poecilitique transformé en bastite.

Hornblende basaltique - Quelques prismes allongés et oxydés à faciès d'oxybiotite doivent résulter du métamorphisme de cette espèce, dont quelques sections normales sont également identifiables.

Pyroxène: On ne peut signaler que quelques rares cristaux transformés

en bastite, qui proviendraient d'orthopyroxènes.

Calcite et prehnite En très petite quantité, dans les cassures des olivines (éch. 572, 572 A).

Un autre échantillon diffère notablement de celui qui vient d'être décrit. La forme des olivines est très voisine, mais carbonates et prehnite sont absents. En revanche, une biotite secondaire est présente et du verre comble les interstices entre olivines. Et surtout, à côté de la hornblende basaltique, on voit en abondance du clinopyroxène poecilitique frais. La hornblende brune s'est développée en auréole, avec une structure concordante, autour du pyroxène incolore. La continuité des deux minéraux est parfaite. Il semble qu'après cristallisation du pyroxène, la composition du magma résiduel ou les conditions thermodynamiques ont été favorables à une poursuite de la cristallisation sous la forme de la hornblende.

Le hornblende de l'auréole est à son tour emballée dans la matrice vitreuse. Il semble donc que la série olivine-pyroxène-hornblende-verre représente une séquence magmatique. Toutefois, il faut rappeler l'abondance de la magnétite dans la matrice: dans la séquence complète, ce minéral devrait donc s'insérer avant le verre. Rappelons que nous avons déjà signalé un phénomène comparable dans d'autres faciès ultrabasiques.

L'analyse chimique de ces pillows ne montre aucune différence essentielle avec celles des autres ultrabasites de la région (cf. éch. 573 sur le tableau VI).

G - FACIES ECLOGITIQUE

Dans un secteur situé à l'W de Mashhad et à l'E de Mineshk, des slates de l'unité 1 de la zone B, gisant stratigraphiquement 500m au-dessous des intercalations basiques les plus inférieures que nous ayons décrites, sont recoupés par quelques filons d'une roche ignée sombre et dense. Celle-ci, de teinte brun noirâtre à rougeâtre, est traversée par de nombreuses veinules de quartz. A sa surface, on distingue des grenats de teinte brun rougeâtre.

En lame mince, grenat et amphibole sont les constituants essentiels (chacun 45% de la roche). Aux rayons X, les grenats se montrent voisins du pyrope-almandin, avec un peu de spessartine ($a = 11,61 \text{ \AA}$; densité supérieure à 4; $n =$ environ 1,79); Quant à l'amphibole, c'est une hornblende verte voisine de l'édenite.

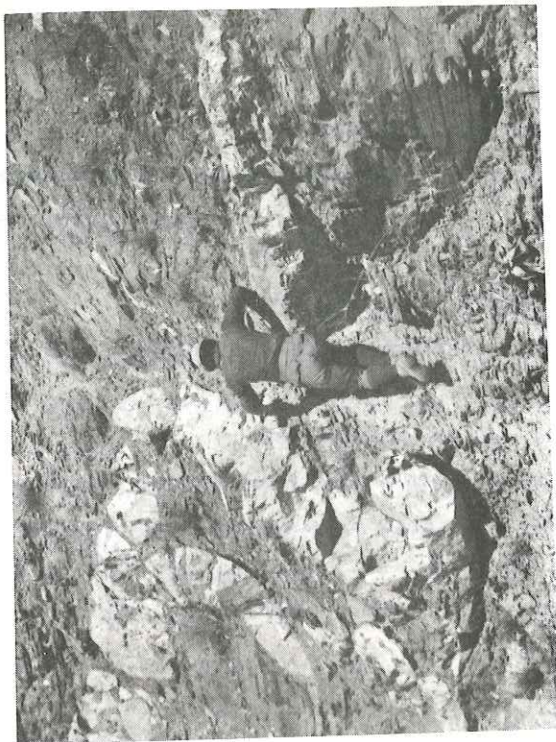
PLANCHE 7

1 - Filon aplitique, intrusif dans les schistes adjacents au massif granitique, plissé lors d'un stade ultérieur de déformation. L'axe des plis est parallèle à la schistosité de la phase M3.

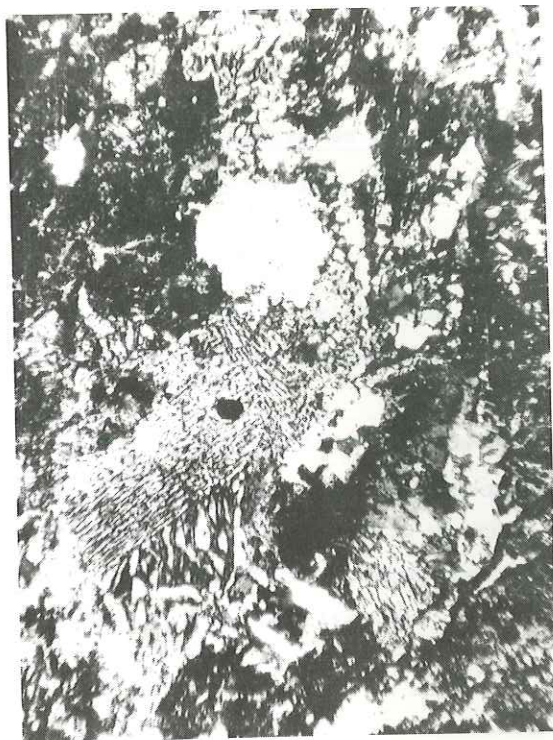
2 - Structure granophyrique développée dans les niveaux tout à fait supérieurs d'une coulée ultrabasique à faciès doléritique. (LP).

3 - Amphiboles en bouquets développés dans les sédiments siliceux (radiolarites) recouvrant une coulée ultrabasique (voir description dans le texte). (LP).

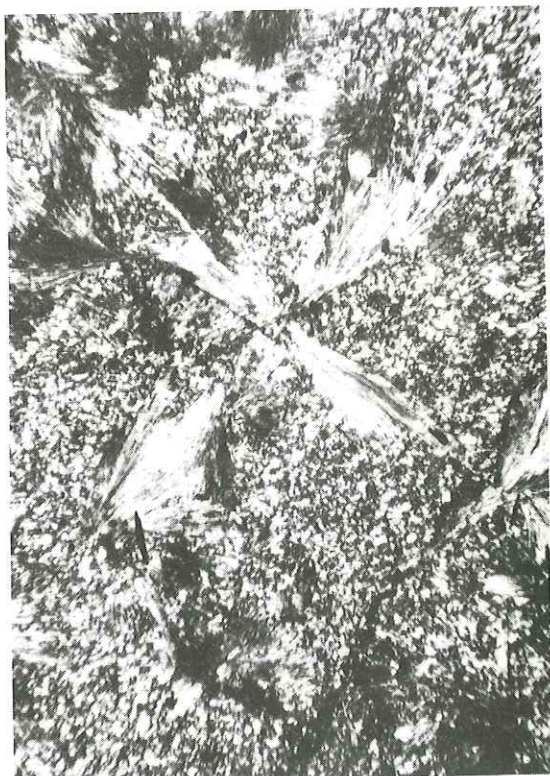
4 - Grenats de type pyrope-almandin dans un filon éclogitique. Le quartz remplit les vides. (LN).



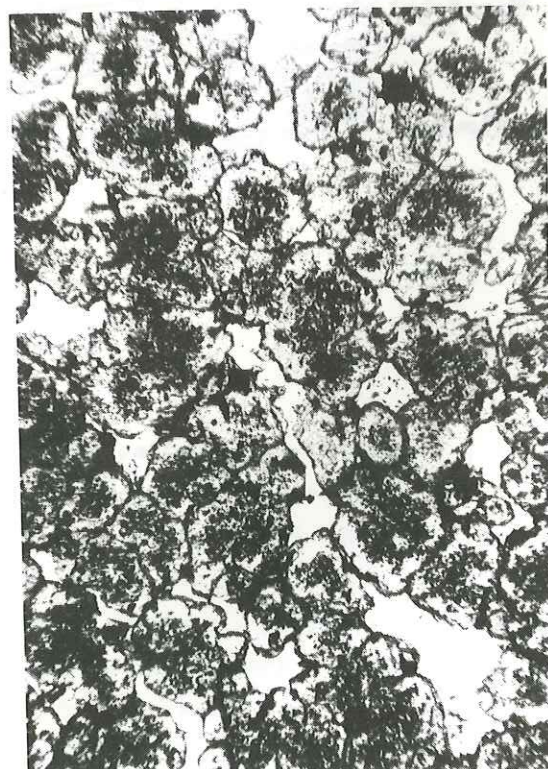
1



2



3



4

Le microscope montre aussi parfois la présence de prochlorite. Le quartz est fréquent, soit en filons, soit dans l'espace laissé par les hornblendes et les grenats.

L'édénite, en bouquets de prismes allongés, englobe des grenats automorphes. L'apatite est accessoire, mais fréquente dans les veinules de quartz.

La présence de ces veinules permet d'établir l'ordre dans lequel les minéraux ont cristallisé. D'une épaisseur de 0,2 à 3mm, elles recoupent les grenats, qui leur sont donc antérieurs, au même titre que les matériaux altérés de la matrice primaire (fig. 58). Au contraire, la hornblende est développée uniformément, dans les filons et la matrice, et parfois à cheval sur les deux: elle est donc postérieure.

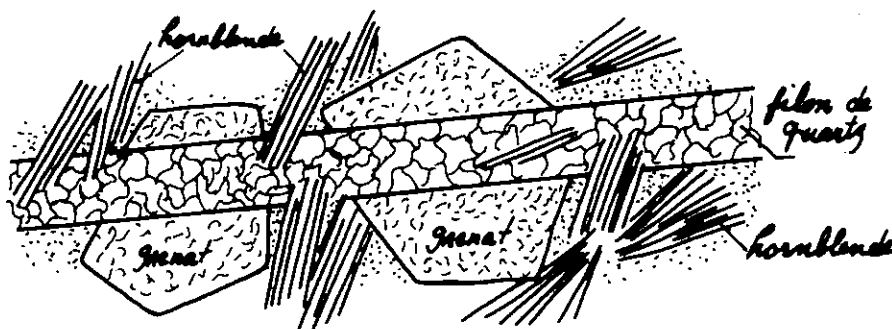


Figure 58:

Dans ces conditions, on pourrait rattacher la hornblende à la phase M2 constatée dans les terrains encaissants, et avec laquelle elle est compatible. La fracturation, génératrice des filons de quartz, pourrait bien alors correspondre à l'épisode dynamique constituée par la phase M1. Quant aux grenats, ils ne correspondent pas au métamorphisme régional (cf. leur abondance sur la pl. 7, photo 3). Cependant, s'ils sont des minéraux de métamorphisme, ils ont dû être accompagnés d'autres minéraux aux dépens desquels les hornblendes se sont formées. On ne retrouve pas actuellement ces minéraux, mais un matériel opaque, recoupé par les filons, les représente probablement. Dans cette hypothèse, et en tenant compte de la compatibilité avec le pyrope-almandin, ce pouvaient être des pyroxènes (omphacite, par exemple).

En d'autres termes, le faciès et l'association que présentent ces roches filoniennes nous inclinent à penser qu'il s'agit d'éclogites, antérieures au métamorphisme de la région.

Comment ces filons à grenats (et pyroxènes ?) se sont-ils injectés dans les pélites en l'absence d'un métamorphisme très intense? Il nous semble que la mise en place de cette association minérale, accompagnée de quartz, s'est faite avec l'état de magma. En conséquence, il faut envisager que grenats et pyroxènes préexistaient dans ce magma, et que le quartz, encore à l'état de liquide interstitiel, jouait le rôle d'un lubrifiant autorisant l'injection.

Au sujet de leur genèse et de leur mise en place, on peut imaginer que ces filons sont liés à la montée du magma tholéiitique, parcourant les fractures pour venir s'épancher sur les dorsales océaniques de cette zone. Un peu de ce magma, échappé du dyke primaire, se serait injecté en profondeur dans les sédiments.

En ce qui concerne la dénomination d'éclogite, pas tout à fait justifiée ici, car la présence de pyroxène n'est pas prouvée, nous la conservons cependant car, pour plusieurs auteurs (Angel, 1957; Heritsch, 1963; Binn, 1967, tous cités par Winkler, 1974), une association hornblende-grenat (pyrope-almandin), formant des filons et des sills injectés dans des roches diverses, associée aux roches basaltiques et péridotitiques des cortèges ophiolitiques, constitue un faciès d'éclogite (éclogite du groupe B).

H - FACIES LISTVENITE

Ce faciès se rencontre dans la zone du mélange ophiolitique, à Sangbast. Hors de notre région d'étude, mais dans le prolongement direct de celle-ci, il est largement présent dans la série d'Aghar, où alternent ultrabasites et séries pélitiques. D'apparence, ces roches sont tout à fait semblables à des dolomies de teinte gris jaunâtre, parfois rendues verdâtres par des imprégnations nickélifères. Elles figurent souvent dans les zones de "coloured-melange" de l'Iran Oriental. Leurs fissures ou cavités, envahies par des solutions de silice se sont transformées en filons ou en géodes à concrétions de silice amorphes ou de calcédoine.

En lame mince, on y dénombre les minéraux suivants: sidérose, magnésite (ou calcite), chlorite, serpentine, hématite, magnétite et quartz. On reconnaît de vagues formes de pyroxènes, entièrement transformés en carbonates. La sidérose de substitution, au relief plus élevé, est uniformément dispersée. Quelques particules arrondies, consti-

tuées de serpentine et de chlorite, proviennent d'olivine dont la forme est parfois conservée. La magnétite est assez rare, le fer étant mobilisé par la sidérose et l'hématite. Par sa biréfringence faible, la chlorite se différencie difficilement de la serpentine. On rencontre de place en place de très petits cristaux de picotite (éch. 575). Le quartz (calcédoine), en fibres allongées, est très répandu, mais peut aussi, mieux cristallisé, s'être concentré dans certains vides. Le talc est parfois présent.

Les bancs minces sont plus affectés par le métamorphisme régional que les bancs épais, où la structure ignée est conservée. De telle sorte que, même si les premiers ont à l'oeil nu un aspect de roches carbonatées, on ne doit pas douter de leur origine ultrabasique, d'autant que les faciès intermédiaires s'observent, soit sur le terrain, soit au microscope.

Il nous semble probable que la carbonatation de ces péridotites (ou ultrabasites), aboutissant au faciès listvénite, s'est produite dans certaines parties du magma éruptif où la pression de CO_2 était élevée, avant ou après son épanchement, et qu'elle est tout à fait indépendante des diverses phases du métamorphisme.

I - CONCLUSION

L'étude pétrographique et chimique des roches ultrabasiques et associées nous a permis de préciser la nature et leurs divers caractères distinctifs, et de constater l'effet que les phases de métamorphisme ont eu sur elles. Les observations effectuées nous permettent d'autre part de préciser leur mode de mise en place. Nous énumérons maintenant les conclusions auxquelles nous sommes parvenu.

1/ *En ce qui concerne la nomenclature, pétrographie et chimie justifient le terme de wehrlitique utilisé pour désigner le faciès le plus fréquent.*

2/ *L'observation de terrain, les données pétrographiques et l'affinité chimique montrée par les divers faciès dunitique, wehrlitique, doléritique et tholéitique prouvent que ceux-ci résultent de la différenciation d'un même magma (cf. commentaire, 4e partie, chapitre III). Le faciès dunitique-wehrlitique représente à lui seul 80% des volcanites de notre région.*

3/ *La comparaison chimique des faciès tholéitique et doléritique montre qu'ils sont bien de même nature. Simplement, dans le deuxième cas, la rigidité et la puissance plus élevées des niveaux ignés a permis la conservation de structures primaires observables. On notera d'ailleurs que les tholéites amphibolitisées se rencontrent*

dans les secteurs où le métamorphisme est le plus intense.

4/ L'existence d'une tranche inférieure différenciée dans ces intercalations basiques ou ultrabasiques, homogènes dans tout le reste de leur masse, montre bien qu'il ne s'agit pas de sills mais de coulées, cette tranche basale représentant le faciès hyaloclastique.

5/ Relativement aux roches sous-jacentes, il y a eu contamination des coulées et des sédiments. En témoignent les grenat, picotite et hornblende développés dans les calcschistes alors qu'ils étaient à l'état de sédiments marins tendres, ou bien l'association hornblende + grenat + albite + quartz propre aux roches pélitiques. On n'observe jamais rien de semblable dans les formations sus-jacentes, ce qui confirme l'interprétation précédente.

6/ Les radiolarites ne peuvent avoir emprunté leur silice qu'aux coulées qu'elles surmontent directement. Leur horizon tout à fait inférieur comporte, dans une matrice de silice et d'albite, de petits nucléus de minéraux volcaniques. L'explication la plus probable est que l'eau de mer a mis en solution les niveaux supérieurs de la roche volcanique, ce qui a permis ensuite le dépôt de silice colloïdale. On constate d'ailleurs l'existence d'un passage absolument continu entre ultrabasite et dépôt siliceux.

7/ La présence de verre, entre les olivines primaires, parfois sur toute l'épaisseur des coulées mais plus souvent sur quelques mètres, aussi bien à leur face supérieure qu'à leur face inférieure, montre que le magma a subi un refroidissement brutal.

8/ Les relations spatiales des divers minéraux permettent de déterminer l'ordre de leur cristallisation. On a noté les séquences suivantes:

- dans les faciès dunitique-wehrilitique: olivine → pyroxène → hornblende basaltique → verre;
- dans les faciès doléritiques: pyroxène → hornblende basaltique → plagioclase → verre.

9/ Dans le substratum immédiat de quelques coulées épaisses, des veinules à quartz et tourmaline évoquent la possibilité d'une mobilisation et d'une concentration du quartz et du bore des sédiments sous l'influence d'une lave particulièrement chaude. Il est moins probable que ces filons soient nés lors du métamorphisme régional ou d'une intrusion granitique. La discussion reste cependant ouverte.

10/ Pour ce qui est des phases du métamorphisme et de leur action sur les divers faciès volcaniques, nous proposons les conclusions ou hypothèses suivantes.

La phase M1, dynamique, n'a laissé aucune trace, sans doute parce que les sédiments encaissants étaient plus déformables que les laves, à moins que la serpentinisation qui les affecte toutes, ne lui soit imputable. Nous en reparlerons dans un chapitre ultérieur.

L'effet de la phase M2, caractéristique d'une action thermique, est évident, mais il s'atténue très vite dans l'épaisseur des coulées. La hornblende verte se développe dans une croûte tout à fait externe, supérieure ou inférieure, mais dès que l'on s'éloigne à 2m des épontes, la dévitrification n'est que partielle et trémolite ou cummingtonite remplacent la hornblende. Plus près du coeur de la masse volcanique cette phase n'a pas laissé de traces et la texture ignée primitive est conservée. Toutefois, dans les secteurs où le métamorphisme a été le plus intense, le faciès tholéitique, qui n'est d'ailleurs représenté que par des coulées de quelques mètres, est totalement amphibolitisé.

Le plupart du temps, la phase M3 a marqué les tranches les plus externes ainsi que les amphibolites. Elle montre des paragenèses correspondant à une intensité plus faible que M2, conformément à ce que nous avons déjà constaté dans les roches sédimentaires du contexte.

CHAPITRE 4

PÉTROGRAPHIE DES GRANITOÏDES

Des types divers de roches intrusives, granites, tonalites et granodiorites affleurent largement dans la zone B. On les rencontre principalement au S et au SW de Mashhad, où ils dessinent une zone allongée d'environ 40km, sur une largeur maximale de 10km. Si l'on tient compte d'autres affleurements de dimensions diverses, visibles au NW de Mashhad (secteurs de Vakil-Abad, Golestan et Torghabeh, cf. carte géologique), et isolés de la masse principale, l'étendue totale atteint 70km. Ces granitoïdes s'alignent sur la direction de schistosité et de foliation générale des roches de la zone B, ce qui paraît être un premier indice de leur caractère syncinématique.

Si l'on ne tient pas compte des filons aplitiques et pegmatitiques qui les traversent, on différencie immédiatement sur le terrain deux types essentiels de roches granitiques, d'âge différent car l'un des massifs recoupe l'autre (Majidi et Alavi, 1972).

Le faciès le plus ancien est un granite porphyroïde (G1), terme général regroupant plusieurs variétés: granodiorite, diorite quartzique à hornblende et tonalite à structure gneissique. Ce granite porphyroïde, qui constitue la masse principale des granites de Mashhad, est intrusif dans les schistes métamorphiques des unités 1 à 4 de la zone B.

Un granite leucocrate G2, plus homogène et parfois dépourvu de biotite et de ferromagnésiens, apparaît relativement plus récent; il recoupe en effet le précédent ainsi que les sédiments de l'unité 5 (formation schisto-gréseuse attribuée au Carbonifère moyen).

Dans les régions centrale et méridionale, ces deux granites sont, la plupart du temps, enveloppés par plusieurs dizaines de mètres de roches très claires, à faciès de granite aplitique (G3).

Enfin, divers épisodes de montée magmatique ont injecté, dans les cassures des granites et parfois des roches encaissantes, des filons aplitiques et pegmatitiques.

Ce chapitre décrit la position, les relations mutuelles et les caractéristiques pétrographiques et chimiques de ces différents faciès. En revanche, l'influence thermique de leur contact avec les roches encaissantes, déjà étudiée précédemment, sera simplement rappelée.

=====

A - GRANITE PORPHYROÏDE (G1)

1) GISEMENT ET ASPECT MACROSCOPIQUE

Le terme de granite porphyroïde exprime le caractère le plus visible du faciès dominant, qui montre des phénocristaux de feldspaths potassiques (microcline, orthose et perthite) d'environ 3cm. Ce faciès est bien représenté dans le massif, dont il couvre largement la zone centrale de la région contenant les secteurs de Khadjeh-Morad, Qeshlagh, Kal-Choghouki.

Dans les secteurs méridional et septentrional, il est relativement moins net, au N notamment, où les affleurements, isolés sont éloignés de la masse principale (granites de Vakil-Abad, Kuh-Sangi, Torghabeh, Golestan,...). Nous n'hésitons cependant pas à les lui rattacher, vu leurs caractères pétrographiques ou chimiques et l'aspect du métamorphisme à leur contact, qui restent tout à fait comparables.

L'orientation de la roche, due à celle des biotites et parfois feldspaths est fréquente mais non pas générale. On l'observe au centre du massif (secteurs de Qeshlagh, Bidak, Kal-Choghouki) sous la forme d'une faible schistosité, avec orientation possible des biotites. Cette schistosité est plus apparente vers l'E de la masse centrale (montagne de Khadjeh-Morad) où la granodiorite porphyroïde à hornblende prend un faciès gneissique.

Dans le secteur méridional du massif (S de Sangbast), la roche, équi-granulaire à grain moyen, ne présente pas d'orientation visible; au N, au contraire, la linéation s'accroît. A Vakil-Abad, par exemple, la tonalite adopte un faciès presque gneissique, ou même parfois un aspect cataclastique, dû à l'intervention d'une phase tectonique plus tardive, qui a également déformé les biotites et hornblendes primaires. Cette tectonique a produit le même effet sur les minéraux de Torghabeh, mais l'aspect de la roche est simplement schisteux. La schistosité est plus atténuée dans le massif de Golestan, et faible dans les tonalites à grain moyen de Kuh-Sangi, où l'on distingue l'alignement des biotites.

Toutes les fois où cette orientation est repérable, elle se montre parallèle d'une part aux enclaves lenticulaires de roches diverses (habituellement de schistes métamorphiques) particulièrement fréquentes dans les bordures du massif, et d'autre part à l'allongement NW-SE de celui-ci et à la schistosité des roches encaissantes. Cependant, sauf dans le cas particulier des tonalites de Vakil-Abad et Torghabeh, qui témoigne d'une action tectonique locale, on ne connaît pas, dans la région, de phase tectonique tardive qui puisse expliquer cette orientation. Il semble donc que la cristallisation de ces granitoïdes s'est produite en cours de déformation, ce qu'indique également l'extinction onduleuse de la plupart des quartz.

En dehors de leurs modifications de structure et de texture, ces roches montrent aussi des variations minéralogiques, mais peu importantes. La muscovite est généralement absente. La hornblende est parfois abondante, tandis que la biotite, assez constante, disparaît parfois lorsque celle-là est très développée. Ces variations justifient l'emploi de termes tels que granodiorite, tonalite ou diorite quartzique.

2) CARACTERES CHIMIQUES

Quelques analyses d'échantillons récoltés dans des secteurs différents figurent dans le tableau IX. Leurs références sont les suivantes:

- 447 - complexe tonalique à biotite et hornblende (Torghabeh);
- 687 - granite porphyroïde de la masse centrale (près de Qeshlagh);
- 699 - granite porphyroïde (montagne de Khadjeh-Morad)
- 738 - granite porphyroïde de la zone centrale (près de Kal-Choghoulki);
- 757 - granite à biotite (S de Sangbast).

La fourchette de la silice (62 à 68%) sépare nettement ces roches du granite leucocrate, qui en tient toujours plus de 71%. La norme calculée donne une teneur de 39,10 à 41,89% en un plagioclase qui serait compris entre An 16 et An 29. Enfin, le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ reste toujours supérieur à l'unité (1,07 à 1,28).

Tous ces caractères permettent (selon Lameyre et al., 1974) d'assimiler ces roches à des granodiorites et granites monzonitiques à plagioclase intermédiaire (An 50 à An 10), et les distinguent nettement des leucogranites à plagioclases acides (An 20 à An 0).

En dépit des variations de texture et de structure, ces caractères chimiques très homogènes permettent d'affirmer que tous les faciès présents sont consanguins, et différents des granites leucocrates de Mashhad.

	447	687	699	738	757
SiO ₂	64.48	67.93	65.03	62.46	68.02
Al ₂ O ₃	15.74	16.53	16.48	18.62	15.40
Fe ₂ O ₃	0.75	0.33	2.84	1.40	2.35
FeO	3.89	2.43	0.66	2.53	2.25
TiO ₂	0.43	0.42	0.51	0.51	0.37
CaO	3.40	2.52	3.15	2.70	1.85
MgO	2.75	1.33	2.39	2.06	1.27
Na ₂ O	3.55	3.55	3.32	3.91	3.88
K ₂ O	2.78	3.31	3.02	3.59	3.64
MnO	0.13	0.11	0.11	0.14	0.15
P ₂ O ₅	0.11	0.28	0.49	0.50	0.29
H ₂ O-	0.26	0.19	0.20	0.18	0.14
H ₂ O+	1.01	0.68	0.96	0.95	0.82
CO ₂	0.68	0.19	0.16	0.33	0.16
TOTAL	99.96	99.80	99.32	99.88	100.59

MINERAUX VIRTUELS (C.I.P.W.)

Quartz	21.22	22.86	25.67	18.19	26.07
Orthose	16.43	19.56	17.85	21.21	21.51
Plagioclase	41.89	39.51	39.51	40.93	39.10
Corindon	2.55	3.64	3.57	5.43	2.78
Pyroxène	12.90	7.01	5.95	8.04	5.02
Magnétite	1.09	0.48	1.01	2.03	3.41
Ilménite	0.82	0.80	0.97	0.97	0.70
Apatite	0.26	0.66	1.16	1.26	0.69
Calcite	1.55	0.43	0.36	0.75	0.36
Hématite	-	-	2.14	-	-

Composition du plagioclase	An28	An24	An29	An19	An16
Rapport Na ₂ O/K ₂ O	1.28	1.07	1.10	1.09	1.07

TABLEAU IX - CARACTERES CHIMIQUES DES DIVERSES VARIETES DE GRANITE PORPHYROIDE (G1)

Cependant deux variétés distinctes peuvent encore être décrites.

L'une qui passe progressivement au faciès porphyroïde, est visible au SW du massif principal, à l'E de Qeshlagh, sous les calcaires crétacés. C'est un granite équi-granulaire à orthose de teinte rose, qui diffère de son voisin par sa couleur et sa texture. Il est également un peu plus acide que celui-ci (SiO_2 : 67,7 %, cf. tableau X) mais ne s'en éloigne pas nettement.

OXYDES %			NORME C. I. P. W.		
	735	737		735	737
SiO_2	67.70	57.96	Quartz	30.59	6.79
Al_2O_3	18.50	14.21	Orthose	21.81	14.12
Fe_2O_3	0.41	1.74	Plagioclase	31.94	44.90
FeO	2.05	3.36	Corindon	7.97	
TiO_2	0.35	0.69	Pyroxène	3.26	27.65
CaO	1.35%	7.35	Magnétite	0.59	2.52
MgO	0.09	6.85	Ilménite	0.66	1.31
Na_2O	3.55	3.32	Apatite	0.64	1.09
K_2O	3.62	2.39	Calcite	1.09	0.23
MnO	0.10	0.17			
P_2O_5	0.27	0.46	Composition de	An 6	An 37
$\text{H}_2\text{O}-$	0.18	0.21	plagioclase		
$\text{H}_2\text{O}+$	0.99	1.23			
CO_2	0.48	0.10	Rapport	0.96	1.39
			$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$		
TOTAL	99.64	100.04			

TABLEAU X: VARIATIONS DE FACIES DU GRANITE PORPHYROIDE

735, granite riche en orthose équi-granulaire de teinte rouge, contenant biotite et muscovite; 3km W de Qeshlagh.

737, diorite quartzique à hornblende, dépourvue de biotite et riche en sphène; W de Khal-Choghoulki; N de Sangbast.

L'autre variété, plus basique, visible à l'W de Kal-Choghoulki, est très locale puisqu'elle n'affleure qu'en quelques plages d'une dizaine de mètres chacune. Ainsi que nous allons le voir, ces anomalies, au milieu du granite porphyroïde, représentant le résultat de l'assimilation de roches basiques ou ultrabasiques et les contours des enclaves sont encore vaguement visibles. L'analyse chimique de la roche apparemment dioritique, permet de calculer une norme (tableau X) à 7% de quartz et 45% de plagioclase (An 37), qui en fait une diorite quartzique.

A part ces variations mineures et dépourvues de conséquence, on peut dire que le granite porphyroïde de Mashhad est, en totalité et essentiellement, une granodiorite-tonalite.

3) ASPECT MICROSCOPIQUE

La description de quelques échantillons représentatifs va nous montrer que la structure porphyroïde est plutôt ici une disposition secondaire, surimposée à une structure initiale équigranulaire. Celle-ci se retrouverait intacte dans les gisements de la bordure W du massif principal et dans les affleurements dispersés du N de la région, tous dépourvus de phénocristaux.

1 - Tonalite de Kuh-Sangi

Localité: colline isolée au SW de Mashhad

Structure: granulaire hypidiomorphe. Pas de phénoblastes.

Minéraux essentiels: quartz, plagioclase, biotite.

Minéraux accessoires: apatite, zircon, sphène, rutile.

La hornblende est absente, mais un minéral à indice élevé, un peu pléochroïque et zoné, à macles multiples, analogue à l'allanite, semble l'avoir pseudomorphosée. La transformation aurait abouti à un assemblage de biotite et allanite, auquel s'associent habituellement épidote, chlorite, clinozoïsite et zircon.

Les plagioclases sont plus ou moins séricitisés. Pas de feldspath potassique.

2 - Tonalites de Torghabeh et Vakil-Abad

Ces deux roches sont pétrographiquement comparables, à part la déformation locale, d'origine tectonique, qui a partiellement gneissifié la seconde au S de Vakil-Abad. Ce sont des tonalites (diorites quartziques) à hornblende et biotite. La structure est gra-

nulaire hypidiomorphe. Les ferromagnésiens sont subparallèles.

- Minéraux essentiels

Quartz: En grain fins, à extinction onduleuse. Petites inclusions de zircon Partiellement en myrmékite dans les plagioclases.

Plagioclases: Tabulaires, maclés, zonés et saussuritisés. Altérés en clinozoïsite et calcite et partiellement albitisés. Les cristaux sont plutôt automorphes ou subautomorphes et mesurent jusqu'à 7mm.

Hornblende: Abondante, en petits cristaux fortement pléochroïques dans les tons verts, partiellement transformés en biotite ou épidote-clinzoïsite et chlorite.

Biotite: Deux générations: la première, cristaux automorphes, ferrifères et parfois oxydés, contenant zircon et rutile en petites inclusions; la seconde provenant de la hornblende, moins fréquente. Minéral très abondant, encore davantage au cas d'assimilation d'enclaves de schistes ou au contact des schistes encaissants.

- Minéraux accessoires

Ceux-ci, présents en proportions diverses, comprennent apatite, zircon, sphène rutile et leucoxène.

- Minéraux secondaires

Calcite, chlorite, séricite, zoïsite, épidote et argiles.

3 - Granodiorite porphyroïde de Sangbast

Dans ce secteur, la biotite est très abondante et la hornblende absente. Minéraux essentiels: plagioclase, quartz, biotite, un peu de feldspath potassique. Structure: granulaire hypidiomorphe à porphyroïde.

Quartz: Extinction onduleuse. Partiellement en myrmékite dans les plagioclases.

Plagioclases: Tabulaires, maclés, zonés, la plupart du temps saussuritisés, séricitisés et albitisés. Egalement en inclusions xénomorphes dans les néocristaux frais de feldspath potassique.

Biotite: Très fréquente, de teinte brun noirâtre à opaque, par suite de l'oxydation parfois transformée en chlorite.

Feldspath potassique: En cristaux de 1 à 3cm (perthite, microcline ou orthose) englobant les cristaux primaires de la roche, plagioclase ou biotite et quelques hornblendes altérées (texture poecilitique).

Contrairement aux précédents, ils n'ont subi ni déformation, ni métamorphisme après la cristallisation de la roche; ils sont donc plus tardifs. Suffisamment développés, ils font apparaître la structure porphyroïde.

Minéraux accessoires

Comme dans les autres gisements, apatite, zircon, sphène, rutile, leucoxène.

Minéraux secondaires

Chlorite, calcite, zoïsite, épidote.

Dans certains échantillons, la muscovite est parfois développée, mais en très petite quantité, aux dépens des plagioclases.

4 - Granodiorite porphyroïde du secteur central

Ce type couvre largement le centre du massif. Les minéraux y ont sensiblement les mêmes caractères que vers Sagbast: le quartz présente encore une extinction onduleuse et les feldspaths sont presque toujours altérés. La hornblende verte est parfois abondante, surtout autour d'enclaves basiques. La croissance secondaire d'albite et de quartz dans la matrice y fait apparaître des structures dispersées de myrmékite. Parfois, par leur développement, les quartz néoformés corrodent très largement les cristaux altérés des plagioclases primaires.

Les phénocristaux, toujours potassiques, sont représentés par orthose, perthite et microcline, ces deux derniers étant plus fréquents. Ils englobent, de façon poecilitique, tous les minéraux précédents. Ils sont frais, tandis que les autres se montrent fortement déformés. Parfois, dans un porphyroblaste de microcline, une relique de plagioclase est entourée d'une couronne d'albite de néoformation (fig. 59), ce qui illustre le processus de corrosion graduelle.

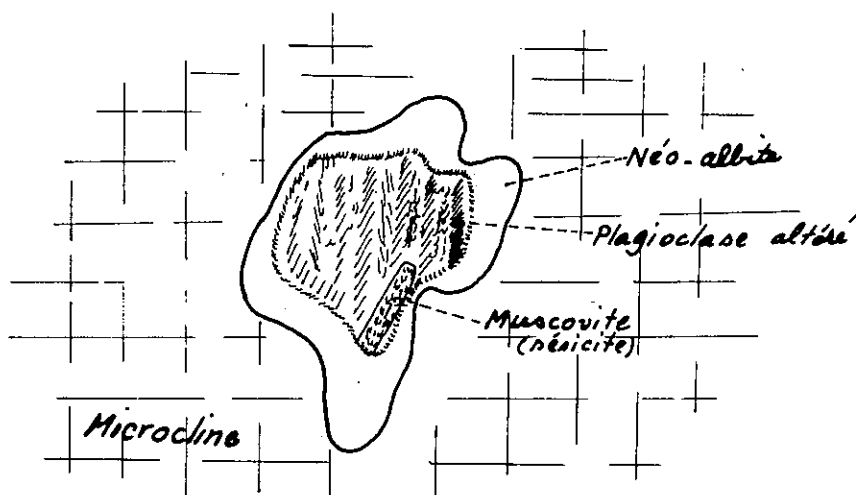


Figure 59:

Parfois, à côté des plagioclases primaires en granules, on observe des cristaux plus petits de feldspath potassique. Ceux-ci doivent appartenir à une génération primaire, ou bien représentent peut-être un stade précoce de feldspathisation potassique.

Les minéraux secondaires ou accessoires prêtent aux mêmes remarques que précédemment. L'altération semble pourtant moins répandue dans cette zone centrale.

5 - Granodiorite de Khadjeh-Morad

On observe dans cette localité divers événements: intrusions successives, feldspathisation des schistes cristallins et agmatisation. Cependant, la distinction est parfois difficile entre les roches feldspathisées, très répandues dans ce secteur, à l'aspect gneissique et ocellé, dont l'origine est sûrement métamorphique, et le vrai granite porphyroïde. Néanmoins, là où le faciès granodioritique est identifiable, la roche montre les mêmes caractères que dans le reste du massif.

6 - Faciès mineurs

Nous avons déjà signalé, pour sa composition chimique particulière, un granite à grain moyen, équigranulaire, à feldspath potassique, rougeâtre, visible à l'W du massif principal, avec lequel il présente un passage graduel. Ce faciès est plus riche en quartz et en orthose, son plagioclase est moins basique (An6) et notablement moins abondant (31,94 % contre une moyenne de 40 % pour les autres secteurs): on doit donc l'assimiler plutôt à un granite. Mais il montre aussi, comme les faciès précédents, des plagioclases altérés, des quartz à extinction onduleuse et une génération tardive de microclines poecilites (W de Kal-Choghhouki et Qeshlagh). Cette variété correspond à une différenciation locale du massif intrusif initial, et non au résultat d'une feldspathisation et/ou d'une modification secondaire.

Une autre variation assez locale, à l'W de Kal-Choghhouki, se traduit par la présence d'un faciès dioritique, à hornblende verte très abondante, plagioclase, orthose, sphène, calcite apatite et quartz.

C'est le résultat de l'assimilation de roches basiques par l'intrusion granodioritique. D'ailleurs, des résidus de celles-ci sont parfois conservés au centre de ces enclaves.

° ° °

On peut conclure l'étude de ce premier ensemble de granitoïdes en disant qu'il s'agit de roches syntectoniques et qu'ils ont un caractère de granodiorite

particulièrement marqué dans le secteur nord, où la hornblende est plus largement répandue d'une certaine transformation des roches et du développement de minéraux tels que biotite (deuxième génération), muscovite et séricite (dans les plagioclases), chlorite, épidote, calcite et minéraux oxydés et opaques. Celle-ci pourrait être la phase M3, déjà définie précédemment.

Une phase métasomatique potassique semble être à l'origine de l'apparition de feldspaths potassiques poecilites, dont les phénocristaux confèrent à la roche une structure porphyroïde. Cette action est moins sensible dans les secteurs septentrionaux.

Enfin, l'intrusion a eu un effet thermique (cf. chapitre II). Dans son auréole, un certain nombre de minéraux de contact sont apparus, dont l'andalousite, répandue dans la plupart des secteurs, et la sillimanite, uniquement localisée dans la bordure méridionale.

B - GRANITE LEUCOCRATE (G2)

1) GISEMENT ET ASPECT MACROSCOPIQUE

Ce granite constitue un massif de 10km sur 15, situé au centre de la région étudiée. Il est intrusif dans le granite G1 et dans les sédiments de l'unité 5, plus récents que celui-ci. Nous avons déjà noté qu'en bordure il est la plupart du temps entouré d'une zone de granite aplitique qui le recoupe ainsi que les schistes encaissants.

Dans la région de Khaladj, l'absence locale d'aprites permet, avec les pélites, un contact direct que nous avons déjà étudié en détail (chapitre II). Le contact avec le granite G1 se suit sur une longueur d'environ 10km, à la limite N de ce dernier, à l'W de Bidale et de Grizmi. Ce contact est net, et d'autant plus facile à distinguer que les deux roches sont différentes. Alors que le granite G1 est porphyroïde et sombre (richesse en biotite et en enclaves ferro-magnésiennes), le granite G2, toujours équi-granulaire, à grain fin ou moyen, est clair. Il ne contient pas de ferro-magnésiens, sauf de la biotite, qui accompagne parfois la muscovite. Ce caractère inconstant de la biotite est la seule variation possible de G2, par ailleurs toujours homogène en fait de faciès, de teinte, de grain et autres caractères. Il n'est, en particulier, jamais porphyroïde au contraire du granite G1.

L'orientation planaire générale NW-SE que présentait G1 ne se retrouve pas dans le leucogranite. C'est seulement dans les secteurs de Khaladj et de Sar-

Siah, sur sa bordure, qu'apparaît une schistosité primaire, dans la zone de passage aux schistes cristallins. Encore ne se développe-t-elle pas sur plus de 20m à l'intérieur du massif granitique. Comme dans les métamorphites voisines, cette schistosité est due à l'orientation des muscovites, parallèles à la bordure et à celles des schistes adjacents.

Morphologiquement, alors que le granite G1 s'accompagnait de formes douces et émoussées, le granite G2 dessine parfois quelques sommets aigus.

2) CARACTERES CHIMIQUES

Les caractères chimiques de G2 sont fournis par quatre analyses d'échantillons provenant de secteurs différents (tableau XI). Il apparaît des différences notables avec G1: plus grande richesse en SiO_2 (environ 73%), davantage de quartz normatif et de feldspath potassique. Le plagioclase est voisin d'une albite (An 18 à An 0) et le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ inférieur à l'unité (0,52 à 0,94). La roche est donc plus acide et plus potassique que G1; ses caractéristiques la font ranger dans les granites leucocrates acides.

3) ASPECT MICROSCOPIQUE

La structure de ce faciès est grenue, à grain fin ou moyen, et varie de xénomorphe à hypidiomorphe. Elle n'est jamais porphyroïde.

1 - Minéraux essentiels

Quartz: Quel que soit le grain, il constitue 30 à 35% de la roche. Il est parfois en myrmékite avec les feldspaths.

Orthose: Les cristaux peuvent atteindre 5mm. La macle de Carlsbad est très fréquente. Pas d'altération importante sauf localement quelques secteurs à minéraux argileux. Rares inclusions d'albite et de biotite.

Microcline: Fréquent mais moins abondant que l'orthose, il présente sa macle caractéristique. Egaleme nt présent sous le faciès perthitique.

Albite: Cristaux plutôt idiomorphes, de dimensions variées, à macles fines et répétées. Altération plutôt rare, cristaux restés frais sauf altération locale.

Muscovite: Très abondante et de tailles diverses,, elle se rencontre dans tous les secteurs.

Biotite: Moins fréquente, associée à la muscovite. Toujours des formes nettes (différence avec la biotite de G1). Peut être localement absente, notamment près de Khaladj.

	594	599	657	359
SiO ₂	73.00	71.52	72.53	73.81
Al ₂ O ₃	14.08	14.90	17.20	13.20
Fe ₂ O ₃	0.01	0.01	0.06	-
FeO	0.78	1.75	0.43	1.48
TiO ₂	0.09	0.22	0.01	0.23
CaO	-	1.60	0.60	1.20
MgO	2.93	0.87	0.79	1.16
Na ₂ O	2.78	2.88	3.78	3.85
K ₂ O	5.32	4.82	4.02	4.95
MnO	0.02	0.04	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.11	0.13	0.11	0.09
H ₂ O-	0.08	0.05	0.06	0.08
H ₂ O+	0.53	0.56	0.61	0.54
CO ₂	0.14	0.26	-	0.09
TOTAL	99.87	99.61	100.21	100.70

MINERAUX VIRTUELS (C.I.P.W.)

Quartz	31.82	31.35	32.67	27.74
Orthose	31.44	28.48	23.76	29.25
Plagioclase	22.80	29.81	34.24	36.69
Corindon	4.01	2.95	5.80	-
Pyroxène	8.61	5.08	2.71	5.55
Magnétite	0.01	0.01	0.09	-
Ilménite	0.17	0.42	0.02	0.44
Apatite	0.26	0.31	0.26	0.21
Calcite	-	0.59	-	0.20

Composition du plagioclase	An0	An18	An6	An11
Rapport Na ₂ O/K ₂ O	0.52	0.60	0.94	0.78

TABLEAU XI - CARACTERES CHIMIQUES DU GRANITE LEUCOCRATE DE MASHHAD (G₂)

2 - Minéraux accessoires

Grenat: Sous sa variété almandin, se rencontre parfois à la bordure du massif, en grains idiomorphes ou subidiomorphes de quelques millimètres. Ainsi que nous l'avons mentionné pour la coupe de Khaladj (chapitre II), il s'est probablement développé lors du métamorphisme des pélites et subsiste lors de la granitisation.

Tourmaline: Se rencontre parfois en cristaux relativement gros.

Apatite, zircon, rutile: Souvent présents.

Oxydes de fer: Très rares.

3 - Faciès de contact

Ainsi que nous l'avons signalé lors de l'étude des métamorphites, ce granite, au contraire de G1, ne développe à son contact ni cornéennes, ni minéraux typiques. Dans la coupe de Khaladj, le passage du granitoïde à l'encaissant est tout à fait progressif.

° ° °

En bref, ce granite leucocrate, franchement plus acide que le précédent, est également plus homogène et à grain plus fin. Au contraire de G1, il ne contient pas d'enclaves.

Comme caractères spécifiques, on peut encore retenir l'absence de métamorphisme de contact et l'existence de grenats dans le corps du massif.

Enfin, toujours par opposition avec G1, il ne se montre ni métamorphisé, ni feldspathisé.

C - GRANITES APLITIQUES (G3)

1) GISEMENT ET ASPECT MACROSCOPIQUE

Ainsi que le montre la carte géologique, au contact des granites G1 et G2 affleure une roche à faciès de granite aplitique, à grain fin, en général dépourvue de ferro-magnésiens, sauf parfois quelques cristaux de biotite. Cette roche constitue, parallèlement à la bordure du granite, un groupe de bancs intercalés soit dans le granite lui-même, soit dans les schistes cristallins adjacents. Dans plusieurs secteurs, tel celui de Kortion, ces intrusions filoniennes parallèles ont individuellement une épaisseur de quelques mètres à une vingtaine de mètres, et leur ensemble alternant avec le contexte atteint une puissance de 200m environ.

PLANCHE 8

1 et 2 - Structure rubanée et semi-orbiculaire due au regroupement des grenats (almandin) en lits rougeâtres, dans le granite aplitique G3, traversé à son tour par un filon d'aplite. Montagne de Khadjeh-Morad.

3 - Injections aplitiques dans les diaclases du granite G1. A gauche, une masse de granite aplitique G3 contenant des enclaves de granite G1. Montagne de Khadjeh-Morad.

1



2



3



Cette roche se développe largement ainsi dans la bordure E du massif granitique au N de la montagne Khadjeh-Morad et dans celle-ci. Bien que son affleurement y soit bordé par des alluvions, on doit en conclure que la bordure des massifs granitiques n'est probablement pas éloignée.

Cela confirme la forme lenticulaire, allongée selon la schistosité régionale, donc l'intrusion sans doute syntectonique des granitoïdes.

Ce type d'aplite en gisement marginal ne se rencontre pas autour des massifs du N de la région, et est moins répandu vers le S de Sangbast. Les intrusions se voient très bien dans la région centrale, autour des granites G1 et G2, sauf dans le secteur de Khaladj, où elles se réduisent à quelques minces filons recoupant les schistes.

La roche, blanche à jaunâtre, à grain fin équi-granulaire, montre parfois un faciès de bordure magmatique, souligné par la concentration de la biotite en un ou plusieurs "lits", parallèles aux épontes, mais qui ont pu se trouver déformés et plissés par la suite. Ceci évoque le passage du magma par un stade fluide et montre que la biotite, déjà présente alors, constitue soit le premier né des minéraux, soit un résidu de la fusion. Les niveaux contournés, qui rappellent parfois des "ripple-marks", sont le résultat de la mise en place du magma par injection. Cette disposition, apparemment semblable à ce que l'on nomme "Schlieren structure" et que l'on retrouve exactement dans les aplites filoniennes, correspond, à notre avis, à des variations de la viscosité: c'est une "igneous lamination".

Un autre type de structure propre à ces roches, visibles dans la montagne de Khadjeh-Morad, leur donne un aspect semi-orbiculaire (pl. 8, photo 1 et 2). Elle correspond au regroupement des grenats en lits épais de 1 à 10mm, qui dessinent une stratification parallèle. Ces lits rougeâtres (almandin), qui tranchent sur le fond blanc de la roche restent plats ou au contraire se plissent, la déformation croissant progressivement de l'un à l'autre, si bien que l'ensemble réalise un motif que l'on retrouve sur la bordure de certains tapis persans. A notre connaissance, une telle disposition n'est décrite nulle part dans la littérature. Nous pensons qu'il ne doit pas s'agir ici d'"igneous lamination", mais plutôt d'un classement par densité, les grenats ayant dû se "sédimenter", par venues successives, en lits primitivement plans et à peu près horizontaux. Une première difficulté apparaît donc, quand il s'agit d'expliquer l'apparition de ces structures dans des filons dont la puissance peut dépasser 20m. Mais une seconde, aussi importante, se rencontre si l'on veut comprendre la raison d'une concentration aussi inhabituelle de grenats, dont l'origine reste discutable, dans nos aplites.

2) CARACTERES CHIMIQUES

Trois analyses effectuées sur des échantillons provenant de secteurs différents (tableau XII), montrent que ce faciès aplitique est plus acide que le granite leucocrate G2, le quartz de la norme pouvant atteindre 39,79 %. Pour le feldspath potassique, on trouve une moyenne voisine de 20%, et de 30% pour le plagioclase. Ce dernier, très acide, ne contient que de 0 à 2% d'anorthite.

Le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ varie de façon appréciable, et de part et d'autre de l'unité. Il ne peut donc constituer un caractère significatif, au contraire de ce que nous avons constaté dans les autres granitoïdes, où il se montrait constamment supérieur à 1 (cas de G1) ou inférieur (cas de G2).

3) ASPECT MICROSCOPIQUE

Ces roches à grain fin ont une structure grenue hypidiomorphe.

1- Minéraux essentiels

Quartz: Minéral le plus abondant, en cristaux de 0,1 à 2mm montrant parfois une extinction onduleuse peu marquée. Au contraire du quartz de G1 et G2, jamais d'association myrmékitique avec les feldspaths.

Albite: Facilement identifiable par sa macle spécifique et son relief inférieur à celui du quartz. Individus longs au maximum de 3mm. Généralement frais, l'altération restant localisée.

Feldspath potassique: Plutôt sous forme d'orthose, mais perthite et microcline sont présents. Cristaux, généralement frais, inférieurs à 2mm. Moins abondant que l'albite.

Muscovite: Fréquente, en cristaux de 1 à 3mm. Particulièrement concentrée dans certaines zones.

Biotite: Totalement absente dans certains cas et toujours moins fréquente que la muscovite. Parfois accolée à celle-ci ou développée partiellement dans ses clivages.

2 - Minéraux accessoires

Grenat: De type almandin, très abondant dans le secteur de Khadjeh-Morad. Cristaux rougeâtres de 0,1 à 0,3, plutôt automorphes et faiblement arrondis.

Tourmaline: Très abondante dans le secteur situé à l'W de Khaladj. Parfois en sphérolites. Teinte noire.

Zircon: En très petite quantité dans les biotites.

Apatite: Assez fréquente. Prismatique de forme quelconque.

Calcite: Très rare. Dans un cas, provenant de la transformation partielle du grenat.

	591	698	700
SiO ₂	72.31	75.05	76.00
Al ₂ O ₃	16.26	15.39	14.49
Fe ₂ O ₃	0.18	-	-
FeO	0.72	0.68	0.64
TiO ₂	0.12	0.02	0.04
CaO	0.10	0.20	0.25
MgO	1.48	0.99	1.07
Na ₂ O	3.19	3.91	3.49
K ₂ O	3.83	3.11	3.55
MnO	0.02	0.08	-
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.11
H ₂ O-	0.08	0.14	0.13
H ₂ O+	0.98	0.41	0.48
CO ₂	-	0.03	-
TOTAL	99.36	100.09	100.25

MINERAUX VIRTUELS

Quartz	36.47	38.19	39.79
Orthose	22.63	18.38	20.98
Plagioclase	26.90	33.37	30.05
Corindon	6.90	5.49	4.72
Pyroxène	4.70	3.83	3.77
Magnétite	0.26	-	-
Ilménite	0.23	0.04	0.08
Apatite	0.21	0.19	0.26
Calcite	-	0.07	-

Composition de plagioclase	An0	An1	An2
Rapport Na ₂ O/K ₂ O	0.83	1.26	0.98

TABLEAU XII - CARACTERES CHIMIQUES DES APLITES FILONIENNES (G3)

D - FILONS APLITIQUES ET PEGMATITIQUES

1) ASPECT ET REPARTITION

Les massifs G1 et G2 sont parcourus par de nombreux filons sécants d'aplite ou de pegmatite.

La pegmatite est plutôt concentrée dans les secteurs centraux du massif G1. Dans la région de Qeshlagh, ses filons atteignent 2 ou 3m d'ouverture et contiennent gros cristaux (jusqu'à 15cm) d'orthose rose. La muscovite et la tourmaline sont abondantes en cristaux de 7 à 10cm. Le microcline, blanc ou rose, atteignant parfois 12cm, montre des relations d'intercroissance avec un quartz enfumé. Béryl et apatite sont relativement rares: un béryl de quelques centimètres a été trouvé dans la montagne de Khadjeh-Morad et quelques autres dans le secteur de Qeshlagh.

L'aplite, minéralogiquement comparable au granite aplitique G3, forme des filons de quelques centimètres à 2 ou 3m d'ouverture. Elle est pauvre en biotite mais localement riche en tourmaline. Certains filons à tourmaline, riches en quartz, contiennent peu de feldspaths. Ce type peut également pénétrer les micaschistes encaissants, particulièrement en bordure NE du granite de Khaladj: il est caractérisé par la concentration de la tourmaline en deux zones de quelques centimètres qui bordent le filon de part et d'autre (fig. 60), le reste se regroupant en nodules, dispersés dans le corps du filon.

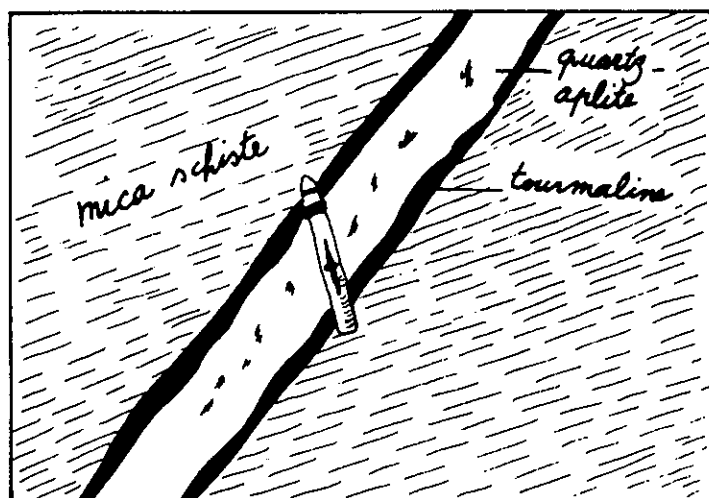


Figure 60:

2) CHRONOLOGIE RELATIVE

Ces filons intrusifs, mis en place au cours de plusieurs épisodes successifs, se recoupent et comblent parfois des micro-failles dont le rejet mesure quelques centimètres.

A 6 km à l'W DE Khaladj, on distingue nettement deux épisodes de mise en place, séparés par une phase de déformation majeure. En effet, les aplites anciennes (aplites 1) y sont fortement plissées (pl. 7, photo 1), le plan axial de leurs plis étant parallèle à la schistosité actuelle S_3 des micaschistes adjacents, ce qui signifie que ces aplites sont prémétamorphiques (antérieures à la phase M_3). Au contraire, plusieurs autres filons (aplites 2), non déformés, recoupent les aplites 1 et les plis (fig. 61). Dans les aplites 1, on observe des traces d'orientation parallèles aux axes des plis et à la schistosité des métamorphites. Les aplites 2, à faciès quartzo-tourmalinique, sont moins feldspathiques que les précédentes.

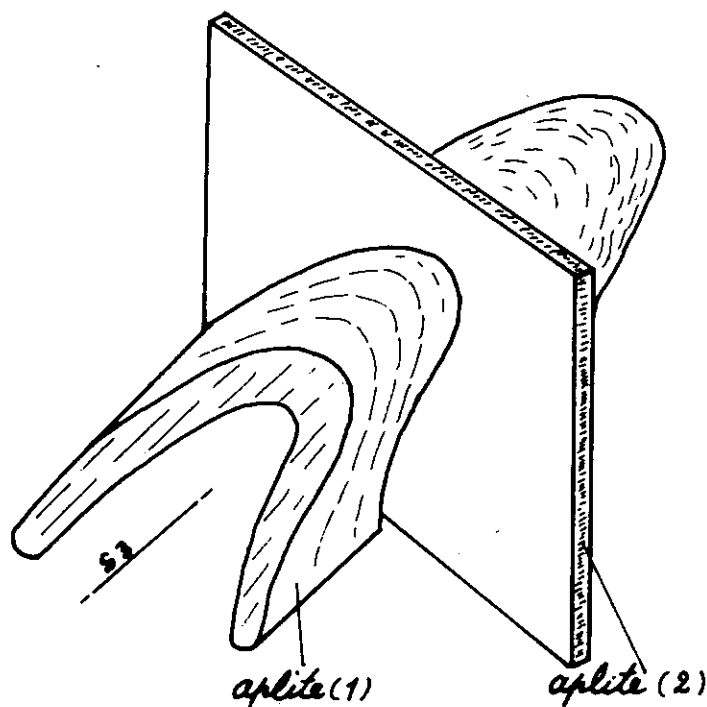


Figure 61:

Ces observations suggèrent que les aplites 1, prétectoniques, sont liées à l'intrusion G1, et précèdent la mise en place du granite leucocrate G2 et le développement du métamorphisme M3.

Les deux générations d'aplitites ne peuvent être différenciées que dans le secteur qui vient d'être mentionné, où l'intensité de la phase M3 a été suffisamment forte. D'autre part, on ne trouve pas sur le terrain d'indices permettant de situer les aplites 1 par rapport au granite aplitique G3. Toutefois, il n'est pas impossible qu'ils soient contemporains et, dans ce cas, G3 devrait être antérieur au leucogranite G2. Quoi qu'il en soit, les diverses manifestations aplitiques et pegmatitiques mineures observables dans les massifs G1 et G2 représentant l'ultime activité magmatique de la région.

Dans certains cas (montagne de Khadjeh-Morad), le granite G1, tectonisé et bréchifié, est emballé dans un lacis de filons aplitiques. A l'occasion d'une deuxième phase tectonique, cette association peut avoir subi une nouvelle bréchification et se trouver traversée par une dernière génération d'aplitites. Dans ce cas (pl. 8, photo 3) celles-ci, disposées en filons verticaux parallèles, sont enracinées dans le granite aplitique G3, qui englobe de très nombreuses enclaves de G1 (cf. angle inférieur gauche de la photographie).

E - ENCLAVES DES GRANITOÏDES

Les enclaves sont très répandues dans l'ensemble du massif de granite porphyroïde G1. On n'en a pas rencontré dans le massif G2. Enfin, dans la montagne de Khadjeh-Morad, le granite aplitique G3 en contient de nombreuses provenant soit de G1 (granodiorite ou diorite quartzique à hornblende) soit parfois de schistes encaissants.

L'étude détaillée de ces diverses enclaves, bien que digne d'intérêt, n'a pas été entreprise faute de temps. Il est cependant possible de présenter brièvement ici leurs principales caractéristiques, en insistant sur les enclaves de nature basique ou ultrabasique, qui sont plus rares pourtant.

1) DANS LA GRANODIORITE G1

Les enclaves sont plus abondantes dans la bordure du massif que dans sa zone centrale.

La plupart du temps, elles tirent leur origine de schistes cristallins riches en biotite. Elles forment des lentilles de quelques centimètres à quelques mètres, allongées parallèlement à la schistosité régionale NW-SE. Parfois, l'alignement de petites lentilles montre qu'elles sont les résidus de la fusion et de l'assimilation d'un même banc primaire de schistes (fig. 62).



S3: schistosité parallèle à l'alignement général des enclaves (N. 130°)

Figure 62: Enclaves de schistes métamorphiques dans le granite G1.

Deux grandes enclaves de roches volcaniques sont visibles à 2km à l'W de Qeshlagh. Parallèles à la direction NW-SE, elles sont lenticulaires, longues d'une dizaine de mètres et épaisses de quelques mètres.

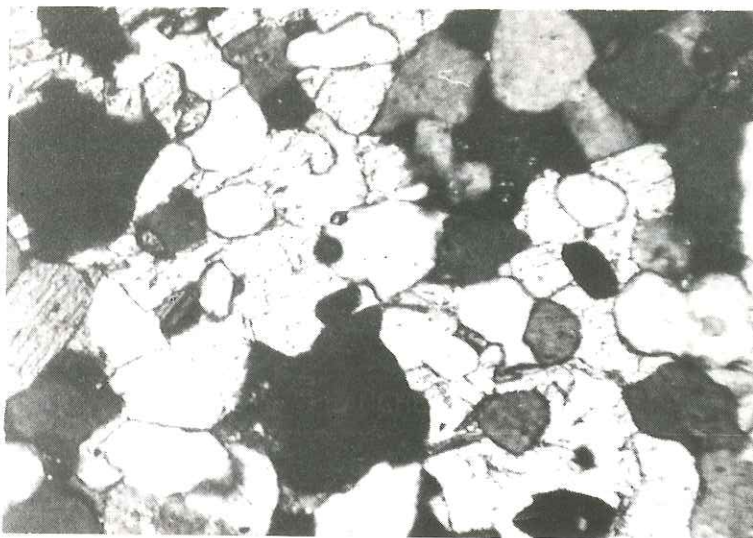
Leur faciès rappelle beaucoup celui des ultrabasites interstratifiées dans les pélites du voisinage: des coulées affleurant à l'W de Mashhad se trouvent d'ailleurs dans leur prolongement apparent. Les échantillons prélevés au centre des enclaves ne diffèrent guère de ceux des volcanites, sinon qu'ils sont un peu plus métamorphisés. Il n'y a ni olivine transformée, ni serpentine mais on décèle encore, dans une matrice d'amphiboles aciculaires et de chlorite, des amphiboles substituées à des pyroxènes, donc une texture primaire comparable à celle du faciès doléritique. Les amphiboles du coeur appartiennent aux variétés cummingtonite et actinote, et la chlorite s'est développée dans la matrice qui reste encore, par places, amorphe et isotrope.

PLANCHE 9

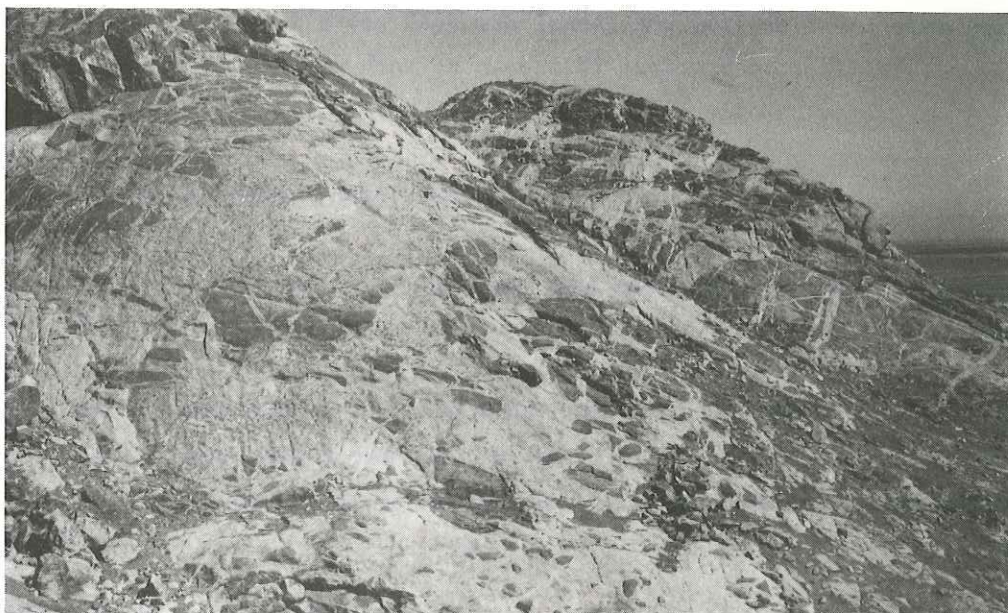
1 - *Faciès de cornéenne dans une enclave basique. La hornblende poecilitique englobe des cristaux de quartz et de plagioclase.*

2 - *Enclaves anguleuses de granite G1 dans le granite aplitique G3. Montagne de Khadjeh-Morad.*

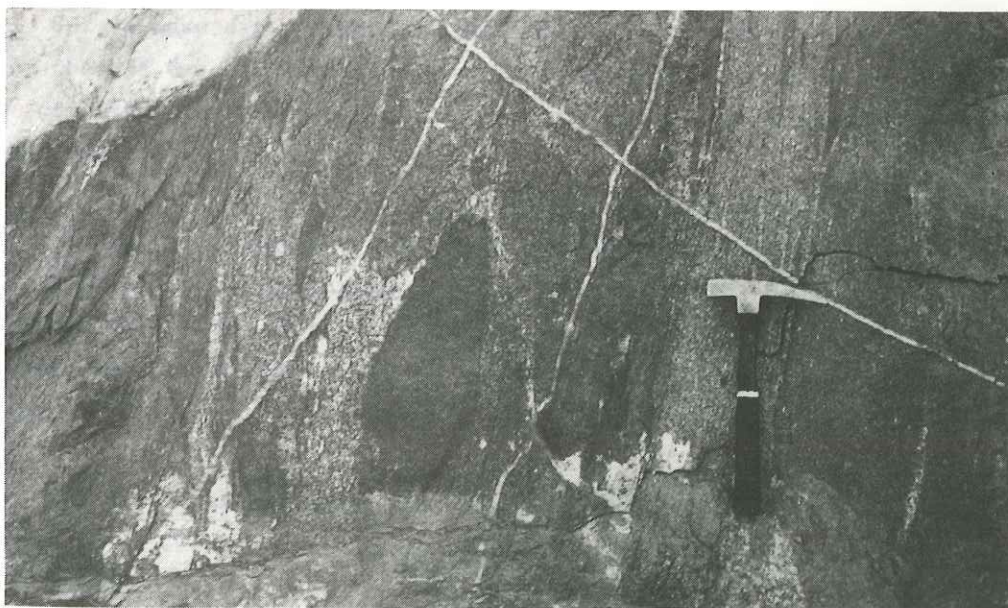
3 - *Stades divers de feldspathisation et de granitisation dans les schistes encaissants d'une intrusion granitique. La structure des zones claires, plus feldspathisées, se rapproche parfois de celle d'un véritable gneiss. Voir l'aspect microscopique de ces faciès sur la planche 3 (photos 3 et 4).*



1



2



3

Aux approches de la limite des blocs, d'autres minéraux apparaissent: hornblende verte, diopside, sphène, plagioclase et apatite. La hornblende, en grands cristaux remplace les pyroxènes primaires. Les plagioclases, dans la matrice se développent autour des hornblendes. Magnétite et sphène sont abondants en petits cristaux automorphes.

Encore plus près du bord des enclaves apparaît la hornblende poecilitique, qui inclut du quartz et du plagioclase (pl. 9, photo 1), tandis que la matrice acquiert un faciès de cornéenne. Tout à fait au bord, le plagioclase maclé, le sphène, le quartz, la hornblende et le diopside, en association grenue, forment passage à la granodiorite porphyroïde.

Ainsi que nous l'avons déjà mentionné, les petites zones plus ferromagnésiennes à faciès dioritique rencontrées dans le massif G1 semblent provenir de l'assimilation complète d'enclaves de ce type.

2) DANS LE GRANITE APLITIQUE G3

La plupart du temps, les enclaves sont empruntées au massif G1, mais des enclaves de schistes sont également possibles.

Dans la montagne de Khadjed-Morad, les très nombreuses enclaves, de dimensions diverses, sont toujours argileuses (pl. 9, photo 2) et leurs contours sont très francs, ce qui signifie qu'au contraire du cas précédent les aplites n'ont pas eu beaucoup d'action sur elles, et qu'elles ont conservé la forme acquise par fracturation tectonique.

Sur le même site, ainsi que dans un secteur situé à l'E de Kamar-Zard, on a également observé des enclaves gigognes: elles montrent, en effet, un fragment de schiste cristallin englobé dans un bloc de granite G1, lui-même emballé dans le granite aplitique (fig. 63).

Toujours du même site, un autre même type d'enclave est constitué par de grands panneaux de micaschistes pélitiques à grain fin. L'un d'eux, dans le versant N de la montagne, mesure encore une centaine de mètres pour une épaisseur de quelques mètres. D'autres encore, dont la dimension n'a pas été mesurée, sont pris dans le réseau de filons aplitiques.

Ces dernières enclaves, qui faisaient originellement partie des métamorphites adjacentes, affectées par l'intrusion aplitique, montrent divers stades de feldspathisation. Les cristaux de feldspath potassique (plutôt perthite ou microcline) englobent

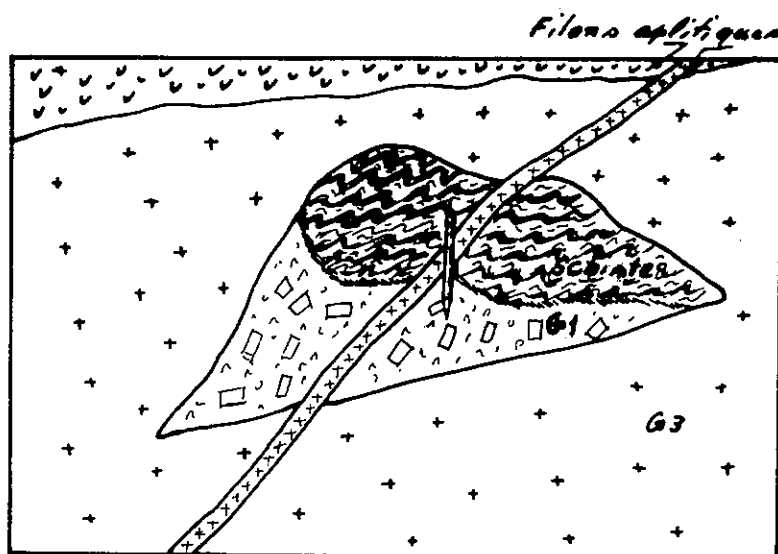


Figure 63: Enclave à deux générations dans le granite G3, par un filon aplitique.

poecilitiquement tous les minéraux de métamorphisme. Ils atteignent une dimension (2 ou 3 cm) comparable à celle des porphyroblastes de G1. Le processus est parfois si avancé qu'il devient impossible de distinguer le faciès gneissique ainsi apparu du véritable granite porphyroïde. L'association d'enclaves bréchiques et d'injections magmatiques multiples a été interprétée par Holzer et Momenzadeh (1969), sur leur carte géologique, comme une migmatite ou une agmatite. Sur la planche 15, la photographie 3 montre un bel exemple de feldspathisation de ces roches: dans un bloc de quelques dizaines de mètres, traversé d'intrusions acides, on peut observer tous les termes de passage entre un schiste et une roche porphyroïde d'aspect gneissique ou granitique. Egalement, comment des résidus de schistes sombres à grains fins (l'un est au centre), non feldspathisés, acquièrent une forme lenticulaire. Rappelons que le faciès microscopique des schistes feldspathisés a été décrit dans le chapitre II.

Il semble logique de comparer les schistes feldspathisés et les enclaves de schistes contenues dans le granite porphyroïde: ceci pose pourtant, à propos de la genèse des granitoïdes, un problème sur lequel nous reviendrons dans la quatrième partie de ce mémoire.

F - CONCLUSION

L'étude pétrographique des granitoïdes, compte-tenu des données acquises dans les chapitres précédents en ce qui concerne leurs bordures et leurs contacts, conduit

à un certain nombre de conclusions.

- 1 - La première intrusion acide, postérieure à la phase métamorphique M2 et antérieure à M3, correspond à la mise en place d'un massif de composition granodioritique-tonalitique, non encore porphyroïde (cf. 8, ci-après).
 - 2 - Le massif présente des caractères syntectoniques.
 - 3 - La granodiorite (G1) est intrusive dans les unités 1 à 4 de la zone B, où elle développe une auréole de contact de type cornéenne visible dans plusieurs secteurs.
 - 4 - Dans cette auréole, le métamorphisme est plus intense vers le centre et le S que vers le N (absence de sillimanite dans ce dernier cas), malgré l'abondance de la hornblende dans les tonalites du N.
 - 5 - Ce granite G1, non encore porphyroïde, subit l'influence de la phase M3 du métamorphisme régional, qui y provoque des "altérations", plus ou moins intenses selon les secteurs.
 - 6 - Une deuxième intrusion acide, met en place un granite leucocrate (G2) qui ne développe pas d'auréole de contact. Ce granite traverse les schistes de l'unité 5, ainsi que toutes les formations antérieures.
 - 7 - Un matériel aplitique et pegmatitique est injecté dans les discontinuités des deux massifs précédents G1 et G2.
 - 8 - Une phase d'activité magmatique (G3 ?) semble être responsable d'une feldspathisation dans le granite G1 (qui acquiert son faciès porphyroïde) et dans les schistes cristallins encaissants.
 - 9 - Des filons aplitiques, qui seront déformés lors de la phase de métamorphisme M3, sont en tout cas contemporains de cette dernière activité magmatique. Si les granites aplitiques (G3) appartiennent à cette venue, on peut en conclure que, dans le temps, ils sont intermédiaires entre les granitoïdes G1 et G2, ce qui expliquerait pourquoi G1 est feldspathisé alors que G2 ne l'est pas.
-

QUATRIÈME PARTIE

PETROGENESE

Chapitre 1: *Pétrogenèse des métamorphites d'origine sédimentaire.*

Chapitre 2: *Pétrogenèse des ultrabasites*

Chapitre 3: *Les problèmes des granitoïdes*

INTRODUCTION

Notre propos est ici de traiter de l'origine et de la nature des différentes roches attribuées au Paléozoïque et de discuter de leur mise en place ou de leurs transformations et évolutions ultérieures.

Nous envisagerons d'abord l'évolution du matériel sédimentaire, essentiellement des schistes et des marbres, et les conditions de leur métamorphisme. Dans ce cadre il sera tenu compte des épisodes successifs de la transformation et des différentes éruptions magmatiques, granitiques ou autres. Une comparaison entre les évolutions des métamorphites de la zone A et de la zone B sera également abordée.

Les problèmes relatifs aux ultrabasites et aux roches associées seront étudiés à part. Il s'agit en effet de cas assez spéciaux comme celui de la serpentinisation qui intéresse ici des coulées sous-marines alors qu'habituellement cette transformation s'applique à des roches grenues d'origine plus profonde. De même, les phénomènes de différenciation et de lamination ignée, généralement définis dans des corps intrusifs profonds, seront là discutés pour des laves. Il nous a paru utile d'insister sur ces questions où les interprétations classiques s'appliquent à un milieu inhabituel. Nous pensons en tirer une logique qui permettra de comprendre l'évolution d'ultrabasites interstratifiées, sujet épineux et très controversé.

Enfin, les granitoïdes permettront d'envisager avec les problèmes de leur formation, de leur évolution et de leurs rapports avec le métamorphisme, celui de la chronologie des événements.

CHAPITRE I

PETROGENESE DES METAMORPHITES D'ORIGINE SEDIMENTAIRE

Nous avons rapidement défini plus haut (cf. 3ème Partie) la succession des trois phases majeures de métamorphisme qui ont affecté la région. Cependant, alors que les phases M_1 et M_2 sont décelables dans les deux zones structurales A et B, la phase M_3 elle, n'a pu être mise en évidence que dans la seule zone B. De même, seule cette dernière phase M_3 affecte les formations schisto-gréseuses du Carbonifère moyen (post-Viséen) et le complexe ophiolitique.

Comme nos conclusions pétrographiques nous ont permis de définir les différentes paragenèses de ces phases de métamorphisme nous allons, sur ces bases, tenter de déterminer les conditions thermodynamiques. Pour ce faire nous utiliserons la nomenclature préconisée par H.G.F. WINKLER (Petrogenesis of metamorphic rocks, 3e. éd., 1974).

A - METAMORPHISME DE LA ZONE A

- PHASE M_1

Cette première phase voit le développement général de la schistosité sur toute la région. En raison de la composition monotone des pélites originelles et de leur granulométrie non moins constante, il y a peu de variations dans les associations minérales en présence. La paragenèse suivante est très représentative de cette phase M_1 :

Quartz + chlorite + séricite + biotite + minéraux opaques.

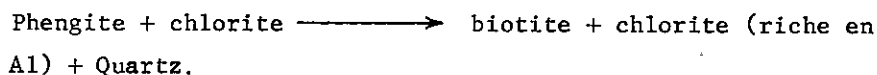
Selon WINKLER (1974), cette association à illite (ou mieux phengite-séricite), chlorite et quartz, qui constitue l'essentiel des minéraux présents dans les slates, n'est pas typique. C'est en effet un assemblage minéral qui peut persister sous différents grades de métamorphisme. La pyrophyllite, qui pourrait constituer

un critère, n'a pas été trouvée ici. Cela pourrait être cependant une indication du début du faciès schistes verts (selon WINKLER 1967). Mais récemment (WINKLER 1974) on a admis que la pyrophyllite peut se rencontrer dans des métamorphismes plus faibles, lorsque les roches ont une composition convenable.

De ces indications, et des minéraux rencontrés, il ressort que nos slates peuvent se situer aussi bien dans les grades de "très faible" ou simplement de "faible" métamorphisme.

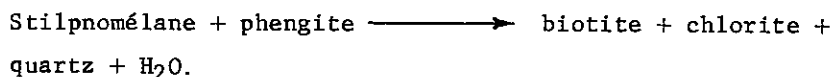
Il existe cependant de la biotite dans les slates. Mais elle est en très faible quantité et peut être confondue avec la chlorite. Peut-être sommes-nous au premier stade de la formation de la biotite? En ce cas, selon WINKLER (1974) nous serions dans des métapélites du faciès Schistes verts, au début d'un type Barrow.

Parmi les réactions de formation de la biotite, encore mal vérifiées, on propose son développement aux dépens du stilpnomélane. Mais ici, en l'absence de ce dernier minéral, il faut trouver une autre source au mica. WINKLER (1974), discutant ce problème de la rareté du stilpnomélane dans la plupart des slates, propose :



Mais cette réaction n'est pas formellement définie.

Maintenant il est également possible que l'absence de stilpnomélane dans nos slates résulte de la réaction proposée par NITSCH (1970) :



En ce cas, selon NITSCH, le début de la réaction se produisant à moins de 430° C sous 1 kb

ou à 445° C sous 4 kb

ou à 460° C sous 7 kb

nous aurions des indications convenables pour définir les conditions de la phase M₁.

En effet il est probable que lors du métamorphisme, l'épaisseur des pélites ne dépassait pas 2 km. Ce sont les sédiments les plus jeunes affectés par cette phase et cette dernière est absente dans les matériaux post-viséens. Il ne s'agit donc pas d'un métamorphisme d'enfouissement avec de hautes pressions. C'est un phénomène sûrement beaucoup plus dynamique comme en témoignent les plissements qui accompagnent les recristallisations M₁. Par ailleurs, en admettant que nous sommes dans des Schistes Verts de type Barrow, les valeurs vraisemblables pour le métamorphisme M₁ sont :

445° C sous 4 kb.

- PHASE M₂

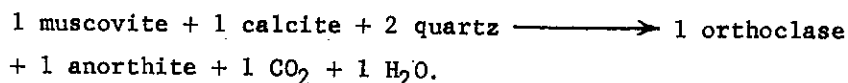
Ce sont les calcschistes qui contiennent les traces les plus significatives de cette phase. Dans ces roches les minéraux indices sont : l'anorthite, l'orthoclase et la scapolite qui indique cependant l'affinité marneuse des dépôts. Mais il est des niveaux de calcschistes où se rencontrent seulement calcite et dolomite (pa-

ragenèse 1).

De toutes manières, les faciès intermédiaires entre les slates et les calcschistes et qui contiennent des minéraux indicateurs de températures de formation assez élevées, sont présents dans le Nord de la région, lorsque graduellement les effets de M_2 disparaissent. Aussi pouvons-nous nous occuper que des conditions maximales de ce métamorphisme représentées par la paragenèse :

Calcite $\mp$ dolomite + orthoclase + anorthite + scapolite
+ quartz.

HEWIT (1972) et WINKLER (1974) ont vérifié les conditions d'apparition des premiers feldspaths dans ce type de roche. La réaction qui peut s'appliquer pour nos roches est :



Lorsque les concentrations $x \text{ CO}_2 = x \text{ H}_2\text{O} = 0,5$, cette réaction se produit à :

475° C $\mp$ 20 sous 2 kb

533° C $\mp$ 7 sous 4 kb

559° C $\mp$ 9 sous 5 kb

606° C $\mp$ 5 sous 7 kb

Ici, en prenant comme référence la valeur de P : 4 kb du métamorphisme M_1 des slates, on aurait création des feldspaths des calcschistes à 533° C $\mp$ 7 sous 4 kb

WENK (1962) en étudiant la formation du plagioclase dans des calcschistes des Alpes suisses, a montré que la teneur en anorthite du plagioclase était directement fonction de l'intensité du métamorphisme.

Nous avons vu qu'ici le plagioclase était proche de l'anorthite. Par ailleurs les caractères de l'orthoclase (2 V faible proche de l'uniaxie) indiquent un minéral de haute température (de l'ordre de 600 à 800° C). Nous avons même suspecté la présence de sanidine dont WINCHELL (1959) affirme qu'elle peut provenir de l'orthose sous 900 à 1150° C. Il ne semble toutefois pas possible de retenir de telles températures de formation pour les feldspaths de nos calcschistes. Mais en tenant compte du caractère postschisteux de ces minéraux il faut envisager une cristallisation sous assez basse pression compatible cependant avec des températures élevées, sans arriver à l'anatexie (voir fig. 64).

Des chiffres vraisemblables sont :

700° C sous 1 à 2 kb

ce qui correspond aux faciès de "haut grade" de WINKLER (1974).

Ce résultat est compatible avec la présence de scapolite. Mais le développement de l'analcime aux dépens de la scapolite indique sans doute que H_2O , issue de la réaction de HEWITT (voir ci-dessus) peut intervenir sur la scapolite en voie

de formation pour aider à cette transformation.

Une autre interprétation du développement de l'analcime et des scapolites aux dépens des plagioclases, est d'invoquer une métasomatose liée à une montée thermique.

B - METAMORPHISME DE LA ZONE B

- PHASE M₁ Cette phase est ici en tous points identique à celle que nous avons définie dans la zone A. Nous garderons les mêmes valeurs : température inférieure à 445° C pression : 4 kb.

- PHASE M₂ Cette phase est bien repérable dans la moitié Sud de la zone, où les slates sont transformées en micaschistes. La paragenèse donnant les caractères d'intensité maximale du métamorphisme est :

almandin + staurotide + biotite + quartz.

Il s'agit de l'association minérale présente dans les métapélites. Lorsqu'il s'agit de niveaux plus calcaires, la calcite recrystallise en cristaux de plusieurs millimètres, alors que dans les laves on rencontre la paragenèse à :

hornblende + sphène + plagioclase

et dans les faciès hyaloclastiques :

hornblende + grenat + quartz + plagioclase + sphène.

Ces paragenèses sont toutes significatives et correspondent à un faciès amphibolite moyen.

Selon WINKLER (1974) la première apparition de la staurotide dans les pélites de composition convenable, est le meilleur critère pour définir le faciès amphibolite. Comme nous l'avons vu, nos pélites ont les conditions de composition nécessaires pour entrer dans ce cas. Ainsi lorsque la staurotide est absente, comme au Nord de la zone, cela doit traduire un affaiblissement du métamorphisme M₂. Par contre sa grande répartition dans toute la région indique l'étendue des conditions du faciès amphibolite.

En suivant les données de WINKLER (voir fig. 65) les conditions de M₂ seraient : 550 à 600° C sous une pression minimale de 4 kb (développement du grenat almandin à 4 kb sous 500° C, et à 5 kb sous 600° C) qui sont valables pour toutes les paragenèses en présence.

- PHASE M₃ Comme nous l'avons indiqué précédemment, cette phase M₃ a un rôle rétrograde sur les phases précédentes dans la plupart des secteurs de la région. Ses effets sont clairs dans les unités 5 et 6 de la zone B, c'est-à-dire sur les formations schisto-gréseuses attribuées au Carbonifère moyen à supérieur et matrice du mélange ophiolitique.

En fait ni les relations intermédiaires, ni les diverses para-

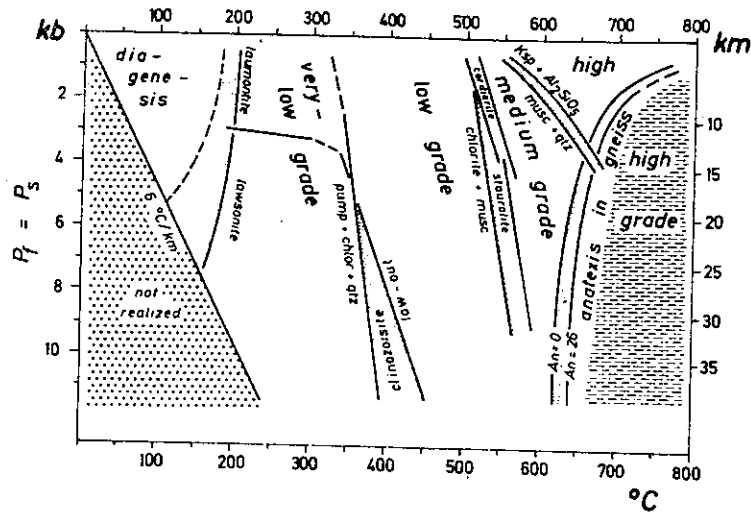


Figure 64 : Les quatre divisions de grades de métamorphisme d'après Winkler (1974) $P_s = P_{H_2O}$

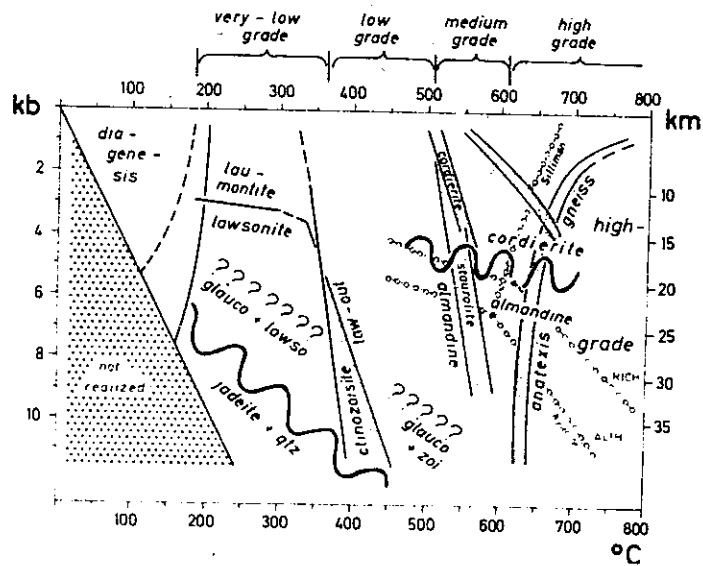


Figure 65: Les grades de métamorphisme, et divisions de pression indiquées par les minéraux spécifiques d'après Winkler (1974).

génèses rencontrées, n'exigent l'action de plus d'une phase de métamorphisme. Par exemple, dans le Sud de la région (Sangbast) on a l'association :

Quartz + séricite + chlorite + phlogopite (ou biotite pauvre en Fe).

La schistosité NW - SE est discrète. Le grade de métamorphisme ne dépasse pas les Schistes verts.

De même, sur la matrice du mélange ophiolitique (W de Sangbast), parmi les différentes associations minérales rencontrées, toutes compatibles, la paragenèse à :

albite + actinote + chlorite + zoïsite - épidote correspond au faciès Schistes verts également. Selon WINKLER (1974) cette association ne subsiste que si la température atteint au plus 400° C, sous moins de 3 kb. D'ailleurs, les blocs contenus dans la matrice, qui sont des tholéiites transformées en amphibolites, exigent que la température ait atteint plus de 500° C.

Il y a donc une distinction à faire entre le métamorphisme des blocs et celui de leur matrice et il faut distinguer deux phases : le mélange ophiolitique s'est constitué avant la phase dite M₃ et après la phase M₂.

Mais si l'intensité, dans le faciès Schistes verts, de cette phase M₃ est faible dans la moitié sud de la région, elle croît vers le Nord.

A l'Ouest de Mashhad, dans l'unité 5 (secteur de Schelgerd) la schistosité est parfaite, bien marquée par un fort développement de la biotite et de la muscovite. De même la croissance de quelques grenats et différentes paragenèses, montrent que l'on passe au faciès amphibolite dans ce secteur.

Dans cette même région, la coupe de Khaladj permet de préciser l'influence, et l'existence réelle de ces phases successives. Dans cette coupe, en s'approchant du granite, de la zone 3 à la zone 1, on a (voir Pétrographie) :

persistance du quartz et de la muscovite partout (M₃)

présence de la chlorite et du chloritoïde dans la seule zone 3.

Mais, successivement :

Zone 3 : Biotite, almandin, staurotide deviennent instables.

On trouve la marque de la phase rétrograde M₃.

Zone 2 : Tous les minéraux restent stables : M₂ et M₃ correspondent à des conditions semblables. De nouvelles biotites se développent.

Zone 1 : Dans cette zone proche du granite staurotide surtout, et grenat parfois, deviennent instables.

Staurotide $\longrightarrow$ muscovite + feldspath potassique et/ou grenat.

Le métamorphisme supplémentaire devient plus fort et les conditions de stabilité du staurotide sont outrepassées. Les grenats stables, comme de la stauro-

tide, en zone 2, résistent mieux et se conservent jusque dans le granite où ils subsistent à l'intérieur de ce dernier jusqu'à 10 m dans sa masse. Cependant les biotites (M_2 comme M_3) ne sont plus présentes : K est utilisé pour les feldspaths et la muscovite.

Ainsi loin du granite (à plus de 1000 mètres) il y a des conditions de faible métamorphisme (M_3 rétrograde), mais en s'approchant du granite les conditions dépassent le faciès amphibolite ce qui détermine la disparition de la staurotide et la création de nouveaux grenats à ses dépens ainsi que l'apparition de feldspaths potassiques et sodiques qui annoncent le début d'anatexie.

On a donc bien :

une phase plus ancienne que le granite : M_2 avec une paragenèse à :
almandin + staurotide + biotite, non liée à la proximité ou au con-

tact du granite,

reprise par une nouvelle recristallisation M_3 qui croît en se rapprochant du granite. :

Zone 3 : M_3 dans un faciès proche des Schistes verts

Zone 2 : M_3 dans le faciès amphibolite

Zone 1 : M_3 qui dépasse le faciès amphibolite

il y a anatexie et granitisation progressives.

M_3 se caractérise donc par un passage continu au granite à partir de métamorphites plus anciennes. Ce n'est pas un métamorphisme de contact mais un processus de granitisation.

Cela est confirmé par : la présence de grenat almandin M_2 dans le granite leucocrate où il subsiste ; l'absence de cornéennes ; le passage graduel de la schistosité des métamorphites au granite.

On constate aussi l'existence d'une nouvelle génération de grenats grossiers : la granitisation des métamorphites s'est produite sous l'influence de l'intervention de fluides minéralisés et de haute température venus de la profondeur (voir problèmes des granitoïdes).

Selon WINKLER(1974) la transformation de la staurotide en grenat près des conditions de l'anatexie, et la formation des liquides anatectiques se produisent à environ 700° C, ce qui exige des pressions de l'ordre de 5 kb.

Ces valeurs : 700° C, 5 kb, sont plutôt locales. Elles correspondent à l'intensité maximale de la phase M_3 dans la région et aux bordures septentrionales du granite leucocrate de Mashhad.

C - COMPARAISONS ENTRE LES ZONES A ET B

Dans les deux zones A et B les phases de métamorphisme M_1 et M_2 sont comparables.

M_1 est effective dans toute la région et correspond à une faible température et à d'assez hautes pressions (environ 4 - 5 kb).

Ces conditions sont compatibles avec un enfouissement de l'ordre de 15 km. Comme l'âge des pélites affectées est post Dévonien supérieur et que le métamorphisme est pré Viséen, cela semble indiquer qu'à cette époque le métamorphisme s'est développé en raison d'un enfouissement en profondeur sous des conditions dynamiques reliables à une phase tectonique importante. On en déduira qu'il s'agit d'événements synsédimentaires.

M_2 est moins généralement retrouvée que dans la phase précédente. En outre elle est marquée par des températures plus élevées : conditions de l'ordre de 700° C sous 1 à 2 kb). Dans la zone B, le caractère thermique essentiel de la phase M_2 est encore plus sensible. Mais là, la présence de grenat semble indiquer des pressions plus fortes (4 - 5 kb).

Que ce soit dans la zone A ou dans la zone B il est clair que la phase M_2 est plus sensible au Sud, presque absente au Nord.

Les effets de la phase M_2 se retrouvent dans les blocs du mélange ophiolitique mais non dans la matrice ; ils sont également absents de l'unité 5. Bien que postérieure à la phase M_1 , la phase M_2 est également pré-viséenne.

Il y a donc un faible intervalle de temps entre M_1 et M_2 . Il semble donc que ce soient deux étapes d'un même cycle. Mais il est également possible que ce soient les deux termes d'un couple de métamorphismes, l'une de type Barrow, l'autre de type Abukuma, M_2 de plus haute température se superposant à M_1 .

La phase M_3 est uniquement présente dans la zone B. Elle a des caractères francs thermiques et dynamiques qui s'élèvent aux conditions du faciès amphibolite. Mais cette intensité n'est pas égale sur toute la région. Contrairement aux phases précédentes, cette intensité est plus forte au Nord ; dans le Sud la phase M_3 est de moins en moins marquée, elle atteint à peine le faciès Schistes verts. A l'Ouest de Mashhad elle aboutit à la granitisation des pélites et au développement du granite leucocrate. Comme le confirment les âges radiométriques, cette phase tardive appartient à la fin du Permien - début du Trias. Il est clair en tout cas qu'elle est pré-jurassique.

Soulignons enfin que les métamorphites pré-viséennes sont d'origine pélitique (à part quelques niveaux calcaires et des volcanites) alors que les faciès du Carbonifère moyen, métamorphisés par la seule phase M_3 étaient à l'origine des greywackes. Cette différence sédimentologique paraît caractériser une activité tectonique majeure dans la région entre le Dévonien et le Viséen.

CHAPITRE II

PETROGENESE DES ULTRABASITES

Comme on l'a vu précédemment plus de 80 % des coulées intercalées dans les pélites sont de nature wehrlitique et dunitique complètement serpentinisées. Nous les nommons coulées basiques et ultrabasiques.

Ce type de matériaux en coulées est rare. C'est pourquoi nous insisterons ici sur ces caractères exceptionnels et tenterons d'expliquer la genèse et l'évolution de ces roches dans leur contexte : nature et évolution des sédiments associés, contamination, mobilisation d'éléments étrangers aux coulées (quartz, tourmaline), comparaison avec des faciès de compositions et structures comparables mais qui ne se présentent pas en coulées en général, métamorphismes successifs etc... Cela nous permettra de donner une interprétation vraisemblable de ce mélange ophiolitique un peu particulier.

A - GEOCHIMIE ET ORIGINE DES ULTRABASITES DE MASHHAD

1) GEOCHIMIE

Le tableau XIII ci-après donne les résultats d'analyses chimiques des ultrabasites de Mashhad à côté d'analyses d'autres roches comparables provenant de divers complexes connus. Les comparaisons concernant les valeurs en SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , K_2O et CaO , sont particulièrement intéressantes dans une première approche.

On constate que les analyses sont très analogues pour les roches de Mashhad (col. 2) les pillow-lavas de Chypre (col. 3) et les faciès wehrlitiques du Troodos (col. 4). La comparaison entre les roches de Mashhad (col. 1) et les faciès basiques du Sill n° 1 de Soay (col. 5) montre les analogies pour SiO_2 et MgO , mais les valeurs en Al_2O_3 et CaO sont notablement différentes. Il faut souligner que Soay est classé dans les intrusions picritiques mineures.

Outre les gisements de laves et pillows-lavas de Chypre, deux autres gisements de roches ultrabasiques en coulée ont été récemment décrits, en Afrique australe (VILJOEN et VILJOEN, 1969) et au Canada (PYKE et al. 1973). Toutes ces roches sont extraordinairement analogues à celles de Mashhad.

Dans les laves basaltiques on trouve rarement de telles compositions chimiques ultrabasiques. Mais les grands complexes stratifiés comportent des roches à chi-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	38,48	42,56	43,00	39,54	41,86	41,4	41,5	40,77	39,5
Al ₂ O ₃	4,85	5,36	4,64	5,15	8,82	4,34	2,74	4,89	3,9
Fe ₂ O ₃	5,21	5,76	2,42	3,48	1,46	9,16	10,01	3,92	4,1
FeO	5,32	5,886	6,47	4,39	8,14			5,72	7,5
TiO ₂	0,39	0,43	0,18	0,03	0,29	0,24	0,28	0,06	0,00
CaO	3,67	4,06	3,99	4,06	3,38	3,72	4,72	3,77	2,5
MgO	30,92	34,20	33,45	32,71	31,56	31,20	29,9	31,09	34,3
Na ₂ O	0,14	0,16	0,25	0,14	0,56	0,22	0,01	0,04	0,35
K ₂ O	0,06	0,07	0,05	0,09	0,04	0,02	0,025	0,03	0,08
MnO	0,18	0,20	0,15	0,14	0,14	0,17	0,17	0,16	0,16
P ₂ O ₅	0,08	0,09	-	0,13	-	-	-	-	0,00
H ₂ O-	0,43	-	1,22	0,85	1,62	1,05	0,95	8,27	0,74
H ₂ O+	8,74	-	3,83	8,81	0,28	7,41	8,53		6,7
CO ₂	1,38	-	-	0,12	-	-	-	0,14	0,35
Cr ₂ O ₃	0,14	0,16	0,51	0,36	-	0,29	0,30	-	-
Rest.	-	-	-	0,18	-	0,25	0,23	-	-
S	99,99	-	100,16	100,18	100,15	99,47	99,37	98,86	100,18

1. Moyenne de 6 analyses des ultrabasites de Mashhad (centre des coulées); 2. Comme 1, mais recalculée pour éliminer H₂O (perte au feu); 3. Pillow-lava ultrabasique de Chypre (cité par Gass, 1958); 4. Wehrlite du Troodos. Chypre cité par Gass, 1958); 5. Coeur d'un sill n°1 de Soay. Ile de Skye (cité par Wyllie et Drever, 1963); 6. Péridotite. Centre d'une coulée. Northern Ontario (Cité par Villeneuve et Rose, 1977); 7. Péridotite. Centre d'une coulée. Barberton Mounrain. Afrique du Sud (Villeneuve et Rose, 1977); 8. Harzburgite. Complexe ophiolite de Sabzevar (cité par Alavi, 1976); 9. Cumulat à olivine. Zone ultramorphique du complexe de Stillwater. Montana SW (cité par Page, 1976).

TABLEAU XIII - COMPARAISON DES COMPOSITIONS CHIMIQUES DES ULTRABASITES DE MASHHAD AVEC CELLES D'AUTRES COMPLEXES

même de ce type. Nous citons dans le tableau XIII deux de ces exemples : harzburgites de Sabzevar (col. 8) et cumulat à olivine de Stillwater (col. 9).

Ainsi peut-on déjà dire qu'il y a une indiscutable analogie entre les ultrabasites de Mashhad et celles qui dans le monde ont été reconnues comme significatives de la composition du manteau ou de sa diffusion partielle vers la surface.

A propos du terme "picrite", appliqué aux faciès volcaniques riches en olivine, et récemment utilisé pour les "intrusions mineures" de Soay, de l'île de Skye, et aussi en d'autres lieux (DREVER et JOHNSTON, 1967 ; WYLLIE et DREVER, 1963), il est utile de faire quelques remarques.

Dans la littérature, le terme picrite a été proposé d'abord par G. TSCHERMAK en 1866 pour désigner des roches à olivine tschenitique. Par la suite il a servi pour des basaltes alcalins riches en olivine (basaltes picritiques). WILKINSON (1967 "Basalts") a classé les picrites des îles Hébrides sous le nom de "picrites subalcalines" qui sont des roches essentiellement alcalines.

Les sills de diverses régions, à faciès ultrabasiques et doléritiques (DREVER et JOHNSTON, 1967), possèdent plus souvent le faciès doléritique que le faciès picritique. Pour un sill épais de 15 mètres par exemple (cité par DREVER et JOHNSTON), une moitié seulement est picritique. Des analyses données par ces auteurs on peut tirer la variation des teneurs les plus significatives de ces sills picritiques. On constate des variations importantes qui ne correspondent absolument pas aux valeurs fournies par les analyses des ultrabasites de Mashhad et autres lieux citées dans le tableau XIII.

Pour comparaison le tableau XIV ci-dessous donne les variations de teneurs pour les analyses citées dans le tableau XIII. (première colonne : laves ultrabasiques) et pour celles des picrites citées par DREVER et JOHNSTON (deuxième colonne : picrites).

Tableau XIV
=====

	% Pds laves ultrabasiques	Picrites
Al ₂ O ₃	2,74 - 4,85	6 - 19
MgO	2,99 - 33,45	3 - 27
Na ₂ O	0,01 - 0,22	0,5 - 7
K ₂ O	0,02 - 0,06	0,16 - 1,23
CaO	3,67 - 4,72	3 - 9

On peut donc en déduire que le terme picritique ne convient pas aux ultrabasites de Mashhad. Cela est confirmé par le fait que les picrites sont plagioclasiques alors qu'il n'y a pas de plagioclases observables dans les roches de Mashhad pour lesquelles les termes de wehrlites ou de dunites ont pu être proposés.

Dans les roches étudiées par DREVER et JOHNSTON (1967) existent des sills dits "intrusions picritiques mineures", où les faciès picritiques sont abondants et les faciès plus acides négligeables. Ces intrusions ont une épaisseur variable, de 0,30 m à 9 mètres. C'est à cause de leur richesse en olivine que ces roches sont nommées picrites, mais elles sont relativement plus basiques que les laves picritiques ordinaires. Cela est représenté graphiquement sur la figure 66 (d'après DREVER et JOHNSTON) où l'on a situé aussi les autres références et les faciès de Mashhad. On constate que les analyses dont nous avons souligné l'analogie (voir tableau XIII) tombent toutes dans le domaine des intrusions picritiques mineures, au dessous de la valeur 15 % du rapport $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{calco-alcalins}$ qui définit, au dessus de 15 %, les picrites volcaniques.

Il se confirme donc que les ultrabasites de Mashhad qui ont un rapport $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{calco-alcalins}$ très bas ne peuvent pas être considérées comme des picrites.

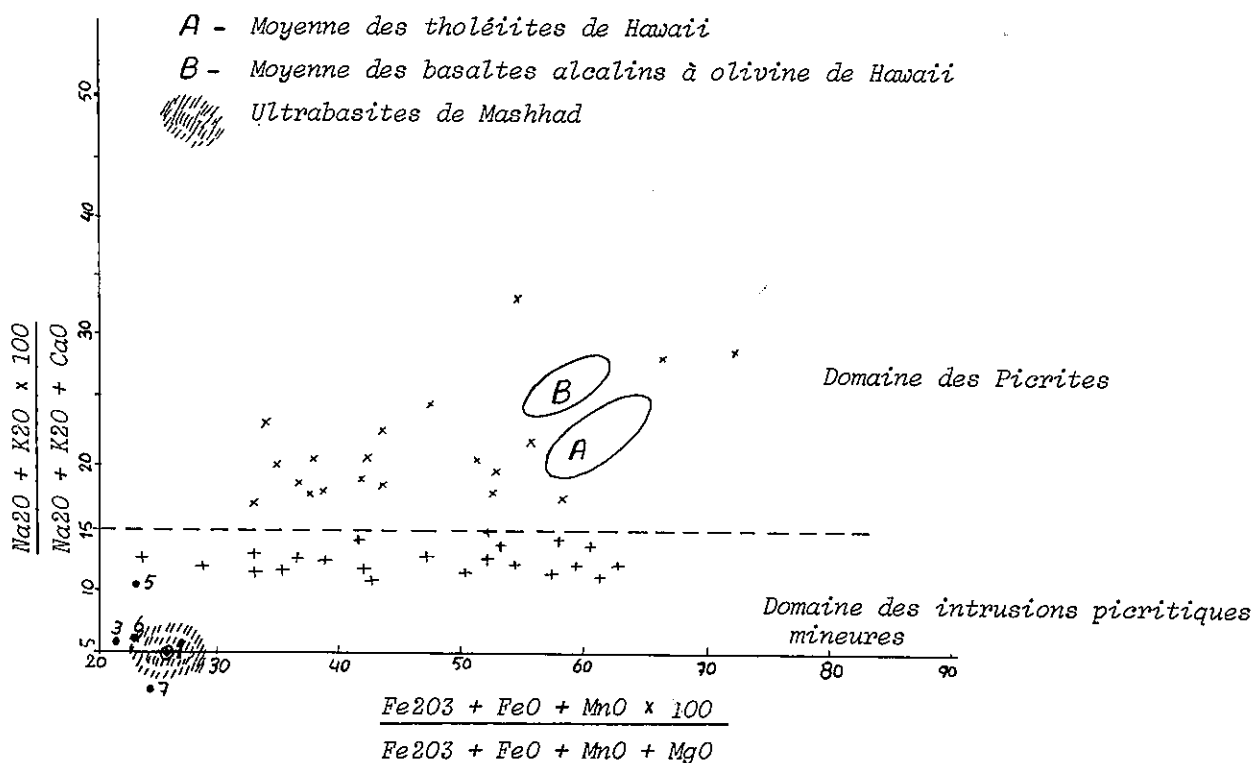


Fig. 66 Diagramme comparatif, répartition des piérites et roches piéritiques.

D'après DREVER et JOHNSTON, in Wyllie (1967).

1, 3, 5, 6, 7, laves ultrabasiques selon les références du tableau XIII ;
1) Moyenne des ultrabasites de Mashhad 3) Pillow lavas de Chypre 5) Sill n° 1 de Soay-Skye 6) Laves du Canada, Ontario 7) Laves d'Afrique du Sud.

Même le qualificatif "picritiques" ne leur convient pas, à moins de vouloir le généraliser à toutes les roches ultrabasiques. Il faudrait donc réserver le terme de picrite à sa seule signification originelle de roches basique alcaline à olivine tschénitique. La base de distinction de la composition picritique pourrait être la présence de plagioclase ou éventuellement la composition du plagioclase normatif.

2) AFFINITES GENETIQUES DES ULTRABASITES DE MASHHAD

Afin de pouvoir déterminer les affinités génétiques de ces roches avec des termes classiques comme les tholéiites, basaltes alcalins, etc... il faut nécessairement prendre en compte les termes les moins basiques de différenciation qui se trouvent au sommet des différentes unités décrites plus haut. Seront également pris en considération les unités individualisées franchement plus acides bien qu'une telle distinction et que de telles relations n'aient pas jusqu'alors été établies pour les laves ultrabasiques. Cela paraît justifié puisque nous avons vu que toutes les transitions existent entre les termes ultrabasiques et d'autres plus acides, ici doléritiques.

Les différents caractères chimiques de tous ces faciès peuvent être rassemblés grâce au modèle proposé par MIYASHIRO (1975) dans sa nouvelle classification des ophiolites. Le tableau XV est celui de MIYASHIRO donnant les teneurs en éléments mineurs caractéristiques. En l'absence de dosage des éléments en traces nous ne prendrons, pour les dolérites de Mashhad (tableau XVI), que 4 des éléments mineurs significatifs. On constate une bonne correspondance des roches de Mashhad avec les faciès classés par MIYASHIRO dans les tholéiites abyssales.

% Poids	Marges continentales	CA Séries	Arcs insulaires	Rides médio-océaniques Tholéiites abyssales
TiO ₂	0.4 - 1.5	0.1 - 1.3	0.1 - 2.0	0.7 - 2.3
Na ₂ O	2.5 - 5.5	2.5 - 5.5	1.1 - 4.5	1.7 - 3.3
K ₂ O	0.2 - 3.5	0.1 - 2.5	0.1 - 2.5	0.07 - 0.40
P ₂ O ₅	0.1 - 0.9	0.02 - 0.5	0.02 - 0.5	0.05 - 0.25
Cr/ppm	0 - 500	0 - 900	0 - 200	40 - 500
Ni/ppm	0 - 250	0 - 300	0 - 100	20 - 350
:				

Tableau XV - Comparaison de quelques éléments mineurs et en traces des roches volcaniques des marges continentales actives, des Arcs insulaires, et Rides médio-océaniques d'après MIYASHIRO (1975).

	425	528	615	794
TiO ₂	1.16	0.90	2.51	0.47
Na ₂ O	2.81	1.63	3.11	1.84
K ₂ O	0.23	0.12	0.12	0.26
P ₂ O ₅	0.32	0.09	0.30	0.03

Tableau XVI - Eléments mineurs des faciès doléritiques, plus acides que les ultrabases des bases d'unités (615 = unité transformée en amphibolite).

Si l'on utilise le diagramme de MIYASHIRO (voir fig. 67) basé sur les variations de K₂O et Na₂O et où les tholéiites abyssales sont facilement séparables, les mêmes exemples des dolérites de Mashhad tombent également nettement dans ce domaine.

Ainsi peut-on affirmer que les faciès basiques (dolérites) des volcanites de Mashhad sont très comparables aux tholéiites abyssales et que ces roches doivent trouver leur origine dans un volcanisme de type médio-océanique.

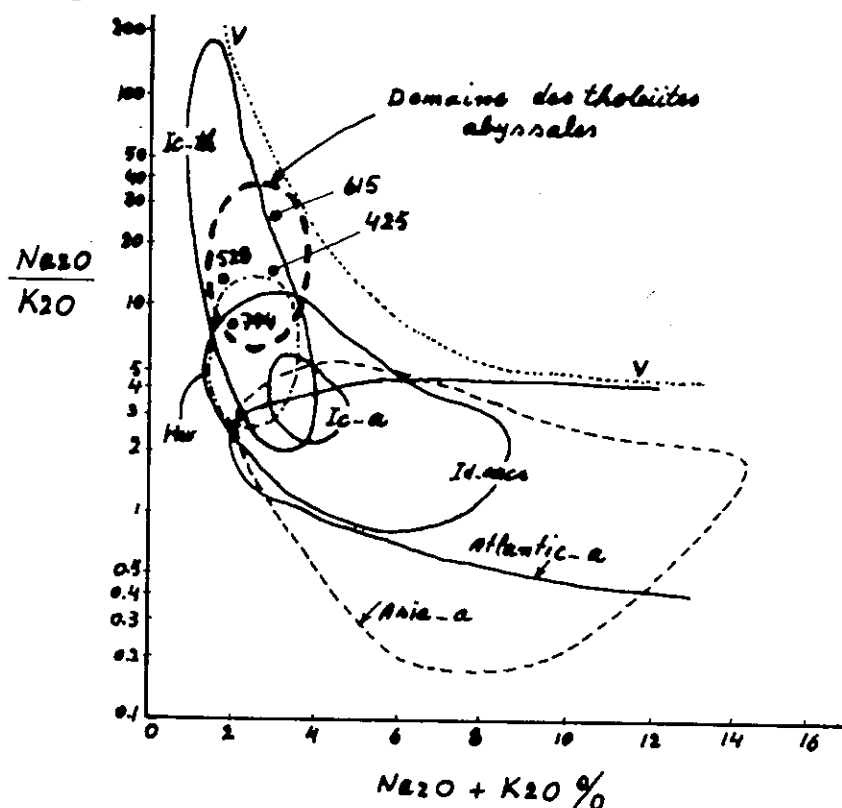


Fig. 67- Variation de Na₂O/K₂O en fonction de Na₂O + K₂O (d'après MIYASHIRO 1975) ; VV = limite supérieure de Na₂O/K₂O pour toutes les roches volcaniques fraîches ; Ic-a = Roches alcalines d'Islande ; Ic - th = tholéiites d'Islande ; Hw = tholéiites de Hawaï ; Atlantic - a = roches alcalines des îles de l'Atlantique ; Asia - a = roches alcalines du continent asiatique oriental ; Id - arc = domaine des volcanites communes dans les arcs insulaires.

Il n'y a malheureusement pas de données comparables qui puissent servir pour déterminer la genèse des faciès ultrabasiques. Néanmoins des éléments de comparaison peuvent être trouvés dans la variation des teneurs en MgO et TiO_2 . MgO est toujours présent et il caractérise par son abondance ce type de roches. Quant à TiO_2 sa qualité décroît en général lorsque celle de MgO croît. Mais il semble que pour une valeur en MgO constante la teneur relative en TiO_2 soit significative de l'origine du magma. En effet la teneur moyenne en TiO_2 des tholéiites océaniques est deux fois plus élevée que celle des tholéiites continentales (respectivement : 2,4 % pour 1,2 % selon HESS et POLDEWAARDT 1967).

Pour les roches dont les analyses figurent au tableau XIII, cette relation TiO_2/MgO est donnée par la figure 68. On constate la richesse en TiO_2 des ultrabasites de Mashhad par rapport aux autres faciès, comparables par ailleurs.

Cette haute teneur relative en TiO_2 apparaît également dans un autre diagramme : celui où TiO_2 est donné en fonction de $\text{MgO}/\text{Fe}_{\text{total}}$ (fig. 69). On s'aperçoit sur ce diagramme d'une part de la lignée que constituent les faciès ultrabasiques et basiques : cela doit refléter la consanguinité de la séquence des faciès basiques - ultrabasiques de Mashhad. Mais, d'autre part, on constate que les points figurant les coulées ultrabasiques d'Afrique du Sud ou du Canada (VILLAUME et ROSS, 1977, voir analyse tableau XVII) s'organisent en une lignée parallèle à celle de Mashhad et à teneur moindre en TiO_2 . Sur ce même diagramme les points représentant les grands complexes intrusifs (4, 8, 9 : référence du tableau XIII) se séparent assez nettement des lignées selon lesquelles s'organisent les valeurs issues des coulées péridotitiques.

La richesse en TiO_2 des ultrabasites de Mashhad apparaît donc assez clairement. On peut penser que cela postule en faveur d'une origine océanique de ces roches. Même si ce critère (TiO_2 plus abondant dans les séries volcaniques océaniques que dans les séries continentales) n'est pas très probant, on remarquera que la conclusion qu'il permet pour les roches ultrabasiques, recoupe celle qui avait été obtenue pour les faciès plus acides au moyen des comparaisons proposées par la classification de MIYASHIRO.

Comme la lignée ultrabasites-basites paraît claire ces éléments permettront d'admettre que les coulées différenciées doléritiques-ultrabasiques de Mashhad, sont d'origine océanique.

B) METAMORPHISME DU CONTACT BASAL DES COULEES ULTRABASIQUES

Au contact de sills ou de dykes intrusifs relativement épais, il arrive fréquemment que les roches encaissantes soient métamorphisées, voire partiellement fondues. L'intensité de ce phénomène dépend de la puissance du corps intrusif, de sa température et de la nature des roches encaissantes. Si celles-ci sont de nature éruptive l'influence de l'intrusion est plus faible que si elles sont sédimentaires. Dans ce cas des fusions partielles, qui permettent en particulier le développement de filonnets

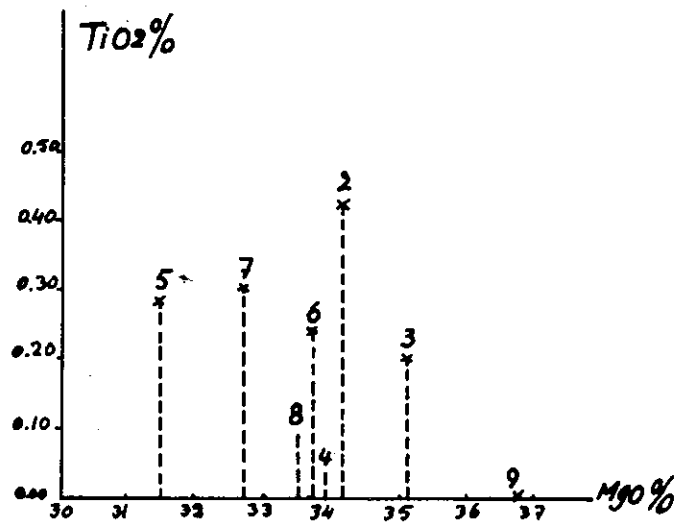


Fig. 68 - Variations de TiO_2 en fonction de MgO
 2 - Moyenne des analyses de Mashhad
 Références des autres analyses du tableau XIII

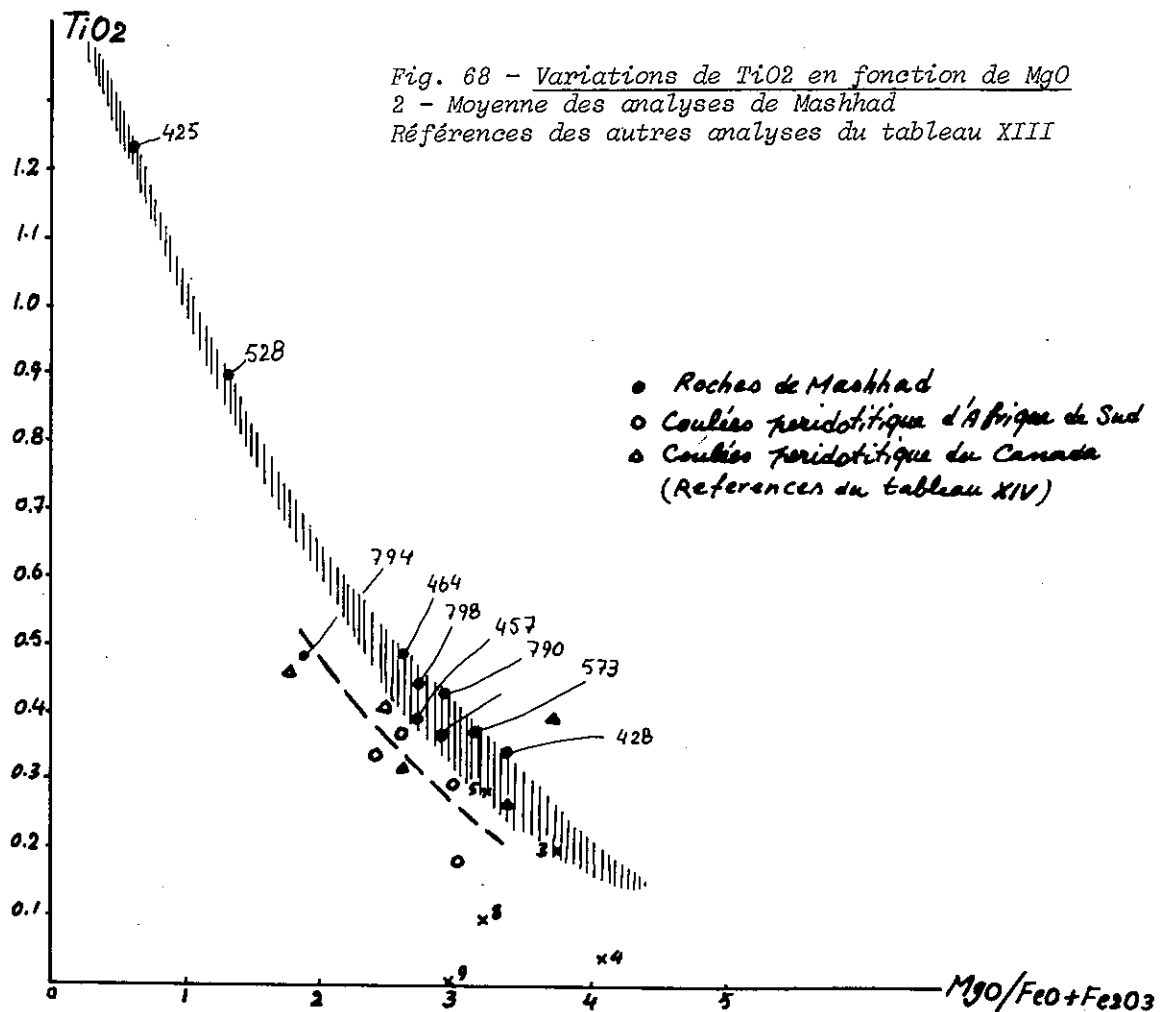


Fig. 69 - Variations de TiO_2 en fonction de MgO/FeO (total) dans les roches de Mashhad et ailleurs.

3, 4, 5, 8, 9 références du tableau XIII
 (Perte au feu corrigée pour toutes les analyses).

	1	2	3	3	5	6	7	8	9
	V - 2	Vu - 30 A	Vu. 32 A	An-5	2058	2059	2060	2062	2065
SiO ₂	41.5	40.7	41.6	44.2	43.7	41.8	41.4	43.1	43.0
TiO ₂	0.28	0.16	0.34	0.32	0.30	0.39	0.24	0.39	0.44
Al ₂ O ₃	2.74	1.86	2.79	1.88	6.58	4.45	4.34	6.98	8.74
Fe ₂ O ₃ (t)	10.01	11.17	11.67	11.11	10.10	8.56	9.16	10.24	11.36
MnO	0.17	0.18	0.19	0.19	0.16	0.14	0.17	0.18	0.20
MgO	29.9	33.6	29.5	27.1	26.7	31.6	31.2	25.1	19.7
CaO	4.72	3.82	4.65	6.07	6.03	3.88	3.72	6.77	9.91
Na ₂ O	0.01	0.00	0.06	0.08	0.21	0.30	0.22	0.28	0.45
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.10	0.03	0.02	0.17	0.03
H ₂ O-	0.95	0.80	0.97	0.80	0.16	0.93	1.05	0.78	0.51
H ₂ O+	8.53	7.18	8.69	7.21	4.83	7.75	7.41	5.25	4.29
Cr ₂ O ₃	0.30	0.29	0.58	0.31	0.35	0.28	0.29	0.36	0.36
NiO	0.23	0.25	0.17	0.19	0.18	0.28	0.25	0.18	0.09
TOTAL	99.37	100.02	101.24	99.48	99.48	100.39	99.47	99.78	99.08

TABLEAU XVII: ANALYSES CHIMIQUES DES PERIDOTITES VOLCANIQUES D'AFRIQUE DU SUD ET DU CANADA

(d'après Villeneuve et Ross, 1977).

1, 2, 3, 4 Afrique du Sud: 1: Péridotites du centre des coulées; 2: Olivine-péridotite de sill ? ou coulée;

3: Olivine péridotite de base de coulée; 4: Péridotite à coussin (pillow) haut de coulée

5, 6, 7, 8, 9 de Munro Township, Ontario, Canada: 5: Péridotite de base de coulée; 6, 7: de centre de coulée

8, 9: de haut de coulée.

siliceux, interviennent souvent.

Il est probable que des processus semblables peuvent survenir au contact de coulées basaltiques ou ultrabasiques, surtout si ces coulées s'épanchent sur des sédiments en voie de dépôt. Nous reprendrons à ce propos les observations faites à Hawaï (PECK et al., 1977) sur l'influence des coulées de basaltes tholéitiques entre le moment de leur émission et leurs refroidissement et consolidation.

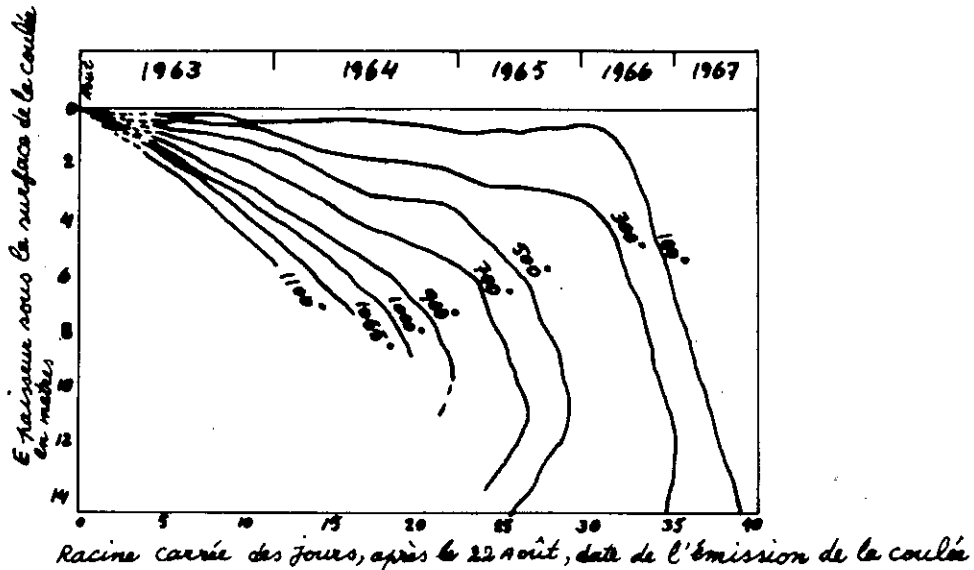


Fig. 70 - Isothermes montrant les variations de la température en fonction du temps et de la profondeur dans le lac de lave de Alae (d'après PECK et al., 1977)

Cette étude porte sur le lac de lave du cratère de Alae à Hawaï, qui s'est constitué entre le 21 et le 23 août 63 sur une épaisseur moyenne de 15 mètres et un développement horizontal de 250 à 300 mètres. Au moment de l'émission la température de la lave est estimée à 1160 ° C environ. La température moyenne de la surface du lac de lave est de 70° C pendant les 5 premiers mois après l'éruption, et de 40° C durant les 19 mois suivants.

Le diagramme simplifié, figure 70, montre l'évolution du refroidissement de la lave du lac, à différentes profondeurs en fonction du temps.

La solidification du lac de lave (au dessous de 1065° C) intervient 11 mois après l'éruption, et les derniers liquides interstitiels se figent à leur tour (au dessous de 980° C) dans les 25 mois qui suivent. Le refroidissement complet du lac n'intervient qu'après plus de 4 ans.

A 1050° C, 70 % du magma est cristallisé. A 980° C les roches contiennent 6 % de verre et les phases cristallisées sont constituées par : Olivine, Augite, Pigeonite, Plagioclase An 56, Ilménite, Magnétite et Apatite.

La distribution des températures en fonction de la profondeur et du temps, a été également surveillée à l'aide d'appareillages précis. On donne ci-dessous (fig. 71) la distribution des températures dans la coulée (le lac de lave) et son substratum.

tum 240 jours après l'éruption.

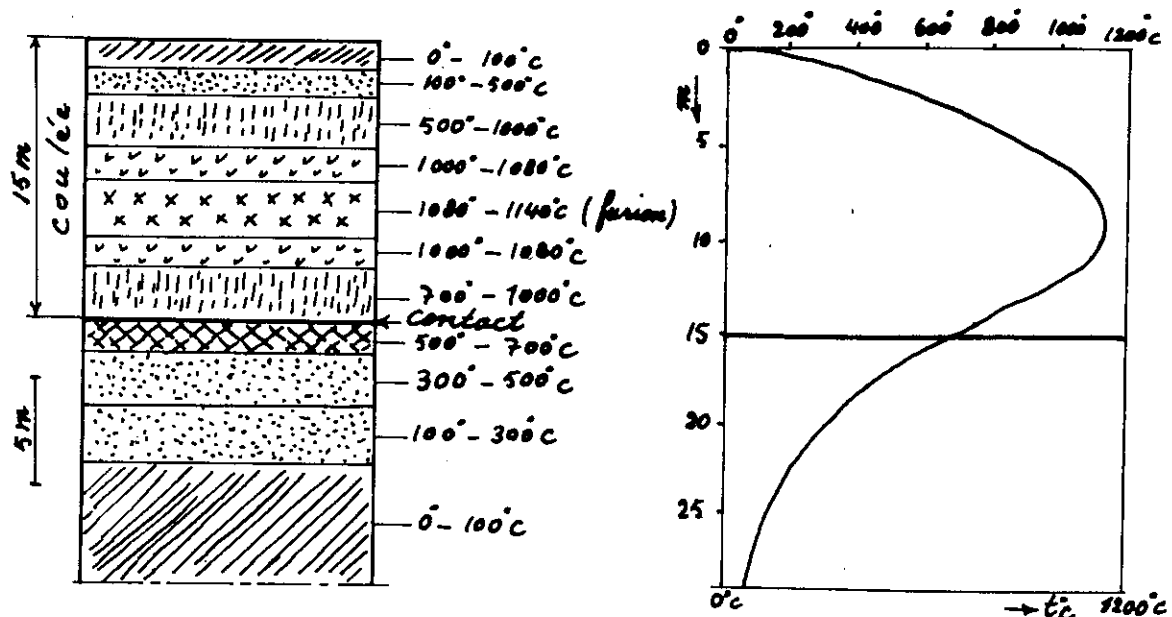


Fig 71 - Distribution des températures dans la coulée du lac Alae et dans les roches sous-jacentes 240 jours après l'éruption (généralisé d'après PECK et al. 1977).

Ce qui nous intéresse ici est la température résiduelle à laquelle sont portées les roches sous la coulée : sous 15 mètres de basaltes et jusqu'à 2 mètres de distance de la base de ceux-ci règnent encore des températures comprises entre 500 et 700° C.

Lorsque les coulées ont de plus fortes épaisseurs ces chiffres augmentent rapidement. WRIGHT et OKAMURA (1977) citent pour le lac de lave du cratère du Makaopuhi, dont l'épaisseur de laves à 1190° C est d'environ 90 mètres, un liquide à plus de 1070° C à 16 mètres de la surface, 4 ans après l'éruption.

Si l'on tente de transposer ces valeurs au cas des coulées ultrabasiques de Mashhad il faut d'abord tenir compte de la température initiale probablement plus élevée en raison du type des roches. En effet il s'agit ici d'un matériel très riche en Olivine dont la teneur en forsterite est voisine de 93 %. Cela signifie, d'après les diagrammes de cristallisation de ce minéral, que le magma devait atteindre au moment de l'émission une température de l'ordre de 1800° C (l'Olivine, sous ses faciès arrondis) devait être en cristaux intratelluriques). Par ailleurs le pyroxène de type augite de ces roches a du cristalliser entre 1150° C et 1050° C. Ainsi la température des coulées au moment de leur émission devait être comprise entre 1150° C et 1800° C.

Pour les coulées de roches ultrabasiques d'Afrique du Sud ou du Canada, auxquelles nous avons déjà comparé les roches de Mashhad, ces températures d'émission ont été estimées à 1350° C - 1400° C (PYKE et al. 1973). Il s'agit du même ordre de grandeur et nous l'acceptons aussi pour Mashhad.

En cette circonstance, et avec des coulées de 15 mètres d'épaisseur, on se trouve dans les conditions du lac de lave de Alae, avec sans doute des tempé-

ratures majorées d'environ 200° C. Aussi est-il possible d'évaluer que les sédiments sur lesquels se mettaient en place les coulées, et jusqu'à 2 m de celles-ci par exemple, étaient portées à 800° C - 1300° C pendant plusieurs mois, et probablement plusieurs années si les coulées atteignaient 30 à 70 mètres de puissance.

Ce sont des conditions nettement suffisantes pour permettre le développement de minéraux de métamorphisme de type thermique ou de fusions partielles. Malheureusement les métamorphismes régionaux polyphasés ultérieurs ne permettent pas de mettre clairement en évidence ces transformations. Cependant la présence de grenat grossulaire, développé dans les calcaires du plancher d'une coulée ultrabasique épaisse, ne paraît pas imputable aux métamorphismes postérieurs et pourrait être dû à l'influence de l'émission volcanique. Il en est de même pour la picotite présente aussi dans certains calcaires à la base des coulées (voir fig. 55), et pour les nombreux filons de quartz et de quartz et tourmaline (voir plus loin la discussion sur l'origine de ce minéral) dont la distribution aux abords des coulées paraît bien démontrer l'influence du contact thermique.

C) DIFFERENCIATION ET LAMINATION MAGMATIQUE

Nous l'avons déjà signalé, les volcanites de Mashhad présentent souvent des figures de différenciation comparables à celles qui sont connues, et communes, dans les grands complexes intrusifs grenus stratifiés d'ultramafites.

Cela se rencontre dans quelques gisements seulement. L'un d'eux se trouve près de Mashhad dans la vallée sud de Pachenar. On observe là, dans les horizons qui séparent les faciès doléritiques, dont la puissance atteint plus de 10 mètres pour une unité dont l'épaisseur totale est de 70 mètres environ, des faciès ultrabasiques. Sur quelques mètres on a une alternance de niveaux clairs (intercumulats de plagioclases fortement épidotisés) et de niveaux sombres (cumulats de pyroxènes) (voir planche 10).

Ces ségrégations sont généralement décrites comme des phénomènes caractéristiques des corps intrusifs de grande taille. Mais elles ont également été décrites dans des coulées basaltiques (CARMICHAEL, TURNER et VERHOOGEN, 1974, p. 63 ; WALKER, 1959 in WYLLIE, 1967).

Mais avant de proposer une interprétation de ces ségrégations il est nécessaire de les situer dans leur cadre qui est celui d'une différenciation générale des unités entre faciès ultrabasiques et faciès basiques. Cela arrive fréquemment pour les unités les plus épaisses qui sont constituées d'une partie doléritique (basique) où l'Olivine est absente, et d'une partie ultrabasique (wehrlitique ou dunitique) où le plagioclase est absent. Cette différenciation à grande échelle ne doit pas intervenir après la mise en place des coulées sur le fond marin car le temps entre l'émission et le refroidissement doit être insuffisant pour permettre la concentration gravitaire de toutes les Olivines du magma dans les seules zones ultrabasiques. Il paraît bien au contraire que la ségrégation des cristaux intratelluriques ait commencé dans les dykes d'a-

limentation des coulées. C'est un processus qui a été proposé par plusieurs auteurs pour expliquer la différenciation de magmas picritiques dans des sills (SIMKIN, 1967 ; BHATTACHARJI et SMITH, 1964). La figure 72, tirée de SIMKIN (1967) montre les différents stades de cette ségrégation.

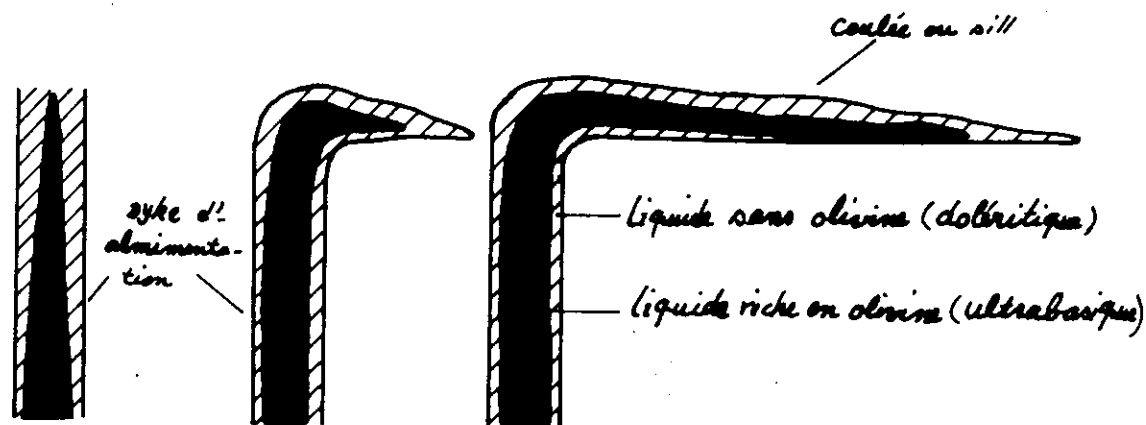


Fig. 72 - Différenciation du magma au cours de son transport dans le dyke d'alimentation et stades progressifs de l'éruption (d'après SIMKIN, 1967).

Quoique proposé pour interpréter la différenciation de sills et de dykes, composés d'un magma basaltique riche en cristaux d'Olivine, ce modèle paraît bien applicable aux coulées de Mashhad. S'il est correct, on devrait, comme l'indiquent les schémas, rencontrer à la base des unités un niveau doléritique plus mince que dans leurs parties hautes, et qui diminue lorsqu'on s'éloigne de la cheminée d'alimentation. C'est bien ce qui est réalisé à Mashhad où l'on a décrit une lame de quelques centimètres au plancher des coulées, uniquement constituée de plagioclase (dolérite).

Replacée dans ce cadre général d'une différenciation initiale au cours de la montée magmatique, la ségrégation en faciès rubanés à alternances centimétriques feldspathique et pyroxénique, peut donc être considérée comme un phénomène lié à l'avancement de la coulée aux limites des deux masses respectivement basique et ultrabasique. Il a dû se poursuivre assez tardivement jusqu'à la consolidation de la coulée, ce qui explique peut-être pourquoi les faciès rubanés se rencontrent seulement dans les unités les plus épaisses.

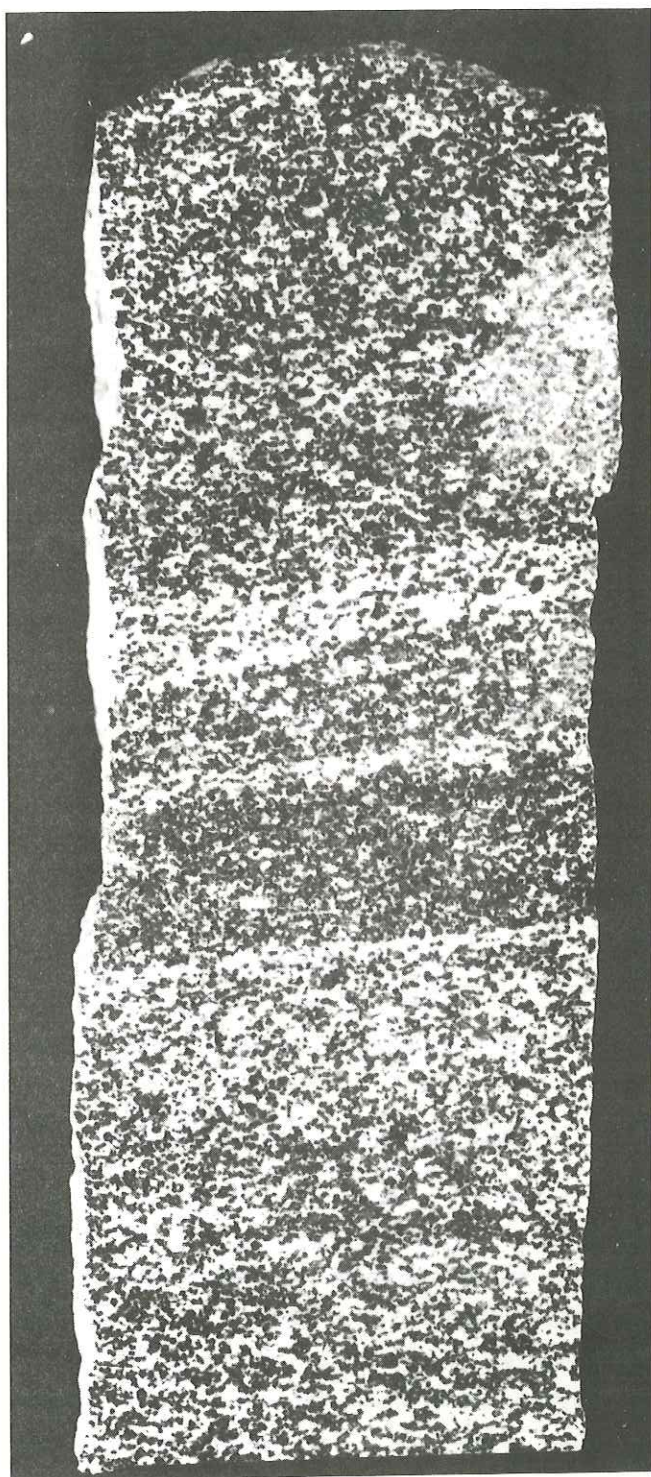
Le facteur principal dans la création du rubanement paraît être la dualité du matériel qui s'écoule avec différentes propriétés. En effet la partie doléritique, plus acide est corrélativement plus visqueuse, moins chaude et moins dense que la partie ultrabasique de la coulée. Il en résulte des différences dans les vitesses d'écoulement (voir fig. 73) qui se traduisent aux limites des deux masses par un laminage,

PLANCHE 10

*Ségrégation et "igneous lamination" dans le passage
du faciès wehrilitique au faciès doléritique.*

*1 - Cumulats sombres de pyroxènes et intercumulats de
plagioclases (taille d'échantillon 19 cm)*

*2 et 3 - Deux aspects de la différenciation et de la
ségrégation rubanée. W de Mashhad.*



1



2



3

c'est-à-dire à une séparation du magma en plusieurs lames à vitesse d'avancement légèrement différentes et une séparation des minéraux, alternativement feldspathiques et pyroxéniques. Cela explique que dans ces zones de discontinuité les minéraux soient à l'état de résidus.

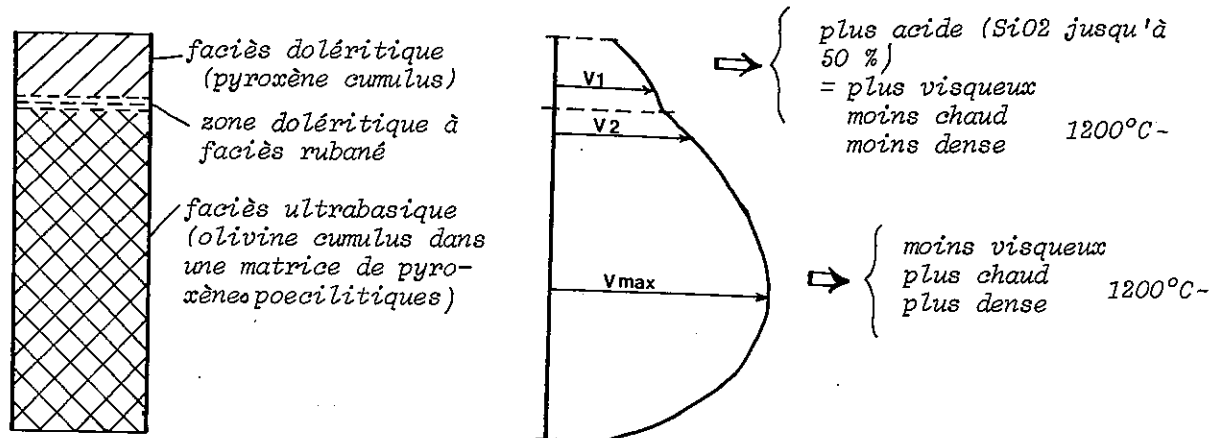


Fig. 73 - Les divers facteurs responsables du développement des faciès rubanés au coeur des coulées ultrabasiques.

Ainsi du fait de l'écoulement du magma déjà différencié, les différences de vitesse entraînent une lamination magmatique aux limites des deux matériaux basique et ultrabasique. C'est une interprétation comparable qui a été proposée par WRIGHT et OKAMURA (1977) pour expliquer des différenciations existant à 8 mètres sous la surface d'une coulée de basalte tholéitique au Makaopuhi des îles Hawaii.

D) SERPENTINISATION ET METAMORPHISMES

Comme les roches dans lesquelles elles sont intercalées, et dont nous avons vu plus haut l'évolution polymétamorphique, les coulées basiques-ultrabasiques sont transformées. Ou du moins elles ont nécessairement dû subir les mêmes conditions que les métasédiments environnants. Mais du fait de leurs caractères minéralogiques, les effets des différentes phases de métamorphisme y sont peu repérables. Dans les faciès wehrlitiques, surtout au coeur des unités, la structure magmatique est conservée, les déformations sont nulles. Par contre, surtout sur leurs bordures, dans les faciès doléritiques, on peut repérer une ou deux phases de recristallisation. Mais l'intensité du métamorphisme passe en quelques mètres du grade amphibolite en bordure des unités, au faciès schistes verts vers leur centre.

Dans les secteurs où le métamorphisme est le plus intense, et lorsque les unités volcaniques sont des tholéiites minces (5 à 6 mètres d'épaisseur) on distingue la phase M_2 qui donne des amphibolites à hornblende (jusqu'à 90 %) reprise par le rétro-métamorphisme de la phase M_3 .

Mais il existe un problème pour situer la serpentinitisation des faciès wehrlitiques et dunitiques qui sont les roches les plus fréquentes. Les minéraux initiaux de ces roches étaient l'Olivine et les pyroxènes poecilitiques. Dans les zones de bordure des différentes unités le pyroxène est transformé en actinote et/ou hornblende, comme le verre l'est en chlorite et actinote. On peut voir dans ces recristallisations l'influence des conditions thermiques mais aussi dynamiques.

Mais cela ne se retrouve pas dans le coeur des unités, ni non plus dans les blocs des mélanges : dans l'un et l'autre cas le métamorphisme a des effets dynamiques négligeables.

Il semble donc que l'énergie mécanique des phases de métamorphisme se soit dissipée dans l'encaissant des faciès volcaniques ou dans la matrice et la bordure des blocs. Cela paraît évident pour les déformations, mais beaucoup moins pour les effets thermiques puisque toutes les Olivines sont serpentinisées de façon statique (sans changement de la structure magmatique). Compte-tenu du gisement particulier des ultrabasites de Mashhad, nous n'avons pas à faire intervenir de bien hypothétiques obductions ou autres phénomènes complexes et controversés pour expliquer des transformations. Nos coulées ont été soumises, comme leur environnement aux métamorphismes successifs décrits plus haut, et sans déformations importantes en raison de la résistance de ces roches, elles ont été serpentinisées. Le domaine de stabilité de l'antigorite, jusqu'à 580°C sous 6 kb et 622°C sous 10 kb (EVANS et al. 1976) est tout à fait compatible avec les conditions données précédemment pour les phases de métamorphisme de la région. Il semble que ce soit la phase M_2 , avec intervention de fluides d'origine météorique ou marine, qui correspond le mieux à cette transformation.

E) ALTERATION OCEANIQUE

Il ne s'agit pas ici de traiter de l'existence d'un éventuel océan dans le secteur où se sont mises en place et transformées les coulées ultrabasiques de Mashhad. La terminologie adoptée conserve simplement celle qui est utilisée par les auteurs pour désigner les transformations qui se produisent sur le fond océanique (ocean floor weathering).

Selon divers auteurs (HART, 1970, 1971 ; SHIDO et al., 1974 in MIYASHIRO 1975) les phénomènes d'altération sur le fond marin se traduisent par une augmentation, dans les volcanites affectées, des teneurs en K_2O , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$, par rapport au matériel sous-jacent non atteint par l'altération. En revanche ils notent la diminution de CaO et des rapports Na/K et K/Rb .

Si nous ajoutons la mise en solution de SiO_2 des volcanites dans l'eau de mer (HART, 1970), qui est toujours confirmée par la présence de dépôts siliceux au dessus des matériaux magmatiques dans la plupart des cortèges ophiolitiques, nous pouvons ajouter à la liste ci-dessus la diminution de la teneur en SiO_2 dans les volcanites altérées.

Cela est clair à Mashhad où on a noté le passage graduel des volcanites à des cherts et la présence dans ceux-ci de particules conservées de matériel volcanique sous la forme de silicates complexes en raison des recristallisations ultérieures (aiguilles en touffes d'amphiboles, voir fig. 57).

Cette migration d'éléments a pu être vérifiée dans le sommet d'une unité tholéiitique à 13 % de MgO , à partir d'échantillons de 3 à 4 kg de roche broyée et homogénéisée, pris au contact supérieur de la coulée (éch. 546, fig. 74) et à quelques décimètres au-dessous, à l'intérieur de l'unité (éch. 546 A) (voir détail des analyses tableau I).

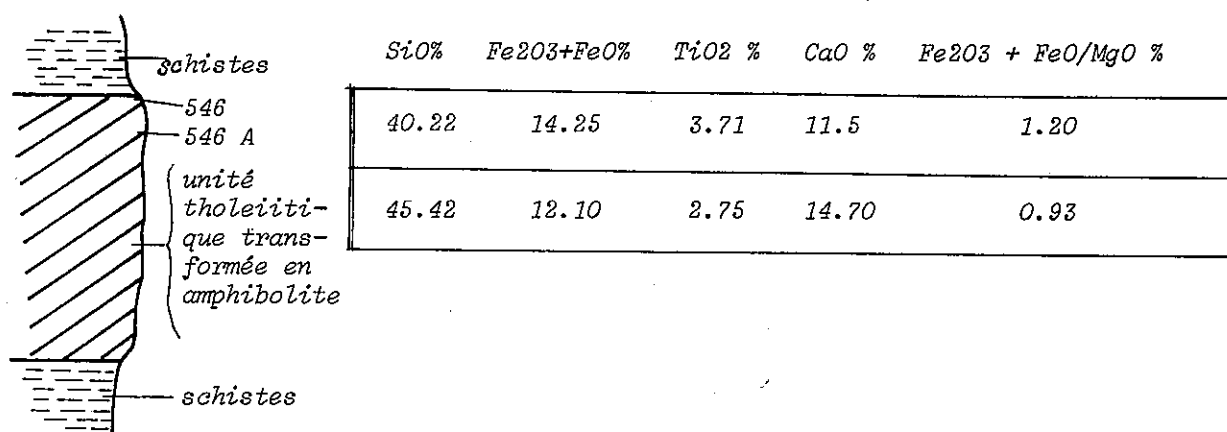


Fig. 74 - Migrations chimiques dues à l'altération océanique.

On constate comme prévu, sur une quarantaine de centimètres, la diminution des teneurs en SiO_2 et CaO , et une augmentation de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, TiO_2 et $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO}$ quand on s'approche de la surface de la coulée.

On mettra ces transformations et migrations d'éléments sur le compte de l'altération des volcanites sur le fond marin sous l'influence de l'eau.

F) GENESE DES FACIES A TOURMALINE

Dans les métapélites intercalées entre les coulées existent très souvent, nous l'avons noté, de nombreuses aiguilles de tourmaline, développées au cours du métamorphisme régional. Dans certains horizons l'abondance de ce minéral correspond à une augmentation de volume de la roche de l'ordre de 15 %. En outre la teneur en tourmaline varie selon que l'on s'adresse à des métasédiments de la série dévono-carbonifère à

laves ultrabasiques où la tourmaline est toujours fréquente, ou bien à ceux de la série post-viséenne où elle est rare.

Il semble donc que la présence de tourmaline en abondance dans les métasédiments soit liée à l'existence des intercalations volcaniques. C'est poser la question de l'origine du bore dans un tel milieu.

On admet que le bore se rencontre parfois en forte concentration dans l'eau de mer. GOLDSMITH et PETERS (in TURNER et VERHOOGEN, 1960) ont montré que des argilites marines pouvaient contenir du bore en suffisance pour permettre la cristallisation de tourmaline lors d'un métamorphisme ultérieur. Mais d'autres auteurs (par ex. WILLIMAS et al., 1955; DAY, 1963) admettent que le bore peut provenir soit de l'altération de tourmaline issues de la dégradation de roches acides, soit de roches ultrabasiques serpentinisées.

Une étude sur la concentration du bore dans les péridotites serpentinisées de la ride médiane de l'océan indien (ENGEL et FISCHER in THOMPSON et MELSON, 1970) fait état de teneurs de l'ordre de 69 ppm, alors que des teneurs de 10 ppm seulement sont déterminées dans des roches basaltiques.

A la suite de ces résultats, THOMPSON et MELSON discutent de la possibilité d'une concentration du bore dans les serpentinites en raison de la serpentinisation sous l'influence de l'eau de mer qui ajouterait ainsi le bore en solution à celui des roches en cours de transformation.

Quoi qu'il en soit il semble bien que la source initiale du bore soit liée à des fluides juvéniles. On invoque alors un dégazage du manteau (RUBERG, 1951 ; MELSON, 1970).

Ces considérations (ainsi que l'absence d'une autre source de bore possible dans la région) invitent à penser que l'origine de la richesse du bore dans les pélites est bien l'éruption sous-marine des ultrabasites. A cela il faut ajouter que le bore reste en solution à des températures de l'ordre de 300 à 500° C. Cela permet de penser que le développement préférentiel des filonnets à quartz et tourmaline au-dessous des coulées ultrabasiques où, comme nous l'avons vu, de hautes températures doivent subsister pendant longtemps, correspond bien à cet enrichissement localisé par la venue magmatique.

G) CONCLUSIONS1 - GENESE DES ULTRABASITES DE MASHHAD

La définition des séquences ultrabasiques de Mashhad comme des coulées sous-marines, a d'importantes conséquences. En effet ce type de gisement ne doit pas être sans doute une exception, tant il est vrai que dans les phénomènes naturels l'exception doit être exceptionnelle !

La conclusion essentielle de notre étude des ultrabasites est en effet que les unités superposées sont des coulées volcaniques sous-aquatiques. Toutes nos observations vont dans ce sens, aucune ne contredit ce résultat et la possibilité d'un gisement tectonique ou en sills est exclue. Les résultats géochimiques et l'évolution dont ces roches portent les traces impliquent qu'il s'agit d'épanchements analogues à ceux qui existent dans les rides médio-océaniques actuelles : émission d'un magma tholéiitique et ultrabasique.

Cela est confirmé par le contexte tectonique général comme nous le verrons plus loin, et par diverses découvertes récentes tout au long de la chaîne alpino-himalayenne. Il semble ainsi établi que ce matériel volcanique d'affinité océanique s'est épanché à plusieurs reprises entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère (Pré-Viséen). Mais il faut aussi souligner que les faciès nettement tholéiitiques constituent les coulées les plus anciennes, à la partie inférieure des unités superposées. Il semble donc qu'il y ait une évolution dans le volcanisme depuis des termes relativement acides anciens jusqu'aux termes ultrabasiques plus récents.

D'autres gisements en coulées sous-marines ultrabasiques (Afrique du Sud, Canada) ont déjà conduit les géologues à penser qu'un magma ultrabasique pouvait exister et s'épancher sous forme de laves (CARMICHAEL, TURNER et VERHOOGEN, 1974). Mais comme ces roches ont fait éruption à l'Archéen (3000 à 3500 Ma) on en a conclu aussi que ce type de magma profond ne pouvait parvenir en surface qu'à une époque reculée, lorsque la croûte de notre planète était encore mince.

Le cas de Mashhad permet de penser que l'épanchement de laves ultrabasiques est resté possible jusqu'au Carbonifère. Il est vrai que le phénomène pourrait avoir persisté plus longtemps encore, même si les pillows-lavas ultrabasiques du Mésozoïque de Chypre ne peuvent pas entrer dans la catégorie des épanchements d'ultrabasites (voir discussion ci-après). En effet depuis longtemps, plusieurs auteurs ont pu avancer que les ultrabasites et les serpentinites d'âges variés étaient des roches volcaniques.

BAILY et Mc CALIEN (1953) l'ont envisagé pour les serpentinites du mélange d'Ankara en Turquie. GRIENDLY (1958) l'a soutenu pour des ultrabasites permienues de Nouvelle-Zélande. BRUNN (1959, 1960, 1973, et encore actuellement, com. pers.) considère de même les ultramafites de Grèce comme des épanchements volcaniques sous-marins.

D'autres plus anciens, au début du XXe siècle, ont décrit, en Italie, les lentilles de serpentinites de Ligurie comme des coulées basiques sous-marines.

Cependant jamais, dans aucun de ces cas, le faciès primaire volcanique non tectonisé n'a été confirmé.

Sans vouloir démontrer l'origine volcanique des roches de tous ces exemples, nous pouvons essayer de comprendre pourquoi les contacts sont souvent tectoniques dans ces gisements. Sauf dans les exemples canadien, d'Afrique du Sud ou de Mashhad, les ultrabasites sont en contact par faille avec les roches voisines. La raison paraît claire : ce sont des faciès qui se rencontrent dans des zones mobiles toujours sujettes à des réactivations tectoniques. La première activité tectonique se traduit par l'injection du matériel éruptif. Mais alors il y a en relation un matériau dense et rigide, l'intrusion, et un encaissant plus ductile (généralement des schistes métamorphiques) et plus léger. De la dissemblance de cette association peuvent naître aisément des ruptures par la suite.

A notre connaissance il existe au moins deux exemples iraniens où le contact intrusion/encaissant permet l'observation de relations primaires avec phénomènes thermiques. C'est justement lorsque l'intrusion est au contact de calcaires rigides. De propriétés mécaniques voisines a dû résulter cette conservation des relations originelles (cas de NEIRIZ, d'après RICOU, 1971, 1974 ; et cas d'ESFANDAGHEH, d'après SABZEHEI, 1974).

Maintenant on peut tout de même se demander s'il serait suffisant à Mashhad qu'il y ait des contacts par failles entre matériel éruptif et encaissant, pour amener à refuser l'origine volcanique du complexe. Rappelant les faits et observations accumulés il semble bien qu'il soit, même alors, impossible de nier l'origine volcanique.

Par ailleurs soulignons l'identité des structures de cumulats, des phénomènes de différenciation ou de rubanement par lamination magmatique, dans les corps intrusifs réputés plutoniques et dans les coulées de Mashhad. Ici les structures sont simplement un peu plus petites en raison de la minceur des coulées ou simplement cantonnées au coeur de ces coulées.

Ainsi si cette conclusion est raisonnable il n'est plus besoin de faire appel à un mécanisme d'obduction (envisagé par COLEMAN en 1971 et depuis repris par beaucoup d'autres) pour expliquer la position des ultrabasites par dessus des faciès d'origine sédimentaire et la présence fréquente de lentilles de serpentinites dans de nombreux schistes alpins. Cette hypothèse tectonique complexe, et encore bien discutée par certains (voir BRUNN, 1977, par exemple), trouverait une banale simplification si l'on fait appel à un épanchement volcanique sous marin.

En continuité structurale avec la zone de Mashhad, on retrouve des alignements ultrabasiques et/ou serpentineux en plusieurs endroits de l'Hindu Kush ou du Tian-Shan du Sud. Leur mise en place, tectonique ou magmatique, est datée du Carbonifère inférieur (MAKARYCHER et SHTREYS, 1973 ; BOULIN et BOUYS, 1977). Il paraît peu probable que si dans une telle continuité tectonique il y a émission volcanique, donc lors d'un stade d'ouverture, dans une région, la mise en place soit consécutive à un serrage dans une autre à la même période.

Rappelons cependant qu'avec les ultrabasites volcaniques de Mashhad existent des zones où se rencontrent des mélanges ophiolitiques. Là, les relations entre blocs du mélange et matrice spilitique sont tectoniques. Malgré cette proximité on ne peut nier la dualité des deux gisements : volcanique d'une part, tectonique de l'autre. Mais cela signifie que le mélange s'est produit lors d'un événement postérieur à la mise en place magmatique et cela ne comporte aucune signification particulière comme l'existence d'une dislocation profonde atteignant le manteau par exemple, et il n'est nul besoin de faire appel à une très hypothétique obduction pour expliquer ces deux gisements voisins.

Il apparaît donc assez bien établi qu'un magma ultrabasique existe et qu'il peut même s'épancher sur le fond marin lors de périodes assez récentes qui ne remontent pas nécessairement à l'Archéen. Il ne semble donc pas nécessaire de rechercher une origine tectonique à la mise en place des ophiolites. Il semble plus simple d'imaginer l'intrusion de magma dans des rifts de la croûte terrestre, à la manière de ce qui a été proposé pour le Skaergaard par WAGER et BROWN (1967) ou pour bien d'autres régions (SABZEHI, 1974 pour l'Iran, par exemple). Ainsi leur tectonisation ultérieure, dans ces zones de faiblesse crustale, se conçoit-elle aisément.

Plus, même, si cette cassure profonde peut atteindre la surface, elle conduira l'intrusion jusqu'à l'épanchement sous marin au moins partiel, ce qui confirmerait les théories défendues par BRUNN dès 1959 et 1960, mais abandonnées depuis la faveur dont jouit maintenant la nouvelle théorie de tectonique des plaques. C'est ce qui semble être arrivé à Mashhad où, par hasard, sont conservées les relations primaires entre matériel magmatique et sédiments marins.

2 - HYPOTHESES SUR LE MECANISME DE L'EMISSION MAGMATIQUE

Etant donné que les coulées ultrabasiques de Mashhad intéressent une séquence stratigraphique de plus de 1500 mètres, où les volcanites occupent plus de 400 mètres, que la situation de ces faciès est reliée à une zone tectonique de plus de 140 km de longueur, qui semble se poursuivre vers l'Est en direction de l'Hindukush et du Tian Shan méridional et vers l'Ouest le long de l'Alborz, c'est-à-dire au total sur plus de 2000 km, que la nature des volcanites est tholéiitique océanique, il apparaît au moins vraisemblable que la mise en place du magma correspond à un phénomène d'importance globale.

Cette mise en place, magmatique et/ou tectonique a dû avoir lieu dans une période comprise entre le Dévonien supérieur et le Viséen. Ce sont des âges identiques qui sont proposés pour le Tian Shan par Makarychev et Schtreys (1973) (Carbonifère inférieur à Carbonifère moyen). On peut donc raisonnablement envisager qu'à cette période, des cassures d'extension majeures permettant la mise en place des feeders d'alimentation de coulées, se sont produites tout au long d'un très vaste alignement limitant deux plaques: celle de la plate-forme Touranienne au Nord, et celle de l'Iran au Sud.

Cet événement, qui doit correspondre à une extension NS provoquant des fissurations E-W, serait donc bien d'importance globale. Il ne peut qu'en être ainsi, si l'on veut bien considérer que la source du magma tholéiitique est nécessairement profonde, comme pour l'exemple d'Hawaï, d'au moins 60 km. Ici, compte-tenu de la présence d'ultrabasites, on doit même envisager une source plus profonde, de l'ordre de 100 km.

Mais un tel événement n'a pu être bref. Il a sûrement duré plusieurs millions d'années et de multiples fractures d'extension, cheminées d'alimentation des coulées ont dû ainsi se superposer les unes aux autres. On peut proposer un modèle de la succession des fractures et des épanchements suivant le schéma de la figure 75: une première fracture permet la montée magmatique et l'épanchement, pendant que se poursuit l'extension et se sédimentent des dépôts dans la zone de subsidence qui en découle (stades a1 à b1); la fracturation ultérieure utilisera vraisemblablement l'éponte du dyke antérieur (stades b2 - b3) et les mêmes conséquences s'ensuivront avec la poursuite de l'expansion: montée magmatique, épanchement, sédimentation..

La répétition de ces cycles de multiples fois, doit aussi aboutir à un élargissement de la zone affectée par les montées magmatiques et la zone de sédimentation. C'est un phénomène d'ouverture, de séparation et d'écartement entre les deux plaques de Touran et d'Iran au cours du Carbonifère inférieur qui en découle.

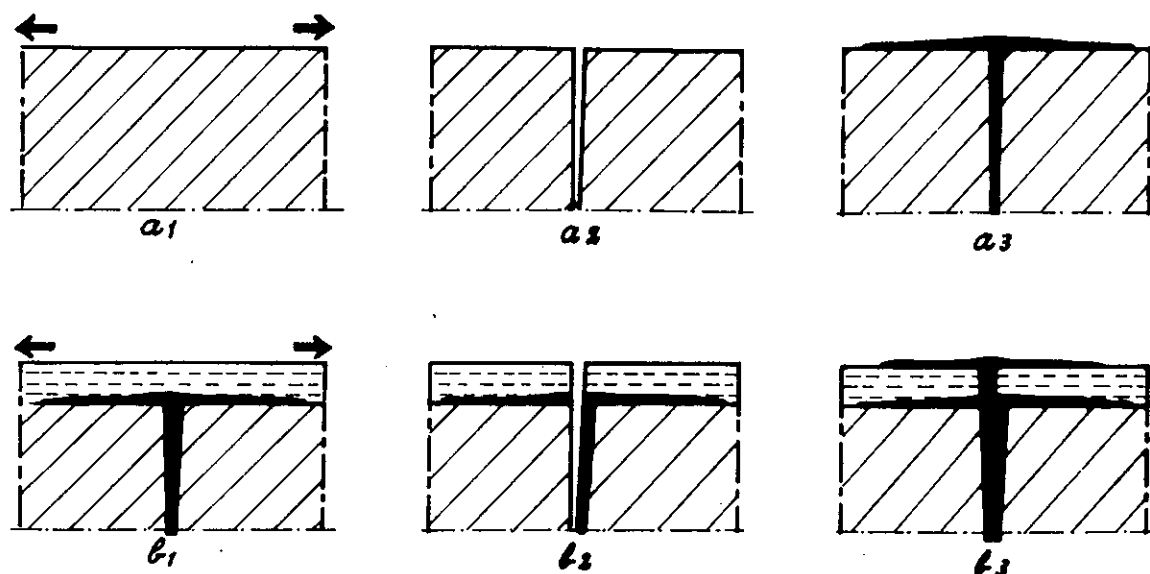


Figure 75

Le résultat peut être schématisé par la figure 76 qui permet de comprendre l'alternance des coulées et des sédiments dans le bassin de Mashhad. Notons que, d'un point de vue plus général, si l'on examine une coupe telle que AB sur cette figure, effectuée au niveau des dykes d'alimentation des coulées (ce qui n'est pas exposé à Mashhad) on obtient un complexe filonien ("sheeted dykes") comparable à ce qui est décrit dans bien des cortèges ophiolitiques.

De l'épaisseur cumulée des dykes, on déduira facilement l'ordre de grandeur de l'écartement entre les plaques séparées par l'expansion. Par exemple, dans les ophiolites du Troodos à Chypre, Gass (in Thayar, 1966) a dénombré 47 000 filons juxtaposés. Pour une épaisseur moyenne de 0,5 pour chaque filon, on peut estimer la largeur de nouvelle croûte créée à 24 kms.

Bien qu'un tel complexe filonien ne soit pas observable à Mashhad on doit pouvoir présumer de son existence pour expliquer, comme dans le modèle ci-dessus (fig. 76) la succession des coulées superposées. Cela démontrerait indirectement la réalité de l'expansion qui a pu s'effectuer dans cette région.

Cependant une contradiction subsiste à propos de ces réseaux filoniens. La littérature géologique (Gass et al. 1972) mentionne en effet qu'à Chypre les dykes prennent leur origine dans les faciès les plus acides (voir fig. 77). Par contre, à quelques centaines de kilomètres de là, dans le Hatay en Turquie, les racines filoniennes recoupent nettement les séries ultramafiques (Juteau et al., 1973; et observ.

personnelle) (voir fig. 77). L'origine des dykes est donc plus profonde qu'à Chypre. Il faudrait donc douter du modèle chypriote pour expliquer la genèse et l'expansion des fonds océaniques telle que nous l'avons cependant interprétée ici.

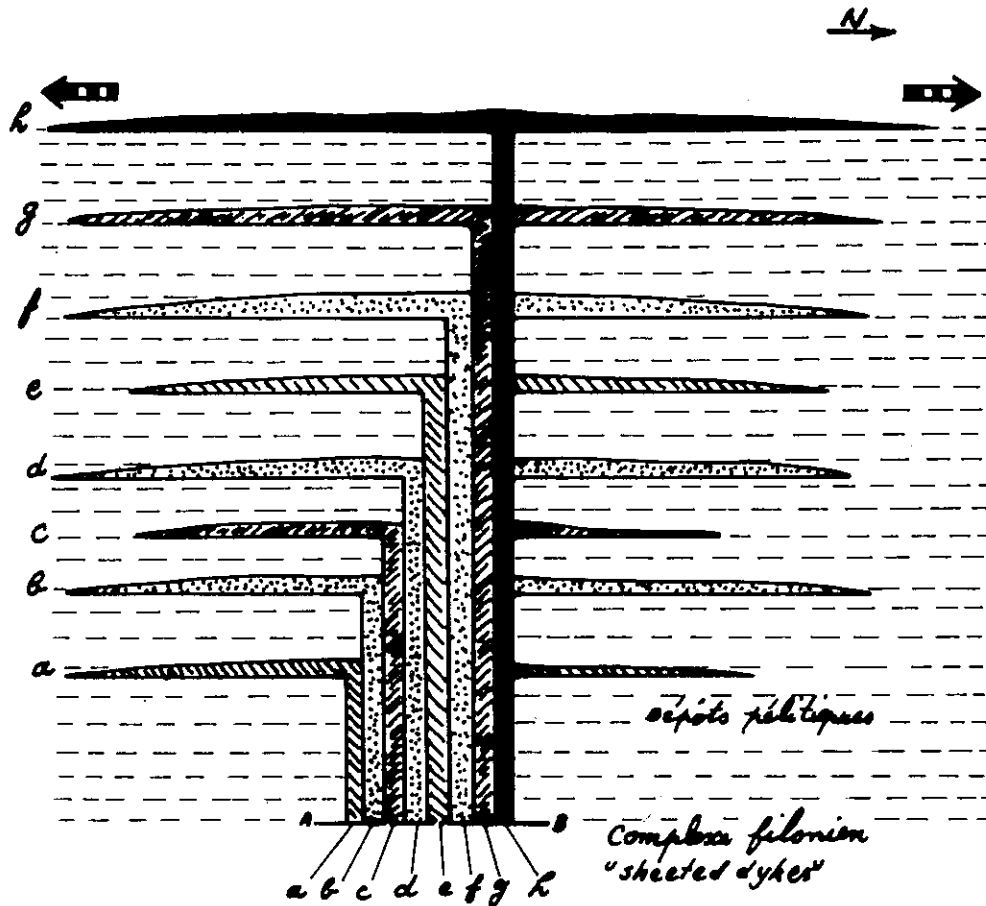


Figure 76: Schéma montrant l'évolution répétitive des éruptions magmatiques et de la sédimentation dans la région de Mashhad.

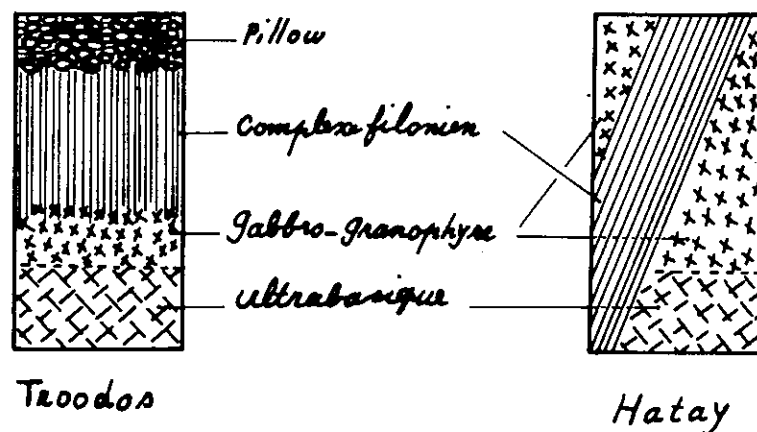


Figure 77: Log schématique de deux massifs ophiolitiques en Méditerranée orientale (d'après Juteau et al., 1973).

CHAPITRE III

LES PROBLEMES DES GRANITOIDES

A) GRANITISATION ET METAMORPHISME

Sont posés ici les problèmes des relations entre les différentes phases d'intrusion granitique et les stades de métamorphisme.

On a vu précédemment que les stades successifs suivants sont distingués dans la région.

1. Métamorphisme dynamique régional M_1
2. Métamorphisme thermodynamique régional M_2
3. Intrusion du granite (ultérieurement porphyroïde) G_1
4. Métamorphisme thermodynamique régional M_3
5. Intrusion (ou développement) du granite leucocrate G_2

Les événements 1 et 2 sont sans doute pré-viséens, ou du moins post Dévono-Carbonifère et Pré-Carbonifère moyen.

L'événement 5 est sûrement antérieur au Jurassique: absence de métamorphisme thermique sur les terrains jurassiques, présence de galets de granites (G_1 , G_2 et aplites) dans le conglomérat jurassique; mais il est post-carbonifère: datation radiométrique qui suggère un âge Trias supérieur pour les événements 4 et 5 (voir ci-après).

Ainsi le seul problème qui subsiste est celui de l'intrusion des grano-diorites tonalites g_1 et de ses liaisons avec le métamorphisme M_2 (événements 3 et 2).

On a pu voir (troisième partie, chapitre IV) que le développement des phénocristaux de feldspaths potassiques qui transforme le granite tonalitique équigranulaire en un faciès porphyroïde, était tardif, comme la feldspathisation des schistes encaissants. Cet événement est en effet, postérieur aux déformations liées à M_3 . Il peut donc raisonnablement être rapporté à une activité du Trias supérieur. Aussi, la datation radiométrique donnera-t-elle l'âge de la feldspathisation, non celle de l'intrusion G_1 .

On connaît par ailleurs, en Agh-Darband à quelques dizaines de kilomètres au N de la zone étudiée, des molasses permienes qui contiennent des débris d'un granite rouge assez semblable aux faciès G_1 non porphyroïde. En outre, on ne connaît aucun granite paléozoïque dans le NE de l'Iran. La probabilité d'une intrusion de G_1 avant le Permien n'est donc pas faible.

Soulignons enfin le caractère essentiellement thermique de la phase de métamorphisme M_2 (événement 2), qui dans les deux zones A et B définies plus haut, donne des températures de l'ordre de 550° à 700° . De telles températures relatives à un dôme thermique ou à une granitisation sont très plausibles. Cela laisse en tout cas envisager la possibilité d'un âge de formation du granite, contemporain de la phase M_2 , donc pré-Carbonifère moyen, même si l'intrusion est postérieure.

Cette déduction peut-être confirmée par la présence d'intrusions granitiques de la même époque (pré-Carbonifère moyen) en Hindu Kush dans un segment structural situé dans le prolongement de celui de la région de Mashhad (Boulin et al. 1975). Plusieurs autres intrusions sont connues dans la même continuité structurale et à la même époque jusqu'au Tien Shan (Stocklin 1977).

B - MISE EN PLACE DU GRANITE G_1

Autour du granite G_1 se développent, au moins localement, des cornéennes à sillimanite au S de la région, à andalousite au N, ainsi qu'à l'extérieur de l'auréole de sillimanite au S. Cela implique la mise en place d'un magma à haute température.

Dans les contacts sud la présence de sillimanite exige des températures minimales de 650°C sous 2000 bars, soit 7 km, selon les données de Winkler (1974). Cela est une température minimale au contact. Elle peut aller jusqu'à 750°C environ, ce qui implique un magma d'une température de 900 à 1000°C .

Ces estimations de la température sont confirmées par l'état des enclaves et des réactions matériel granitique - enclaves. En effet, les enclaves basiques montrent sur leurs bordures des néoformations de hornblende verte.

De même, certaines zones du massif de granitoïde G_1 , sont enrichies en amphibole. Cela s'interprète par une assimilation plus ou moins complète des enclaves basaltiques ou ultrabasiques, qui devait donc être à haute température.

Pourtant, l'absence de cornéennes à sillimanite au N de la région, et la présence immédiate de faciès à andalousite au contact du granite, indiquent que là le magma était moins chaud et probablement intrusif dans un environnement moins profond. Par ailleurs, les relations génétiques entre minéraux de métamorphisme de la phase M_2 et minéraux du métamorphisme thermique des cornéennes, indiquent le caractère intrusif allochtone du magma.

Rappelons enfin que le développement des grands feldspaths potassiques

dans le granite et dans les schistes encaissants, est un phénomène tardif, postérieur en tout cas à la cristallisation finale et à la mise en place du corps granitique. Ce n'est donc pas celui-ci qui est responsable d'une granitisation sur place des schistes encaissants.

Ainsi, la formation du magma granitique s'est très probablement effectuée en profondeur à la même période que le métamorphisme M_2 dans les matériaux plus superficiels. Ce n'est qu'un peu plus tard que l'injection du magma s'est produite vers les horizons supérieurs qui n'ont pas subi la fusion anatectique.

C - MISE EN PLACE DU GRANITE G_2

Les conditions du métamorphisme autour du granite G_2 intrusif dans le précédent et dans les métamorphites pré-jurassique, sont tout à fait différentes: les contacts avec l'encaissant sont graduels, et il n'existe pas de cornéennes de contact, même lorsque les faciès des roches encaissantes, identiques à celles qui contiennent de l'andalousite au contact de G_1 , devraient normalement permettre le développement d'un métamorphisme thermique.

On a en revanche noté la très nette corrélation entre l'intrusion de G_2 et le domaine d'action du métamorphisme M_3 : en s'approchant du massif granitique les caractères de M_3 passent du faciès Schistes verts au faciès Amphibolite en 1000m. Ce stade est même dépassé: la staurotide de la phase M_2 est déstabilisée et remplacée par le grenat, puis on arrive à des faciès anatectiques et un magma granitique se développe, plus acide que dans le cas de G_1 . Dans ces conditions les grenats alamandins de M_2 sont conservés dans le granite près du contact et jusqu'à 20m de celui-ci.

Cela paraît donc indiquer que l'on a affaire à une granitisation sur place. Un tel granite G_2 autochtone nécessite cependant pour sa formation, l'intervention de fluides porteurs de matériel quartzo-feldspathique formé plus profondément. En effet, les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O et K_2O des schistes pélitiques et du granite leucocrate ne sont pas identiques, et pour passer de ceux-là à celui-ci, un enrichissement est nécessaire:

Le tableau suivant permet d'établir des comparaisons entre les analyses moyennes des schistes pélitiques, encaissant du granite, et le granite leucocrate G_2 lui-même.

% Poids	1	2	Bilan pour passer de 1 à 2
SiO ₂	58,70	72,72	gain +
Al ₂ O ₃	19,28	14,85	perte -
Fe ₂ O ₃	2,84	0,02	
FeO	5,90	1,11	
MgO	3,65	1,65	perte = -
TiO ₂	1,01	0,15	
CaO	0,27	0,85	gain +
Na ₂ O	1,35	3,32	gain +
K ₂ O	3,13	4,83	gain +
P ₂ O ₅	0,12	0,11	=
MnO	0,13	0,02	perte -
H ₂ O-	0,21	0,07	
H ₂ O+	3,02	0,56	
CO ₂	0,68	0,12	
	100,29	100,35	

Tableau XVIII: Comparatif des analyses moyennes de granite leucocrate G₂ (colonne 2) et schistes pélitiques en voie de granitisation (colonne 1).

Il est clair, d'après ce tableau, que malgré le passage graduel des schistes au granite G₂, pour parvenir à celui-ci les schistes ont été enrichis en SiO₂, Na₂O et K₂O, et corrélativement appauvris en éléments ferromagnésiens (réajustement proportionnel).

Il est probable que l'anatexie des pélites doit se produire en profondeur un peu plus tôt que plus près de la surface; intervention progressive du flux thermique nécessaire à la fusion. Durant celle-ci, et en particulier lors de la transformation des argiles et micas, qui vont participer à la construction des feldspaths, une quantité non négligeable d'eau est libérée. Celle-ci migre vers les zones hautes et participe ainsi à leur échauffement mais peut aussi y apporter des éléments en solution et surtout de la silice et des alcalins. Ainsi, l'anatexie des pélites profondes conditionne la transformation et surtout la feldspathisation des horizons plus élevés, légèrement en retard dans leur fusion.

De même on peut concevoir que c'est ce même processus qui est responsable de la feldspathisation tardive du granite G₁, qui devient alors porphyroïde, et des schistes encaissants. Cette feldspathisation se manifeste de deux façons: par la cristallisation des grands phénoblastes de feldspaths potassiques dans les roches qui piègent les fluides chargés d'éléments silico-alcalins (G₁ devenant porphyroïde, schistes devenant gneiss ocellés); ou bien par l'injection du lacis filonien aplitique (montagne de Khadjeh-Morad par exemple). Mais, il est probable que dans ce

dernier cas, ce soit le matériel fondu le plus mobile (l'entectoïde granitique issu de l'anatexie des pélites) qui est tardivement injecté.

Dans ce phénomène de granitisation des schistes pélitiques, il resterait à traiter de la disparition de la biotite dans les schistes. Ce minéral est en effet présent loin du contact et disparaît en direction du granite. Il est probable que la biotite est détruite au profit des feldspaths potassiques qui se développent dans la granitisation. Mais toute cette étude de la mobilité des éléments ferromagnésiens aurait nécessité des moyens analytiques plus importants que ceux dont nous disposons pour le présent travail. Le problème est donc posé, mais nous n'avons pas eu ici la possibilité de le résoudre.

D - DATATIONS RADIOMETRIQUES

Quelques mesures de datations radiométriques sur différents faciès de roches magmatiques ou métamorphiques ont été tentées par la méthode Ar/K au laboratoire de radiochronologie de l'Institut Dolomieu (Université de Grenoble. Responsable G. Vivier).

Comme des observations pétrographiques indiquent la présence d'une phase de métamorphisme M_3 se superposant à plusieurs cristallogénèses antérieures, il est improbable de pouvoir déterminer par les méthodes radiométriques les âges des phases anciennes de métamorphisme. De même, comme le granite G_1 est repris par des intrusions aplitiques et une feldspathisation imputable à une forte mobilité de fluides potassiques discutée plus haut, les résultats de ces méthodes seront à interpréter avec prudence.

Il est probable, en effet, que les chiffres obtenus correspondent aux dernières phases de cristallisation.

Ainsi, un âge obtenu sur les muscovites des aplites est: 211 ± 8 Ma. De même, les biotites du granite leucocrate G_2 donnent: 245 ± 10 Ma. Ces datations doivent correspondre aux mobilisations tardives. Sur les roches plus anciennes, les mesures fournissent les âges suivants (méthode Ar/K).

- Biotite du granite porphyroïde G_1 : 256 ± 10 Ma
- Biotite du granite porphyroïde G_1 : 215 ± 9 Ma
- Hornblendes d'une enclave volcanique de G_1 transformée en diorite: 242 ± 10 Ma
- Tholéiites métamorphisées successivement lors de la phase M_2 , puis de M_3 :
 227 ± 9 Ma et 231 ± 9 Ma.

Ces derniers chiffres, obtenus sur des roches qui ont subi la dernière phase métamorphique et les intrusions aplitiques, sont donc des âges intermédiaires compris entre la cristallisation initiale et les recristallisations tardives.

On peut conclure qu'il en est de même pour tous les âges rassemblés, ce qui signifie que les divergences allant de l'âge le plus ancien au plus jeune de 225 MA à 215 MA correspondent aux phases finales (feldspathisation et M3) dont l'influence varie selon les roches et selon les lieux de prélèvement.

Les dernières manifestations métamorphiques de la région datent donc de la fin du Permien au début du Trias (Paléocimérien). Cela implique que toutes les phases précédentes sont plus anciennes et peuvent bien appartenir au cycle hercynien.

CINQUIÈME PARTIE

TECTONIQUE

TECTONIQUE

Nous nous proposons ici de décrire l'évolution tectonique de la région sur la base des observations de terrain, de quelques données d'analyse structurale et de la carte structurale de la région (fig.78).

A - EVOLUTION TECTONIQUE DE LA ZONE A

Dans cette zone, parce que les structures sont facilement repérables sur le terrain ou sur photographies aériennes, nous n'avons pas estimé nécessaire d'effectuer des mesures structurales. On peut distinguer la suite des événements suivants:

1 - PLISSEMENTS E-W

Toutes les orientations de structures sont E-W dans cette zone A (voir la figure 78). On présume que cette disposition correspond à une constraction N-S.

Ce plissement est accompagné d'un métamorphisme essentiellement dynamique (phase M1), qui entraîne l'existence d'une schistosité de direction également E-W, dans les pélites et les dépôts carbonatés. On a formation des slates et des calcschistes. Comme les sédiments sont post-dévonien supérieurs, les événements sont nécessairement plus récents. Mais ils sont pré-carbonifères moyen puisque les formations de cet âge ne sont pas métamorphiques et ne comportent ni foliation, ni orientation structurale E-W.

2 - SCHISTOSITE E-W

En continuité avec le plissement E-W intervient l'épisode créant la schistosité et le métamorphisme (M1+M2). Toutes les structures et en particulier la linéation L₁ liée à la schistosité, sont très régulières dans toute la zone (voir fig. 80). Le plan de schistosité est régulièrement penté vers le Nord.

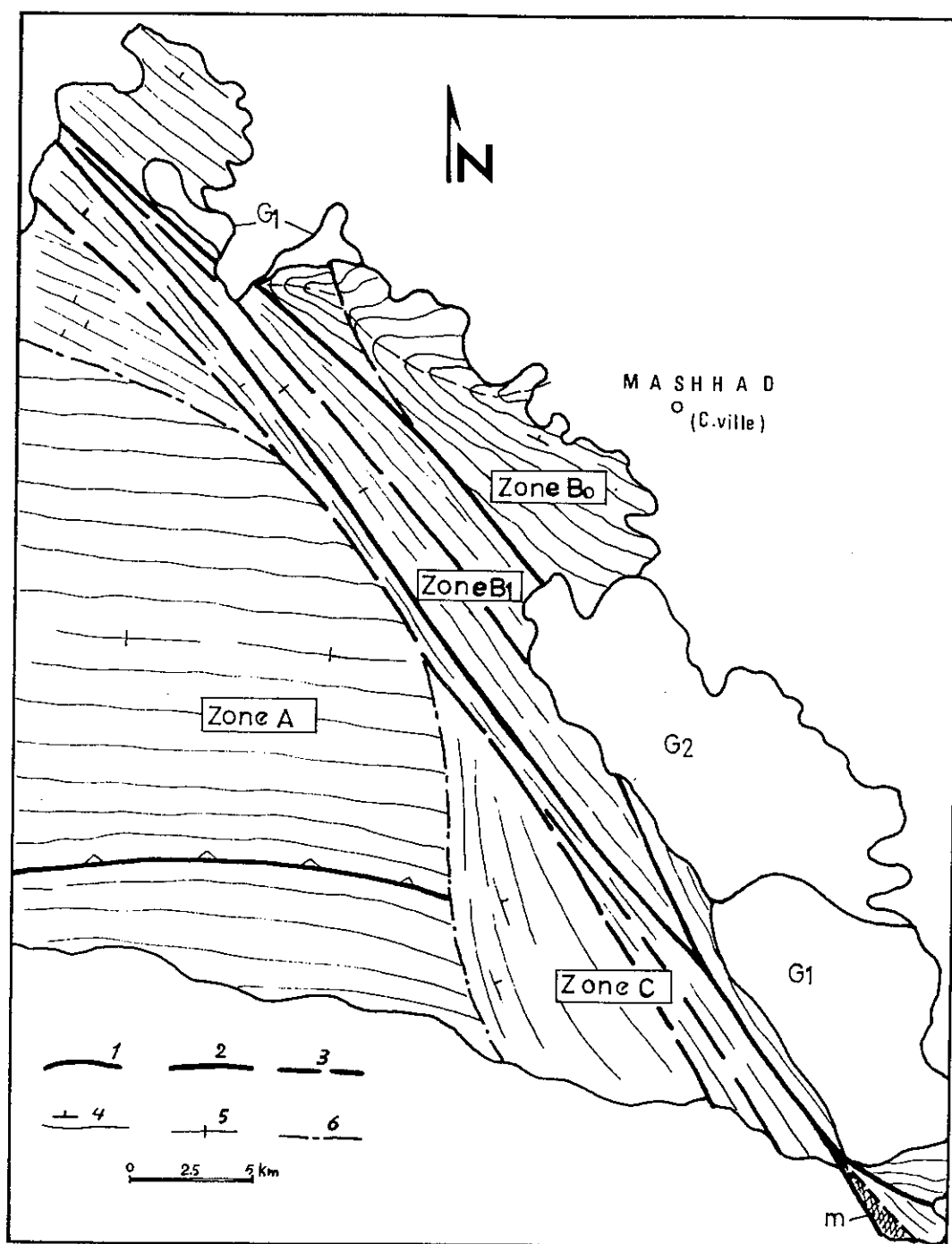


Figure 78: Carte structurale simplifiée de la région étudiée

1 - plan de chevauchement; 2 - faille majeure; 3 - faille mineure; 4 - plan structural (schistosité ou litage); 5 - axe de plis; 6 - contact primaire partiellement tectonisé;

G_1 : Granite Hercynien ancien; G_2 : Granite récent;

m: mélangé ophiolitique.

NB: la zone B_2 , qui présente les mêmes caractères que B_1 se trouve au SE et hors de cette carte.

3 - TECTONIQUE CASSANTE

On peut raisonnablement penser que cette époque est dans la suite du serrage N-S qui a donné les structures précédentes. Des failles mineures de direction NNW-SSE, présentes dans cette zone, mais absentes des séries du Carbonifère moyen et Jurassique adjacentes, en sont les manifestations.

Mais il semble en outre que le grand charriage indiqué sur la carte (fig. 78) et que l'on retrouve sur les feuilles géologiques voisines (Davoud Zadeh et Aghanabati, comm. pers.) appartienne aussi à cette phase. Il correspond à une grande nappe, déplacée du N vers le S (pendage du contact anormal: 30° vers le N) qui met en contact l'unité des calcschistes avec les slates inférieurs.

Ces trois événements tectoniques se sont produits entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère moyen. Ils s'accompagnent de métamorphisme. On peut donc utiliser le terme d'Hercynien pour ces déformations, quoique le mot "d'Acadien" ait été utilisé par certains pour désigner la phase orogénique qui va du Carbonifère inférieur au Viséen.

Cette succession est schématisée figure 79

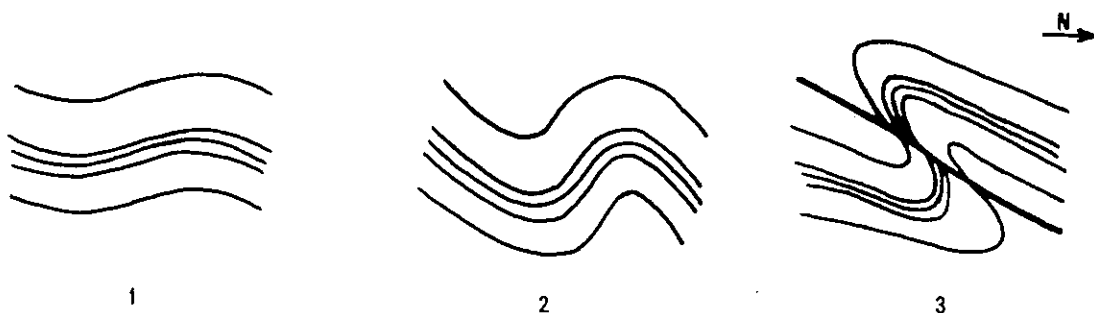


Figure 79: Succession des événements tectoniques hercyniens dans la zone A de Binalud.

Nous associerons à ces événements hercyniens le décrochement majeur responsable de la division du Binalud en deux blocs respectivement dénommés Zone A et Zone B (voir ci-après).

Les événements postérieurs à l'Hercynien ne sont pas décelables dans la zone A, alors qu'ils sont clairement exposés dans les zones adjacentes où les grandes failles de Torghabeh-Sangbast traduisent, entre autres événements, les déformations mésozoïques.

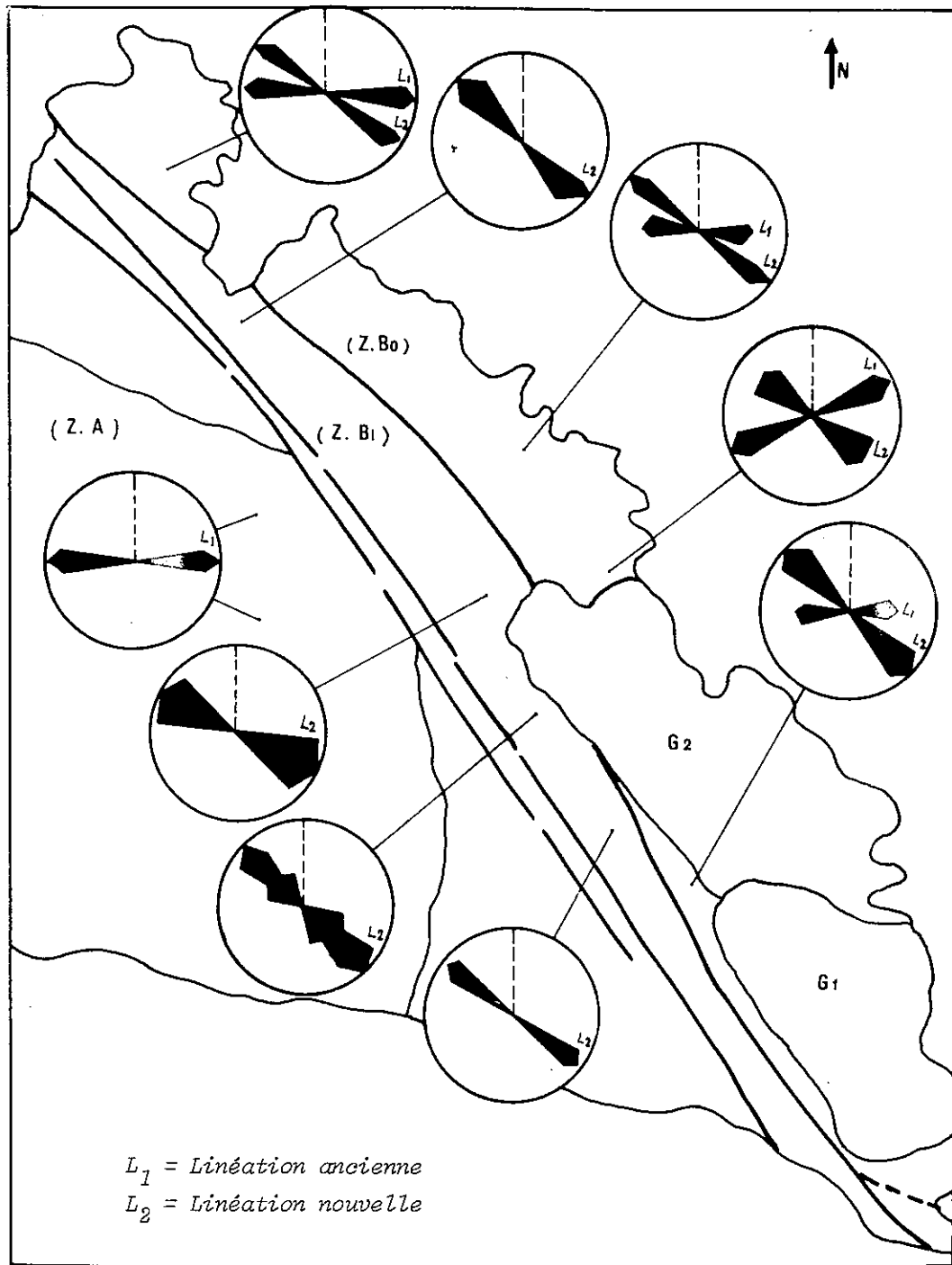


Figure 80: Diagrammes permettant de situer les différentes orientations des linéations et des axes de plis dans les différentes métamorphites de la région étudiée.
 (d'après Majidi et Alavi - 1971)

B - EVOLUTION TECTONIQUE DE LA ZONE B

Contrairement à la simplicité tectonique de la zone A, les déformations complexes de la zone B rendent difficile la définition de son évolution tectonique. En raison de cette complexité, il a paru nécessaire de subdiviser la zone B. On a dans chacune de ces sous-zones, une histoire tectonique différente, qui apparaîtra dans (voir figure 78):

- la sous zone b_0 : où il y a des métamorphites hercyniennes.
- les sous-zones b_1 et b_2 : où les dépôts post-viséens existent (la sous-zone b_2 s'étend surtout au SE, elle est hors du cadre de la carte figure 78).
- la sous-zone c: où se rencontrent des dépôts mésozoïques.

Sous-zone b_0 : Outre les phases de métamorphisme M_1 , M_2 , M_3 déjà vues, cette sous-zone est affectée par des plissements E-W, bien remarquables sur les photos aériennes, et qui intéressent l'ensemble des séries pré-viséennes. Les mesures de linéations permettent de différencier deux directions: L_1 varie de N 60 à N 100° (ce qui est dû à des torsions tardives: voir figure 81 d'après Majidi et Alavi, 1971); L_2 est plus régulièrement N 135° E.

Les plis couchés, qui étaient absents de la zone A, sont communs ici. Leurs torsions (voir figure 81), comme leur style, indiquent l'intensité plus grande de la déformation hercynienne de cette sous-zone et les superpositions de déformations dont elle a été le siège.

Cela correspond à une persistance du serrage N-S malgré les décrochements dextres. Ceux-ci toutefois, qui paraissent de même génération que la phase cassante de la zone A, paraissent un peu plus récents qu'à l'Ouest car ils ne déplacent pas les tonalites tardi-hercyniennes.

Sous-zones b_1 et b_2 : A la différence de la sous zone b_0 on n'y retrouve pas la linéation ancienne L_1 . Seule L_2 , N 135° E, est représentée et il n'y a aussi qu'une seule schistosité (fig. 80). Les plis sont généralement plus ouverts et aucun n'a d'axe E-W. Ces observations sont tout à fait compatibles avec la présence du seul métamorphisme paléocimérien M_3 .

Sous-zone c: C'est une zone de dépôts non métamorphiques post-triasiques qui ne nous montre pas de plis. Cependant, les pendages de sédiments jurassiques sont différents selon leur situation dans les divers secteurs faillés. Ce pendage près des failles majeures et vers l'Est de la zone, est parfois vertical. Le calcaire du Crétacé, dans cette zone comme dans les précédentes, reste toujours sub-horizontale.

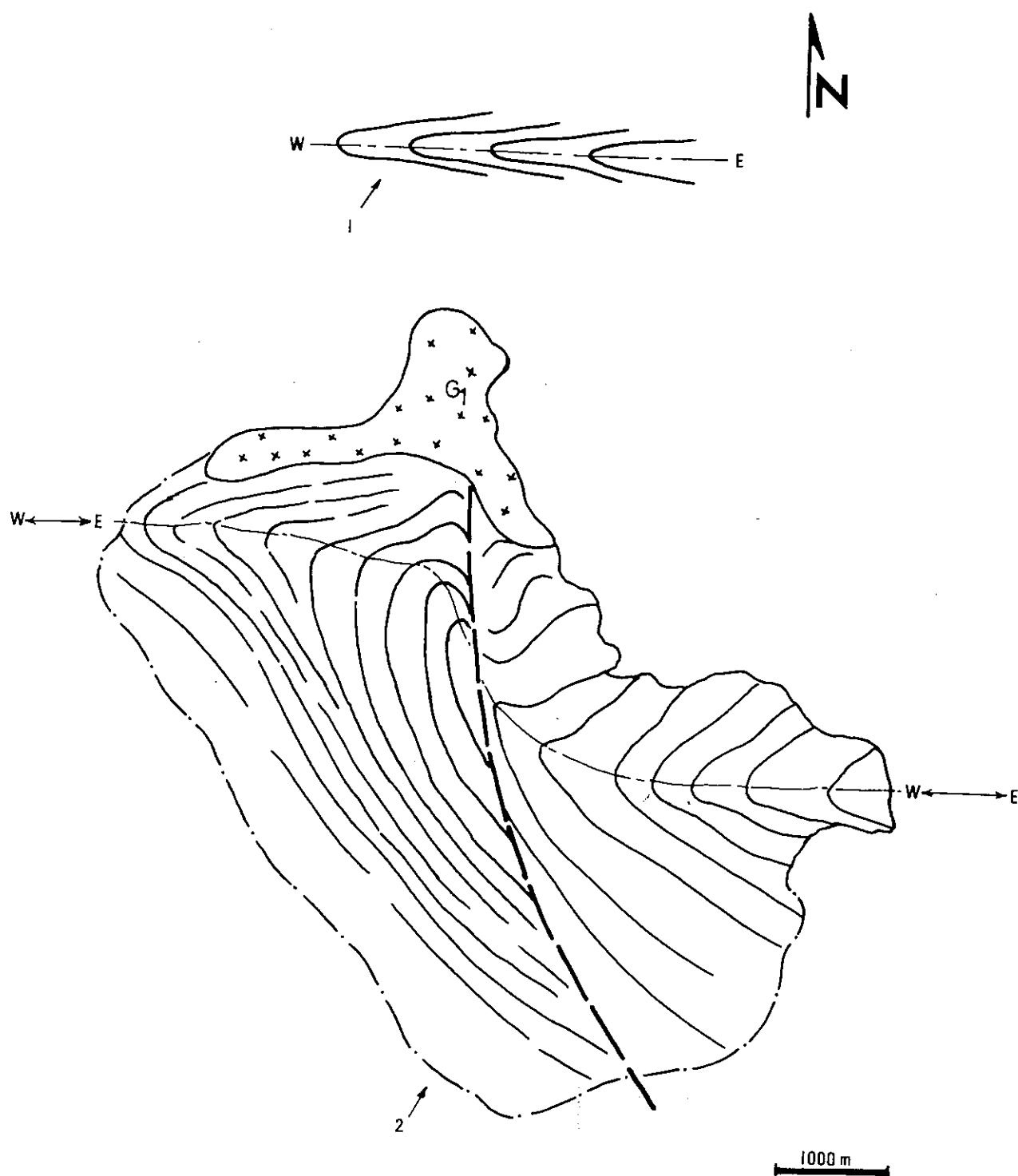


Figure 81: Torsion du plissement E-W dans la sous-zone b_0 d'après photo aérienne
 (1) avant le développement de tectonique cassante;
 (2) après le décrochement dextre (état actuel).

C - COMPARAISONS ENTRE LES ZONES A ET B

Les caractères structuraux de ces deux zones, résumés ci-dessus, comme les caractères du métamorphisme vus précédemment, conduisent à penser que l'ensemble de la région du Binalud a enregistré une histoire hercynienne unique.

Cependant, la présence d'une schistosité, et de sa linéation N 135, uniques dans les sous-zones b_1 et b_2 , superposées à des directions E-W en b_0 , s'oppose à l'absence complète de cette deuxième phase dans la zone A. Cela paraît signifier que la division de la région en zones A et B, par les grands décrochements, est due à un événement antérieur à la dernière phase tectonique et au métamorphisme M_3 qui sont présents uniquement à l'Est. Ainsi, les événements paléocimériens existent à l'Est, les événements hercyniens partout. La coupure en deux domaines se situe entre ces deux périodes: Viséen et Permien.

Cet événement paraît être lié à la fin de l'histoire hercynienne de la région, sans doute alors que se mettaient en place les nappes, et que se créaient les décrochements dextres à l'emplacement actuel des failles de Torghabeh-Sangbast. C'est au cours de ce mouvement de coulissage que la réorientation des plis primitivement EW a permis l'installation de la dominante presque N-S des directions structurales de la région. La figure 82 schématise le mécanisme de cette réorientation.

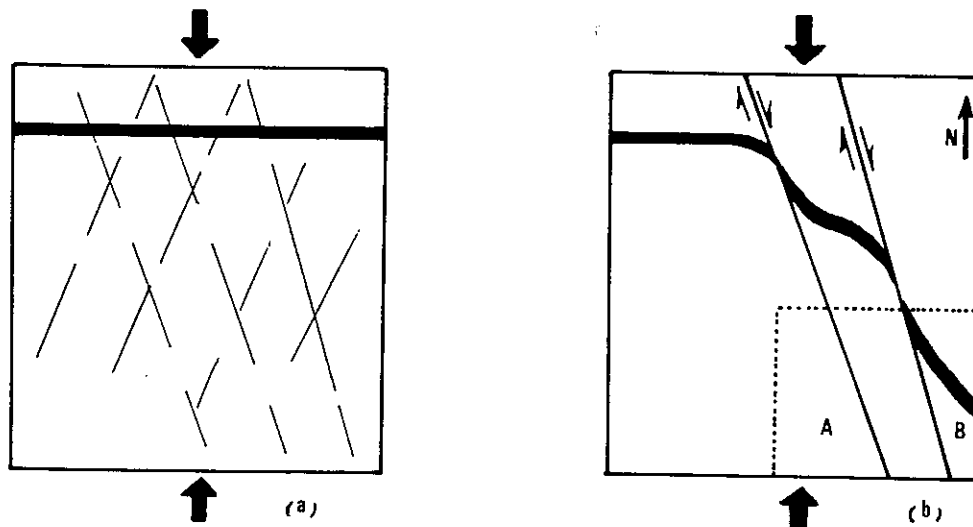


Figure 82: Schéma évolutif de la tectonique cassante de l'Hercynien et séparation des blocs du Binalud en zones A et B (cadres, position de la région étudiée).

Il semble bien qu'un tel décrochement ne puisse se réaliser sur des failles mineures superficielles. Au contraire, il est probable qu'il s'engage sur des dislocations profondes, ce qui semble confirmer la localisation des mélanges ophiolitiques (probablement viséens) sur son parcours.

Cependant, l'intrusion du granite g_1 est uniquement localisée dans la zone B, et il faut la considérer comme une manifestation tardive du cycle hercynien. Sans doute, est-ce l'indice que la venue granitique est postérieure à la coupure en blocs qui elle-même achève la suite de déformations hercyniennes.

Les failles de décrochement ont cependant été réactivées ultérieurement et durant le Mésozoïque elles fonctionnent avec un rejeu vertical. Actuellement, elles paraissent rejouer en décrochement dextre comme l'indiquent les séismes de la région de Quchan au NW de Mashhad (faille de Germab-Quchan, Tchalenko, 1975).

D - LA FORMATION DU MELANGE OPHIOLITIQUE

Selon, les connaissances actuelles, la formation des mélanges ophiolitiques analogues à ceux de notre zone peut être due à trois mécanismes:

- lors d'une extension - ouverture d'un rift;
- lors d'une compression - serrage;
- lors d'un décrochement le long de failles coulissantes.

Le premier mécanisme est improbable dans cette région, car le mélange s'est formé dans un stade postérieur aux métamorphismes $M_1 + M_2$ et avant le dépôt du Carbonifère moyen. Cela laisse peu de temps pour voir se développer l'ouverture d'un rift alors que la tectonique cassante de la fin de l'Hercynien, liée à un serrage N-S, est encore en cours.

Le mécanisme de serrage est invoqué aux abords de zones de subduction, dans les collisions interplaques (Gansser, 1974) où peuvent se constituer des mélanges ophiolitiques. Ici, tout le matériel du mélange était déjà disponible (roches métamorphiques et ultrabasites) sauf le magma spilitique, au moment de la création du mélange. Les spilites ont, elles, été injectées durant l'époque préviséenne de formation tectonique de ce mélange. Il semble improbable que cette venue magmatique conduite par les failles profondes puisse se produire au cours d'un épisode tectonique brutal de serrage. Cela d'autant moins probable que les failles limites de la zone de mélange

paraissent plutôt être des failles normales.

C'est pourquoi nous préférons la troisième hypothèse qui relie la formation du mélange à une tectonique de décrochement. En effet, la situation du mélange le long de grandes failles décrochantes régionales et profondes, convient bien pour cette interprétation. D'ailleurs, il semble bien que c'est une explication de valeur très générale. En beaucoup d'autres endroits en Iran, les mélanges ophiolitiques se situent le long d'alignements qui ne sont pas des limites de plaques différentes et où il n'y a pas d'indice de nappes de charriage ou d'un serrage quelconque. Ce sont des zones qui sont généralement courbes, dont les limites sont des failles verticales dont le fonctionnement en décrochement est souvent évident.

En outre, le tracé des failles n'est pas toujours rectiligne, mais au contraire souvent ondulé comme le schématise la figure 83.

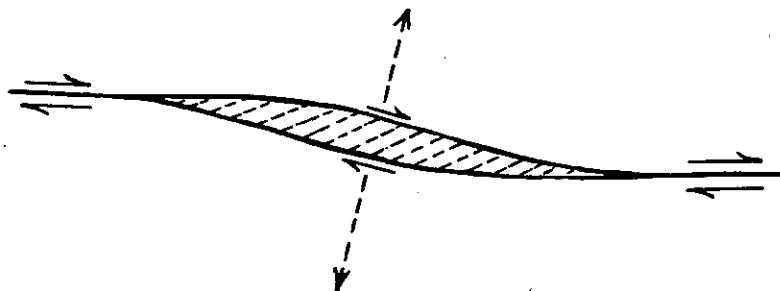


Figure 83

On peut donc imaginer que lors d'un décrochement, une telle géométrie implique un écartement des lèvres dans la zone de courbure (transtension des auteurs américains). S'il s'agit d'une faille profonde l'ouverture provoque la venue éventuelle de matériel magmatique pendant que les bords de la cassure peuvent s'effondrer dans le vide entre les deux lèvres. Le magma spilitique englobe ainsi des blocs variés: le mélange est constitué; il est ophiolitique si la lave vient constituer la matrice; il est simplement tectonique si aucune venue volcanique n'est associée à l'ouverture. Notons que si la courbure de la faille de décrochement est inversée par rapport au sens de mouvement, il n'y a pas ouverture mais compression locale dans la zone de courbure: faille transgressive des auteurs anglo-saxons. Les zones à ophiolites constituent des chapelets discontinus comme les ouvertures possibles le long du décrochement.

Si cette hypothèse n'est pas nécessairement valable pour tous les alignements ophiolitiques, il semble bien que ce soit la meilleure pour la région de Mashhad. Elle aurait en outre le mérite d'expliquer aussi la localisation aux abords des

décrochements des coulées ultrabasiques. Leurs cheminées d'alimentation pourraient être ainsi l'ouverture en transtension le long de la faille de décrochement, comme pour le mélange ophiolitique du Sud. Si cela est vrai, ces mélanges se seraient constitués lors d'une étape plus ancienne, en même temps qu'au Nord s'épanchaient les laves dans le bassin où se sédimentaient les pélites.

Ajoutons enfin que l'étude pétrostructurale a également amené certains auteurs (Mercier et Vergely, 1972) à considérer que la tectonique de décrochement est à l'origine des zones de mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce).

E - EVOLUTION STRUCTURALE AU COURS DU MESOZOIQUE

1) MOUVEMENTS PALEOCIMERIENS

Nous avons vu que le dernier événement métamorphique (M_3) et les événements magmatiques, datent de la fin du Permien, comme cela est confirmé par les datations radiométriques (256 à 215 MA). C'est un événement bien connu en plusieurs régions d'Iran, sous le nom de phase paléocimérienne ou éocimérienne.

Ce qui caractérise les déformations de cette période c'est le plissement, avec schistosité et linéation associées, de direction N 135°E dans tous les secteurs de la zone B. Lorsqu'ils sont seuls comme dans les sous-zones b_1 et b_2 , ces plis sont assez ouverts et simples. Mais s'il y a superposition sur des plis plus anciens les géométries sont plus compliquées.

La suite des déformations est cassante. Cela est bien observable à l'Ouest de Mashhad où la faille quasi-verticale séparant les sous zones b_0 et b_1 est recoupée par l'intrusion du granite leucocrate qui intervient à la fin de cette phase. La faille a un jeu inverse et ne semble pas avoir de composante de décrochement. Elle est parallèle à la schistosité et il est possible qu'initialement elle ait eu un rôle de chevauchement.

Dans la sous-zone c, qui est une région de grandes failles alignées sur le décrochement, les déformations existantes sont assimilées à celles qui viennent d'être décrites. Mais il n'y a aucune déformation de ce type dans la zone A. Il est possible que la sous-zone c ait amorti par le jeu vertical de ses failles le serrage qui affecte les zones orientales.

2) MOUVEMENTS NEOCIMERIENS

Ces mouvements sont attestés par la discordance angulaire entre

le Crétacé inférieur (Aptien) et le Jurassique. Cela est clair dans la zone c qui est en vérité un secteur individualisé dans l'Hercynien et réactivé au Paléocimérien.

Cette zone de faiblesse persistante séparant régionalement les zones A et B, a joué le rôle d'un graben. C'est là que s'est effectué le dépôt de sédiments allant du Rhétien-Lias jusqu'au Bajocien inférieur. Comme nous l'avons vu dans l'étude stratigraphique, l'activité tectonique de cette zone est marquée durant cette période par de brutales invasions conglomératiques très grossières provenant de la zone B durant la sédimentation, calme par ailleurs, du Jurassique inférieur.

Ces effets indirects des mouvements verticaux des bordures du graben sont attribués à la tectonique néocimérienne. Ils se sont poursuivis par des mouvements verticaux aussi, mais dans la zone c elle-même où ils ont déterminé les failles actuellement si nettement visibles. Il est probable que ces failles dont le mouvement est normal correspondent dans le Mésozoïque aux dislocations profondes édifiées au Viséen.

Dans cette zone, la grande faille de Torghabeh-Sangbast est particulièrement remarquable. Elle s'observe sur plus de 100 km. Le long de son miroir, il est fréquent de rencontrer des blocs et écaillés remontés de la profondeur. Il s'agit là de schistes et de marbres hercyniens (N de Kartion) ou de calcaires bréchiques du Trias probable (aux alentours de Torghabeh).

Malgré ces importants déplacements sur les failles, il n'y a jamais de métamorphisme, ni de plissement qui, dans cette région, appartiendraient au Néocimérien. Les faibles pendages relevés dans le Jurassique sont simplement dus aux basculements nés du jeu des failles.

Cette activité est sans doute à relier à un soulèvement relatif de la zone B par rapport à la zone A; ce qui est à mettre en parallèle avec l'arrivée du niveau d'érosion jusqu'au granite, d'où les épandages de ses galets dans le Bajocien.

On doit considérer que les mouvements néocimériens sont en continuité avec les déformations paléocimériennes: la direction de serrage est la même et le soulèvement en horst de la zone B va entraîner la différence de sédimentation de part et d'autre de cet éperon séparateur (voir les différences lithologiques des faciès du Jurassique entre le graben de la zone c et le Kopet Dagh).

Par la suite, les mouvements postérieurs au Crétacé inférieur sont

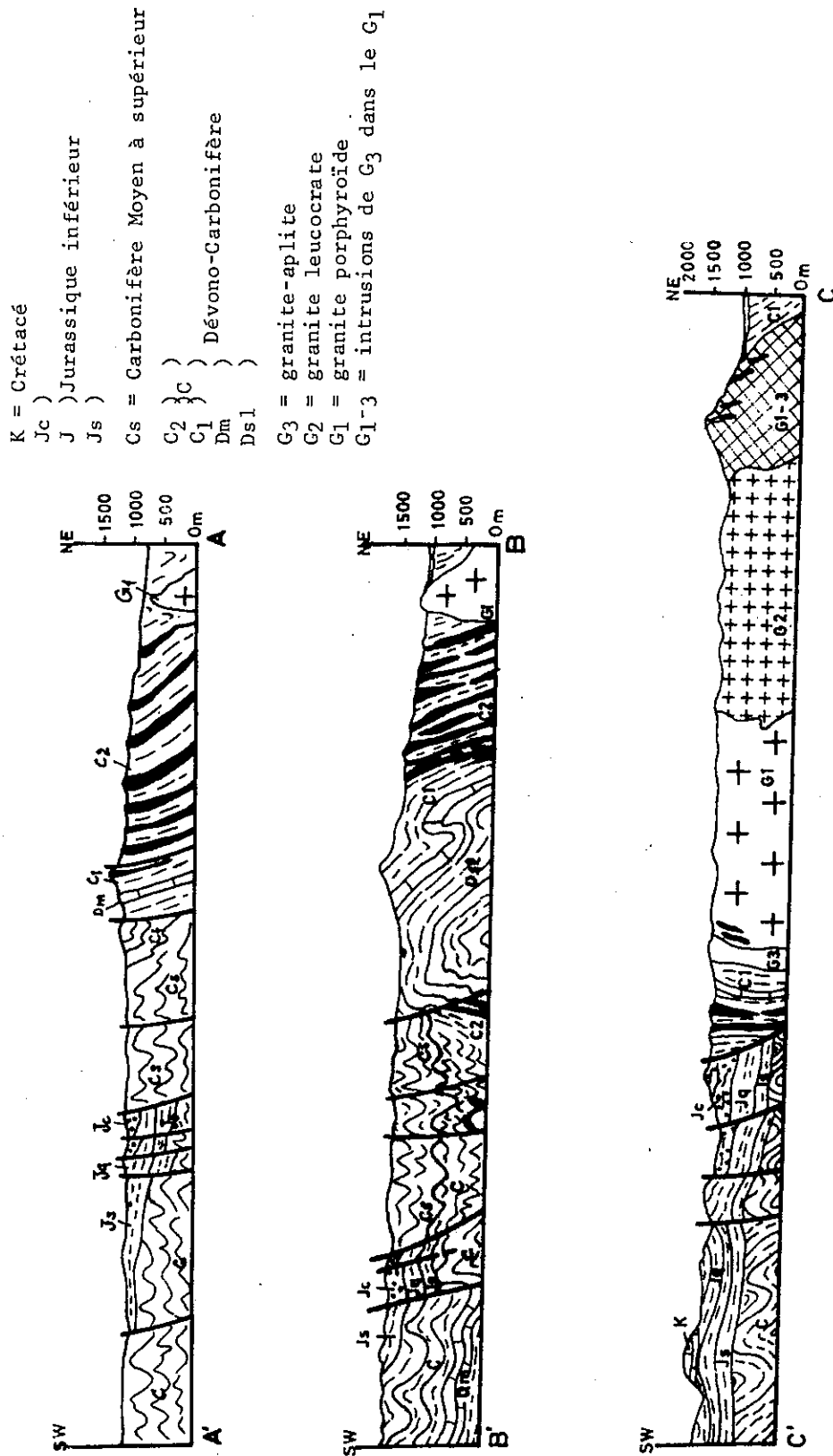


Figure 84: Quelques coupes structurales de la région de Mashhad (voir situation des coupes sur la carte ci-jointe).

insensibles dans la région. Cela est confirmé par l'horizontalité presque parfaite des calcaires du Crétacé dans les différents secteurs où ils affleurent le long des grandes failles de Torghabeh-Sangbast. La fig. 84 montre quelques coupes structurales de la région située à l'Ouest de Mashhad.

F - CONCLUSION

La tectonique polyphasée de l'orogénèse hercynienne qui s'achève au Viséen, avant le dépôt du Carbonifère moyen est sans aucun doute la responsable essentielle de la structure actuelle des montagnes du Binalud.

Ce cycle, identique dans toute la région, a les caractères suivants:

- *Plissement E-W.*
- *Développement d'une schistosité et de linéations E-W.*
- *Jeu de failles profondes en décrochements dextres suivant une direction NW-SE et coupure en blocs du Binalud déterminant les zones A et B. Chevauchements concomittants de nappes dans la zone A.*
- *Création de zones de mélanges ophiolitiques le long de certaines portions des décrochements.*

Tous ces événements se développent au cours d'un serrage N-S persistant. Ils s'achèvent avec l'intrusion des granodiorites et tonalites G_1 dont la constitution a commencé avec les premiers stades du cycle.

Les événements paléocimériens sont dans une succession assez comparable. On a:

- *plissement de direction $N 135^\circ E$,*
- *schistosité et linéations $N 135^\circ E$,*
- *failles inverses et chevauchements de même orientation et soulèvement relatif de la zone B par rapport à la zone A.*

Cette évolution paléocimérienne est limitée à la zone B; peut-être existe-t-elle dans la zone C; elle est absente de la zone A. Elle s'achève, comme pour l'Hercynien, par une granitisation (granite leucocrate G_2) issu de la fusion partielle sur place des métamorphites (fin de M_3).

La phase tectonique néocimérienne achève sur les même lignes directrices, les événements paléocimériens, en amplifiant le soulèvement de la zone B par réaction des failles anciennes. Cette évolution est schématisée dans le tableau XIX.

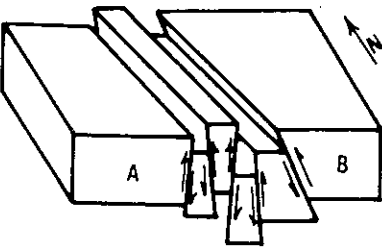
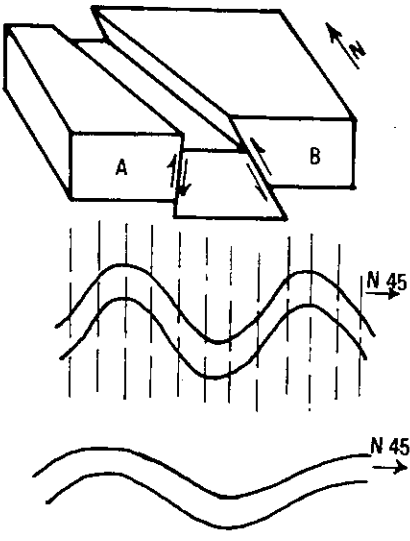
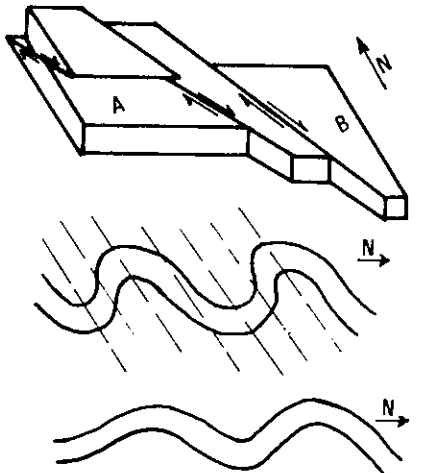
NEOCIMMERIAN	2) Réactivation des failles profondes 1) Soulèvement de la zone B <u>Tectonique cassante</u>	
PALEOCIMMERIAN	3) <u>Tectonique cassante</u> Failles inverses et soulèvement de la zone B 2) Schistosité et linéation N 135° (et métamorphisme M₃) 1) Plissement d'axe N 135°	
HERCYNIAN	<u>Tectonique cassante</u> 3) Décrochement dextre et formation de nappes dans la zone B et division en blocs en A et B. 2) Schistosité et linéation E-W (et métamorphisme M₁ et M₂) 1) Plissement d'axe E-W.	

TABLEAU XIX - EVOLUTION STRUCTURALE HERCYNIENNE PALEOCIMMERIENNE ET NEOCIMMERIENNE DU BINALUD

SIXIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

Chapitre 1: *Histoire géologique de la région*

Chapitre 2: *Les orogénèses hercynienne et cimmérienne en Iran et dans les régions voisines.*

Chapitre 3: *Conditions de mise en place des ophiolites paléozoïques.*

INTRODUCTION

Dans cette dernière partie, nous allons d'abord, en rassemblant les résultats décrits dans les chapitres précédents, exposer en la résumant l'histoire des transformations subies par notre région au cours des temps. Mais bien entendu, il n'est pas question de revenir en détail sur toutes les conclusions partielles, exprimées à diverses reprises dans ce mémoire, et qui concernent les problèmes pétrogénétiques, tels que le mécanisme des éruptions sous-marines et les phases du métamorphisme et de la granitisation.

En revanche, notre région étant la première de l'Iran où l'on ait trouvé des preuves de l'existence d'une orogénèse et d'un métamorphisme hercyniens, il nous paraît souhaitable de la comparer ensuite, de ce point de vue, avec d'autres secteurs de notre pays et des pays voisins. De même, le rôle de l'orogénèse cimmérienne sera examiné à la fois dans les régions septentrionale et méridionale de l'Iran.

Enfin, nous basant sur un recensement des divers épanchements ultrabasiques constatés, au cours du Carbonifère inférieur, dans des bassins de sédimentation, situés au N de l'Alborz, tant vers l'E, jusqu'au Tian Shan méridional, que vers l'W, nous proposerons la reconstitution d'une paléo-Téthys s'étendant au N de l'Iran et de l'Afghanistan et qui, en s'ouvrant à cette époque entre Eurasie et Gondwanie, a permis la mise en place de ces volcanites sur ses fonds.

CHAPITRE I

HISTOIRE GEOLOGIQUE DE NOTRE REGION

Dans notre région, située sur le versant N du Binalud, et il n'a pas été trouvé de formations antécambriennes ou même de dépôts antérieurs au Dévonien: nous ne pouvons donc reconstituer son histoire qu'à partir de cette dernière époque. Nous rappelons par ailleurs que, dans d'autres secteurs du versant N de l'Alborz, des terrains métamorphiques semblables aux nôtres avaient jadis été attribués au Précambrien. Pour certains, la chose nous paraît douteuse, d'autant plus que déjà la révision de certains autres a permis de les rajeunir, en les rapportant au Paléozoïque inférieur, voire même au Paléozoïque supérieur.

Décrivons maintenant les épisodes marquants de cette histoire régionale.

A - LE BASSIN DE SEDIMENTATION DEVONNIEN ET SON APPROFONDISSEMENT VERS LE N

Le caractère parfaitement constant et homogène des slates déposés dans les deux régions, méridionale (zone A) et septentrionale (zone B), qu'il s'agisse de leur faciès (pélites à grain fin) ou de leur composition chimique, montre qu'ils ont pris naissance dans un même bassin, où régnait une sédimentation tranquille.

Toutefois, dans la zone B, qui représente la marge septentrionale du bloc du Binalud, la profondeur devait être plus grande. En effet, la sédimentation y est restée continue lors du passage des pélites inférieures aux calcaires du Dévonien supérieur, alors qu'à ce niveau, elle montre une lacune dans la zone A. D'autre part, la puissance de l'intercalation calcaire est plus faible dans la zone B que dans la zone A, et enfin les Crinoïdes y sont de plus petites dimensions (tiges d'un diamètre de 2 à 3 mm contre 1 à 2 cm). Or l'on sait que les petits Crinoïdes sont susceptibles de vivre jusqu'à de grandes profondeurs (Twenhofel, 1950).

Pour ces raisons, nous sommes amené à croire que le rivage de la mer dévonienne devait se trouver au S du Binalud et orienté probablement E-W, parallèlement à la position qu'il avait prise, au N de la zone A, lorsqu'a débuté la transgression du niveau calcaire.

Plus au N, au-delà de la zone A, on avait affaire à une mer

plus profonde, mais on ne peut apporter d'autres précisions, car les dépôts correspondants n'ont pas été touchés, ni dans le substratum de la plaine de Mashhad, ni dans le socle de la zone du Kopetdagh ni, encore plus au N, dans celui du plateau de Touran, soit sur plusieurs centaines de kilomètres.

B - LES COULEES SOUS-MARINES ET L'OUVERTURE DU BASSIN

Au cours du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur (anté viséen), des coulées d'un magma tholéiitique ou ultrabasique viennent s'intercaler dans les dépôts sédimentaires de la zone B. Ce magma a cheminé par des fissures qui devraient aujourd'hui se présenter sous la forme de dykes. Or nous n'avons retrouvé ces dykes nulle part, ce qui nous amène à conclure qu'ils doivent se trouver dans un secteur plus septentrional. Et d'autre part, les caractères médio-océaniques des roches effusives suggèrent que le sillon profond dont elles sont issues pourrait bien être cet océan paléo-téthysien que les reconstitutions paléogéographiques dessinent, à cette époque, entre les deux continents eurasiens et gondwanien.

L'émission des volcanites accompagnant nécessairement une phase de distension, l'ouverture de cet océan a donc duré au moins du Dévonien supérieur jusqu'au Viséen.

C - LE SERRAGE HERCYNIEN

Nos observations sur la structure tectonique, le métamorphisme et le magmatisme de la région mettent en évidence un épisode orogénique correspondant à une phase de serrage de direction méridienne.

Cette orogénèse hercynienne se traduit, dans la montagne du Binalud, par des manifestations diverses: plis E-W, métamorphisme dynamique (M1) accompagné d'une schistosité et d'une linéation E-W, métamorphisme M2, thermodynamique dans la zone B, et plutôt thermique dans la zone A, formation corrélative à un métamorphisme du granite G1 (granodiorite-tonalite). La phase cassante de cette orogénèse s'accompagne de failles inverses et de chevauchements ainsi que de décrochements dextres de direction NW-SE. L'intrusion du granite G1 est tardive, comme les phénomènes de contact qui l'accompagnent. C'est donc un cycle orogénique complet, qui s'achève approximativement au Viséen.

La création de la zone de mélange ophiolitique doit être ratta-

chée à cette importante phase orogénique. Toutefois, développée le long d'un décrochement dextre profond, cette zone n'appartient pas à une tranche profonde du bassin. Mais on peut imaginer qu'il en existe d'autres, situées au sommet des cassures qui permettraient l'épanchement des ultrabasites, par exemple sous le Mésozoïque du Kopetdagh.

Rappelons que plus à l'E (Tian Shan méridional) mais en continuité avec notre région, l'apparition des mélanges ophiolitiques a été datée d'une période qui chevauche de part et d'autre la limite du Carbonifère inférieur et du Carbonifère moyen (Makarychev et Shtreys, 1973).

D - DEVELOPPEMENT D'UN NOUVEAU BASSIN SEPTENTRIONAL

A la suite de la phase orogénique cassante sur la (ou peut-être les) zone de mélange ophiolitique, la sédimentation reprend. Les dépôts ont un caractère tout à fait différent des précédents: ils sont détritiques à caractère de grauwackes et non plus pélitiques. L'alternance de schistes et de grès évoque l'influence possible d'oscillations tectoniques tardives.

Le bassin de sédimentation s'étend sur la zone B et probablement plus au N. Mais dans cette direction, nous ne pouvons faire état que de données géophysiques trouvées dans la littérature russe (Amurskyi, 1971, Krymus et Lykov, 1969) selon lesquelles, dans le Kopetdagh, le substratum hercynien serait présent à une vingtaine de kilomètres de profondeur sous une épaisse couverture secondaire et tertiaire.

Nous déduisons de ceci que la tectonique hercynienne cassante a provoqué l'approfondissement du bassin septentrional, tandis que la région méridionale (zone A), où la sédimentation n'a pas repris, est restée émergée. C'est ce que traduit notre schéma (Fig. 85) représentant la forme du bassin post-viséen, après la phase de serrage ayant fait probablement disparaître une partie de la paléotéthys.

E = LES PHASES OROGENIQUES PALEOCIMMERIENNE ET NEOCIMMERIENNE

La sédimentation post-viséenne se produit peut-être jusque durant le Carbonifère supérieur, mais on ne dispose à son sujet d'aucune précision stratigraphique. C'est dans le Kopetdagh, à quelques dizaines de kilomètres au NE de notre territoire, que l'on retrouve le prochain terrain daté: il s'agit d'une série permienne de type molassique, formée aux dépens d'un granite qui ne peut être que notre granite

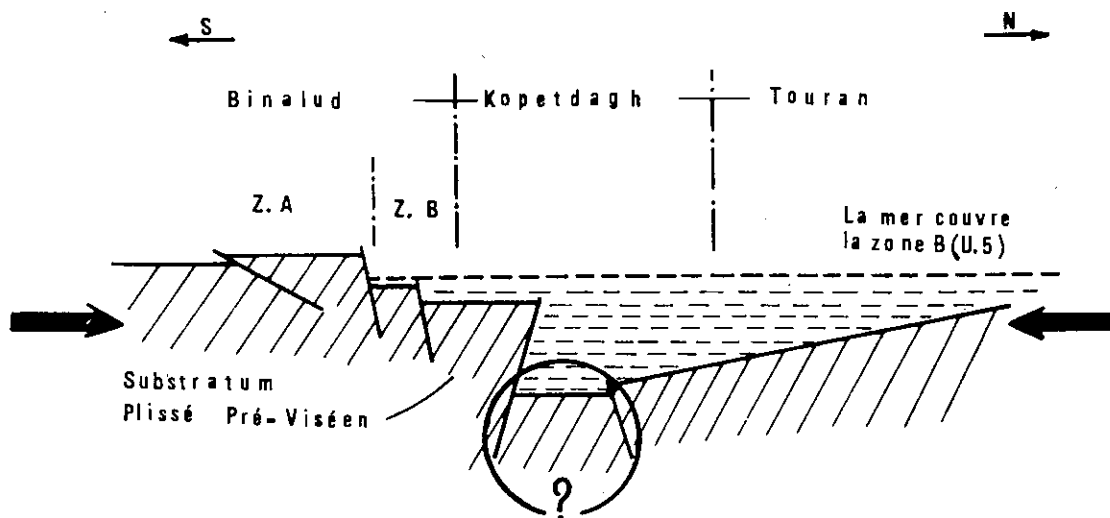


Figure 85 - Coupe schématique après fermeture partielle de la paléotéthysse durant le Viséen.

Kopetdagh et Touran sont interprétés d'après les données géophysiques.

G1 de Mashhad, se continuant jusqu'au Trias supérieur par des terrains de même faciès. La situation respective de la zone d'emprunt et de la zone d'accumulation définit bien leurs tendances antagonistes: enfouissement du bassin septentrional et surrection du Binalud.

La période qui s'étend du Carbonifère supérieur au Trias supérieur semble donc avoir été assez calme sur le plan tectonique dans cette région. Mais dans celle d'Aghdarband, une nouvelle série de mouvements a sans doute débuté au Trias moyen: c'est le moment, en effet, où la sédimentation y passe d'un faciès marin et calcaire à un faciès continental grés-schisto-charbonneux, l'ensemble étant plissé avant la transgression d'un Jurassique inférieur discordant.

Dans le Binalud la série rhéto-liasique non métamorphique est également transgressive et discordante, mais sur une série métamorphique. L'analogie présentée par les deux coupes, ainsi que la datation rédiométrique des métamorphites M3 et du granite leucocrate G2, confirment l'âge paléocimmérien des événements tectoniques.

Une même succession d'événements que lors de l'orogénèse hercynienne se déroule alors dans la zone B: d'abord par un plissement d'axe N 135°

s'ajoutent une schistosité et une linéation et enfin, par l'accentuation du métamorphisme régional (M3), développement du granite leucocrate (G2). La compression est orientée NE-SW et, lors de la phase cassante, provoque l'apparition de failles inverses NW-SE.

Il semble bien que ce soit la première fois que l'on puisse, en Iran, démontrer l'existence de cette phase paléocimmérienne. On avait bien signalé déjà, dans divers secteurs de l'Iran central, la discordance angulaire du Jurassique sur le Trias, mais on n'avait jamais mis en évidence, le métamorphisme et la granitisation qui lui sont liés. Quant au métamorphisme attribué à la phase paléocimmérienne dans le S de l'Iran, nous allons bientôt voir que, par son ampleur, il doit plutôt être rapporté à l'Hercynien.

En tout cas, à part l'âge et une direction de compression qui diffère de la précédente de 45°, aucune autre particularité ne caractérise cette dernière phase. Dans le Kopetdagh, les lignes majeures de la tectonique sont les mêmes que pour l'Hercynien.

A partir du Jurassique, la subsidence du Kopetdagh est accentuée, puisqu'il va s'y accumuler plusieurs kilomètres de dépôts. Simultanément, la zone B du Binalud se soulève, jouant le rôle de horst entre ce premier bassin et le fossé de Torg-habeh-Sangbast (Zone C). A cette occasion, l'océan téthysien perd de sa largeur puisque son domaine ne s'étend plus que sur le Kopetdagh et les régions septentrionales.

Les mouvements néocimmériens se traduisent dans la déformation tectonique de la zone C, qui amène le Crétacé à être discordant sur celle-ci. Ils ne sont pas ressentis dans la zone du Kopetdagh. Ils constituent en général une reprise de la tectonique paléocimmérienne, avec les mêmes directions structurales, mais moins accentuées. Dans la région, elle n'est accompagnée d'aucun métamorphisme.

La disparition complète de l'océan téthysien s'achèvera lors des derniers stades de la compression alpine. A partir du Miocène, des sédiments d'origine continentale comparables à ceux de l'Iran central, se déposeront dans une mer du Kopetdagh peu profonde et dans quelques petits bassins situés au S du Binalud. Le seul témoignage de cette Théthys disparue sera alors le panneau de croûte océanique pré-mésozoïque présent sous la Caspienne.

Nous résumons dans le tableau XX les données acquises tout au long de ce mémoire sur l'histoire géologique de cette région de l'Iran.

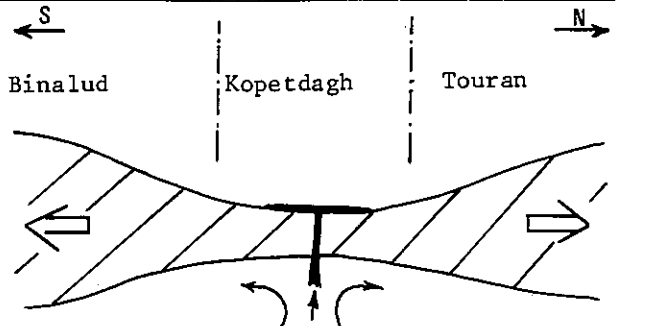
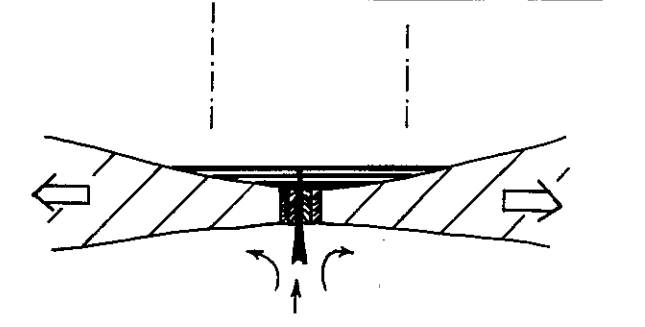
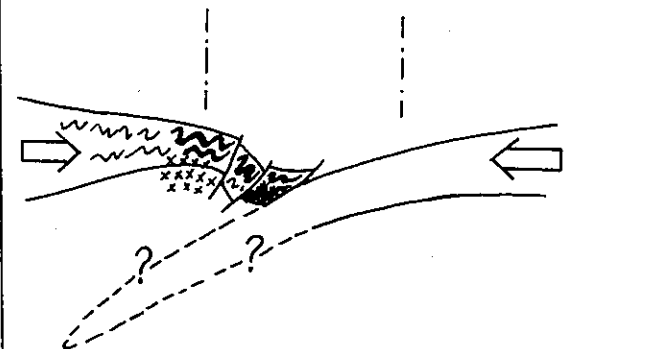
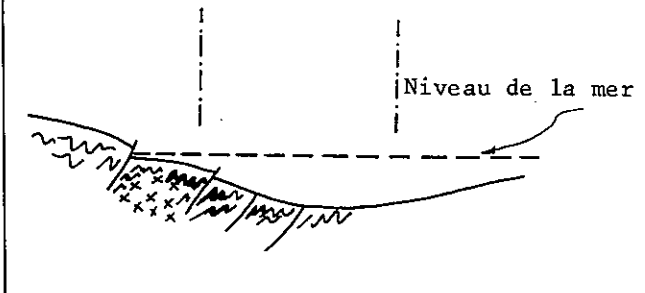
(Pré-Viséen)	1-Début (ou poursuite) de la phase d'extension N-S; subsidence et approfondissement du bassin N. Ouverture d'un rift et épanchements basiques-ultrabasiques à affinités de tholéiites océaniques abyssales, commençant par une émission tholéiitique	 Ouverture de la Paléotéthys.
Dévono-Dinantien	2- Continuité de la phase de distension; cassures successives et épanchements ultrabasiques dans les secteurs profonds du bassin situé probablement sous le Kopetdagh. Développement d'une croûte océanique hypothétique au fond du bassin.	 Croûte océanique (complexe filonien) "sheeted dykes"
Viséen	3 - Début de la phase de serrage; plissements N-S, métamorphisme dynamique (M_1) et thermodynamique (M_2) granitisation (G_1), chevauchements et décrochements, formation de la zone du mélange ophiolitique, soulèvement de la zone S et subsidence de la zone N. (selon Bozorgnia, 1973, au moins jusqu'au Namurien dans le Gorgan).	 Fermeture viséenne
Post-viséen (moyen ?)	4 - Dépôt des grauwackes, dans les secteurs profonds, zone nord. (sédimentation rythmique de shales et grès). zone A (sud) émergée.	 Niveau de la mer Nouveau bassin Carbonifère moyen à supérieur

TABLEAU XX: RESUME DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE REGIONALE

.../...

TABLEAU XX (suite)

PERMIEN	5 - Soulèvement de la zone B du Binalud, érosion, exposition, altération du granite G_1 et formation de molasse dans les zones plus déprimées, au N de la région (bassin d'Agh-Darband).
TRIAS	6 - Nouvelle phase de serrage (Paléocimmérienne), métamorphisme et granitisation de la zone B de Mashhad. Approfondissement de la partie septentrionale du bassin et dépôt de l'épaisse série de calcaire du Trias moyen d'Agh-Darband.
TRIAS (SUPERIEUR)	7 - Tectonique cassante de la même phase; soulèvement de la zone B du Binalud qui joue le rôle de horst, entre le graben de Torghabeh-Sangbast et le sillon de Kopetdagh. Soulèvement de la moitié méridionale du Kopetdagh. Sa limite est soulignée par une zone de transition entre faciès marin et continental. Début des mouvements sur les failles profondes responsables de plis serrés d'Agh-Darband.
JURASSIQUE	8 - Transgression du Jurassique inférieur, discordant sur le Dévono-Carbonifère de la zone A et Trias du Kopetdagh.
	9 - Réactivation de la phase de serrage (Néocimmérienne). La continuation du soulèvement de la zone B aboutit à l'exhumation, à l'altération du granite G_2 qui nourrit le conglomérat hétérogène du Binalud et amène la disparition de la mer dans le Binalud.

TABLEAU XX (suite et fin)

JURASSIQUE	10 - Approfondissement du bassin et passage des dépôts détritiques du Jurassique inférieur aux calcaires du Jurassique supérieur dans la zone du Kopetdagh.
CRETACE	11 - Transgression de la mer sur le Binalud (dans le graben de Torghabeh-Sangbast) et dépôt de calcaire à Orbitolines discordant sur le Jurassique inférieur. Transgression concordante du même calcaire dans le Kopetdagh. Cela indique la concentration des mouvements néocimmériens majeurs dans la seule zone fracturée de Torghabeh-Sangbast.
PALEOGENE	12 - Emergence de la plupart des secteurs du Binalud, mais subsidence dans le sillon du Kopetdagh où se déposent plusieurs milliers de mètres de sédiments.
NEOGENE	13 - Derniers mouvements fini-alpins, correspondant dans la zone du Kopetdagh à la disparition complète de la Téthys. Les restes de celle-ci pourraient être les éléments de croûte océanique que la géophysique a détectés sous les dépôts mésozoïques de la mer Caspienne et de la mer Noire.

CHAPITRE II

LES OROGENESES HERCYNIENNE ET CIMMERIENNE EN IRAN ET DANS LES REGIONS VOISINES

A - LES MOUVEMENTS HERCYNIENS

Avant de passer en revue les témoignages qui confirment, en Iran, l'existence d'une phase orogénique hercynienne, il nous faut constater que, sur ce point, les opinions ont varié avec le temps.

Les premières investigations détaillées effectuées par des géologues européens dans les régions situées au S de Kerman, puis par le Service géologique de l'Iran dans d'autres secteurs de l'Iran central ou du S de l'Alborz, concernaient toujours des zones situées hors des ceintures métamorphiques et orogéniques, d'où l'opinion dominante selon laquelle l'hercynien d'Iran devait également se traduire par des mouvements épirogéniques (Stocklin, 1968). En effet, dans les régions ci-dessus, on n'avait jamais repéré de discordance angulaire entre le Permien et le Dévono-Carbonifère, mais on avait au contraire constaté l'absence quasi-générale de dépôts du Carbonifère supérieur, lacune interprétée comme résultant d'une émergence (Nabavi, 1976).

Une première preuve de l'existence de cette orogénèse - Permien : non métamorphique discordant sur des métamorphites - rapportée de la région de Golpaygan par Thielé et al. (1968) n'a pas convaincu Stocklin (1968). Une autre indication de même nature - trouvée dans la région de Rezaieh, près de la zone orogénique de Sanandaj-Sirjan (Haghipour 1971), est regardée par certains comme un contact tectonique, tandis que d'autres (Nabavi, 1976), la rapportent à la phase calédonienne. L'éventualité d'une phase hercynienne affectant le S de l'Iran (Zone de Sanandaj-Sirjan) étant ignorée, certains auteurs, devant un Dévonien fossilifère et métamorphique recouvert en discordance par du Jurassique, ont évoqué un cycle orogénique et métamorphique paléocimmérien (Sabzehei, 1974 ; Houshmandzadeh et al. 1972).

Du fait que nous avons prouvé, dans notre région, l'existence d'une orogénie hercynienne, nous sommes amené à rechercher sa présence dans d'autres régions. Et puisque nous avons constaté que son paroxysme se situe au Viséen, notre fil directeur sera d'une part d'examiner les caractéristiques de cet étage partout où il est représenté et d'autre part de nous intéresser à tous les granites et métamorphites dont l'âge radiométrique tourne autour de 330 à 340 Ma. Nous allons donc, en parcourant l'Iran du

S au N, passer en revue dans cet esprit toutes les informations accessibles, anciennes ou récentes. Les deux régions de Golpaygan et Rezaieh seront traitées à part.

Dans le sultanat d'Oman, au-delà du Golfe Persique, l'âge d'une phase tectonique mettant en discordance le Permo-carbonifère sur une série métamorphique a été fixé (méthode K-Ar) à 330 Ma, ce qui en fait de l'hercynien précoce (Glennie 1977).

Sur la rive N du Golfe, près de Bandar-Abbas, des roches ignées, remontées de la profondeur par l'extension des dômes de sel, ont fourni (méthode Rb-Sr) un âge de 340 ± 15 Ma (Crawford, 1977).

Dans les métamorphites de Sanandaj-Sirjan, des gneiss probablement précambriens, soumis à des mesures radiométriques (Sabzehei et al., 1969), fournissent un âge de 360 Ma, évidemment relatif à un métamorphisme ultime.

Dans cette même zone orogénique (secteurs de Hadji-Abad et Sirjan) la série paléozoïque a été récemment réétudiée par les géologues du S.G. de l'Iran (Houshmandzadeh, Majidi, Berberian, Alavi Tehrani). La colonne stratigraphique montre une succession continue, étendue au moins du Silurien au Carbonifère inférieur, recouverte en discordance par une série permienne (Houshmandzadeh, 1977). En étudiant les métamorphites de la région, nous avons constaté que les calcaires fossilifères permien ne sont nulle part affectés par les recristallisations, alors que toutes les roches antérieures présentent une schistosité E-W et un métamorphisme de faciès schistes verts (Majidi, 1973, 1975).

Bien que le métamorphisme, en nous privant de données paléontologiques, ne nous permettent pas de dater avec précision le sommet de l'ensemble inférieur, il ne fait aucun doute pour nous que la lacune constatée avant le dépôt permien n'est pas d'origine épirogénique, mais bien orogénique.

Plus au N, en Iran central (région de Posht-e-Badam), une série permo-triasique, à peu près pas métamorphique, est transgressive sur des métamorphites anciennes, précambriennes d'après Haghypour (1974). Mais, selon le même auteur, celles-ci ont fourni des biotites datées 300 ± 60 Ma. Pensant qu'en Iran les mouvements hercyniens possibles se réduisent à une simple épirogenèse, il interprète cet âge intermédiaire entre le Précambrien et le paléocimmérien, comme le résultat d'une altération paléocimmérienne de biotites précambriennes.

Encore plus au N (E. de Tabas), Stocklin et Nabavi (1971), étudiant les formations dévono-carbonifères, signalent qu'une discordance angulaire doit être présente à la base de la formation de Sardar, bien qu'ils n'aient pu la mettre en évidence. Pourtant, leurs propres observations nous semblent convaincantes à cet égard.

En effet, le niveau de transgression de la formation de Sardar est représenté par 30m de conglomérats, datés du Viséen moyen. Et ceux-ci reposent, selon les points, sur des niveaux variés, dont l'âge s'échelonne du Dévonien supérieur jusqu'au Viséen inférieur. A notre avis, cette disposition démontre qu'un plissement important est survenu entre Viséen inférieur et moyen.

Sauf dans les cas qui viennent d'être mentionnés et dans quelques secteurs du versant N de l'Alborz, on ne connaît pas, dans la plupart des régions d'Iran, de sédiments du Carbonifère moyen ou supérieur. On ne peut donc y recueillir des témoignages des événements qui auraient pu survenir au Viséen. Toutefois, la généralité de l'hiatus stratigraphique du Carbonifère supérieur, seule lacune importante de la série de l'Iran, prête à réflexion: elle ne peut correspondre qu'à un mouvement d'ensemble affectant tous les blocs iraniens.

Dans la région de Gorgan, située à quelques centaines de kilomètres à l'W de la nôtre, les données paléontologiques permettent de reconstituer une histoire tout à fait comparable à celle du Binalud. On y constate (Bozorgnia, 1973) que, durant le Viséen supérieur, le versant méridional de l'Alborz était émergé par suite d'un soulèvement, alors que son versant N s'enfonçait sous la mer, au moins jusqu'au Namurien.

Pour terminer cette revue iranienne, rappelons que plusieurs secteurs métamorphiques du versant N ou S de l'Alborz, considérés primitivement, ainsi que celui de Mashhad, comme précambriens, ont récemment livré des fossiles siluriens ou dévono-carbonifères. Des travaux restent donc nécessaires pour y préciser l'âge du métamorphisme.

Si maintenant nous abandonnons l'Iran en suivant, vers l'E, le prolongement naturel de l'Alborz, nous rejoignons l'Hindou-Kouch, où des indices d'une orogénèse hercynienne sont observables (Boulin, 1973): un granite du Carbonifère supérieur recoupant la série paléozoïque est surmonté en discordance par le Permien transgressif.

Récemment, dans l'Hindou-Kouch occidental, Boulin et Bouyx (1977) ont décrit une série pré-viséenne métamorphique supportant en discordance angulaire des dépôts non métamorphiques débutant au moins au Namurien. L'ensemble inférieur, avec ses micaschistes à grenat et staurotide, marbres, schistes charbonneux, radiolarites et ses roches serpentinisées interstratifiées, ressemble tout à fait à la série pré-viséenne de Mashhad.

Encore plus à l'E, dans le Tian Shan, plusieurs zones de roches pré-viséennes métamorphisées à intrusions hercyniennes témoignent d'une phase tectonique brutale,

survenue durant le Carbonifère inférieur ou moyen et responsable de la formation de zones de mélange ophiolitique et de chevauchements dirigés N-S, (Makarychev et Shtreys, 1973).

Tous ces exemples nous montrent qu'une phase orogénique très importante, à paroxysme viséen, s'est déroulée dans les régions de l'Asie que nous venons de citer et que, en dépit des idées admises, elle n'avait aucune raison de respecter la frontière septentrionale de l'Iran.

Cette orogénèse, première responsable de la structure du Binalud, peut-être d'une grande partie de l'Alborz (et peut-être même, à ce qu'il semble, de l'Hindou-Kouch) a affecté la totalité du plateau iranien et ses marges méridionales, au moins jusqu'en Oman. L'effet de serrage a été plus intensément ressenti dans des zones plus souples, telles que l'Alborz septentrional et le couloir de Sanāḍaj-Sirjan, où la contrainte tangentielle a provoqué métamorphisme et volcanisme (rhyolitique). Cependant, les secteurs plus rigides n'ont pas été complètement épargnés, témoin la discordance non négligeable entre Viséen inférieur et moyen.

Nous proposons l'hypothèse que les deux zones souples qui encadrent l'Iran central ont joué un rôle identique, c'est-à-dire qu'elles ont également facilité son soulèvement. Ce mouvement positif et uniforme expliquerait de façon simple et cohérente la lacune généralisée des dépôts post-viséens anté-permiens dans les régions intra-iraniennes. Ce soulèvement, contemporain de la phase hercynienne précoce, aurait ainsi accompagné l'orogénèse véritable de l'Afghanistan, d'Oman et du plateau de Touran.

B - LES MOUVEMENTS CIMMERIENS EN IRAN

La découverte à Mashhad d'un métamorphisme, d'une tectonique et d'une granitisation paléocimmériens reste jusqu'à ce jour l'unique témoignage de cette orogénèse pour l'Iran. Pourtant, la présence, surtout dans l'Iran oriental, d'une discordance angulaire du Jurassique sur un Trias non métamorphique lui a parfois été attribuée: c'est par exemple l'avis de Sabzehei (1974) pour la zone de Sanāḍaj-Sirjan, mais ainsi que nous l'avons vu, il est plus vraisemblable de rapporter le métamorphisme au Viséen, ce qui le rapproche du métamorphisme et des intrusions observables à Oman et Bandar-Abbas. De plus, l'intervalle entre pré-viséen et Jurassique est trop grand pour que l'on puisse rapporter à une phase paléocimmérienne la discordance du second sur le premier. Ainsi donc, on n'a pas encore démontré, dans la zone de Sanāḍaj-Sirjan qu'une phase de serrage, entraînant un métamorphisme paléocimmérien, s'est bien produite lors du Trias supérieur. En effet, le Permien et le Trias, largement répandus dans ce bassin, ne sont pas métamorphiques, en général, et quand ils le sont, cela pourrait résulter d'une importante phase du Crétacé supérieur, déjà

mise en évidence ailleurs (secteurs de Golpaygan, Boroujerd et Hamandan, cf. Berthier et al., 1974; Majidi, sous presse, S.G.I.).

D'autre part, plusieurs auteurs (Sabzehei, 1974; Stocklin, 1974) admettent que, dans cette même zone de Sanāḍaj-Sirjan, s'est développé durant le Trias moyen et supérieur, un rift intercontinental qui rejoignait, vers le NW, les cassures de la Méditerranée orientale (Juteau, 1970; Argyriadis, 1975), ouvertes par un mouvement de distension. Dans ces conditions, on voit mal comment une tectonique paléocimmérienne, responsable d'efforts de traction qui vont ouvrir des cassures et se font peut-être sentir jusqu'au Crétacé, pourrait simultanément se trouver accusée de compression et de serrage. Si serrage il y a, il ne peut se manifester qu'ailleurs, soit au N, soit au S, mais non au niveau de la zone de Sanāḍaj-Sirjan, ce qui s'accorde avec les connaissances schématisées par la figure 86.

Il faut rappeler comme un fait géologique patent, qu'au long de cette zone de fractures ouvertes, des épanchements ophiolitiques et basaltiques se sont fait jour, tantôt dans un secteur, tantôt dans un autre, du Trias supérieur jusqu'au Crétacé, et que d'autre part la discordance du Jurassique sur le Trias et celle du Crétacé sur le Jurassique, bien connues dans l'Iran central et septentrional, ne s'y observent pas, non plus que dans la zone, voisine, du Zagros. Alors que dans l'Oman, selon Glennie (1977), le Trias supérieur voit un léger soulèvement qui se traduira par une discordance Jurassique.

Quoi qu'il en soit, ces serrages et ces distensions, traduits sur la figure 86 et provoqués par les mouvements relatifs des plaques continentales, expliquent de façon logique les déformations paléocimmériennes et néocimmériennes constatées dans le plateau iranien. La principale cassure correspond à l'ouverture de la branche méridionale de la Théthys (Stocklin, 1974). Etant donné qu'une dilatation de la croûte doit être compensée, dans un autre secteur, par une contraction de celle-ci nous pensons que la contraction est celle qui a affecté la branche septentrionale de la Théthys, ce qui a entraîné le métamorphisme et la granitisation constatés dans le Binalud - et peut-être dans d'autres régions de l'Alborz et de l'Hindou-Kouch.

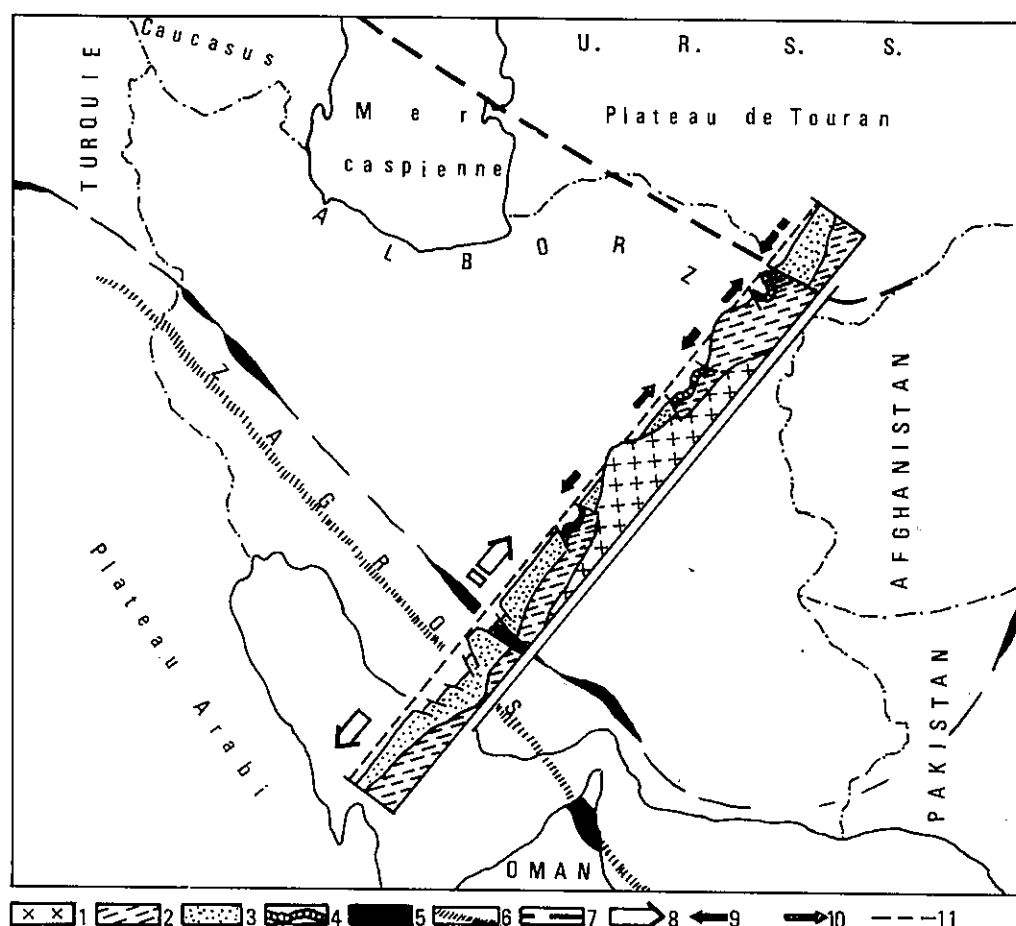


Figure 86: *L'origine des mouvements paléo et néo cimmériens en Iran*

1 - Socle précambrien; 2 - Substratum plissé et métamorphisé pré-viséen (hercynien); 3 - Dépôts permien et triasiques; 4 - Sédiments post viséens plissés ou métamorphisés au Trias supérieur; 5 - Eruptions ophiolitiques et basaltiques au long de la cassure téthysienne; 6 - Tracé du rift hypothétique du Zagros. Les ophiolites d'Oman pourraient s'être développées dans la cicatrice de ce rift; 7 - Zone des failles profondes du Kopet-dagh (permettant les mouvements mésozoïques vers le nord ?); 8 - Flèches blanches: contrainte provoquant l'ouverture du rift méridional; 9 - Flèches noires: butées locales s'opposant à la translation générale vers le NE et provoquant la déformation des zones souples; 10 - Flèches grises: composante locale de la translation; 11 - Niveau de la mer jurassique (sur la coupe).

CHAPITRE III

CONDITIONS DE MISE EN PLACE DES OPHIOLITES PALEOZOIQUES

Des études effectuées, au cours des années récentes ont permis d'établir des comparaisons stratigraphiques et lithologiques entre les dépôts paléozoïques de l'Iran et ceux des régions voisines. Divers auteurs ont ainsi attesté de l'analogie et de la continuité des bassins de sédimentation, en Iran, en Arabie, dans le S de la Turquie, au Pakistan et en Afghanistan, au cours de cette période. Si donc, il existe un hiatus entre Gondwanie et Eurasie, celui-ci ne peut se situer qu'au N de l'Iran.

D'autre part, de nouvelles observations ont montré que l'Afghanistan central prolonge l'Iran central, et que la chaîne de l'Hindou Kouch, qui appartient à l'Afghanistan, pourrait représenter la soudure du bord de deux plaques, réalisée à l'occasion des événements hercyniens (Fontaine et al., 1977; Boulin et Bouyx, 1977).

Tout ceci s'accorde bien avec l'histoire géologique du Binalud, telle que nous l'avons décrite dans ce mémoire. Sur les plans lithostratigraphie et tectonique, le versant N du Binalud est analogue à l'Hindou Kouch, et l'on peut admettre aisément que ces deux régions présentaient des liens étroits, tout au moins durant le Paléozoïque moyen et supérieur.

Notons maintenant que des associations de roches basiques et ultrabasiques sont présentes sur le versant N du Binalud, dans l'Hindou Kouch et dans le Tian-Shan. Ces ophiolites, dont la mise en place est tectonique ou magmatique, sont considérées par la plupart des auteurs comme des cicatrices océaniques. Or, elles jalonnent un alignement E-W qui, selon d'autres considérations, pourrait représenter la frontière de la Gondwanie et de l'Eurasie: en effet, plus au N, le plateau de Touran est en général interprété comme faisant partie de l'Eurasie. Il n'est donc pas interdit de penser que le rivage méridional de l'océan dont sont issues les ophiolites était situé, vers le milieu et la fin du Paléozoïque, là où se trouve aujourd'hui le versant N de l'Alborz et de l'Hindou Kouch.

Il faut cependant rappeler que les serpentinites et ultrabasites ne sont pas seules à pouvoir jalonner la bordure des anciennes plaques. On a vu ainsi, dans le Binalud, des tholéïtes qui, même métamorphisées, montraient encore leur origine abyssale. Mais c'est uniquement sur la base des critères définis par Miyashiro (1975) que l'on peut les distinguer d'autres types de basaltes et de tholéïtes.

Bien que l'étude chimique des basaltes et autres matériaux éruptifs, datant du Dévonien supérieur ou du Carbonifère inférieur, et que l'on trouve sur le versant N de l'Alborz, n'ait pas encore été faite, il ne nous semble pas qu'ils puissent appartenir à un contexte différent de celui du Binalud. De toute façon, de véritables serpentinites se rencontrent au SW de la Caspienne, au milieu des métamorphites du versant septentrional de l'Alborz, et leur âge ^{pre} jurassique est certain (Davies et al., 1972). Ainsi les éruptions sous-marines dévono-dinantiennes, comme nous venons de le voir, sont elles habituelles tout au long du versant N de l'Alborz.

Dans l'Azerbaïdjan oriental et occidental, on peut voir des volcanites basiques dévono-dinantiennes provenant d'éruptions intermittentes. Les ultrabasites du NW de Rezaieh et de l'W de Mianeh pourraient relever de cette même phase d'activité. Bien que l'étude précise de ces gisements n'ait pas encore été menée, la présence d'ophiolites au sein des métamorphites paléozoïques de l'Azerbaïdjan occidental est certaine.

Plus à l'W, la Turquie est traversée par trois alignements E-W de roches ultrabasiques. Le plus septentrional, inclus dans une série paléozoïque métamorphique, est dans le prolongement des ophiolites de l'Azerbaïdjan, et les métamorphites sont hercyniennes. Hercyniennes aussi les ophiolites signalées par la carte tectonique de l'Europe (1962) dans l'W de la Turquie.

Beaucoup plus à l'W, des ultrabasites serpentinisées et des laves basiques amphibolitisées ne sont pas inconnues sur le versant italien des Alpes au milieu des métamorphites hercyniennes.

*non
car ophiolites
alpines sont
mélées à oph.
herc.*

Enfin, récemment, dans une série hercynienne du S de l'Espagne, on a retrouvé un alignement d'ultrabasites long de quelques dizaines de kilomètres. (Crousilles et al., 1976). Dans la même région, l'étude paléobiologique a mis en évidence les différences tranchées existant au Paléozoïque entre les conditions écologiques qui régnaient dans deux bassins septentrional et méridional (Robardet, 1976). Et c'est justement selon la ligne tectonique qui les sépare que les ultrabasites dont nous venons de parler se sont mises en place, avant le Viséen et après le Frasnien.

Nous avons reporté sur la figure 87, les diverses manifestations ultrabasiques, sans tenir compte d'éventuels déplacements et rotations postérieurs. La ligne hypothétique qui les joint pourrait, au moins dans sa moitié orientale, figurer le tracé de la cicatrice de la paléo-Théthys qui, à cette époque, séparait Gondwanie et Eurasie.

Rappelons qu'au long de cette ligne qui joint l'Espagne au Tian-Shan, la mise en place des roches basiques s'est faite au cours du Dévono-Dinantien de façon normalement magmatique, tandis que l'on évoque habituellement un processus tectonique pour les ultrabasites, qui seraient apparues au cours du Viséen. De toute façon, même les ultrabasites effusives du Binalud ont participé, sous l'effet de la tectonique, à la formation du mélange ophiolitique de Sangbast, né au Viséen.

Selon l'hypothèse de Nicolas (1972), les éruptions dévono-dinantien-
nes du S de l'Angleterre jalonnent une ligne qui se continue jusqu'à l'Oural et qui
représenterait la cicatrice d'un ancien océan médio-européen. Il est alors possible
que le morcellement précoce de la Pangée se soit réalisé^{selon} deux lignes de rupture majeures:
cette ligne septentrionale, de l'Angleterre à l'Oural, et la précédente du S de
l'Espagne au Tian Shan.

Burret (1972), tentant de replacer l'orogénèse hercynienne de
l'Europe dans le cadre de la tectonique des plaques, a imaginé l'existence de deux zones
de subduction, de part et d'autre de l'océan médio-européen (fig.88).
Le long de la plus méridionale, qui pourrait coïncider avec la ligne Espagne-Tian Shan
la croûte océanique aurait été, au cours du Viséen, entraînée au-dessous du continent
africain. Dans le Binalud au moins, cette hypothèse rencontre l'appui d'arguments
sérieux.

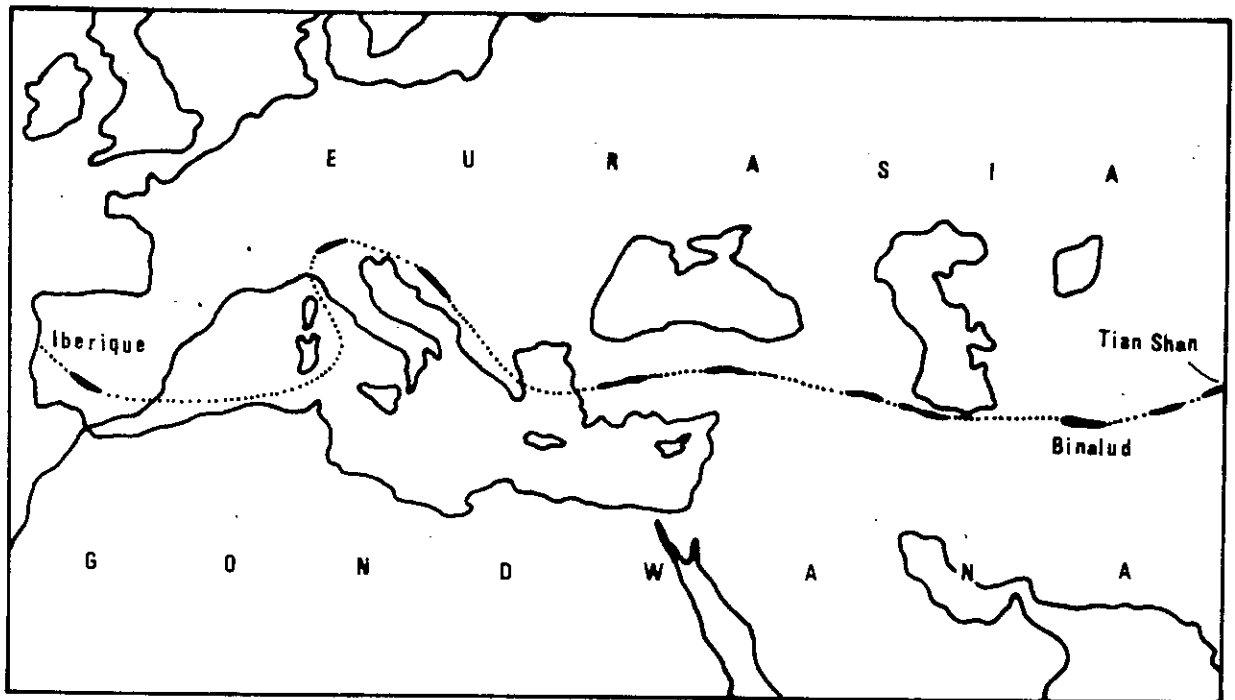


Figure 87: Affleurements dévono-carbonifères de roches basiques - ultrabasiques dans les bordures des continents anciens (explication dans le texte).

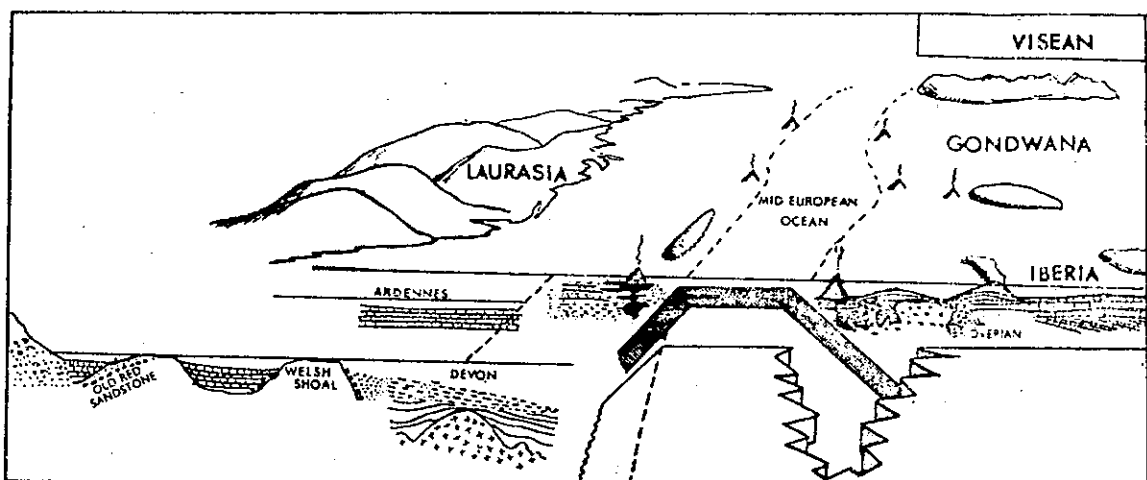


Figure 88: Schéma diagrammatique de l'Europe durant le Viséen (d'après Burret 1972).

RÉFÉRENCES CITÉES

- AFSHAR-HARB A. (1970) - Geology of Sarakhs Area and Khangiran Gas fields. N. I. O. C. Téhéran - Iran.
- ALAVI NAINI M. (1972) - Etude géologique de la région de Djam Geological Survey of Iran, Report n° 23.
- ALAVI-TEHRANI N. (1976) - Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar. Thèse, university of Saarbrücken.
- AMURSKIY G. (1971) - The deep structures of the Kopetdagh - Geotectonics n° 1, 34-40.
- ARGYRIADIS I. (1975) - Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne - Bull. Soc. Géol. de France, 7° série, t. XVII, 56-67.
- ASSERETO R. (1963) - The paleozoic formations in Central Elburz (Iran) - Preliminary note. Riv. Ital. Paleont. Stratig., vol. 69, n°4 505-543.
- BAILEY E.B. & W.J. Mc CALLIEN (1953) - Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust - Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 62, n°II p. 403-442.
- BERBERIAN M., and SOHEILI M. (1973) - Structural history of central Lut, consolidation of the supposed Lut Block during Early Kimmerian orogeny. Geol. Surv. Iran. Int. Rep.
- BERTHIER F., BILLIAULT J.P., HALBRONN B., MAURIZOT P. (1974) - Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros-Iran) - Thèse 3° cycle. Grenoble.
- BHATTACHARJI S. (1967) - Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills - J. Geol. (75), 101-112.
- BHATTACHARJI S. & SMITH C.H. (1964) - Flowage differentiation - Science (145), 150-153.
- BONNARD E.G. (1944) - Contribution à la connaissance géologique du Nord-Est de l'Iran (environ de Méshed) - Eclogae Geol. Helv, 31, n°2, 331-354, Basel, 1944.
- BOULIN J. (1972) - L'évolution stratigraphique et structurale de l'Hindou Kouch central, d'après la transversale de Salang. Géogr. Phys. Geol. dyn., vol. XIV, fasc. 4, 371-382.
- BOULIN J., BOUYX E., de LAPPARENT A.F. (1975) - La transgression du paléozoïque supérieur dans le versant nord de l'Hindou Kouch occidental, en Afghanistan - C.R. Acad. Sc. Paris, t. 281, Ser. D 497-502.
- BOULIN J., BOUYX E. (1977) - Introduction à la géologie de l'Hindou-Kouch occidental. Mem. h. Ser. Soc. Géol. Fr., n°8, 87-105
- BOUYX E. (1972) - Problèmes stratigraphiques et structuraux dans l'Hindou-Kouch occidental au Nord du bassin du Bamyan - Geog. phys. geol. dyn. vol. XIV, fasc. 4, 383-396.
- BOZORGNIYA F. (1973) - Paleozoic Foraminiferal biostratigraphy of Central and east Alborz mountains (Iran). N. I. O. C. Tehran - Iran.

- BRUNN J.H. (1959) - La dorsale médio-atlantique et les épanchements ophiolitiques. C.R. som. S.G.F., n°8, 234.
- BRUNN J.H. (1960) - Mise en place et différenciation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. Géogr. phys. géol. dyn., vol. 3, fasc.3, 115-132.
- BRUNN J.H. (1973) - Contribution à la discussion sur la mise en place magmatique ou tectonique des ophiolites. Note présentée au symposium sur les problèmes des ophiolites, Moscou, Mai-Juin 1973.
- BRUNN J.H. (1977) - Orogenèse, océan et obduction des ophiolites. Cinquième réunion ann. des Sciences de la Terre, Rennes, Avril 1977.
- BURRET C.F. (1972) - Plate tectonics and the Hercynian Orogeny. Nature, vol. 239, sept. 15, 155-156.
- BURTMAN V.S. and KLISHEVICH V.L. (1971) - Variscan thrust sheets in the southern and northern Fergana area (Tien Shan region). Geotectonics n°1 1971, 50-57.
- CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1974) - Igneous petrology. Mac Graw Hill éd.
- CLAPP F. (1940) - Geology of eastern Iran. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 51, n°1, 1-102.
- COLEMAN R.G. (1971) - Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges. Jour. Geoph. Res. v. 76, 1212-1222.
- CRAWFORD A.R. (1977) - A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan, and India. Mem. H. Ser. Soc. Geol. Fr. n°8.
- CROUSILLES M., et al. (1976) - L'alignement basique-ultrabasique du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 283, série O, 1141-1143.
- DAVIES R.G. (compiler) (1974) - Explanatory text of the Bandar-Pahlavi Quadrangle Map. 1/250.000 - Geol. Surv. Iran Geol. Quadrangle n° 54.
- DAVIES R.G., JONES C.R., HAMZEPOOR B. and CLARK G.C. (1972) - Geology of the Mas-uleh Sheet 1/100.000 Northwest Iran. Geol. Surv. Iran, Rep. n° 24.
- DAVOUDZADEH M., AGHANABATI A., SHAHRABI M. (1975) - An orogenic phase of Mid-Jurassic age in northeast Iran (Binalud Mountain Range). Geodynamics of southwest Asia, Tehran symp., 8-15 sept. Geol. Surv. Iran (abst.).
- DAY F.H. (1963) - The chemical elements in nature. George G. Harrap & Co. Ltd. London.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMANN J. (1962) - Rock forming minerals. Longmans - London.
- DESPARMET R. & MONTENANT C. (1972) - Les transgressions du paléozoïque en Hazarajat. Geogr. phys. géol. dyn. vol. XIV, fasc. 4, 397-415.
- DREVER H.I. and JOHNSTON R. (1967) - Picritic minor intrusions, in Wyllie, P.J.

- ed., Ultramafic and related rocks: New-York, London, Sidney.
John Wiley & sons, Inc. p. 75-81
- EVANS B.W., JOHANNES W., OTERDOOM H., and WOLK MAR TROMMSDORFF (1976) - Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite Multisystem. *Schweiz. mineral. Petrol., Mitt.* 56, 79-93.
- FONTAINE H., MONTENAT C., TERMIER G. & VACHARD D. (1977) - Le carbonifère en Afghanistan; problèmes biostratigraphiques et paléogéographiques. *Cinquième Réunion ann. des Sc. de la Terre, Rennes, Avril 1977.*
- FURON R. (1937) - Sur la structure du plateau Iranien. Evolutions des zones géosynclinales; axes tectoniques. *17th. Intern. Geol. Cong., Moscou, Rept., 2.*
- FURON R. (1941) - Géologie du plateau Iranien. *Mem. Mus. Natn. Hist. Natur., Paris, n. s. t.VII, fasc. 2, 177-414*
- GANSSEER A. (1974) - The ophiolitic Melange, a World-wide Problem on Tethyan Examples. *Eclogae Geol. Helv. vol. 67/3, 479-507.*
- GANSSEER A. and HUBER H. (1962) - Geological observations in the central Elburz Iran. *Schweiz. min. petr. Mitt., 42, 583-630.*
- GASS I.G. (1958) - Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. *Geol. Mag. vol. XCV, n°3, 241-251.*
- GASS I.G., SMITH A.G., and VINE J.F. (1972) - Origin and emplacement of ophiolites. Report in Penrose ophiolite symposium.
- GLENNIE K.W. (1977) - Outline of the geology of Oman. *Mem. H. Ser. Soc. géol. Fr., n°8, p. 25-31*
- GRIESBACH C.L. (1887) - Field Notes n°5. To accompany a Geological sketch map of Afghanistan and Northeastern Khorassan. *Rec. Geol. Survey of India, vol. XX, 93-103, Calcutta, 1887.*
- GRINDLEY G.W. (1958) - The geology of the Eglinton valley, Southland. *Bull. Geol. Surv., n°2, N.S., 58.*
- HAGHIPOUR A. (1971) - Hercynian movements in Iran. *Geol. Surv. Iran, int. Rep. 79, Téhéran.*
- HAGHIPOUR A. (1974) - Etude géologique de la région Biabanak-Bafgh (Iran central). Thèse d'Etat. Université de Grenoble.
- HART R. (1970) - Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. *Earth and Planetary science letters v.9, 269-279.*
- HOLZER F., and MOMENZADEH M. (1969) - Reports on a reconnaissance of granite margin in the Mashhad area. *Geol. survey Iran. Int. Rep.*
- HESS M.H. (editor) and POLDERVAART A. (1967) - "Basalts", vol. 1. John Wiley & Sons, New-York, London, Sydney.
- HOUSHMAND-ZADEH A. (1977) - Ophiolites of south Iran and their genetic problems. *Geol. Surv. Iran. Int. Rep.*
- HOUSHMAND-ZADEH A., SABZEHEI M., BERBERIAN M. (1972) - A brief note on Early Kimmerian orogeny and high grade metamorphism in the Sanandaj-Sirjan Belt. *Iran. Geol. Surv. Iran, Int. Rep.*

- JUTEAU T. (1970) - Pétrogenèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie).
Sc. Terr Nancy, 15, 265-288.
- JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G., et ROLLET M. (1973) - Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens.
B.S.G.F., 7°, XV, n° 5-6.
- KRYMUS S.V.N. and LYKOV.V.I. (1969) - The character of junction of the Epi-Hercynian platform and alpine folded belt south Turkmenia.
Geotectonics n°6, 391-396.
- KULAKOV V.V. (1970) - The principal features of the tectonics of western Afghanistan and the adjoining regions. Geotectonics n°1 - 1970, 45-50.
- LAMEYRE J., ROCCI G. et DIDIER J. (1974) - Granites orogéniques et granites cratoniques: réflexion sur un aspect fondamental de la géotectonique. Centenaires de la Société Géologique de Belgique - Géologie des domaines cristallins, Liège, 183-221.
- LA ROCHE H. de (1965) - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises.
Geol. Rdschau 55, 274-301.
- MAJIDI B. (1972) - Preliminary report on the geology of Hadji-Abad region, South of Iran. Geol. Surv. of Iran. Internal. Rep.
- MAJIDI B. (1973) - Petrographic character and age of metamorphic complexes of South Iran. Geol. Surv. Iran internal. Rep.
- MAJIDI B. (1974) - Preliminary report on the geology of northeast Ahar, (Eastern Azarbaijan). Geological Survey of Iran, unpublished note.
- MAJIDI B. (1975) - Precambrian and Early Kimmerian phases of metamorphites south of Iran.
Journal of technical faculty n° 29 (text in persian with English abstract).
- MAJIDI B. (compiler) in press - Explanatory text of the Hamadan Quadrangle Map 1/250.000. Geological survey of Iran - Geological Quadrangle n° D. 6.
- MAJIDI B. (en préparation) - Geology of Khartouran Quadrangle (western part). Geological Survey of Iran. Geological quadrangle n° H.6.
- MAJIDI B. and ALAVI N. (1971) - Microtectonic analysis of Igneous and metamorphic tectonites of the Mashhad Area. Geol. Surv. of Iran. Internal. Rep.
- MAJIDI B. and ALAVI N. (1972) - Geology and Petrography of metamorphic and intrusive rocks of Mashhad area. Geol. surv. of Iran. Internal. Rep.
- MAKARYCHEV G.I., SHTREYS N.A., SHTREJS N.A. (1973) - Tectonic position of ophiolites of the southern Tien Shan. Dokl: Acad. Sci. U.S.S.R., Earth Sc. Sect., U.S.A. (1973), 210, 92-93, bibl. (14 ref.).
- MERCIER J. et VERGELY P. (1972) - Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce): Décrochements d'âge anté-crétacé supérieur. Z. Deutsch. Geol. Ges. Band 123 S. 469-489.

- MIYASHIRO A. (1973) - Metamorphism and metamorphic belts. London, Allen and Unwin, New-York, Wiley.
- MIYASHIRO A. (1975) - Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, vol. 83, 249-281.
- NABAVI M.H. (1972) - Discovery of Infracambrian and Devonian outcrops in north Khorassan (Robot-e-Qarabil).
- NABAVI M.H. (1975) - Caledonian movements and the "Caledonides" in Iran. *Geodynamics of southwest Asia*, Tehran symp. 8-15 sep., Geol. Surv. Iran (Abst.).
- NABAVI M.H. (1976) - (Préface à géologie de l'Iran) - Texte en Persan, Serv. Géol. de l'Iran.
- NICOLAS A. (1972) - Was the Hercynian Orogenic Belt of Europe of the Andean Type? *Nature*, vol. 236, March. 31, 221-223.
- NISBET E.G., BICKLE M.J. and MARTIN A. (1977) - The Mafic and Ultramafic lavas of the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia. *Journal of Petrology*, vol. 18, Part. 4., 521-566.
- PAGE N.J. (1976) - Serpentinization and alteration in an olivine cumulate from the Stillwater complex, southwestern Montana. *Contrib. Mineral. Petrol.* 54, 127-139.
- PECK D.L., HAMILTON M.S. and SHAW H.R. (1977) - Numerical analysis of lava lake coolings models: Part II application to Alae lava lake, Hawaii. *American Journal of Science*, vol. 227, April 1977, 415-437.
- PETTIJOHN F.L. (1949) - Sedimentology rocks. Harper and brothers, New-York.
- PYKE D.R., NALDRETT A.J. and ECKSTRAND O.R. (1973) - Archean ultramafic flows in Munro township Ontario. *Geol. Soc. Ann. Bull.*, 84: 955-978
- RICOU L.E. (1971) - Le métamorphisme au contact des péridotites de Neyriz (Zagros interne Iran): développement de Skarns à pyroxène - C.R. sommaire Soc. Géol. France, fasc.1, 43, 1971.
- RICOU L.E. (1974) - L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des zagrides
Thèse d'Etat. Université de Paris Sud - Centre d'Orsay.
- ROBARDET M. (1976) - (Notes des membres et correspondants et notes présentées ou transmises par leurs soins). L'originalité de sgment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, n°10, t. 283, série D, 999-1002
- ROUBAULT M (1963) - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Ed. Lamarre-Poirrat, Paris.
- RUBEY W.W. (1951) - Geologic history of sea water: an attempt to state the problem. *Geol. Soc. Am. Bull.* 62.
- SABZEHEI M. (1974) - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional). Thèse d'Etat Université de Grenoble.
- SABZEHEI M., WATTERS W.A., ALAVI N., ETMINAN H. et MAJIDI B. (1970) - Preliminary report on the geology and petrography of metamorphic

- complex of Neyriz quadrangle. Geol. Surv. Iran, Int. Rep.
- SABZEHEI M. et BERBERIAN M. (1972) - Preliminary note on the structural and metamorphic history of the area between Dowlatabad and Esfandagheh, south east central Iran. Geol. Surv. Iran Int. Rep.
- SEYED-EMAMI K. (1971) - Contribution to the Paleontology and stratigraphy of Iran, Part 2 - Summary of the Triassic in Iran: Geol. Survey Iran Report n°20, 1971, 41-53.
- SIMKIN T. (1967) - Flow differentiation in the pieritic sills of north Skye (in Wyllie ed., Ultramafic and related rocks) 64-69.
- STOCKLIN J. (1968) - Structural history and tectonics of Iran. A review: Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v.52, n°7, 1229-1258.
- STOCKLIN J. (1971) - Stratigraphic Lexicon of Iran. Geol. Surv. of Iran, Rep. n°18.
- STOCKLIN J. (1974) - Possible ancient continental margins in Iran. Geology of continental Margins (Ed. C.A. Burk and C.L. Drake). Springer-Verlag New-York, 1974, 873-887.
- STOCKLIN J. (1977) - Structural correlation of alpine ranges between Iran and central Asia.
Mem.H. Serv. Soc. Géol. Fr., n°8.
- STOCKLIN J. and NABAVI M.H. (compilers) (1971) - Boshruyeh Quadrangle map, scale 1/250.000 with explanatory text: Geol. Surv. Iran. Geol. Quadrangle J₇.
- TCHALENKO J.S. (1975) - Seismicity and structure of the Kopetdagh (Iran, U.S.S.R.) PTRMAD 278 (1275), 1-28 (1975).
- THAYER T.P. (1966) - Serpentinization considered as a constant volum metasomatic process. Am. Mineral. v.51, 685-710.
- THIEL O., ALAVI M.A., ASSEFI R., HOSHMANDZADEH.A., SEYED-EMAMI and ZAHEDI M. (1968) Golpaygan quadrangle map. scale 1/250.000 with explanatory text: Geol. Surv. Iran. Geol. Quadrangle E₇.
- THOMPSON G. and MELSON W.G. (1970) - Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust. Implication for the boron cycle in the oceans. Earth and planetary science Letters 8, 61-65.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw - Hill book company Inc. New-York, Toronto, London.
- TWENHOFEL W.H. (1950) - Principle of sedimentation. Mc Graw-Hill, Inc. New-York, Toronto, London.
- VILLAUME J.F. and ROSE A.W. (1977) - The geochemistry of some archean ultramafic lavas. Chem. Geol. 19, 43-60.
- VILJOEN M.J. and VILJOEN R.P. (1969) - Evidence for the existence of mobil extrusive peridotite magma from the Komati-Formation of the onvewacht group. Geol. Soc. South Africa spec. pub. 2, upper mantle prefect, p. 87-112.
- WAGER L.R. & BROWN G.M. (1968) - Layered igneous rocks. Oliver & Boyd, Edinburgh.

- WILKINSON J.G.F. (1967) - The petrography of basaltic-rocks (in Hess H.H., and POLDERVAART A., éd., Basalts volume 1) John Wiley & Sons, Inc. 163-214.
- WILLIAMS H., TURNER F.J. and GILBERT C.M. (1955) - Petrography: an introduction to the study of rocks in thin sections. W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- WINCHELL A.N. and WINCHELL H. (1959) - Elements of optical mineralogy. Part.II Fourth Ed. John Wiley & sons, Inc. New-York.
- WINKLER H.G.F. (1974) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer verlag New-York.
- WRIGHT T.L., and OKAMURA R.T. (1977) - Cooling and crystallization of tholeiitic basalt, 1965 Makaopuhi lava lake, Hawai'i. Geological Survey professional paper 1004: United States Washington, D.C. 20402.
- WYLLIE J.P. (1967) - Ultramafic and related rocks. John Wiley & sons. INC New-York.
- WYLLIE P.J. and DREVER H.I. (1962) - The petrology of Picritic rocks in minor intrusions - a picrite sill on the Island of Soay (Hebrides): Royal Soc. Edinburgh Trans., 65, 155-177.

LISTE DES TABLEAUX

I- Analyses chimiques des schistes à staurotide	98
II- Analyses chimiques de divers faciès de schistes pélitiques	98
III- Analyses chimiques des roches de la formation schisto-gréseuse ...	108
IV- Caractères des phases de métamorphisme affectant les dépôts pélitiques de la zone B	116
V- Caractères chimiques des roches à faciès tholéitique	119
VI- Caractères chimiques des roches à faciès doléritique	125
VII- Caractères chimiques des roches à faciès wehrilitique	134
VIII- Analyse chimique d'une roche de caractère granophyrique	147
IX- Caractères chimiques des diverses variétés de granite porphyroïde G1	164
X- Variations de faciès de granite porphyroïde	165
XI- Caractères chimique du granite leucocrate G2.....	172
XII- Caractères chimiques des aplites filoniennes G3	177
XIII- Comparaison des compositions chimiques des ultrabasites de Mashhad avec celles d'autres complexes	198
XIV- Variations de quelques éléments pour les ultrabasites de Mashhad et picnites	199
XV- Comparaison de quelques éléments de volcanites dans les contextes tectoniques divers	201
XVI- Eléments mineurs de coulées basiques de Mashhad	202
XVII- Analyses chimiques des péridotites volcaniques d'Afrique du Sud et du Canada.....	205
XVIII- Comparaison des analyses moyennes de granite G2 et des schistes en voie de granitisation	224
XIX- Evolution structurale hercynienne paléocimérienne et néocimérienne du Binalud	243
XX- Résumé de l'histoire géologique régionale	252

=====

LISTE DES PLANCHES

<u>Planche 1</u>	34
1) Conglomérat hétérogène du Jurassique	
2) Ripple-marks dans les shales du Lias	
3) Discordance angulaire d'Aptien sur Lias	
<u>Planche 2</u>	86
1) Grenat de la phase M2	
2) Staurotide de la phase M2	
3) Grenat poecilitique de la phase M3	
4) Almandin de la phase M2	
<u>Planche 3</u>	94
1) Tourmalines ferrifères dans les schistes métamorphiques	
2) Tourmalines ferrifères dans les filons de quartz	
3) Effet de métasomatose potassique sur les schistes encaissants	
4) " " " " " "	
<u>Planche 4</u>	126
1) Hétérogénéités des ultrabasites à faciès doléritique	
2) Ségrégation des minéraux dans le faciès doléritique	
<u>Planche 5</u>	130
1) Cristaux arrondis de pyroxène dans la matrice vitreuse	
2) Autre aspect du même faciès	

3) Phénocristaux de pyroxène dans la matrice chloritisée	
4) Phénocristaux tabulaires de plagioclase primaire	
<u>Planche 6</u>	136
1) Résidus de clinopyroxène primaire dans le faciès doléritique	
2) Hornblende basaltique dans le faciès wehrlitique	
3) Structure poecilitique dans le faciès wehrlitique	
4) Un autre aspect de la même structure	
<u>Planche 7</u>	154
1) Filon aplitique plissé lors de la phase M3	
2) Structure granophyre dans la partie supérieure d'une unité ultrabasique	
3) Amphiboles en bouquets dans les cherts radiolaritiques	
4) Grenats dans les filons éclogitique	
<u>Planche 8</u>	174
1 et 2) Structure rubanée due au regroupement des grenats (almandin) dans le granite aplitique (G3)	
3) Injections aplitiques dans la montagne de Khadjeh-Morad	
<u>Planche 9</u>	182
1) Faciès de cornéen dans une enclave basique	
2) Enclaves anguleuses de granite G1 dans le granite G3	
3) Stades divers de feldspathisation dans les schistes encaissants	
<u>Planche 10</u>	210
1, 2 et 3) Ségrégation et "ignéous lamination" dans le passage du faciès wehrlitique au faciès doléritique.	

=====

LISTE DES FIGURES

Figures 1 à 3	dans la première partie
Figures 4 à 28	dans la deuxième partie
Figures 29 à 63	dans la troisième partie
Figures 64 à 77	dans la quatrième partie
Figures 78 à 83	dans la cinquième partie
Figures 84 à 88	dans la sixième partie

TABLE DES MATIERES

Avant propos
Abstract
Sommaire

PREMIERE PARTIE: INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1: CADRE GEOLOGIQUE	3
A) Zone de l'Alborz-Binalud	3
B) Zone du Kopetdagh	11
CHAPITRE 2: HISTORIQUE	15
CHAPITRE 3: LES PROBLEMES POSES	17
DEUXIEME PARTIE: STRATIGRAPHIE	21
CHAPITRE 1: ENSEMBLE SEDIMENTAIRE POST TRIASIQUE	25
A) Le Jurassique	25
1- Unité Js	25
2- Unité Jq	29
3- Unité Jc	31
B) Le Crétacé	36
C) L'Oligo-Miocène	39
D) Conclusion	40
CHAPITRE 2: ENSEMBLE METAMORPHIQUE PRE-JURASSIQUE	43
A) Lithostratigraphie de la zone A	43
1- Slates inférieurs	44
2- Grès et dolomite de base	44
3- Calcschistes	46
4- Slates supérieurs	47
B) Lithostratigraphie de la zone B	48
1- Slates inférieurs et schistes cristallins	49
2- Calcschistes et marbres	50
3- Slates supérieurs à roches ultrabasiques	51
4 - Slates à intercalations calcaires siliceuses et ultrabasiques	53
5- Série grés-schisteuse	57
6- Mélange ophiolithique complexe de Sangbast	61
7- Calcaires tectonisés de Torghabeh	62
C) Conclusion	63
1- Unités 1 à 4 des zones A et B	64
2- Unité 5 (zone B)	66
3- Unité 6	68
4- Paléogéographie du Carbonifère	68
TROISIEME PARTIE: PETROGRAPHIE	71
CHAPITRE 1: METAMORPHITES DE LA ZONE A	73
A) Slates et unités 1 à 4	73
B) Grès microconglomératique (unité 2)	74
C) Calcschistes (unité 3)	75
D) Conclusion	80
CHAPITRE 2: METAMORPHITES DE LA ZONE B	81

A) Slates et schistes	82
1- Caractères généraux	82
2- Les minéraux et leur chronologie relative	84
3- Caractéristiques chimiques	97
B) Calcschistes et marbres	100
C) Formation schisto-gréseuse	103
1- Caractères généraux	103
2- Les minéraux et leur chronologie relative	104
3- Caractéristiques chimiques	107
D) Zone de mélange ophiolitique	111
1- Blocs exotiques	111
2- Matrice	112
E) Conclusion	
1- Phase M1	114
2- Phase M2	115
3- Intrusion du granite porphyroïde	115
4- Phase M3	115
5- Granite leucocrate	115
CHAPITRE 3: ULTRABASITES ET ROCHES ASSOCIEES	117
A) Faciès tholéitique	118
1- Caractéristiques chimiques	118
2- Minéraux et paragenèses	120
B) Faciès doléritique	124
1- Structure	127
2- Minéralogie	129
C) Faciès wehrilitique	132
1- Caractères chimiques	132
2- Minéralogie	133
D) Faciès dunitique	141
1- Caractères pétrographiques	141
2- Caractères chimiques	141
E) Faciès de contact	142
1- Contact inférieur	142
2- Contact supérieur	146
F) Faciès des pillows ultrabasiques	151
G) Faciès éclogitique	153
H) Faciès listvénite	156
I) Conclusion	157
CHAPITRE 4: PETROGRAPHIE DES GRANITOIDES	161
A) Granite porphyroïde (G1)	162
1- Gisement et aspect macroscopique	162
2- Caractères chimiques	163
3- Aspect microscopique	166
B) Granite leucocrate (G2)	170
1- Gisement et aspect macroscopique	170
2- Caractères chimiques	171
3- Aspect microscopique	171
C) Granite aplitique (G3)	173
1- Gisement et aspect macroscopique	173
2- Caractères chimiques	176
3- Aspect microscopique	176
D) Fillons aplitiques et pegmatitiques	178
1- Aspect et répartition	178
2- Chronologie relative	179
E) Enclaves des granitoides	180
1- Dans le granitoïde gl	180
2- Dans le granite aplitique	183

F) Conclusion	184
QUATRIEME PARTIE: PETROGENESE	187
CHAPITRE 1: Pétrogenèse des métamorphites d'origine sédimentaire	189
A) Métamorphisme de la zone A	189
B) Métamorphisme de la zone B	192
C) Comparaisons entre les zones A et B	195
CHAPITRE 2: Pétrogenèse des ultrabasites	197
A) Géochimie et origine des ultrabasites de Mashhad	197
1- Géochimie	197
2- Affinités génétiques	201
B) Métamorphisme du contact basal des coulées ultrabasiques	203
C) Différenciation et lamination magmatique	208
D) Serpentinisation et métamorphismes	211
E) Altération océanique	212
F) Genèse des faciès à tourmaline	213
G) Conclusion	215
1- Genèse des ultrabasites de Mashhad	215
2- Hypothèses sur le mécanisme de l'émission magmatique ...	218
CHAPITRE 3: Les problèmes des gránitoïdes	221
A) Granitisation et magmatisme	221
B) Mise en place du granite G1	222
C) Mise en place du granite G2	223
D) Datations radiométriques	225
CINQUIEME PARTIE: TECTONIQUE	229
A) Evolution tectonique de la zone A	229
1) Plissement E-W	229
2) Schistosité E-W	229
3) Tectonique cassante	231
B) Evolution tectonique de la zone B	234
C) Comparaison entre les zones A et B	236
D) La formation du mélange ophiolitique	237
E) Evolution structurale au cours du Mésozoïque	239
1- Mouvements paléocimériens	239
2- Mouvements Néocimériens	239
F) Conclusion	242
SIXIEME PARTIE: CONCLUSIONS GENERALES	245
CHAPITRE 1: Histoire géologique de notre région	247
A) Le bassin de sédimentation Dévonien et son approfondissement vers le N	247
B) Les coulées sous-marines et l'ouverture du bassin	248
C) Le serrage hercynien	248
CHAPITRE 2: Les orogénèses hercynienne et cimérienne en Iran et dans les régions voisines	255
A) Les mouvements hercyniens	255
B) Les mouvements cimériens	258
CHAPITRE 3: Condition de mise en place des ophiolites paléozoïques	261

Références citées dans le texte	265
Liste des tableaux	272
Liste des planches	272
Liste des figures	273
Table des matières	274

=====

VU

Grenoble, le 16 février 1978

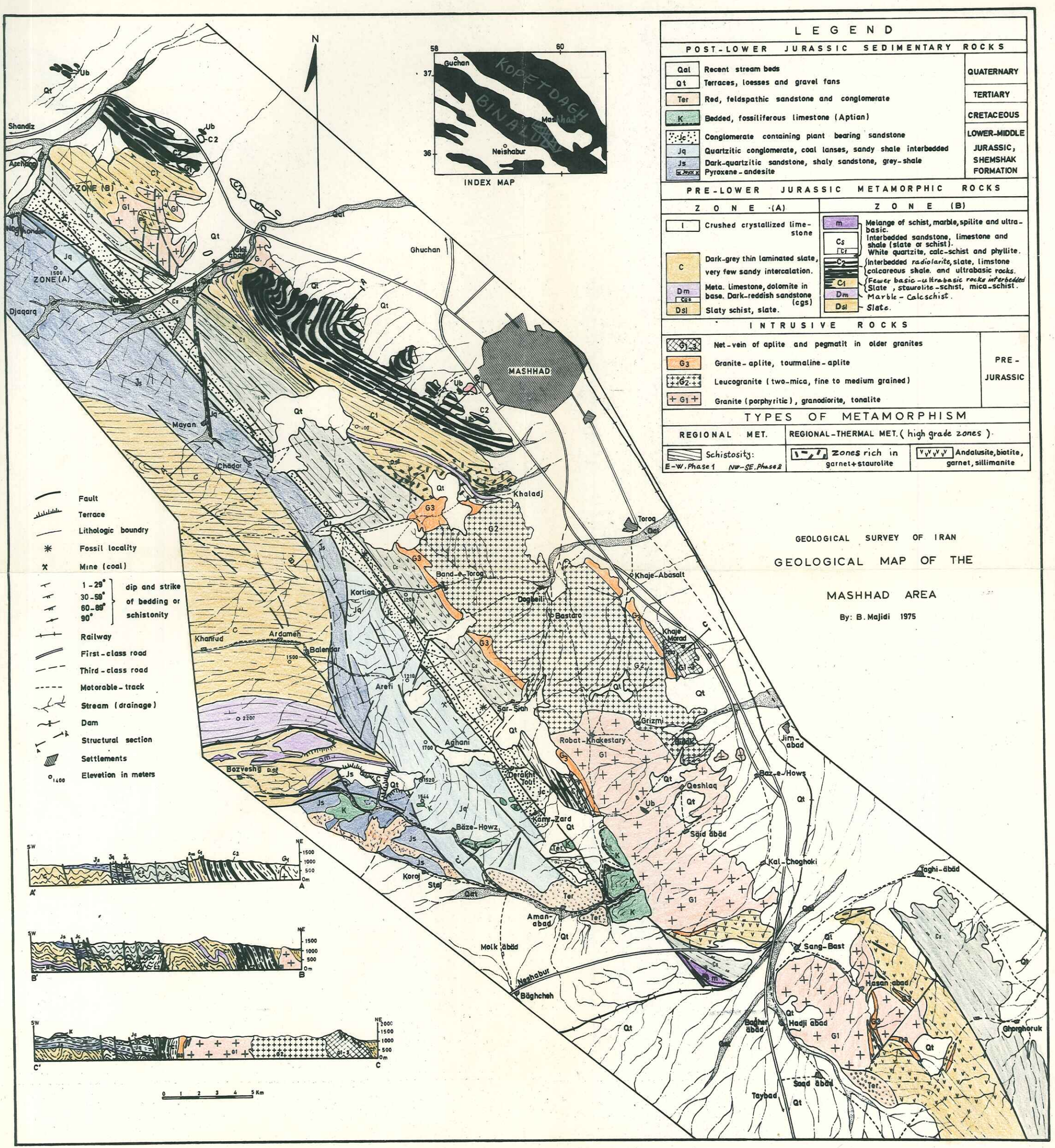
Le Président de la thèse

A handwritten signature in dark ink, appearing to be 'B. Meunier', written over a horizontal line.

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



LEGEND

POST-LOWER JURASSIC SEDIMENTARY ROCKS

Qal	Recent stream beds	QUATERNARY
Qt	Terraces, loesses and gravel fans	
Ter	Red, feldspathic sandstone and conglomerate	TERTIARY
K	Bedded, fossiliferous limestone (Aptian)	CRETACEOUS
Jc	Conglomerate containing plant bearing sandstone	LOWER-MIDDLE JURASSIC, SHEMSHAK FORMATION
Jq	Quartzitic conglomerate, coal lenses, sandy shale interbedded	
Js	Dark-quartzitic sandstone, shaly sandstone, grey-shale	
Jp	Pyroxene-andesite	

PRE-LOWER JURASSIC METAMORPHIC ROCKS

ZONE (A)	ZONE (B)
I	m
C	Cs
Dm	C2
Dsl	C1
	Dm
	Dsl

INTRUSIVE ROCKS

G1	Net-vein of aplite and pegmatite in older granites	PRE-JURASSIC
G3	Granite-aplite, tourmaline-aplite	
G2	Leucogranite (two-mica, fine to medium grained)	
G1	Granite (porphyritic), granodiorite, tonalite	

TYPES OF METAMORPHISM

REGIONAL MET.	REGIONAL-THERMAL MET. (high grade zones)
Schistosity: E-W, Phase 1 NW-SE, Phase 2	Zones rich in garnet+staurolite
	Andalusite, biotite, garnet, sillimanite

GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN

GEOLOGICAL MAP OF THE

MASHHAD AREA

By: B. Majidi 1975