



Géologie de la région de Saveh (Iran) : contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central .

Claude Caillat, Parviz Dehlavi, Bruno Martel Jantin

► To cite this version:

Claude Caillat, Parviz Dehlavi, Bruno Martel Jantin. Géologie de la région de Saveh (Iran) : contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central .. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1978. Français. NNT: . tel-00567145

HAL Id: tel-00567145

<https://theses.hal.science/tel-00567145>

Submitted on 18 Feb 2011

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.

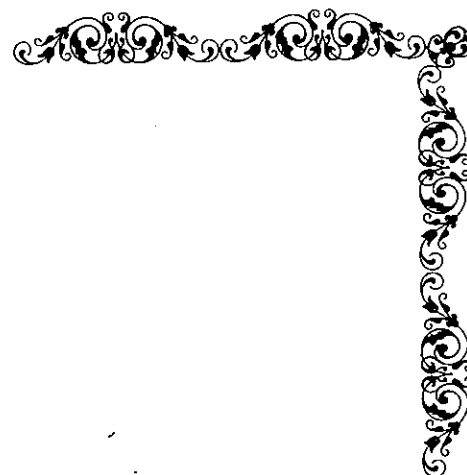
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE

Spécialité:Géologie appliquée

Mention:Pétrologie-Métallogénie



Géologie de la région de Saveh (Iran)

Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la Zone de l'Iran Central.

Par

Claude CAILLAT

Parviz DEHLAVI

Bruno MARTEL-JANTIN

Soutenue le 20 Décembre 1978 devant la commission d'examen:

R. MICHEL	Professeur à l'USMG	Président-Rapporteur
P. GIRAUD	Professeur à l'USMG	Examineur
P. VIALON	Professeur à l'USMG	Examineur
P.M. VINCENT	Professeur à l'U ^{te} Clermont-Ferrand	Examineur
G. VIVIER	Ingénieur CNRS	Examineur
S.M. AMIDI	Sous-directeur du département Géologie_SGI	Invité

ERRATUM

p.37, ligne 12 : au lieu de "et se développer probablement durant l'Oligocène", lire "et se développer probablement au début de l'Oligocène inférieur, "

3

MM. RAYNAUD Hervé
REBECCQ Jacques
REYMOND Jean-Charles
RICHARD Lucien
Mme RINAUDO Marguerite
MM. SARROT-REYNAUD Jean
SIROT Louis
Mme SOUTIF Jeanne
MM. STIEGLITZ Paul
VIALON Pierre
VAN CUTSEM Bernard

M.I.A.G.
Biologie (CUS)
Chirurgie générale
Biologie végétale
Chimie macromoléculaire
Géologie
Chirurgie générale
Physique générale
Anesthésiologie
Géologie
Mathématiques appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM. ARMAND Yves
BACHELOT Yves
BARGE Michel
BEGUIN Claude
Mme BÉRIEL Hélène
MM. BOST Michel
BOUCHARLAT Jacques
Mme BOUCHE Liane
MM. DRODEAU François
BERNARD Pierre
CHAMBAZ Edmond
CHAMPETIER Jean
CHARDON Michel
CHERADAME Hervé
CHIAVERINA Jean
COLIN DE VERDIÈRE Yves
CONTANIN Charles
CORDONNIER Daniel
COULOMB Max
CROUZET Guy
CIRUT Michel
DENTS Bernard
DUMET Roland
DUSSAUD René
Mme LTERADOSI Jacqueline
MM. FAURE Jacques
FAURE Gilbert
CAVIER Robert
GIDON Maurice
GROS Yves
GUIGNIER Michel
GUILTON Jacques
HICTER Pierre
JALBERT Pierre
JUNIER-LAVILAVROY Claude
KOLODIE Lucien
LE NOC Pierre
MACHÉ Rémi
MAGNIN Robert
MALLION Jean-Michel

Chimie (IUT I)
Endocrinologie
Neuro-chirurgie
Chimie organique
Pharmacodynamie
Pédiatrie
Psychiatrie adultes
Mathématiques (CUS)
Mathématiques (IUT B) (Personne étrangère
habilitée à être di-
recteur de thèse).

Gynécologie
Biochimie médicale
Anatomie et organogénèse
Géographie
Chimie papetière
Biologie appliquée (EFF)
Maths pures
Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
Néphrologie
Radiologie
Radiologie
Physique du solide
Cardiologie
Physiologie végétale
Mathématiques (CUS)
Physiologie
Médecine légale
Urologie
Chirurgie générale
Géologie
Physique (IUT I)
Thérapeutique
Chimie
Chimie
Histologie
O.R.L.
Hématologie
Bactériologie-virologie
Physiologie végétale
Hygiène et médecine préventive
Médecine du travail

MM. MAKECHAL Jean
MARTIN-BOUYER Michel
MASSOT Christian
MEMOZ Alain
NOUGARET Marcel
PARABELLE Bernard
PECCOND François

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

PEFFEN René
PERRIER Guy
PHÉLIP Xavier
RACIAL Michel
RACINET Claude
RAMBAUD Pierre
RAPHAEL Bernard
Mme RENAUDET Jacqueline
ROBERT Jean-Bernard
ROMIER Guy

Métallurgie (IUT I)
Géophysique-Glaciologie
Rhumatologie
Médecine interne
Gynécologie et Obstétrique
Pédiatrie
Stomatologie
Bactériologie (Pharmacie)
Chimie-Physique
Mathématiques (IUT I) (Personnalité étran-
gère habilitée à être
directeur de thèse.)

SAKAROVITCH Michel
SCHAEFER René
Mme SEIGLE-MURANDI Françoise
STOEBNER Pierre
STUTZ Pierre
VROUSOS Constantin

Maths appliquées
Cancérologie
Cryptogamie
Anatomie Pathologie
Mécanique
Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. DEVINE Roderick
KANeko AKIRA
JOHNSON Thomas
RAY Tuhina

Spectro Physique
Maths pures
Maths appliquées
Physique

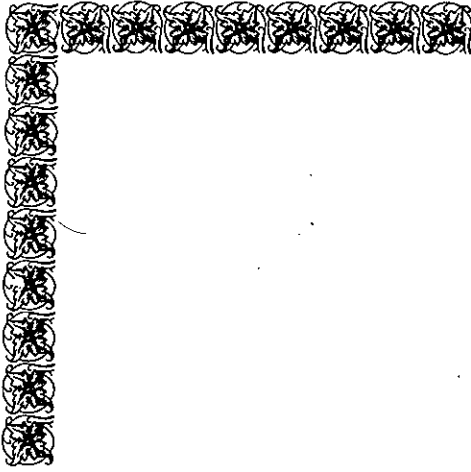
MAITRE DE CONFERENCES DELEGUE

M. ROCHAT Jacques

Hygiène et Hydrologie (Pharmacie)

Fait à SAINT MARTIN D'HERES, NOVEMBRE 1977

.../...



پیام من از دل و دهرها
به کوز و لعل که آغوش میزند
فرد خسته که
با کمر و من و تو تنگ
پیام من
که از من و تو برگشته
بازگردد

ز. یف. نیسان

*L'âme mouvante des nuages
emporte mon message celui du ciel et du soleil
vers les profondeurs encore brûlantes de la terre
afin que son coeur pesant
aidé de quel volcan
le transmette
à quelle génération errante*

F.A.NEISAN (poète contemporain)



A nos parents

A nos amis

A la souveraineté du Peuple Iranien

REMERCIEMENTS

A l'issue de ce travail, nous tenons à remercier tous ceux qui, à titres divers, ont contribué à sa réalisation.

Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a bien voulu diriger ce travail.

Monsieur le Professeur P. VIALON qui a bien voulu nous faire bénéficier de son expérience.

Monsieur le Professeur P. M. VINCENT de l'Université de Clermont-Ferrand qui a bien voulu participer à notre Jury.

Monsieur G. VIVIER pour tous les conseils et les encouragements qu'il nous a prodigués tout au long de ce travail.

Monsieur le Professeur P. GIRAUD pour tous les conseils et toutes les aides matérielles qu'il nous a accordé.

Les paysans et les nomades, ce peuple ignoré et démuné de la région de Saveh, qui nous ont beaucoup donné de tout leur coeur.

Le Service Géologique de l'Iran qui a mis ses moyens à notre disposition, son personnel scientifique et technique et particulièrement Messieurs S. M. AMIDI qui a accepté de faire partie de notre Jury, A. AGHANABATI, H. BOLOURCHI, M. H. EMAMI, A. HAGHIPOUR, R. SALEHI, M. LOTFI, A. NOGOLE.

Les chauffeurs et techniciens qui constituaient nos équipes.

Le Service des bourses du Ministère de l'Enseignement et de l'Education Supérieure Iranien.

Tous les membres de la Mission Archéologique Française en Iran et particulièrement J. PERREAUX, son directeur.

Sans le travail et les conseils des chercheurs et techniciens de l'Institut Dolomieu cette thèse n'existerait pas.

Parmi les chercheurs nous remercions plus particulièrement: J. APRAHAMIAN, A. ARNAUD-VANNEAU, G. BUFFET-CROIX-BLANCHE, J. DESMONS, P. GIBERGY, J. GIRAULT, J. L. PAIRIS, J. FERRIAUX, J. P. USELLE et parmi les techniciens: J. COCHET, R. DOMENE, L. GRANET, F. KELLER, J. P. REVOL, N. REVOL, P. TALOUR, R. TELMAT et Th. VIVENZIO.

Nous remercions aussi Monsieur le Professeur A. BLONDEAU, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie qui a bien voulu déterminer nos fossiles.

Nous tenons à remercier nos amis J. L. LESCUYER et R. RIOU qui nous ont initiés à la géologie iranienne, ainsi que G. ALRIC et D. VIRLOGEUX; D. BERNARD pour l'aide technique qu'elle nous a apportée.

Enfin un grand merci aux amis de la salle de troisième cycle pour les conseils et l'aide morale (les "tournois"., les "bourrons"...) qu'ils nous ont apportés.

Nous n'oublions pas nos ânes qui nous ont aidé à pénétrer aux endroits inaccessibles.. et tous ceux qui ont utilisé notre travail à titres divers sans pour autant se donner la peine de nous citer.



des
amis !

AVANT-PROPOS

Cette thèse est le résultat d'une étude commune faite par C. CAILLAT, P. DEHLAVI, B. MARTEL-JANTIN.

En raison de l'importance du territoire et pour des raisons de sécurité, le travail de terrain a été accompli en équipe.

Nous nous sommes réparti le travail de laboratoire et tous les résultats, discutés conjointement, font l'objet de conclusions communes.

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

Rédaction commune :

. Introduction - Magmatisme de la ceinture paléogène de l'Iran - Les souches basaltiques - Magmatisme et structure - Conclusions générales.

C. CAILLAT :

- . Stratigraphie : Ensembles moyen et supérieur de l'Eocène.
- . Dynamisme volcanique : dynamisme des éruptions volcaniques éocènes - mécanisme de mise en place des ignimbrites.
- . Tectonique : histoire tectonique - conclusion.

P. DEHLAVI :

- . Stratigraphie : le Miocène, le Pliocène, le Quaternaire.
- . Pétrographie : pétrographie et géochronologie des roches plutoniques.
- . Métamorphismes et altérations hydrothermales.
- . Géochimie : géochimie des roches plutoniques.
- . Tectonique : les grands traits structuraux - les principales unités structurales.

B. MARTEL-JANTIN :

- . Stratigraphie : les séries antétertiaires - Eocène : Zone de Saman et Ensemble inférieur - Oligo-Miocène.
- . Pétrographie : pétrographie des roches volcaniques - corrélations.
- . Géochimie : géochimie des roches volcaniques.



ABSTRACT

The present work is the result of field investigations carried out during two field-trips between 1975-77. An area of 8000 sq. kms. was mapped, which has finally permitted us to draw a geological-map at the scale of 1 cm = 1 km (1/100 000) of the area south of Saveh Quadrangle. Petrographical, geochemical and geochronological studies performed at the Institut Dolomieu, Grenoble, France during 1977-78 has helped us a lot in our investigations.

The Saveh region covers an area of 15000 sq. kms. west of Great Salt Desert of Central Iran, and is situated 130 kms. S-E of Tehran. It belongs to the mountain-range stretching NW-SE through Iran, running parallel to the Zagros range, and forms part of the Zone of Central Iran. It is limited to the North by the folded belt of Alborz, whereas in the South it shows certain features which have been shown by us to have close affinity to the Zone of Sanandaj-Sirjan. Structurally, the region finds itself in a zone where structural directions of the Central Iran range change from N 130° E to N 100° E.

Over a poorly exposed anty-tertiary basement rocks, (that are metamorphic in the S-W and sedimentary in the West & N-W), are exposed the important volcanic and sedimentary series of tertiary age, that have their lower layers cut by the intrusive plutonic rocks.

The igneous rocks, with which we are here particularly concerned, characterize five successive volcanic and plutonic events. Like elsewhere in Iran, the most important volcanic activities have been during Eocene times.

Eocene

It is characterized by a very important serie of some 3000 m. thickness, consisting of three units dominated respectively by the lavas, sediments and the tuffs. All along this period, the rhyolitic volcanic products are the most abundant.

1) Lower Unit (1000 m. - 1500 m.)

The alternation of rhyolitic and intermediate (andesitic, rarely basaltic) lavas, characterizing this unit, results from the aerial, mostly effusive activity of continental andesitic-strato-volcanoes and of rhyolitic domes, probably of Upper-Ypresian age.

2) Middle Unit (100 - 1000 m.)

This is an important volcano-sedimentary serie, well stratified, of Lutetian and Bartonian age, and of characteristic green colour. It consists of a rythmic, flysch-type sequence of pumice and crystal-tuffs, ash-tuffs, tuffites, marls, sandstones and lenses of Nummulitic limestones. All along the serie we have recorded many pyroclastic flows of rhyolitic composition. Essentially basaltic lavas are very rare.

This unit is the result of sedimentation of pyroclastic volcanites, coming from neighbouring littoral zones during the Middle Eocene individualisation of open, subsiding marine basins.

3) Upper Unit (100 - 2000 m.)

This unit of Priabonian age, well developed in the northern part of the studied sector, consists of an important serie of dark tephras in which are intercalated numerous porphyritic andesites, latite-andesites and porphyritic latite-basalts. Most acidic-volcanites occur as ignimbritic sheets; the rhyolitic lava flows and domes are less abundant. Locally, the Green-Series show a basaltic submarine volcanism, associated with the sediments and numerous submarine pyroclastic flows.

This unit marks the return of the general emersion of a large part of the area studied, at the end of Eocene.

The study of the dynamics of emission of the aerial - ignimbrites and submarine pyroclastic flows, indicates a general continuity from lava to a pyroclastic-flow. This definitely contradicts the current views on the mecanism of their emplacement.

Geochemical studies of the Eocene period has permitted us to distinguish two magmatic periods, during which a general calco-alkaline tendancy predominates -

- The first period is characterized by abundance of calco-alkaline intermediate terms & of alkalic rhyolitic rocks.
- The second period is characterized by the appearance of K, Sr, Rb, and Ba enriched basaltic and intermediate alkalic rocks.

The results of our geochemical studies show that -

- a) a single global phenomenon of fractionnal cristallization ranging from the more basaltic to the more acidic rocks does'nt agree with the respective volumes of the different types of emissions.
- b) a phenomenon of progressive melting of an original material does'nt agree with their chronology.

We are thus led to come to a conclusion regarding the origin of calco-alkaline eocene association via a major reciprocal contamination phenomenon between an alkaline rhyolitic palingenetic strain and a tholeiitic basaltic strain. Appearance of alkaline basaltic rocks during the second magmatic period suggests a concomittent participation of a second basaltic strain (of shoshonitic characters) in the first contamination model. In our opinion, the spatial modulation of contamination between the two basaltic strains and the palingenetic rhyolitic strain, is the cause of the distribution of alkaline and calco-alkaline tendencies that are observed all along the Central Iranian range. All the paleogeographic, petrographic and geochemical observations in the Central Iranian ranges at this time can well be related to the opening of intracontinental rift, the evolution of which terminated at the end of Eocene.

Oligo-Miocene

During lower Oligocene important dextral faulting, that is observable throughout Iran, produces a squeezing phenomenon in the region of Saveh. This phenomenon brings to an end the evolution of eocene-rifting, replacing it by the plutonic intrusive massifs (39 m. yrs.) in a great part of the Central Iranian range. The intrusions and these tectonic movements are responsible for the hydrothermal alteration along the diachases, mineralization and the thermo-metamorphism of a part of these eocene volcanites.

From the geochemical point of view, we have shown that these calco-alkaline plutonites show an allround differentiation phenomenon that superposes itself over a reciprocal contamination phenomenon between the tholeiitic basaltic strain and the last rhyolitic palingenetic stocks of Eocene.

During Oligocene, the extensional phenomenon prevails in the Saveh region, resulting henceforth in the division of basement into a new horst-graben system. These dislocation movements bring about an enhanced volcanic activity and the erosion of newly formed reliefs yielding a basal conglomerate which we have been identified by us in the entire studied region. At its inception, the oligo-miocene volcanic activity, mainly acidic, exhibits a rhythmic alternation of rhyolitic lavas (or ignimbrites) and the olivine-basalts; later some intermediate rocks appear (amphibole-trachyandesite domes and dacitic-ignimbrites). These emissions have an alkaline tendency up to the Aquitanian that mark the end of paleogene volcanic cycle in the studied area and the beginning of the transgression of the Qom formation. As a result of the geochemical studies, the behaviour of trace-elements on the K/Ba - Ba and Rb/Sr has led us to propose a bimagmatic model, taking greatly into account the reciprocal contamination of a new rhyolitic alkalic palingenetic strain with a tholeiitic basaltic strain. The development of intermediate facies (trachyandesites) is probably due to the stabilization of tectonic phases at the end of the cycle.

Miocene

The lower miocene transgression covers almost entirely the southern half of the region, whereas the northern half rests emerged.

The upper miocene sees the filling up of the basins with the continental deposits of Upper Red Formations.

At the end of Miocene, the important dextral-faults that are observable all over Iran, reactivate the great faults and preferential folding of the important miocene sedimentary series.

Pliocene

It starts with a volcanic activity, localised in the east of the studied region, in the form of andesitic dikes, domes and some extrusive lavas of varying composition (trachytic, rhyolitic, rhyodacitic).

Geochemically, these volcanites represent an evolution, through fractional crystallization, from andesites to rhyodacites. Erosion continues during this period and produces the detritic formations in the north and the south of the studied region. The later plio-quaternary tectonic movements produce locally the folding in these last deposits.

Quaternary

The old terraces are a clear evidence of the filling up of the intramontaneous quaternary basins. All along the major fractured zones, the last volcanic activity occurred during early Quaternary times with the outpouring of alkalic basalts (basanites).



رویدیم و باریم ممکن می‌شود. بررسی کامل مطالعات ژئوشیمی با ثابت کردن یک پدیده تفریق مایه‌های از سنگهای بازالتی تا سنگهای خالص رسوبی می‌تواند -
 غیر آلودگی کنونی و نیازی هم تپه‌های مختلف سنگی آشکار باشد. همچنین وجود یک پدیده ذوب مواد رسوبی مخالف با ترتیب پیدایش دین سنگی می‌باشد. ترتیب
 مایه‌ها در سنگهای کانی در دوره ائوس ایران مرکزی را با وجود یک آشفتگی مابین مایه‌های رولیتی و مایه‌های بازالتی توالیفی تفسیر کنیم.
 پیدایش سنگهای بازالتی آکالن در طی درجه مایه با اجزای میانه تا ظهور دین سنگ مایه بازالتی با خصوصیات تشوشی و خلالت آزاد پدیده آشفتگی قبلی
 در نظر می‌گیریم. به عقیده ما در حد خطوط شکسته دین سنگ مایه با درجات مختلف غشای گسترش و تعادل کانی و آکالن قابل مشاهده در تمامی ایران مرکزی می‌باشد.
 به شکلی کلیت حدت پالئوژئوگرافی، سنگشناسی و ژئوشیمی زون ایران مرکزی در دوره با بازنگری یک ریفیت مین تا به یکی که تحول کن در بیان ائوس
 تمام می‌شود در ارتباط هسته.

الگوی میوسن:

در ائوس با فنی یک سری حرکات متوالی که در سراسر ایران تأثیر گذاشته اند، منطقه سازه فشرده‌ای ایجاد می‌کنند که باعث ختم فعالیت ریفیت ائوس، بسته شدن آن
 و بالا آمدن توده‌های سنگی آذرین درونی (سن پتروسی ۴۹ میلیون سال) می‌شود. این پدیده‌ها در وقت بزرگی از زون ایران مرکزی مشاهده می‌شوند. حرکات متوالی
 و بالا آمدن توده‌های سنگی آذرین درونی حاصل یکا و تجزیه گریز، واکلاز، کانن سازی و دیگرگونه‌های فنی از سنگهای دوره ائوس می‌باشد.
 سنگهای آذرین درونی از نظر ژئوشیمی کانی آکالن به هم و تحت تفریق مایه‌های گریز و آشفتگی حرمان بین مایه‌های زبر و یک مایه‌های رولیتی یا لایه‌های می‌باشد.
 در طی دوره ائوس گرم بازنگری منطقه سازه برقرار شده و باعث ایجاد دوباره سیستم هدایت و زون درین منطقه می‌شود. این سنگشناسی فانیهای آشفتگی را دوباره ایجاد می‌کند
 و خرابی ارتباطات ایجاد شده یک سری کنکورهای پایه تولید می‌کنند که آنرا تقریباً در تمامی منطقه مشاهده می‌کنیم.
 فعالیت آشفتگی در ائوس که بیشتر پدیده می‌باشد از سواب گذرها یا انقباضهای رولیتی و بازالتی الیون طر تشکیل شده است. کمی بعد سنگهای ترکیب متوسط ظاهر می‌شوند
 (دوم های تراک آنندرتی آنفیل و لارو انقباضهای راستی). فعالیت مایه که تا آنکه تا این اواخر دارد از نوع آکالن می‌باشد. در آنکه تا این حوضه مایه‌های ائوس در منطقه
 سازه بیان رسیده و پیرایه‌های رولیتی و باعث ایجاد سازند قم می‌شود.
 از مطالعات ژئوشیمی چنین می‌توان نتیجه گرفت که موقعیت عناصر نادر در دیگر ایزوهای $Rb-Sr$ و $K/Ba-Ba$ با اجزای میانه تا مدی دو مایه‌های در نظر می‌گیریم که
 شامل یک مایه‌های رولیتی آکالن و یک مایه‌های بازالتی توالیفی باشد. در طی دوره ائوس مین بین این دو مایه بطور دو جانبه پدیده آشفتگی هر چه بیشتر می‌گردد.
 برقراری آواش متوالی در این فعالیت مایه‌های ائوس باعث توسعه سریال با ترتیب متوسط (تراک آنندرتی) می‌باشد.

میوسن:

پیرایه‌های مین با فنی تقریباً تمامی نیمه غربی منطقه سازه را در بر می‌گیرد. در حالی که فنی در هم چنان از آب بدون میانه. در طول میوسن با فنی پیرایه‌های باسن ها -
 در به با فنی سازه قرن بالا و انجام می‌شود. در بیان میوسن یک سری حرکات متوالی قسم و پدیده‌های افقی راست گرد که تمامی مناطق ایران را تحت تأثیر قرار داده اند
 باعث فعالیت دوباره تمام سنگشناسی منطقه شده و در شکلیات رولیتی میوسن یک سری چین خوردگی ایجاد می‌کند.

پلیوسن:

این دوره با یک سری فعالیت آشفتگی شروع می‌شود. دین فانی محدود به قسمت شرق منطقه؛ منطقه سازه به بعد و بصورت گره‌های آندزیتی، دیم، دیم کرم و تپه‌های
 خروجی (same extrusive) با ترکیبهای گرانول (تراکیتی، رولیتی و یا رولیتی) ظاهر می‌شوند. سنگهای زبر از نظر ژئوشیمی آکالن بوده و نتیجه تفریق
 مایه‌های آندزیتی می‌باشد. خرابی ارتباطات در طول این دوره ادامه داشته و باعث رولیت شکلیات آولری در شمال و جنوب منطقه سازه می‌شود. آخرین حرکات متوالی
 پیرایه‌های ترکیب سری چین خوردگی فنی در شکلیات زبر تولید می‌کند.

کواترنر:

تراس‌های فنی پیرایه‌های باسن‌های بین ارتباطات را ایجاد می‌کنند. آخرین فعالیت آشفتگی بصورت بازالتی آکالن الیون طر در طول شکلیات بزرگ
 صورت می‌گیرد و چنین نظر می‌شود که ظاهر آن نتیجه حرکات عمیق و دوباره دین شکلیات باشد.



حله

این مجموعه تحقیقی حاصل از چندین محقق است که در سالهای ۱۹۷۵ و ۱۹۷۷ (نام رسیده) محاسبات کارهای که در منطقه ای به صورت ... گسترده انجام گرفته به تهیه نقشه زمین شناسی قسمت جنوبی چوکوش سوده با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ منتهی شده اند. غرض برآوردن لایه های سنگی، ردیف و پراکنش زمین شناسی چوکوش سوده صورت گرفت و در طی سالهای ۷۸ و ۷۷ در استیو دو لوسو با ۴۱۴۰ متره دار تا دانه تحقیقات خود را گسترش بخشیدند. چوکوش سوده سطحی برابر ۱۲۰۰۰ کیلومتر مربع را در بر گرفته و در غرب کوه مرکزی ایران در ۱۴۰ کیلومتری جنوب غرب تهران قرار دارد. از نقطه نظر زمین شناسی منطقه سوده متعلق به زون ایران مرکزی به حساب می آید که در آنجا آتشفشانهای ایران را تشکیل میدهد که بعد از آن زون زاگرس از شمال غرب جنوب شرق امتداد دارد. این منطقه از شمال به چین خوردگی های البرز محدود و در قسمت جنوبی خود قسمت کوچکی را به خصوصیات زون سندج - سوهان در بر میگیرد که - بنام زون سامان (نام گذاری شده) است. از نقطه نظر زمین شناسی منطقه مطالعه شده در محل تغییر جهت شکستگیهای بزرگ گرنده آتشفشان ایران مرکزی به حساب می آید. N100 تا N130 تغییر میکند.

بررسی رخنه های متعلق به قبل از دوران توم که گسترش کمی در منطقه مطالعه شده و لایه های بسیار ضخیم آتشفشان و در سطح درون سوهان دارد. سنگهای آذرین که قسمت اعظم مطالعات ما را شامل میشوند پنج صدها سال پیش در آتشفشانهای متعددی متولد شده اند. مهمترین آنها دوره آتشفشان آذرین است که اهمیت آن در سایر مناطق ایران نیز ثابت شده است.

الوسن:

این دوره بعد از بررسی بسیار ضخیم (به ضلالت حدود ۲۰۰۰ متر) متعلق از مجموعه سنگهای سوهان. برترتیب اهمیت گدازه ها، سری های مربوط و توفان این مجموعه را تشکیل میدهد. در تمام طول این دوره سنگهای آتشفشان در یونانی همرازه هستند.

مجموعه پایینی (۱۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر)

توالی گدازه های رولیتی و گدازه های متوسط (بخصوص آذرین و دانه های بازالتی) صفحه این مجموعه، نتیجه فانیتهای آتشفشان در روی صفحه مخصوص گدازه ای (Effusive) میباشد که بعد از آن تراش و لکانهای آذرین و دانه کوبه های رولیتی تازه ای ظاهر میشوند. این مجموعه احتمالاً متعلق به دوره ایپوزین میباشد.

مجموعه میانی (۱۰۰۰ تا ۶۰۰ متر)

این مجموعه متعلق از یک سری آتشفشان - رولیتی (volcano-sédimentaire) پس از لوئین و باراندین بوده و رنگ بزرگسایته متعلق به این مجموعه میباشد. مجموعه مزبور از توالی رولیت با تیپ نفیث، طبقات توفان بلوردار و پولس دار، توفان باخاکستر، توفان، مارن، ماسه سنگ و سنگهای آتشفشان را تشکیل میدهد. در میان این تشکیل یک سری جریانهای آذرین از آذرین زیر دریا را رولیتی قرار دارد که برای اولین بار در میان آن دیده شده است. گدازه ها (مجموعه بازالتی) خیلی کمابیش میباشد. مجموعه میان فانیتهای آتشفشان آذرین و آذرین میباشد که فنی پیدایش با سری های رولیتی عمیق و در حال ته نشین (الوسن میانی) در مناطق حاصله ای یکپارچه بوده اند.

مجموعه بالایی (۶۰۰ تا ۲۰۰ متر)

این مجموعه پس از سری آذرین در قسمت شمال منطقه مورد مطالعه توسعه زیاد دارد و از یک سری هم تفرای تیره رنگ با اثر کالامیونهای خردان گدازه های آذرین (اغلب پورفیری) لایت - آذرینیت و لایت - بازالت پورفیری تشکیل شده است. سنگهای آتشفشان اسید و بخصوص اگنیوتی ها نیز اکثراً میباشد. گدازه ها و دانه های رولیتی توسعه کمی دارند. بطور کلی سری های بزرگ دهنده آتشفشانهای زیر دریا را بازالتی همراه با سری های رولیتی هستند. این مجموعه سنگی کهنه پس روی رولیتی و با لکان قسمت بزرگ از منطقه مورد مطالعه در پایین دوره الوسن میباشد.

مطالعه نمونه تشکیلها و جریانهای آذرین در زیر دریا به جز گدازه یک گدازه را به یک جریان آذرین قرار داده و با (۴۱۴۰ متره) مطالعه و به این طرز تشکیل این نوع سنگ را قبول کنیم. با مطالعه ردیف سنگی دوره الوسن دو صدها سال پیش کا کواکین تشکیل داده اند. خردان سنگهای با ترکیب متوسط با کواکین و سنگهای رولیتی که سنگهای رولیتی محلی با کواکین هستند حال آنکه در این صدها سال پیش در این سنگهای با ترکیب متوسط و کواکین سرشار از پتاسیم، استرونیوم، -

GLOSSAIRE

La transcription courante du Persan en Anglais a été utilisée ici.

"Q" a valeur de r guttural, "Kh" se prononce comme le ch allemand, "Gh" est un son guttural difficilement transcrip-
tible, "Sh" est équivalent de ch en français et "Ch" est équivalent de t ch.

Ab = eau

Abad = "habitable" : village

Allah = Dieu

Amir = Emir

Asbe = cheval - Asban = chevaux

Badam = amande

Bagh = jardin

Bala = haut

Chaman = pré

Cheshmeh = source

Daryacheh = lac

Deh = village

Dokhtar = fille

Emam = descendant du prophète

Emamzadeh = fils d'Emam (lieu de pèlerinage)

Gol = fleur

Hamum = bain public

Howz = piscine

Khoshk = sec

Kuh = montagne

Ghanate = galerie souterraine pour captage de l'eau

Madam = mine

Namak = sel

Pa'in = bas

Palang = panthère

Robat = caravansérail

Rud ou Rud khamah = rivière

Sefid = blanc

Shahr = ville

Shur = salé

Siah = noir

Soltan = sultan

Takht = siège

Tapeh = colline

Ziarat = pèlerinage





— Un truc qui va les faire fumer...

CHAPITRE I

INTRODUCTION

A) BUTS DE L'ETUDE

Dans le cadre des accords entre le Service Géologique de l'Iran et l'Institut Dolomieu de Grenoble, nous avons été envoyés dans la région de Saveh pour lever la carte géologique de la moitié sud de ce quadrangle. Mais notre étude a porté en fait sur tout le quadrangle, soit sur environ 15 000 km²: stratigraphie, dynamisme des éruptions volcaniques, pétrographie et géochimie des laves et des plutonites, et datation géochronologique de la phase intrusive plutonique (K/Ar). Nous avons effectué deux campagnes de terrain: deux mois en Juillet et Août 1975 et cinq mois pendant l'été et l'automne 1976. La carte a été effectuée à l'aide de photos au 1/50 000. A la fin de la deuxième campagne de terrain, un séjour de trois mois à Tehran nous a permis de rédiger un rapport sur la géologie du quadrangle de Saveh et de mettre au point la carte définitive de sa moitié sud au 1/100 000. Le matériel et l'encadrement technique indispensable à ce genre de travail (Land-Rover, chauffeurs, matériel de camping etc...) a été fourni par le G. S. I.

600 lames minces ont été effectuées au Service Géologique de l'Iran et une cinquantaine complémentaires par M. Telmat (Institut Dolomieu). La microfaune a d'abord été rapidement étudiée par le Service Géologique de l'Iran, puis par J. L. Pairis (Institut Dolomieu) et par A. Blondeau (Université Pierre et Marie Curie). Les analyses chimiques et les déterminations aux R. X. ont été toutes effectuées à l'Institut Dolomieu.

B) APERÇU GEOGRAPHIQUE

La région étudiée se situe entre 49°30' et 51° de longitude Est et entre 35° et 35°30' de latitude Nord (fig. n°1 et 2). La ville principale, Saveh (25 000 hab.) se trouve seulement à 130 km au Sud-Ouest de Tehran, sur la route d'Esfahan. Autrefois, Saveh était une ville importante avec une bibliothèque connue mondialement. Elle fut totalement détruite par les envahisseurs mongols qui ne laissèrent que des ruines, encore visibles à 20 km de la ville actuelle. Elle est actuellement réputée pour ses grenades.

La morphologie est très contrastée. A l'Ouest les altitudes sont élevées, supérieures à 2000m, avec un point culminant à 2944m. L'altitude décroît progressivement vers l'Est où débutent les plaines désertiques marquant le commencement du grand désert central d'Iran (Dasht-e Kavir). Cette morphologie conditionne le climat de la région. A l'Ouest, bien que les journées d'été soient torrides, les nuits sont relativement fraîches. Les hivers sont enneigés et très froids. A l'Est, les précipitations sont très peu abondantes et les cours d'eau temporaires se perdent dans des dépressions fermées où se forment parfois des croûtes de sel (Daryacheh-ye-Howz Soltan). La morphologie de type désertique y est caractéristique: inselbergs et glacis parcourus de nombreux rills. Il faut souligner que la géomorphologie est contrôlée par les grandes directions structurales (N 100 à N 130). Ainsi les zones ayant évolué en horsts constituent parfois des barrières difficilement franchissables, bordées de vallées où les voies de communications sont meilleures.

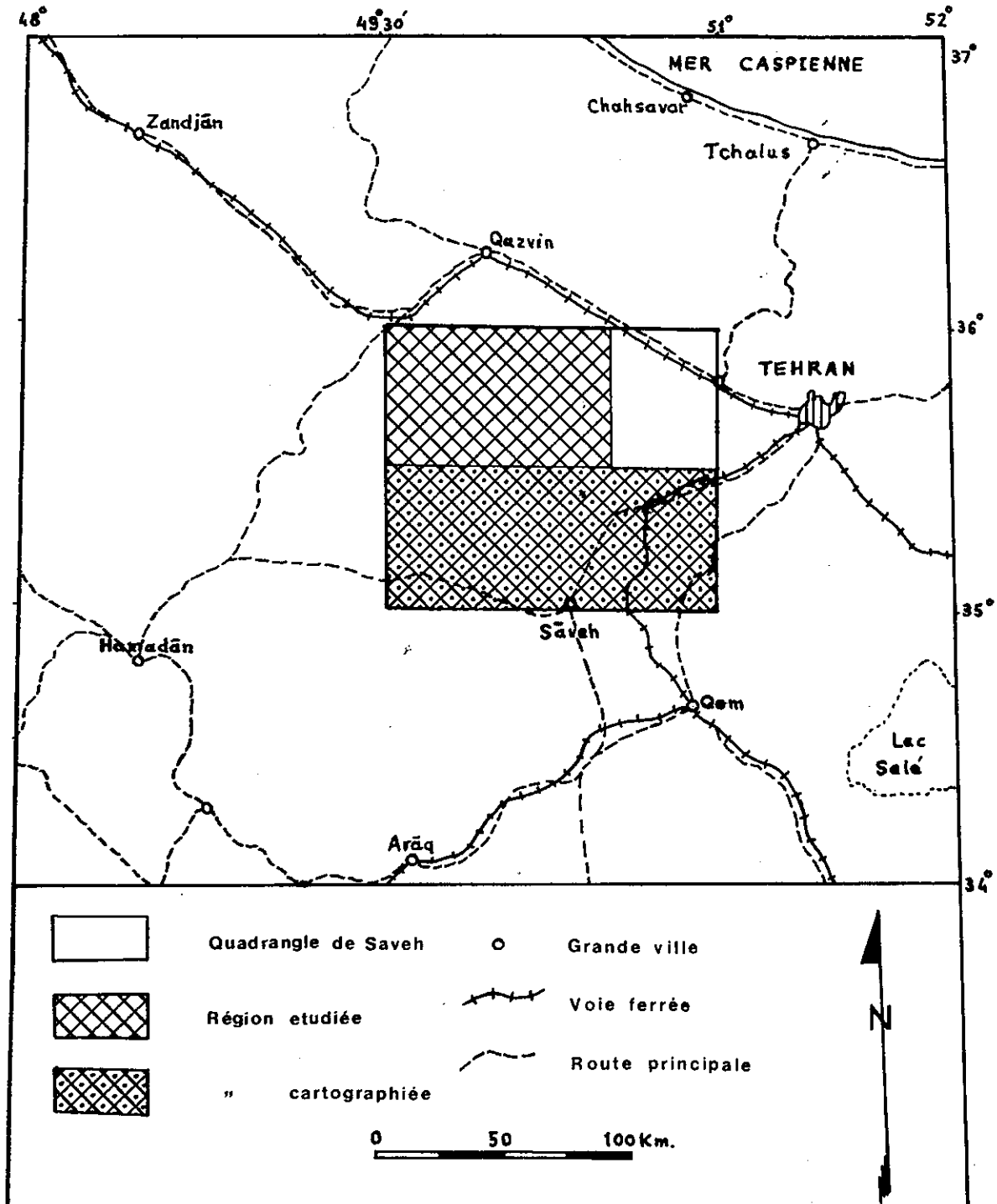
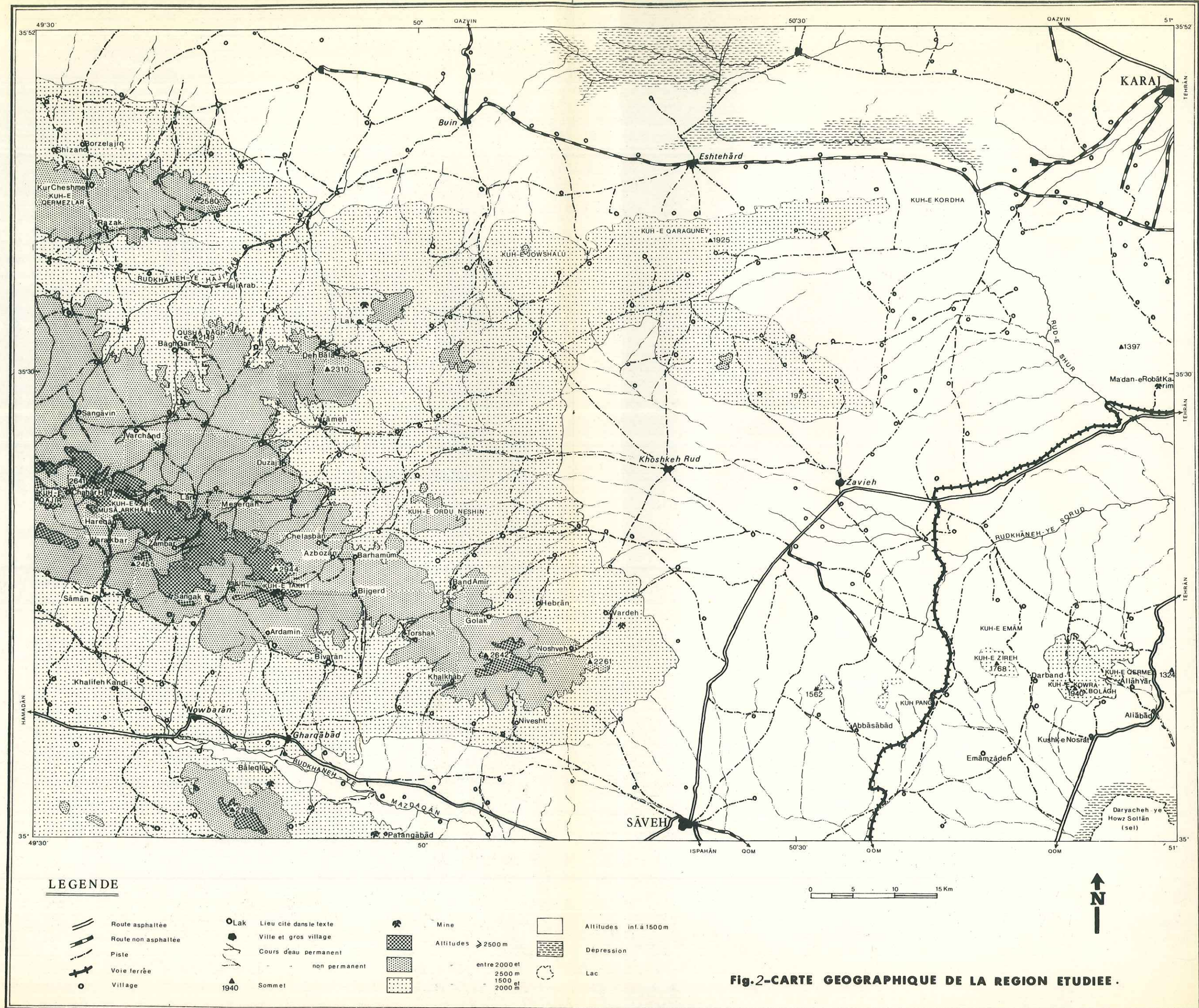


Fig.1 - Situation géographique de la région de Saveh.



La population est principalement composée de turcs Azaris et de nomades Shah-savan. Presque tous vivent de la terre (blé, raisins, grenades etc.) mais surtout de l'élevage du mouton sur de grandes surfaces. Les villages sont regroupés autour des points d'eau, presque toujours exutoires des célèbres Khanats, galeries de drainage de l'eau de la nappe. Dans les plaines subdésertiques de la région orientale l'eau de certains puits est saumâtre. Les villages sont nombreux, mais n'abritent que rarement plus d'une centaine de personnes. Les maisons sont bâties à l'aide de pisé, argile mélangée de graviers et de paille. Dans les régions montagneuses de l'Ouest, les troncs d'arbres et les branchages, recouverts de pisé, sont utilisés pour constituer des toits plats. Plus à l'Est, avec la disparition de la végétation arbustive apparaissent des toits arrondis construits à l'aide de briques de boue séchée juxtaposées les unes à côté des autres, en coupole.

Bien que la région soit subdésertique, nous y avons vu de nombreux animaux sauvages: lièvres, mouflons, perdrix, avec pour prédateurs des renards et des chacals. En hiver, les loups descendent du Nord et n'hésitent pas à s'attaquer aux troupeaux de moutons. Signalons un petit rongeur sauteur, caractéristique des régions désertiques: la gerboise. Nous n'avons rencontré de tortues que dans la vallée la moins aride, dans les montagnes de l'Ouest. Dans certains petits ruisseaux se trouvent des crabes, gros comme le poing. Des serpents ont été rencontrés presque partout. Enfin, il était bien rare de ne pas voir au moins un aigle, un vautour ou un épervier dans le ciel.

C) CADRE GEOLOGIQUE

La région étudiée appartient au secteur Nord-Ouest de l'Iran, où l'on distingue habituellement, à la suite des travaux de J. Stöcklin les unités structurales suivantes (fig. n° 3) décrites du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

La chaîne de l'Alborz, présentant une activité magmatique importante sur son versant sud au Secondaire et au Tertiaire. En fait, elle a surtout été individualisée morphologiquement, car ses faciès sont très voisins de ceux de l'unité suivante.

La Zone de l'Iran Central est caractérisée par son magmatisme tertiaire, et surtout par son volcanisme éocène. Amidi (1975), lui attribue le nom de Zone de Tabriz-Torbat-Jaz Murian, provinces situées à ses extrémités. La tectonique cassante y est la règle et la carte de l'Iran au 1/2 500 000 montre une mosaïque de blocs séparés par des failles.

La Zone de Sa'andaj-Sirjan, au contraire des précédentes, montre une série métamorphique épaisse. Les différences essentielles avec les zones précédentes sont les suivantes:

- existence d'une phase plutonique importante à la fin du Mésozoïque;
- plusieurs phases de métamorphisme anté-tertiaires (paléocimmérienne, Sabzehei 1974 - laramienne, Berberian 1972);
- faible importance des formations tertiaires.

La Zone du Zagros peut être divisée en deux unités:

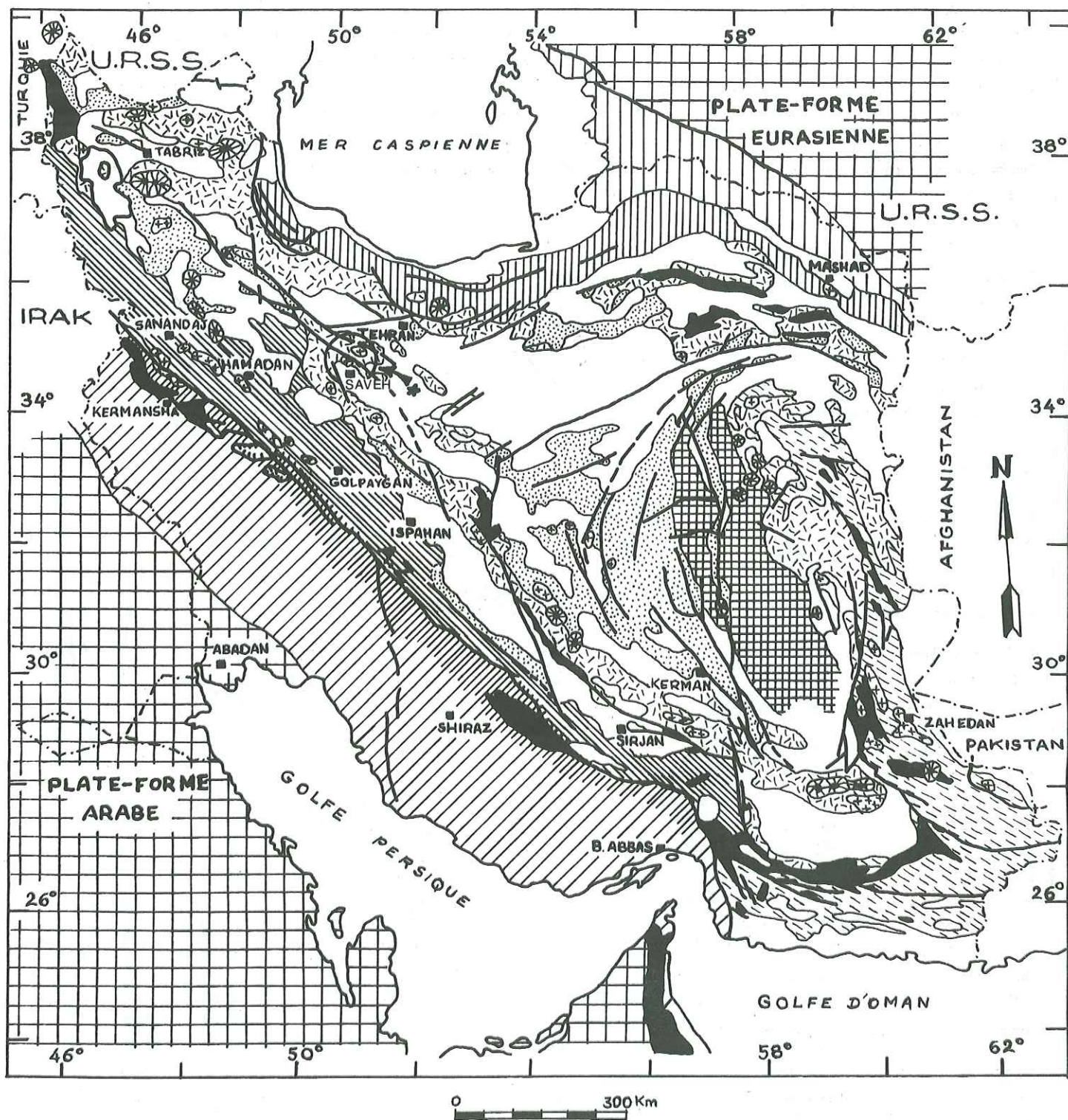
- la zone de chevauchement (crushed zone), complexe où sont réunis sans doute des domaines paléogéographiques différents. Cette zone est limitée par le "Main Thrust" que Ricou (1974) préfère appeler "Accident du Zagros", compte-tenu du caractère décrochant de certaines parties;
- le Zagros plissé, où s'accumulent plusieurs milliers de mètres de sédiments marins d'âge triasique supérieur à néogène, sans aucune trace de magmatisme.

La région de Saveh (fig. 4) appartient dans sa presque totalité à la Zone de l'Iran Central. Nous y avons toutefois distingué, dans la partie sud-ouest, une zone présentant les caractères de la Zone de Sa'andaj-Sirjan que nous appelons Zone de Saman.

- la Zone de Saman, prolongement oriental de la Zone de Razan (M. Bolourchi 1975), vient former un coin dans la Zone de l'Iran Central, limité au Nord par la faille d'Avaj (Bolourchi 1975) et au Sud par la faille de Pavan, encore appelée "Indes Fault" plus au Sud.

La Zone de l'Iran Central montre des variations de faciès importantes du Nord au Sud et nous l'avons divisée en deux sous-zones (fig. 4):

- la Sous-zone sud est surtout représentée par le horst volcanique paléogène formant les plus hautes montagnes de la région, et située immédiatement au Nord de la Zone de Saman. Deux bassins sédimentaires s'y rattachent: au Nord le synclinal de Duzaj, au Sud le bassin de Nowbaran.



- | | | | |
|--------------|----------------------|---------------------------------|--------------------------------|
| Kopet Dagh | Sanandaj-Sirjan | Volcanites tertiaires | Volcan quaternaire |
| Alborz | Iran Oriental Makran | Intrusions | Faille "Main Thrust" |
| Crushed Zone | Iran Central | Zone d'Ophiolite | A.Z: Accident du Zagros |
| Zagros | "Bloc du Lut" | Bassins néogènes et quaternaire | Région étudiée |

Fig.3- Carte tectonique schématique de l'Iran(d'après Stöcklin 1968).

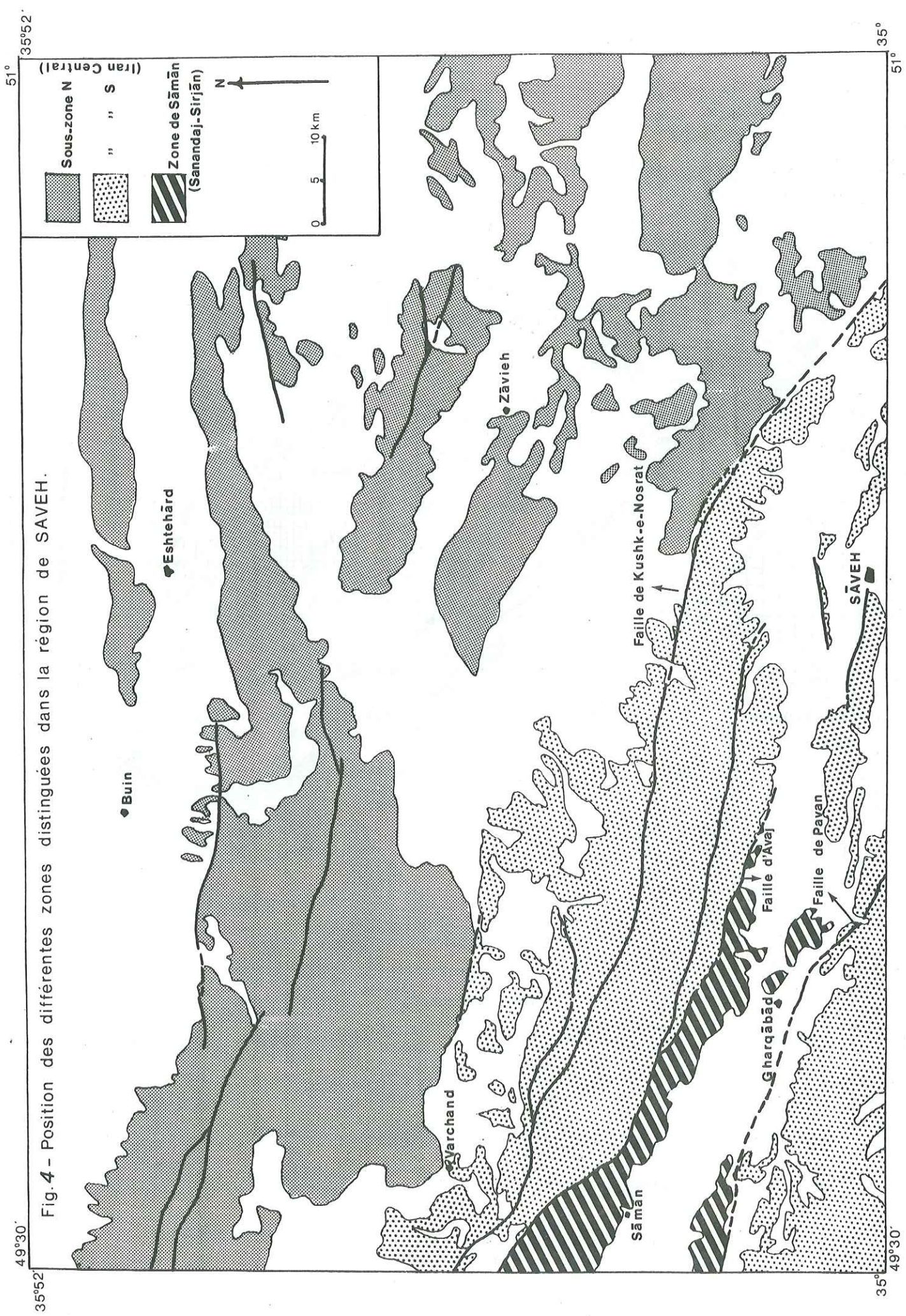


Fig.4 - Position des différentes zones distinguées dans la région de SĀVEH.

- la Sous-zone nord est constituée par tout le horst volcanique paléogène situé entre le synclinal de Duzaj et la dépression d'Eshtehard au Nord. Cette chaîne, d'axe Est-Ouest dans sa partie occidentale, se divise vers l'Est en deux branches séparées par la grande plaine aride de Zavieh:
 - . la branche septentrionale prend une direction N 80 et s'effile progressivement vers l'Est;
 - . la branche méridionale a un comportement identique à celui du grand accident de Kushk-e Nosrat et prend elle aussi une direction N 130.

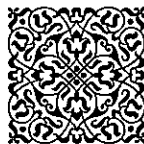
D) TRAVAUX ANTERIEURS

Bien que située tout près de Tehran cette région n'a jamais fait l'objet d'une étude géologique approfondie. En 1953, pour la première fois H. Huber étudia les roches volcaniques et les tufs éocènes de la région de Qareh-chay entre Saveh et Hamadan (rapport confidentiel N.I.O.C.). En 1959, la région située au Nord de Saveh fut étudiée par M. Soder, dans le cadre d'une étude géologique générale. En 1963 G.A. Mohajer et G.R. Pierce, reprenant le rapport de Soder ont présenté sommairement "la région du tremblement de terre de Qazvin", située entre Qazvin, Avaj, Saveh et Tehran. En fait, nous avons surtout utilisé les travaux plus récents, effectués sur les régions voisines de Karadj (Dedual 1967) et d'Avaj (Bolourchi 1975).

Toutes ces études n'avaient pour but que l'analyse des grandes structures, en distinguant seulement les séries stratigraphiques majeures. Elles ont apporté des résultats intéressants pour les séries sédimentaires, comme la Formation de Qom, qui conservent des analogies de faciès sur de vastes surfaces. Par contre, elles sont restées insuffisantes dans les séries volcaniques et volcano-sédimentaires où l'on ne peut effectuer de corrélation qu'à l'aide d'arguments pétrographiques et géochimiques. En effet, la série volcano-sédimentaire éocène présente des variations latérales de faciès très importantes; au Lutétien par exemple, la Sous-zone sud est un bassin dans lequel s'accumulent plus de 1000m de sédiments marins fossilifères, alors que la Sous-zone nord est un horst ne présentant que de rares fossiles noyés dans une importante série de volcanites. Ainsi, à l'aide d'arguments stratigraphiques et paléontologiques, mais aussi pétrographiques, nous avons pu subdiviser les anciennes "volcanites éocènes" ou "paléogènes" en une série éocène constituée de trois ensembles, et une série oligo-miocène.

Des plutonites et volcanites d'autres régions d'Iran Central ont été étudiées plus récemment et nous avons essayé d'effectuer des corrélations avec la région de Saveh; citons surtout les travaux de Didon et Gemain (1976) et de Lescuyer et Riou (1976), en Azerbaïdjan, et Amidi dans la région de Natanz-Nain-Surk (1975).

Compte-tenu de l'importance des phénomènes volcaniques et plutoniques paléogènes, notre étude a surtout porté sur ces séries.



CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE

I - LES SERIES ANTETERTIAIRES

Les séries antétertiaires caractérisent d'une manière assez nette chacune des deux grandes zones structurales présentes dans la région de Saveh.

A) ZONE DE SAMAN

- Schistes pélitiques métamorphiques: les terrains les plus anciens sont constitués par une série de schistes noirs affleurant dans le coeur de vastes structures anticlinales, telles celles de Saman, Ghargabad et Chamerom.

Cette série forme sur de vastes étendues de basses collines au modelé très doux qui prennent un aspect très luisant à distance. Elle représente une épaisseur très importante, qu'il n'est pas possible d'apprécier dans la région de Saveh. D'après M. Bolourchi (1975), elle est estimée à 4000m dans la région d'Avaj voisine.

Les schistes noirs sont plus ou moins gréseux et se caractérisent par un débit en plaquettes centimétriques. Au microscope, ils sont composés par un fond coloré en brun, riche en chlorite microcristalline, d'oxydes, de quartz, albite, mica blanc, biotite et parfois de petites amphiboles. Cette paragenèse minérale indique que les schistes de la Zone de Saman ont subi un métamorphisme régional du type : faciès schistes verts.

Nous n'avons jamais trouvé la moindre trace fossilifère dans toute cette série. Nous avons dû recourir à une détermination donnée par M. Bolourchi (1975), à partir d'un fragment de céphalopode trouvé à la base de la formation équivalente de la Zone de Razan pour dater ces schistes. Il s'agirait de Hanielites sp qui indique un âge Trias supérieur.

M. Bolourchi admet que la série des schistes comprend le Lias et le Jurassique moyen. Elle est donc l'équivalent stratigraphique de la formation du Lias-Dogger inférieur de nature gréseuse et argileuse, parfois charbonneuse, très bien connue en Iran sous le nom de Formation de Shemshak (Assereto, 1966) et de la formation calcaréoargileuse du Dogger connue sous le nom de Formation de Dalichai (Steiger, 1966).

Au Nord du village de Saman, une coupe excellente montre les premiers termes détritiques de l'Eocène, discordants sur cette série de schistes. Il y a donc ici, trace d'une lacune de sédimentation ou d'une érosion des termes jurassiques et crétacés.

- Calcaires et marnes schistifiées à Orbitolines: Au Nord du village de Khalifeh-Kandy, en longeant la piste qui mène vers Nowbaran, on traverse des assises sédimentaires constituées par des marnes grises schistifiées, dans lesquelles s'intercalent quelques gros bancs de calcaires à Orbitolines, ce qui donne un âge crétacé à cette formation discordante sur les schistes jurassiques. La lacune des termes jurassiques supérieurs peut être expliquée par :

. une émergence de la Zone de Saman durant le Jurassique supérieur qui entraînerait une lacune de sédimentation (Bolourchi, 1975);

. une érosion des termes du Jurassique supérieur à la suite de la phase orogénique néocimmérienne qui aurait provoqué une émergence régionale à la limite Jurassique-Crétacé.

Les calcaires et les marnes sont recristallisés sous l'effet du métamorphisme qui affecta de la même façon les schistes jurassiques sous-jacents.

La série éocène sus-jacente possède dans le secteur de Saman des caractères qui permettent de voir qu'elle a subi à son tour un autre métamorphisme de très faible intensité, du type faciès zéolite .

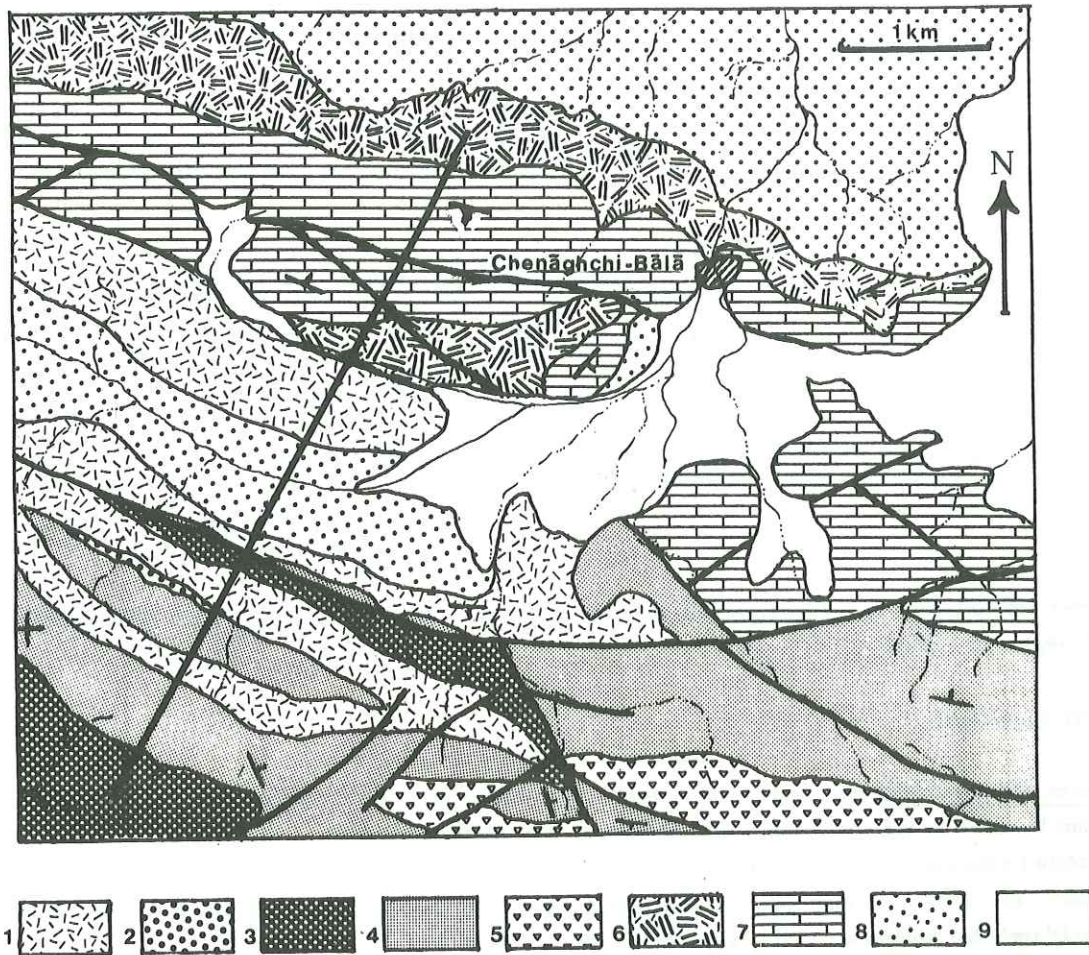


Figure 6a: Carte géologique des séries antétertiaires de la Sous-zone sud.

- 1) Volcanites crétacées; 2) Grès; 3) Marnes; 4) Calcaires à Orbitolines; 5) Andésites de l'Ensemble inférieur de l'Eocène; 6) Volcanites oligo-miocènes; 7) Calcaires aquitaniens; 8) Terrasses quaternaires; 9) Alluvions récentes

Trait de coupe: ———

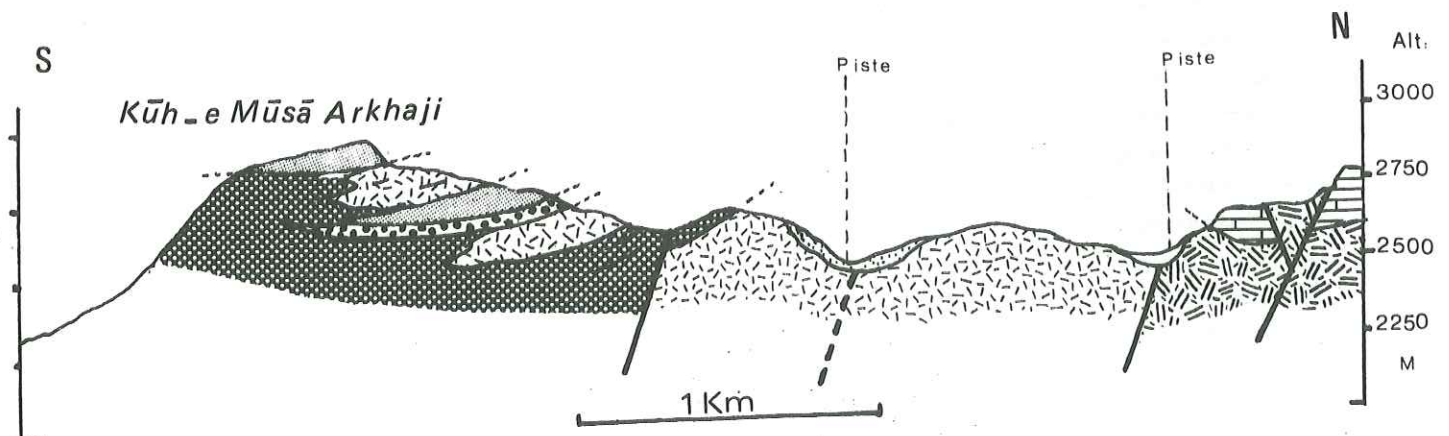


Figure 6b: Coupe géologique de la série antétertiaire de la Sous-zone sud.

(même légende que la figure précédente)

Ce dernier métamorphisme n'a rien de comparable en intensité avec celui qui affecte la série jurassique et crétacée et qui doit, sans doute, être rattaché à une phase plus ou moins contemporaine de l'orogénèse laramienne.

B) ZONE DE L'IRAN CENTRAL

La série stratigraphique antétertiaire existant dans la Zone de l'Iran Central possède des caractères qui permettent de la distinguer nettement de celle observée dans la Zone de Saman. Parmi les caractères distinctifs, il est à noter:

. d'abord et surtout l'absence totale de métamorphisme imputable à une phase contemporaine de la phase laramienne;

. ensuite, l'énorme contraste dans l'épaisseur des différents termes de chacune des séries. Si l'épaisseur des schistes métamorphiques jurassiques a été évaluée à 4000m dans la région d'Avaj, nous avons pu noter que la série antétertiaire dans la sous-zone nord de la région de Saveh n'excédait pas 1000m d'épaisseur entre les termes compris entre le Dévonien-Carbonifère et l'Eocène.

1) Sous-zone sud: Dans cette sous-zone, les termes antétertiaires n'affleurent que dans le secteur compris entre les villages de Chenaghchi-Bala et de Lar, tout à fait à l'Ouest de la région étudiée. Il affleure dans ce secteur uniquement des termes crétacés, jamais inférieurs (fig. 5).

. Au Sud du village de Chenaghchi-Bala, les formations crétacées forment une grande série monoclinale pentée vers le Sud, partiellement recouverte par des manteaux d'éboulis. Le sommet de cette série crétacée constitue les arêtes rocheuses du Kuh-e-Musa Arkhaji (fig. 6).

La base de cette série est constituée par des marnes noires, sans stratification apparente.

Elles sont surmontées par des calcaires à Ammonites, à fragments de Crinoïdes, à rostrés de Bélemnites, qui semblent indiquer un âge jurassique supérieur à crétacé inférieur (Det. G. S.I., éch. 75 CM T8).

Au-dessus de ces horizons fossilifères, viennent en lentilles dilatées, mais toujours de faible extension, des niveaux de grès, de calcaires et de laves basaltiques altérées.

Ces deux derniers ensembles ont des caractères qui se rapprochent beaucoup de la Formation de Lar, bien connue en Iran, dont l'âge s'étend du Malm au Crétacé inférieur. Le volcanisme associé a déjà été reconnu en Iran Central, notamment par M. Bolourchi dans la région d'Avaj (1975).

Les derniers termes du Crétacé dans ce secteur sont représentés par une barre, en relief, de calcaires jaunes en patine. Le dernier niveau a une épaisseur d'environ 100m. La détermination de la microfaune de ces calcaires a donné:

(Ech. 75 CM R 2) Dictyoconus arabicus Henson 1948 qui caractérise un âge barrémien-aptien inférieur.

La suite de la coupe montre sur ces calcaires, les premières assises de l'Eocène discordant à la base duquel on trouve un niveau diffus de conglomérats.

2) Sous-zone nord:

. Secteur de Sangavin: A la limite avec la sous-zone précédente, dans le secteur du village de Sangavin, les formations crétacées sont représentées par des calcaires et des marnes. A la base de cet ensemble penté vers le Nord, on trouve principalement, en creux, des marnes à débit noduleux dans lesquelles s'intercalent quelques niveaux de calcaires bioclastiques de 10cm d'épaisseur.

Au sommet, on trouve des niveaux en relief de calcaires à nombreux débris de lamellibranches. Un horizon de calcaires biomicritiques plus argileux a fourni la microfaune suivante (Ech: 75 CM K2) Dictyoconus cf. arabicus Orbitolina sp, Miliolidés et Ostracodes (Det G.S.I.). Cet horizon aurait un âge aptien.

Dans la partie terminale de cet ensemble calcaire, apparaissent plusieurs niveaux à caractère récifal, riches en Rudistes de grande taille. Les derniers horizons calcaires affectés au Crétacé sont lumachelles; ils sont recouverts en discordance par les premiers niveaux éocènes représentés dans ce secteur par des lentilles gréseuses.

. Sud du village de Shizand: M. Lotfi a reconnu au Nord-Ouest du quadrangle de Saveh des formations antétertiaires plus vieilles que le Crétacé. Elles affleurent dans une série faillée, au Sud du village de Shizand ainsi qu'au coeur d'un anticlinal qui constitue le Kuh-e-Qermezlar (fig. 7).

On distingue successivement de bas en haut:

. une épaisse formation de 100m de calcaires à Spirifers, en bancs massifs, que M. Lotfi a attribué au Dévonien.

. à leur sommet, ils passent à des quartzites sombres et à des calcaires blancs à Fusulines qui constituent une formation de 70m d'épaisseur attribuée au Carbonifère par M. Lotfi.

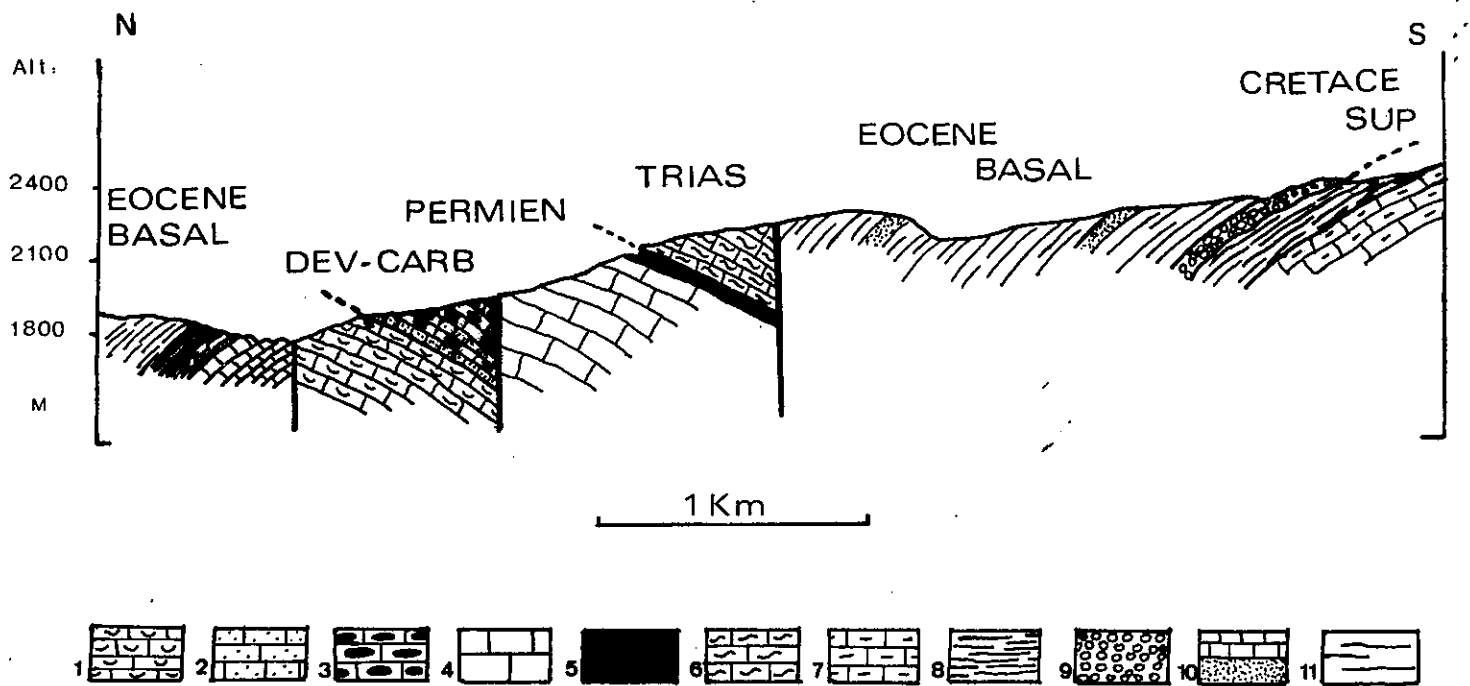


Figure 7

Coupe géologique de la série antétertiaire
de la Sous-zone nord.

1 : Calcaires à Spirifers	} Dévono-Carbonifère
2 : Quartzite dévonienne	
3 : Calcaires à Fusulines	
4 : Calcaires	} Permien
5 : Horizon ferrugineux	
6 : Calcaires vermiculés	} Trias

7 : Calcaires	} Crétacé sup.
8 : Marnes vert-olive	
9 : Conglomérat de base de l'Eocène	
10 : Grès et calcaires à Nummulites	
11 : Grès et marnes vertes de la base de l'Eocène	

. les calcaires carbonifères sont séparés des termes suivants par l'intermédiaire d'un accident tectonique qui ampute la série de certains de ses membres.

. la série incomplète se poursuit avec 70m de calcaires gris biomicritiques, dans lesquels a été reconnue la faune suivante (Ech. 76 CM 429) - Vermiporella sp, Endothyra sp., Globivalvulina sp., Geinitzia, Pachypholia sp, Tentaculites sp, Stafella sp. Cette faune serait caractéristique, selon les spécialistes du G.S.I., du Permien moyen à supérieur. Les calcaires biomicritiques seraient un équivalent latéral partiel de la formation de Ruteh, telle que l'a définie Asseretto (1963) dans l'Alborz et dont les corrélations avec le Permien de l'Iran Central ont été faites par M. Bolourchi (1975).

. En apparente concordance repose un horizon rouge à rouge foncé ferrugineux, très riche en hématite, d'environ 80cm d'épaisseur. Cet horizon serait un équivalent de l'horizon de Bauxite bien connu dans la région d'Avaj pour appartenir à la Formation de Ruteh.

. En remontant la série, on passe ensuite à un ensemble en relief constitué par des calcaires vermiculés en petits bancs, associés à des bancs de dolomies. Cette formation est lithologiquement semblable à la Formation de Elikah, telle qu'elle a été définie par Glaus (1964) dans la partie centrale de la chaîne de l'Alborz.

Son âge serait triasique.

La série n'est pas continue jusqu'au Tertiaire, puisqu'en remontant stratigraphiquement la coupe, on passe brusquement par l'intermédiaire d'un contact anormal dans les termes basaux de la série éocène.

. Kuh-e-Qermezlar: Dans le cœur de l'anticlinal que constitue le bombement du Kuh-e-Qermezlar, apparaissent des marnes vert olive et des calcaires. Les formations sont fossilifères et M. Lotfi y a recueilli des échantillons qui ont été attribués au Crétacé supérieur. On aurait ici, une suite partielle de la coupe du Sud du village de Shizand.

Cette série antétertiaire se termine par le recouvrement en discordance de ces termes élevés du Crétacé par les conglomérats de base de l'Eocène.

C) CONCLUSION A L'ETUDE DES SERIES ANTETERIAIRES DANS LA REGION DE SAVEH

La distinction fondamentale entre les séries antétertiaires appartenant à la Zone de Saman et celles de la Zone de l'Iran Central repose sur l'existence dans cette première de traces d'un métamorphisme régional d'âge fini-crétacé. Dans la Zone de l'Iran Central, les variations lithologiques observées dans les différentes séries antétertiaires du territoire permettent d'en reconstituer la paléogéographie au Crétacé supérieur.

On ne relève pas dans la Sous-zone sud de termes attribués au Crétacé supérieur. Cette lacune peut s'expliquer, soit par l'érosion d'un paléorelief crétacé consécutive à la phase laramienne (fin de la période crétacée), soit par une absence de sédimentation provoquée par des mouvements épirogéniques à la fin du Crétacé moyen.

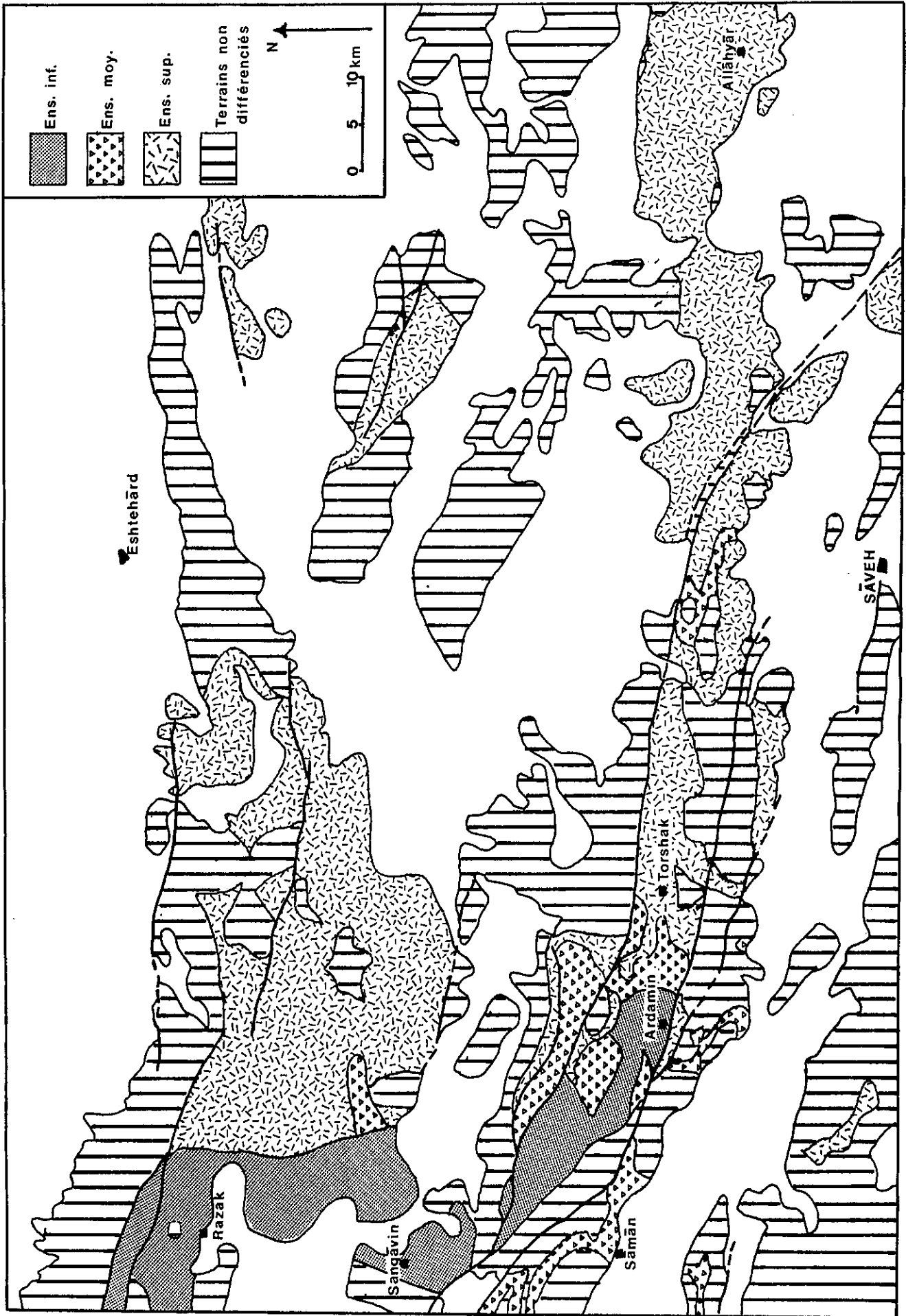
A la fin du Crétacé, la limite entre la Sous-zone sud et la Sous-zone nord semble correspondre à celle de deux domaines paléogéographiques distincts, peut-être implantés déjà depuis le Crétacé moyen.

Au Sud, un relief émergé subissait une érosion provoquant l'abrasion complète d'éventuels niveaux crétacés supérieurs.

Au Nord, on passe progressivement à un bassin, où le régime sédimentaire marin est resté entretenu jusqu'à la fin du Crétacé.

Ce bassin se raccorderait à la zone à forte sédimentation crétacée supérieure décrite par Annels et al. (1975) dans l'Alborz au Sud du quadrangle de Qazvin, où cette formation serait représentée par près de 1500m de calcaires, de marnes et de roches volcaniques.

Figure 8: Carte de répartition des séries éocènes
de la région de Sāveh.



II - EOCENE

A) INTRODUCTION

Nous ne traiterons dans ce chapitre, de manière détaillée, l'ensemble des formations éocènes que sous deux aspects :

- tout d'abord et de manière primordiale, l'aspect lithostratigraphique et biostratigraphique de chacune des séries que nous avons distinguées surtout l'étendue de la région de Saveh.
- Nous donnerons également un schéma paléogéographique de la région étudiée, pendant les différents épisodes géologiques principaux. Une comparaison avec les régions d'Iran possédant des séries semblables sera donnée (Alborz, Iran Central, Azerbaïdjan).

L'Eocène affleure de façon prédominante dans les deux horsts d'orientation Est-Ouest qui constituent l'ossature montagneuse de cette région. Il est constitué par un ensemble de formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires, dont l'épaisseur totale peut être estimée à plusieurs milliers de mètres (2000 à 4000m).

Dans l'Alborz, l'Eocène est classiquement divisé en trois ensembles lithostratigraphiques.

- Formation de Fajan (Dellenbach, 1964)

Cette formation conglomératique, attribuée en général au Paléocène, repose localement en discordance sur le socle antétertiaire.

- Formation de Ziarat (Dellenbach, 1964)

Ce sont des calcaires à Nummulites d'âge yprésien.

- Formation de Karadj (Dedual, 1967)

Cette dernière formation de l'Eocène, la plus importante, est représentée par une épaisse série de tufs verts, de roches volcaniques et de sédiments marins. D'après plusieurs auteurs son âge s'étendrait jusqu'à l'Oligocène basal.

L'utilisation de ces subdivisions a été étendue à la région d'Avaj pour en établir la stratigraphie de l'Eocène (Bolourchi, 1975). Nous n'avons pas utilisé ces divisions lithostratigraphiques définies dans l'Alborz, pour la région de Saveh.

Les conglomérats de base n'ont été vus que très localement. Les calcaires à Nummulites ne constituent pas de formation cartographiable dans la région de Saveh et contrairement à la Formation de Ziarat, leur âge est généralement lutétien. Le terme de "Formation de Karadj" ne sera pas adopté non plus. En effet, la série éocène de la région de Saveh montre de nombreuses formations uniquement volcaniques, et ne ressemble donc pas toujours à la formation volcano-sédimentaire de Karadj. Seule une partie de notre série (Ensemble moyen) en possède les caractères.

B) L'EOCENE DANS LA ZONE DE SAMAN (Fig. 9- Fig. 10)

Il se différencie de celui de l'Iran Central par sa très grande réduction d'épaisseur.

Au Nord du village de Saman, la série éocène vient directement en discordance sur les schistes du Jurassique. Elle commence à sa base par une formation détritique constituée de grès et de conglomérats dans lesquels s'intercalent parfois des niveaux sédimentaires plus fins : calcaires marneux et marnes, dont la faune indique un âge lutétien supérieur (Nummulites perforatus ou Crassus Boubée), Grzybowskia reticulata (Lutimeyer), Nummulites discorbinus. Les conglomérats sont polygéniques, à galets de quartz, grès, calcaires, microconglomérats et schistes métamorphiques.

Sur cette formation sédimentaire, d'une centaine de mètres de puissance, repose en parfaite concordance une formation volcanique de 150 m environ d'épaisseur. Mis à part une petite coulée basaltique, ce sont surtout

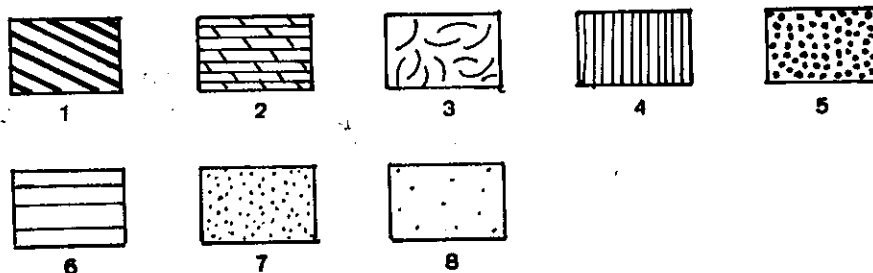
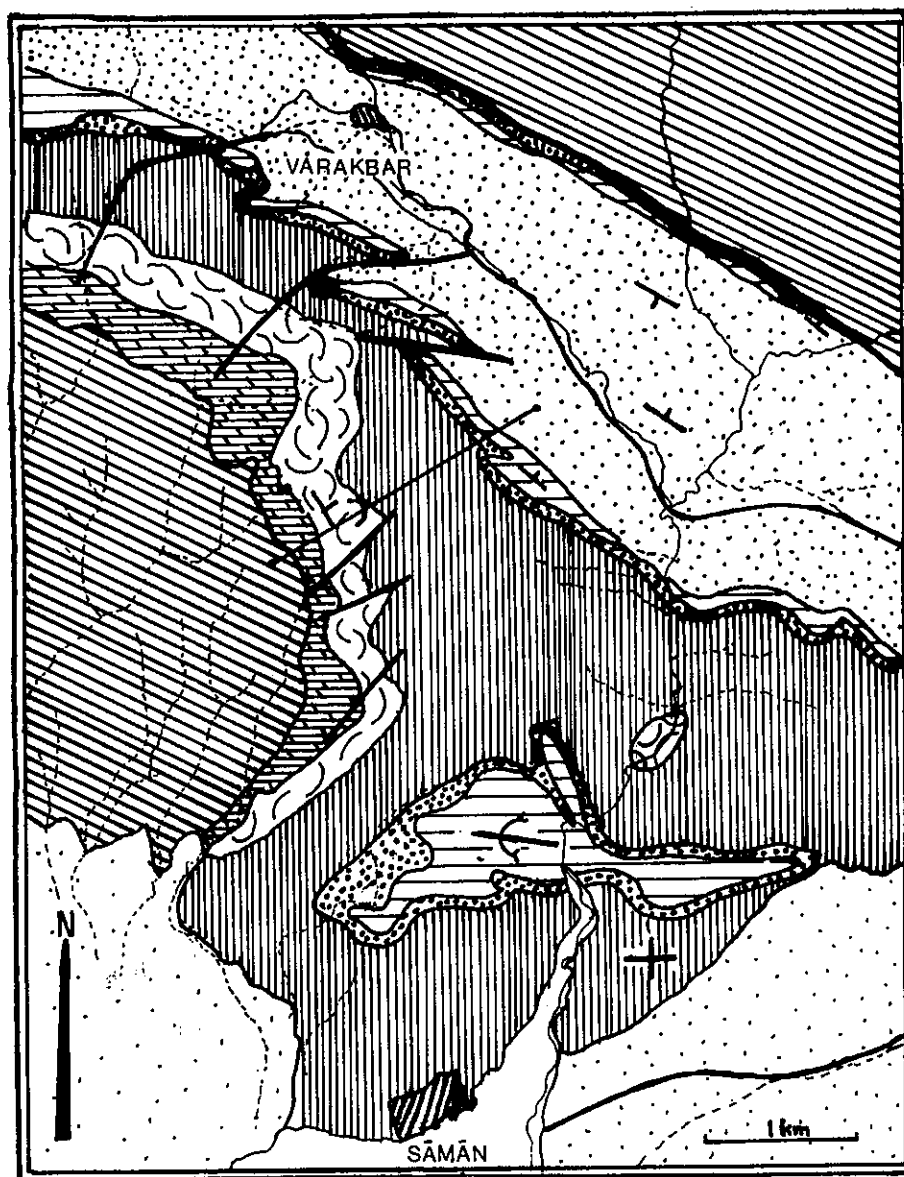


Figure:9 Carte géologique du secteur de Saman.

- 1) Schistes pélitiques métamorphiques; 2) Conglomérats, grès et calcaires à Nummulites; 3) Ignimbrites rhyolitiques éocènes; 4) Série verte; 5) Conglomérat de base de l'Oligocène; 6) Calcaires aquitaniens; 7) Marnes et tuffites miocènes; 8) Terrasses quaternaires anciennes.

des laves rhyolitiques à tendance ignimbritique. Vient ensuite une série volcano-sédimentaire débutant par un niveau de calcaire à grandes Nummulites dans lequel Bondeau a reconnu Nummulites discorbinus A (Sholteim), Lutétien terminal (Biozone Biarritzienne). Ce sont ensuite des marnes et tufs verts de "type Karadj" sur 200 m d'épaisseur environ. Après cet épisode volcano-sédimentaire d'âge lutétien supérieur vient une formation conglomératique marquant le début de l'Oligo-Miocène.

C) L'Eocene de la zone de l'Iran central

La série éocène de la Sous-zone sud a été subdivisée en trois ensembles lors du lever de carte. Les unités, individualisées sur le terrain, correspondent d'abord à des coupures lithostratigraphiques généralement liées à des variations paléogéographiques durant l'Eocène.

. L'Ensemble inférieur, le plus vieux, regroupe un certain nombre de volcanites effusives émises en milieu continental.

. L'Ensemble moyen, représente une période d'invasion marine. Les volcanites de couleur verte se trouvent interstratifiées dans des marnes, grès et calcaires.

. L'Ensemble supérieur, le plus récent, marque une période durant laquelle on peut noter un retour à une émergence progressive.

1) L'Ensemble inférieur de l'Eocène

L'Ensemble inférieur de l'Eocène est constitué essentiellement par une série de matériaux volcaniques émis en milieu continental, rarement en milieu littoral ou subaquatique.

Le caractère principal de cet Ensemble est l'existence d'une épaisse série volcanique dont le caractère dominant est la prépondérance parmi les matériaux émis de roches effusives par rapport aux téphras, qui de plus sont toujours grossiers et localisés vers les centres d'émission.

Les modalités des effusions se traduisent par l'alternance répétée de roches caractérisant deux pôles à chimisme différent.

. Les roches acides, largement prédominantes, sont représentées surtout par des laves rhyolitiques et dacitiques et quelques ignimbrites de même nature. Toutes ces roches ne sont pas spécifiques de l'Ensemble inférieur, car on les retrouve sous des faciès semblables dans l'Ensemble supérieur, et même, sous des faciès différents, dans l'Ensemble moyen.

. Les roches à chimisme basique et intermédiaire sont surtout de nature andésitique et faiblement porphyriques. Un type particulier de ces roches semble spécifique de l'Ensemble inférieur. Il s'agit d'un faciès peu représenté, de basaltes très riches en grands phénocristaux d'amphiboles centimétriques dont les coulées n'affleurent jamais sur de très grandes épaisseurs.

a) Sous-zone sud : L'Ensemble inférieur de l'Eocène est très développé dans la Sous-zone sud. On n'observe, toutefois, jamais, à cause de la tectonique, de coupe complète partant du socle anté-tertiaire se poursuivant jusqu'à l'Ensemble moyen.

. Entre les villages de Chenaghchi-Bala et Zambar, il est possible d'observer le passage des séries anté-tertiaires à l'Ensemble inférieur de l'Eocène. Sur un socle, constitué par les calcaires à Orbitolines du Crétacé moyen, l'Ensemble inférieur de l'Eocène faiblement discordant débute par une faible passée détritique de conglomérats monogéniques à galets calcaires et de grès. Sur ces conglomérats, repose une importante série volcanique faiblement métamorphisée. Cette série, correspondant à l'emplacement d'un ancien centre éruptif, est constituée par une alternance de lapillitufs, brèches pyroclastiques et agglomérats, avec des coulées andésitiques dans lesquelles on peut reconnaître parfois les basaltes à grandes amphiboles (environ 1000 m d'épaisseur).

. Au Nord du village d'Ardamin, se développe entre le Kuh-e-Jaba et le Kuh-e-Takht une bande où n'affleurent pratiquement que des formations attribuées à l'Ensemble inférieur de l'Eocène.

A l'Ouest, cette bande volcanique est biseautée par le jeu de deux accidents tectoniques de

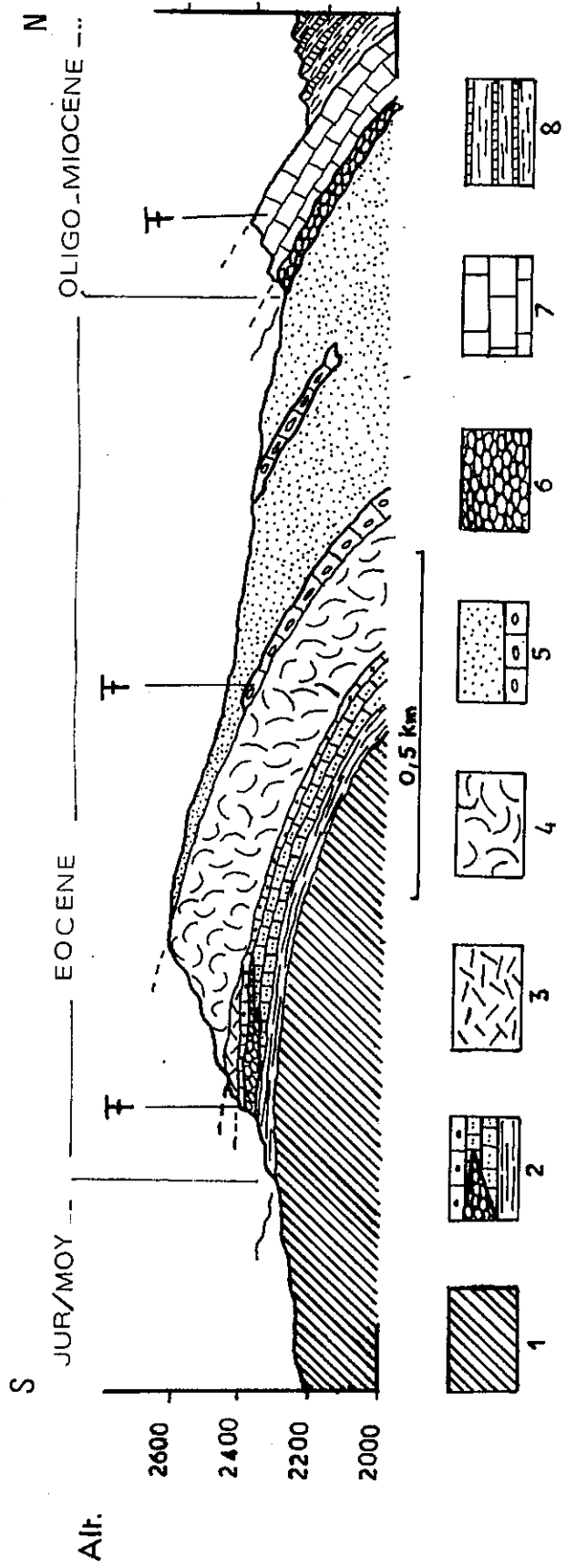


Figure:10 Coupe géologique de la série éocène de la zone de Saman

1) Schistes pélitiques métamorphiques; 2) Conglomérats et calcaires à nummulites; 3) Andésites; 4) Ignimbrites rhyolitiques

5) Série verte et calcaires à nummulites; 6) Conglomérat de base de l'Oligocène; 7) Calcaires aquitaniens;

8) Marnes et tuffites miocènes.

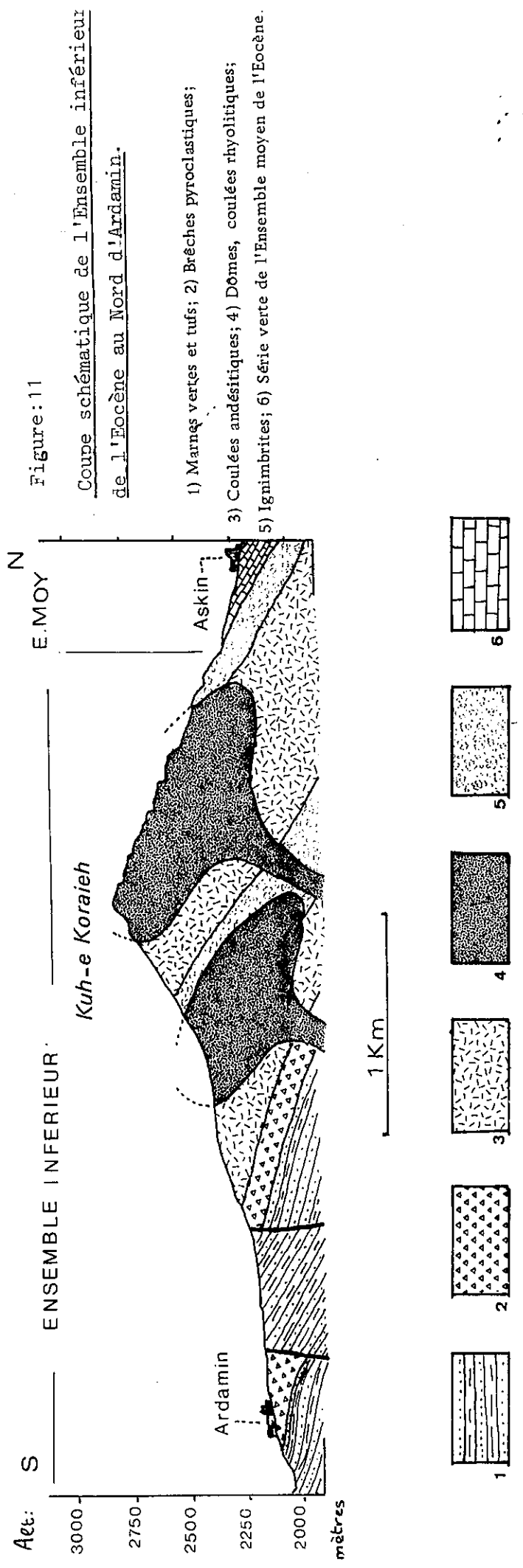


Figure:11

Coupe schématique de l'Ensemble inférieur de l'Eocène au Nord d'Ardamin.

- 1) Marnes vertes et tufs; 2) Brèches pyroclastiques;
- 3) Coulées andésitiques; 4) Dômes, coulées rhyolitiques;
- 5) Ignimbrites; 6) Série verte de l'Ensemble moyen de l'Eocène.

direction Est-Ouest qui se rejoignent dans le secteur du village de Hesarchai. A l'Est, entre les villages de Badamchaluq et de Bivaran, cette série normalement pentée vers le Nord, s'ennoie en voûte périclinale sous les formations volcano-sédimentaires de l'Ensemble moyen, sans discordance angulaire apparente (fig. 11).

. A Ardamin même, affleurent des volcanites cornéifiées. Ces volcanites sont constituées essentiellement par des laves andésitiques recristallisées, riches en nids d'épidote, dans lesquelles s'interstratifient quelques passées de brèches pyroclastiques. Au Nord d'Ardamin, vient sur l'épisode antérieur une séquence volcano-sédimentaire, constituée par une succession de marnes vertes à jaunes, de grès et de tufs, qui au sommet deviennent sombres. L'épaisseur de cette séquence volcano-sédimentaire avoisine 250 m. L'essentiel de la série volcanique de l'Ensemble inférieur lui succède sur une épaisseur de plus de 1000 m. Cette série est constituée uniquement de termes effusifs représentés par des laves rhyolitiques brun-rouge sous forme de coulées épaisses, de dômes et de dômes-coulées, et d'ignimbrites, avec quelques coulées andésitiques.

b) Sous-zone nord : Dans cette sous-zone, l'Eocène débute par des termes volcano-sédimentaires. Au Nord de Sangavin, au-dessus des calcaires à Rudistes du Crétacé moyen, l'Eocène apparemment accordant débute avec des grès fins intercalés dans des marnes gypsifères, sur une faible épaisseur. Il se poursuit par une séquence de marnes et de tufs verts "de type Karadj", finement lités, dans lesquels on retrouve des passées gréseuses. Cette unité volcano-sédimentaire inférieure, subaffleure sous les formations quaternaires représente une épaisseur voisine de 200m. Au-dessus, comme dans la Sous-zone sud, viennent des épanchements "aériens" d'ignimbrites et de laves rhyolitiques, des coulées de laves andésitiques, auxquels il faut ajouter des extrusions de rhyolites à quartz. La proportion du matériel pyroclastique est très faible. Cette série passe, à son sommet, pratiquement directement à l'Ensemble supérieur de l'Eocène plus riche en matériel pyroclastique aux environs du village de Bagh Gara.

. Entre les villages de Shizand et de Razak, sur les calcaires et marnes attribués au Crétacé supérieur (M. Lotfi), repose en discordance une formation notable, épaisse de 50 m, de grès et de conglomérats rouges. Cette passée détritique peut être considérée localement comme un équivalent de la Formation de Fajan. A son sommet, cette formation passe à un ensemble sédimentaire comparable lithologiquement à celui existant dans le secteur de Sangavin, composé principalement de grès et de marnes vertes bien stratifiées. Vers la base de cet ensemble, au Nord du village de Shizand, des intercalations calcaires fossilifères ont fourni ; Nummulites atacicus (A)-(B) ou de l'espèce globulus (A)-(B) qui caractérise selon Blondeau : l'Illerdien supérieur. La base de la série volcanique de l'Eocène dans ce secteur est représentée par des coulées de laves andésitiques et basaltiques entre les villages de Kur-Cheshmeh et Razak.

c) Conclusions : L'ensemble inférieur de l'Eocène de la région de Saveh est représenté par des termes essentiellement volcaniques. On peut seulement noter la présence d'une petite série sédimentaire et volcano-sédimentaire, à la base, dans la Sous-zone nord. Ce volcanisme est essentiellement effusif et le pôle rhyolitique est mieux représenté que le pôle intermédiaire. Les conditions de mise en place sont essentiellement continentales. L'âge de cette phase volcanique est difficile à préciser, compte-tenu de l'absence de sédiments fossilifères associés. Dans la Sous-zone nord, il recouvre des calcaires à Nummulites de l'Illerdien supérieur. Dans la Sous-zone sud, ces formations volcaniques sont recouvertes par l'Ensemble moyen dont les premiers niveaux indiquent un âge lutétien basal. L'âge le plus probable de cet ensemble est donc yprésien supérieur. Un épisode volcanique basal de même âge a été décrit en Azerbaïdjan (Lescuyer, Riou, 1977), et dans la région de Tafresh-Qom où Emami lui attribue un âge lutétien basal.

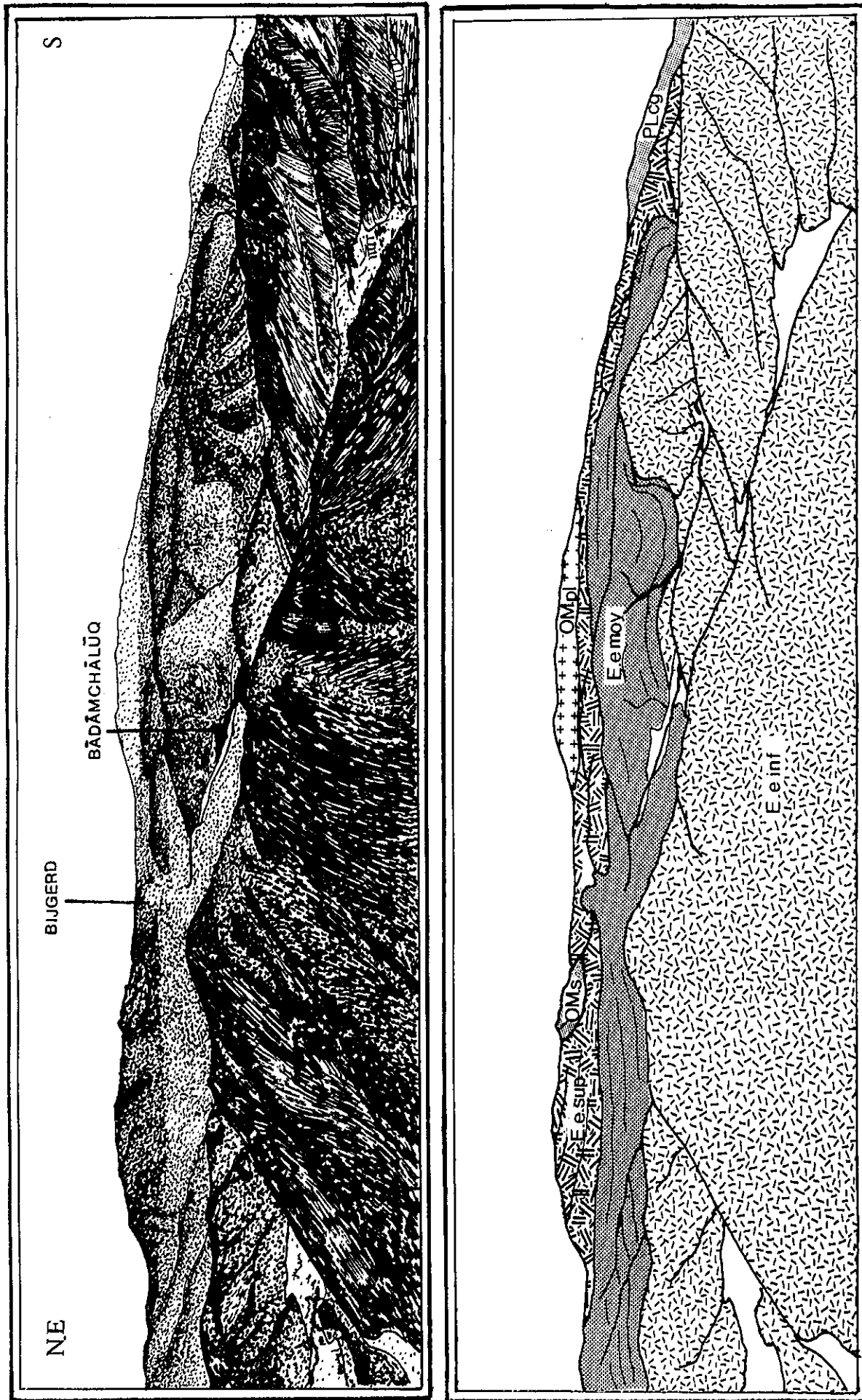


Figure:12 Panorama général de la série éocène de la Sous-zone sud (Vue prise du sommet du Kuh-e-Takht en direction de l'Est)

E. e. inf. : ensemble inférieur de l'Eocène; E. e. moy. : Ensemble moyen de l'Eocène; E. e. sup. : Ensemble supérieur de l'Eocène réduit ; OM. s: calcaires aquitaniens discordants; OM. pl. : Intrusions plutoniques oligo-miocènes; Pl. cg: conglomérats pliocènes.

2) L'Ensemble moyen "La Série Verte"

La couleur verte de cet ensemble bien stratifié est caractéristique. Les alternances de tufs à ponces et à cristaux, de tufs à cendres souvent blancs, de tuffites, de marnes et de grès plus ou moins tuffogéniques, sont nombreuses, rythmiques, en bancs décimétriques, métriques, plus rarement décamétriques. Les niveaux de calcaire sont moins abondants, de faible épaisseur et toujours lenticulaires. Des nappes ignimbritiques vertes, sous-marines*, s'intercalent à tous les niveaux. Par contre, les coulées de lave sont extrêmement rares. Les fossiles sont nombreux. Radiolaires et Globigérines constituent souvent des niveaux de radiolarite. Les nombreuses Nummulites recueillies ont indiqué des âges recouvrant tout le Lutétien et le Bartonien avec une prédominance pour le Lutétien supérieur. L'épaisseur de cet ensemble est variable. Elle peut dépasser 1000 m dans la Sous-zone sud et se réduire à une centaine de m dans la Sous-zone nord.

a) Sous-zone sud

Cet ensemble est très bien développé dans la partie ouest du quadrangle, au Nord de Sangak et au Sud de Chelasban et Meserghan. Plus à l'Est (à l'Est de Torshak) une masse plutonique intrusive dans l'Eocène fait disparaître presque complètement les affleurements. Encore plus à l'Est (Nord de Saveh) l'Ensemble moyen, recouvert par l'Ensemble supérieur, disparaît progressivement.

A Badamchaluq, (fig. 12) la série verte recouvre l'Ensemble inférieur sans conglomérat ni discordance. Elle débute par un banc de calcaire à grandes Nummulites, d'âge Lutétien sup.

A. J. 2: Nummulites perforatus B. (Montfort), biozone biarritzienne). Ensuite des ignimbrites vertes et des tuffites alternent avec marnes et grès. Quelques niveaux brunâtres sont localement dus à l'abondance d'oxydes de fer. La mise en place des ignimbrites (voir chap. III)

à localement perturbé des niveaux de radiolarites qui montrent des circonvolutions. A la base, deux niveaux de dolérites basaltiques, aux contours diffus, témoignent peut-être d'une mise en place dans des sédiments encore mous.

Cette série se termine par des grès et conglomérats polygéniques à plantes terrestres, annonçant la fermeture du bassin. D'ailleurs, au Sud-Est de Bijgerd, le volcanisme passe de faciès sous-marins (hyaloclastites) à des faciès continentaux. Les dernières Nummulites recueillies près de Torshak donnent un âge à la limite entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur (Nummulites discorbinus, Nummulites striatus possible).

Au Sud-Ouest d'Azbezan la base de la série semble plus ancienne. Des fossiles, dans des calcaires gréseux, indiquent un âge Cuisien supérieur ou Lutétien basal (Nummulites cf. partschi granifer ainsi que Assilina gr. exposita primitif). Puis ce sont des grès plus ou moins tuffogéniques bien stratifiés, avec quelques bancs de marnes. Des tufs à cristaux présentent quelques niveaux diffus de radiolarites, qui se retrouvent en enclaves dans une nappe ignimbritique verte sus-jacente (voir chap. III, p. 94).

La série se poursuit par une alternance de marnes et de grès, présentant de nombreux slumpings. On y trouve encore des niveaux de tufs à cristaux et des tufs blancs à cendres. La série se termine avec des grès et marnes dans lesquelles on rencontre parfois des huîtres. La puissance de l'ensemble est supérieure à 1000 m.

Au Nord de Sangak, les fossiles les plus anciens donnent un âge Lutétien moyen à Lutétien supérieur (75 P 29: Nummulites a. turicus - N. discorbinus - N. biarritzensis - biozone biarritzienne probable).

* Compte-tenu de l'absence de soudure des échardes nous avons préféré utiliser le terme de coulées pyroclastiques sous-marines dans le chapitre III.

Ce sont tout d'abord des tufs à ponces et à cristaux, avec des Nummulites, puis des alternances de marnes et de grès, dans lesquels on rencontre des ignimbrites vertes, des tufs à cristaux, des tufs blancs à cendres, ainsi que quelques niveaux de radiolarites. Ensuite un banc de calcaire, situé aux 2/3 de la coupe a livré une faune attribuable à la limite Bartonien - Priabonien (nombreuses Operculines, Nummulites discorbinus possible et Asterodiscus; 76 CM 243).

La série se poursuit par des tufs blancs à cendres, puis des alternances de marnes et marnes gréseuses parfois brunes, présentant des structures de convolution (microslump). La série se poursuit avec des tufs à cristaux, parfois granoclassés. Elle se termine avec des grès à passées de conglomérats polygéniques. De grandes Nummulites du Lutétien y sont associées, mais il est probable qu'elles aient été remaniées. Cette série est recouverte par des tufs sombres et des andésites de l'Ensemble supérieur. La puissance de cette série, bien qu'on ne connaisse pas le contact avec l'Ensemble inférieur, est supérieure à 1000 m.

Au Sud de Meserghan, ce sont surtout des alternances de marnes, de grès, de tufs à cristaux et de tuffites. Les marnes et marnes gréseuses se présentent sous forme de niveaux de 4 à 8 centimètres, alternativement verts et bruns. De telles alternances cycliques ont fréquemment été décrites dans l'Alborz (Dedual 1967). Des niveaux lenticulaires de calcaires blancs très purs (coralliens?) sont parfois présents. Une seule coulée de lave rhyolitique a été identifiée vers la base de la série. Bien que la base de la série ne soit pas visible (contact par faille), l'épaisseur de cette série dépasse 1000 m.

b) Sous-zone nord

Cette série se réduit considérablement et se trouve interstratifiée dans la partie inférieure de l'Ensemble supérieur.

A l'Ouest de Varameh elle se réduit à une cinquantaine de mètres de calcaires et grès à grandes Nummulites (Lutétien) et de marnes vertes et rouges.

A Bagh Gara, elle repose sur 400 à 500 mètres de tufs sombres et d'ignimbrites rouges de l'Ensemble supérieur. On y retrouve des calcaires à grandes Nummulites confirmant l'âge lutétien, dans une série verte de tuffites et de marnes de 50 m de puissance. Cette série se dilate, quelques kilomètres au Nord, pour atteindre 200 mètres d'épaisseur. Ce sont des alternances de marnes et de grès bien stratifiés en bancs décimétriques à métriques, présentant de très nombreuses figures de base de bancs (Groave Cast, Frondescant Cast) ainsi que des slumpings.

c) Corrélations stratigraphiques à l'échelle de l'Iran

Ces séries vertes sont connues depuis longtemps sous différents noms, Grüne Série (Tietze 1877), couches vertes (Rivière 1934), Volcanic green beds (Gansser and Huber 1962), Volcanic Eocene, Green Series (N.I.O.C. map 1959). Plus récemment (1967) Dedual propose le terme de "Karadj Formation" pour une série verte de l'Alborz, constituée de 5 membres.

En fonction de l'importance et de l'âge de la transgression marine, ces séries vertes peuvent représenter l'essentiel du volcanisme (comme dans certaines parties de l'Alborz), une partie seulement (région de Saveh-Qom), ou bien être pratiquement inexistantes (Azerbaïdjan).

Dans l'Alborz, la base débute tantôt à l'Yprésien (Lorenz, 1964), tantôt au Lutétien (Dedual, 1967), ou bien à l'Eocène supérieur (Stalder 1971). La faune la plus souvent décrite est d'âge éocène moyen à supérieur. Mais, bien qu'aucun fossile caractéristique n'ait été décrit, de nombreux auteurs s'accordent pour donner un âge oligocène à la fin de cette série (Gansser, 1955 - Stocklin, 1959 - Dedual, 1967 - Stalder, 1971).

En Iran central, ces séries vertes ne sont connues que dans la région de Avaj - Saveh - Qom et chafnes de Soltanieh. Ailleurs, dans la région de Natanz - Nain-Surk - (Amidi, 1975) et en Azerbaïdjan du Nord (Lescuyer - Riou, 1976), les conditions apparaissent beaucoup plus continentales.

Dans la région d'Avaj, Bolourchi (1975) a décrit une série verte dont la faune indique des âges Cuisien à Lutétien inf. pour la base. La limite supérieure y est mal définie, mais il semble que le Priabonien y soit déjà très continental.

Dans la région de Tafresh-Qom, Emami (communication orale) a repris les travaux d'Hadjian (1970). Les nombreux fossiles recueillis dans une série verte, située entre deux ensembles plus continentaux, donnent des âges allant du Lutétien inférieur moyen jusqu'au Lutétien terminal (Bartonien), et permettent une très bonne corrélation avec la région de Saveh.

d) Conclusion : âge et place de ces séries vertes

L'essentiel de la faune recueillie et datée, est constitué de fossiles très facilement remaniables, il s'agit donc d'être très prudent dans certains cas. Toutefois, très souvent, l'abondance de fossiles de même âge, trouvés dans différents niveaux (dont des calcaires) et à différents endroits permet de lever le doute.

Dans l'Alborz certains secteurs semblent être le siège d'un volcanisme associé à des sédiments marins, depuis l'Yprésien jusqu'à la fin de l'Eocène. Il est impossible, comme nous l'avons vu, de savoir si cette série volcano-sédimentaire se poursuit jusque dans l'Oligocène.

Dans la région de Saveh, Tafresh-Qom, ce type de dépôt semble se restreindre au Lutétien et au Bartonien, laissant la place à la base et au sommet à un volcanisme plus continental.

Le maximum de la transgression semble se placer au Lutétien supérieur. C'est l'âge le plus fréquemment donné par la faune et c'est aussi l'âge de toute la série volcano-sédimentaire de la Zone de Saman.

La comparaison avec un flysch a déjà été faite (Vatan et Ayanian, 1962, Dellenbach, 1964, Dedual, 1967). Ces auteurs ont invoqué la grande puissance de la série, la structure cyclique du dépôt, où chaque cycle est en général compréhensif.

Nous avons observé des caractères d'une sédimentation de type flysch :

- série rythmique de bancs dont l'épaisseur est généralement faible ;
- domaine d'extension des niveaux assez vaste ;
- figures de convolution, de turbidites et de slumping ;
- absence de litage entrecroisé et de figures de progradation.

Ceux-ci apparaissent par contre dans la partie haute des petits bassins priaboniens.

Compte-tenu de l'importance du volcanisme, il semble difficile d'obtenir des résultats très importants sur le mode de sédimentation de ces bassins. En fonction de l'apport du volcanisme, la nature et la granulométrie du remplissage peut changer complètement. De plus, certaines formations entièrement volcaniques, telles que les ignimbrites vertes trouvées à tous les niveaux, peuvent interrompre complètement le cycle des séquences.

Les données paléontologiques indiquent deux tendances paléogéographiques :

- Une tendance littorale, avec des foraminifères benthiques, Nummulites, Assilines, Discocyclines, Alvéolines, Miliolidés .

En outre, des débris de plantes terrestres (feuilles et débris ligneux) indiquent la proximité d'un continent. Certains niveaux calcaires lenticulaires particulièrement riches en Nummulites peuvent être considérés comme le banc à Nummulites (Arni, 1963) caractéristique de la limite de la plate-forme interne néritique.

- Une tendance pélagique avec des foraminifères planctoniques : Radiolaires et Globigérines. Dedual (1967) dans l'Alborz a décrit des plantes d'eau froide (Rhizamminidés) que l'on trouve en général dans des fonds de 900 à 2700 mètres.

- Ces deux types de faune n'ont jamais été trouvés ensemble sur le même affleurement. Par contre, l'association de ces différentes tendances sur une même verticale à différents niveaux, tendrait à montrer que les fonds marins subissaient une subsidence saccadée.

3) L'Ensemble supérieur

L'Ensemble supérieur est caractérisé par l'apparition de couleurs sombres, qui contrastent avec le vert clair de l'Ensemble moyen. Les coulées de lave andésitique et latitique, parfois porphyrique, sont abondantes et souvent en alternances avec des lapillitufs sombres. Des tufs plus fins, constitués de cendres, forment des épaisseurs importantes, en dehors du domaine d'extension des coulées. Les nappes ignimbrtiques se trouvent à tous les niveaux. Les coulées et dômes de lave rhyolitique sont relativement moins abondants. Localement, des séries vertes montrent un volcanisme sous-marin associé à des sédiments. Certains bancs calcaires y ont livré une faune du Priabonien. Dans la Sous-zone sud, cet ensemble, de faible épaisseur, est situé sur l'Ensemble moyen dont les derniers niveaux possédaient une faune caractéristique de la limite Bartonien-Priabonien. Dans la Sous-zone nord, cet ensemble est beaucoup plus épais et sa base est datée du Lutétien. Il semble donc que la base de l'Ensemble supérieur dans la Sous-zone nord, soit l'équivalent d'une partie de l'Ensemble moyen de la Sous-zone sud, où se trouvait un bassin marin (voir fig. 15).

a) Sous-zone sud

Au-dessus de la série verte de l'Ensemble moyen, viennent des andésites, des brèches pyroclastiques et des tufs sombres, et quelques nappes ignimbrtiques, dans le secteur de Chelasban (partie ouest du Quadrangle). L'épaisseur est faible (100 à 200 m), mais elle augmente progressivement vers l'Est où commencent à apparaître des coulées de latite-basaltes porphyriques près de Torshak, pour atteindre 800 m au Sud de Hebran. Des coquilles d'huîtres trouvées dans des tufs sombres laissent supposer que la mer était encore localement présente.

Au Sud de la route Saveh-Hamadan, des zones à évaporites forment localement de véritables diapirs, qui ont été signalés aussi plus au Sud (Quadrangle de Qom, Emami, communication orale). Le gypse y est exploité près du village de Khorramabad.

b) Sous-zone nord

Cette série est beaucoup plus épaisse et dépasse souvent 2000 m. Compte-tenu des variations paléogéographiques, il est impossible de donner une coupe-type.

Dans la partie Ouest de la région étudiée, au Nord de Alishar et à Bagh-Gara, une série verte à grandes Nummulites, équivalent réduit de l'Ensemble moyen, se trouve dans la partie inférieure de cette série, et lui confère un âge lutétien.

- A Bagh-Gara, les tufs noirs et les ignimbrites rouges de l'Ensemble supérieur recouvrent directement l'Ensemble inférieur. On y rencontre des lapilli accréionnaires et plusieurs niveaux de conglomérats polygéniques très lenticulaires. Ensuite, c'est la série verte (Lutétien), puis une alternance de coulées basaltiques sombres, de lapillitufs et de brèches pyroclastiques.

- Au Nord de Alishar, les calcaires, grès et marnes du Lutétien, se trouvent au-dessus de 400 mètres de tufs fins acides clairs, rouges ou verts. La série se poursuit par des tufs clairs, avec quelques passées conglomératiques. Au Nord de Hesar et Mil, ces tufs à cendres s'étendent encore sur de vastes surfaces, parfois bien stratifiés, mais souvent aussi sous forme de monticules informes. Au-dessus de tout cela vient une série verte constituée de marnes et grès dans laquelle abondent des débris de feuilles et de plantes terrestres. Dans tout ce secteur, à l'exception de quelques nappes ignimbrtiques, les coulées de lave sont extrêmement rares.

- Plus au Nord, au Nord-Est du village d'Hadji-arab, au-dessus d'une série verte non datée, constituée de marnes et de grès, on trouve une coulée d'andésite porphyrique, une nappe ignimbrétique, puis des alternances de coulées de latite-andésites et de lapillitufs. A l'Est de Balakhanlu, de nombreuses nappes superposées constituent une série ignimbrétique de 500 m de puissance. Tout à fait au Nord, le Kuh-e-Jowshalu montre un empilement important de latite-andésites.

Dans la partie Est du quadrangle (fig. 13) au Nord-Est de Saveh (région d'Allah Yar), on peut voir le passage d'un volcanisme continental à un volcanisme sous-marin, par variation latérale de faciès (conditions paléogéographiques), en quelques kilomètres (fig. 14).

Malgré quelques mouvements tectoniques, (voir chap. VI) on peut reconstituer les différentes séries de même âge et, par là, avoir un aperçu de la paléogéographie du lieu. Trois coupes-types permettent de comprendre les différences de comportement dynamique des éruptions en fonction de la paléogéographie.

A l'Ouest du village de Darband (coupe AB), on ne rencontre que des coulées épaisses et de faible extension de latites-basaltes porphyriques, associées à des niveaux de tufs constituant les intercoulées. Quelques niveaux de bombes et de scories rouges dénotent le caractère aérien de ce volcanisme. Dans toute la partie haute, le cône mixte du Kuh-e-Zireh montre des alternances de coulées et de tufs très régulières. Plus à l'Est, les coulées se font plus rares et viennent mourir dans une masse de tufs très importante. L'épaisseur de cette séquence est d'environ 1500 mètres.

A l'Est du village de Darband (coupe CD)

La moitié inférieure montre de très beaux exemples de volcanisme sous-marin. Dans la partie supérieure, les tufs sombres sont prédominants. Quelques coulées de latite-basaltes et andésites porphyriques du volcan du Kuh-e-Zireh, ici très altérées, viennent s'y interstratifier. Les tufs se mettent en place dans une ambiance aquatique et sont parfois associés à des coraux ou à des Nummulites. On rencontre de bas en haut :

- 4 niveaux de tufs sombres alternant avec 3 nappes ignimbrétiques. Plus à l'Est, et au-dessous de ces formations, des coulées de latites-basaltes porphyriques, apparaissent complètement altérées et réduites à l'état de poudre.
- Des appareils sous-marins, constitués de cônes de hyaloclastites, extension latérale 3 km; épaisseur 200 m (cf. p. 65).
- une nappe ignimbrétique verte sous-marine - épaisseur 20 m
- une série monotone de tuffites vertes, de tufs verts ou très blancs, extrêmement bien stratifiés et lités, sur 200 m
- une nouvelle nappe ignimbrétique verte que nous étudierons en détail dans le chapitre concernant le dynamisme éruptif, (voir p. 96). Au sommet des boules souvent parfaitement sphériques, seraient des indicateurs de mise en place sous-marine (voir p. 71). L'épaisseur est voisine de 100 m et l'extension visible dépasse 10 km.
- Une nouvelle série verte constituée de tufs et tuffites avec des niveaux à boules (voir p. 71) mais aussi de grès et de marnes. Epaisseur 300 m. Le sommet d'un pipe, intrusif dans cette série, comprend des blocs de lave rhyolitique entourés d'une carapace verte isolée dans une matrice verte. Ce centre d'émission d'une nappe ignimbrétique, le seul que nous ayons trouvé, sera étudié en détail dans le chapitre III. On y rencontre aussi quelques sills de lave rhyolitique altérée.

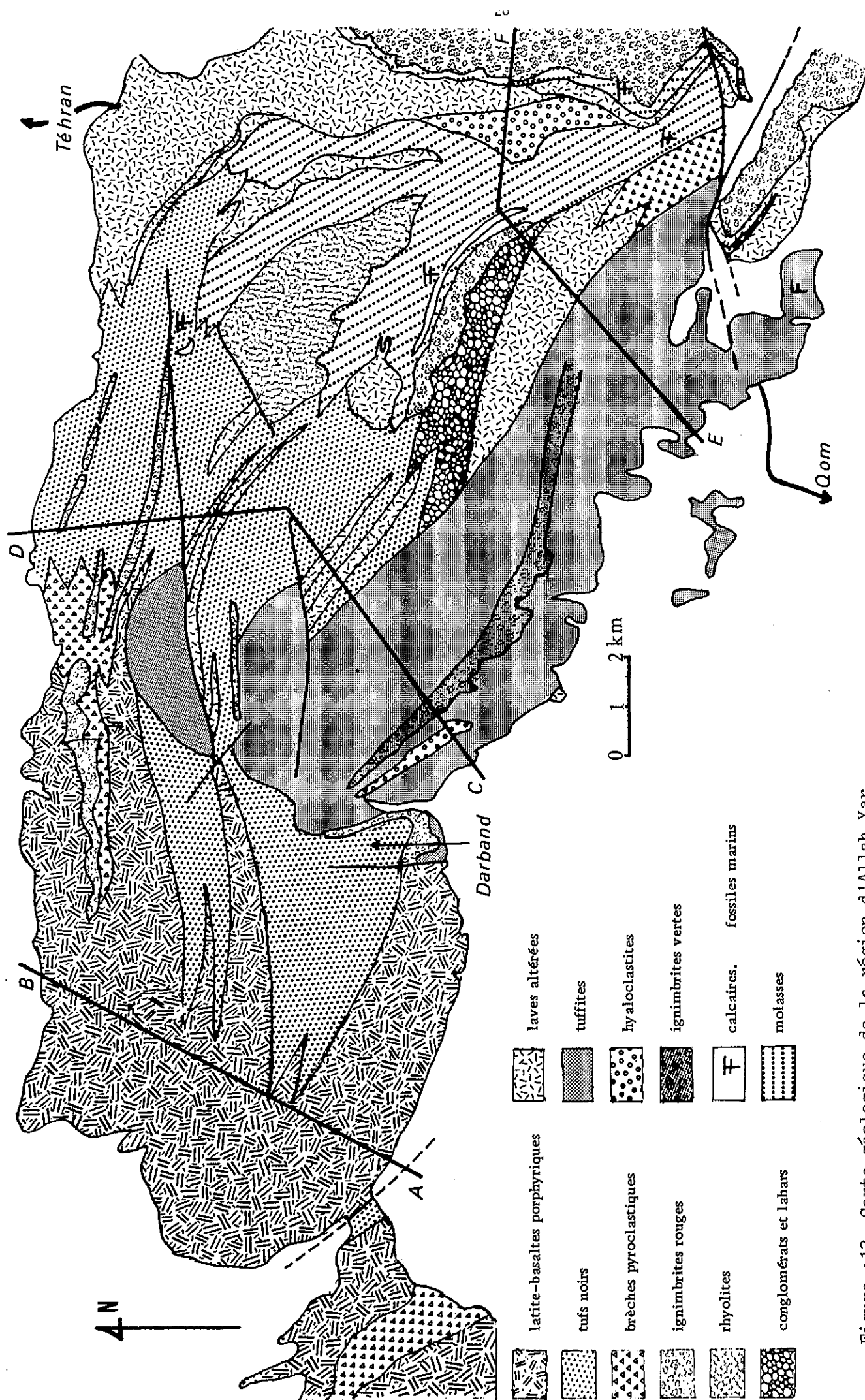


Figure :13 -Carte géologique de la région d'Allah Yar.

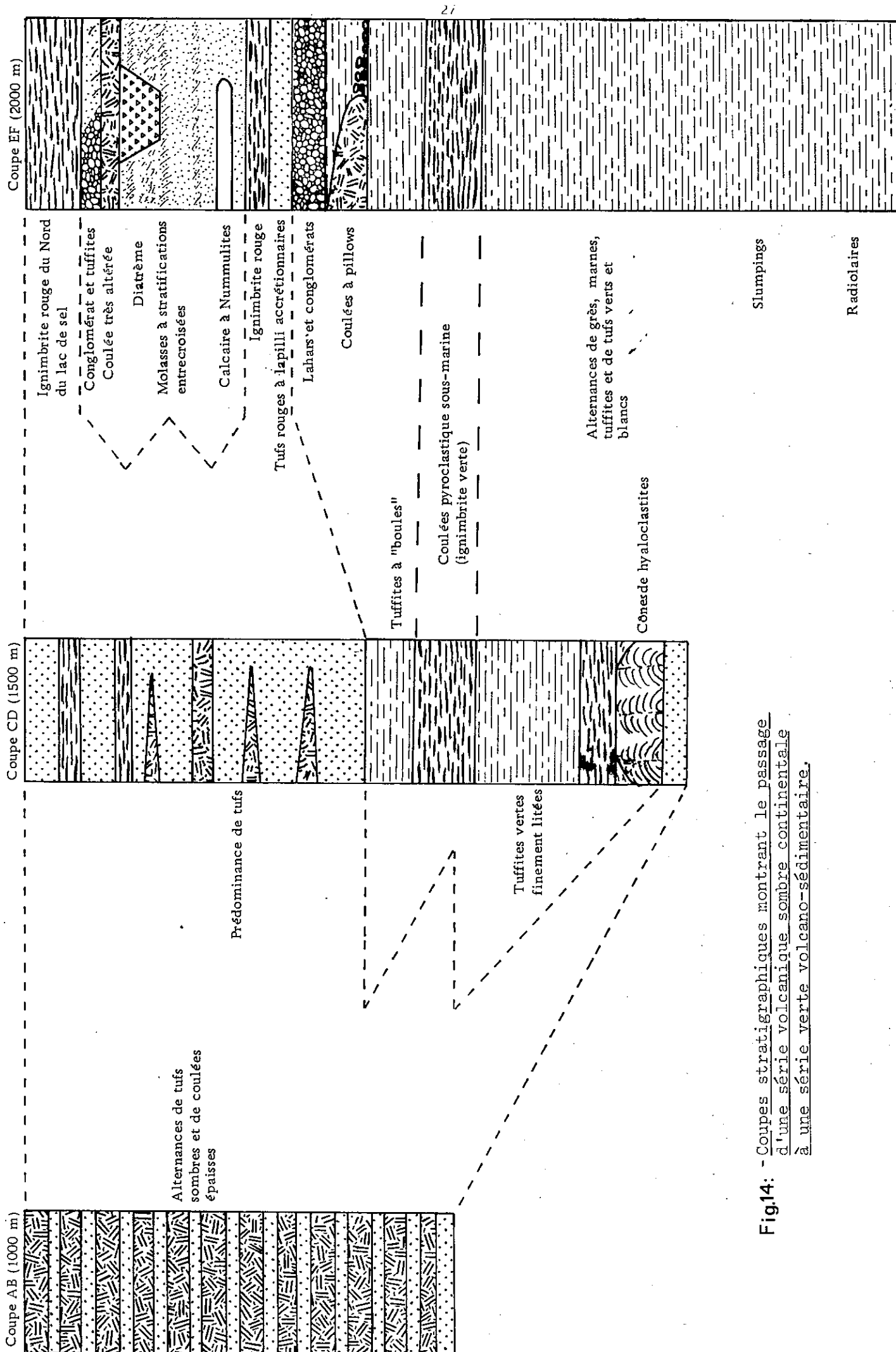


Fig.14: - Coupes stratigraphiques montrant le passage d'une série volcanique sombre continentale à une série verte volcano-sédimentaire.

- Ensuite ce sont surtout des tufs sombres, avec quelques coulées de latite-basaltes porphyriques provenant sans doute du Kuh-e-Zireh. Certaines de ces coulées sont très altérées, sans doute à cause d'une mise en place subaquatique. D'ailleurs localement, dans les tufs, on rencontre des bancs de coraux et des Nummulites indiquant un âge priabonien (Nummulites bouillei de la Marpe (A)). Les tufs ne proviennent pas tous du Kuh-e-Zireh et les centres d'émissions sont nombreux. Ce sont des volcans sans cônes ni coulées, matérialisés uniquement par l'existence de blocs vulcaniens parfois énormes (voir p. 56). Deux nappes ignimbrétiques rouges viennent se mettre dans ces tufs. La puissance de l'ensemble est supérieure à 800 m.

Coupe EF, passant par le village d'Allah-Yar

- Alternances de tufs, tuffites, grès et marnes plus ou moins tuffitiques, présentant parfois de petits niveaux de slumpings, sur plus de 1000 m. L'ensemble est très bien stratifié. Les quartz sont souvent très abondants dans ces tufs, comme dans la plupart des séries vertes (notamment l'Ensemble moyen).
- Dans la partie sommitale de cette série, on retrouve la même nappe ignimbrétique que celle décrite dans la coupe BC (fig. n° 14). Son épaisseur est sans doute supérieure à 100 m.
- Un très beau volcanisme sous-marin, décrit dans le chapitre III (p. 63) constitué de coulées autobréchifiées et de coulées à pillows, (300 m de puissance).
- Une importante formation détritique rouge, lahars et conglomérats dont les blocs noirs ou rouges, anguleux ou arrondis, souvent énormes, provenaient sans doute du continent émergé situé à l'Ouest (région de Darband) - épaisseur 200 à 300 m.
- Des tufs rouges, granoclassés, à lapilli accréionnaires, et deux petites nappes ignimbrétiques (de 2 mètres de puissance et d'extension faible), avec des passées conglomératiques.
- Une série de molasses vertes montrent des stratifications entrecroisées, des figures de progradation (type de sédimentation deltaïque paralytique) et des débris de plantes terrestre - un banc de calcaire y a livré Nummulites bouillei (Priabonien) - 200 m environ.
- Un diatème d'explosion, intrusif dans la partie supérieure de ces molasses, les recoupe à l'emporte-pièce. Les blocs basaltiques ont une forme vulcanienne et dénotent sans doute une éruption de type phréatomagmatique (voir p. 60) - 100 m.
- Des coulées d'andésites et de latites très altérées, réduites à l'état de poudres (au bord de la route Tehran-Qom) - 50 m.
- Des tuffites et des grès à Nummulites qui un peu au Nord passent à des conglomérats - 80 m.
- Une nappe ignimbrétique rouge, qui sera décrite en détail dans le chapitre concernant le dynamisme éruptif (p. 81), épaisseur 100 m - extension visible supérieure à 14 km, si l'on rajoute les 2 autres morceaux appartenant à des blocs décalés par des mouvements tectoniques.

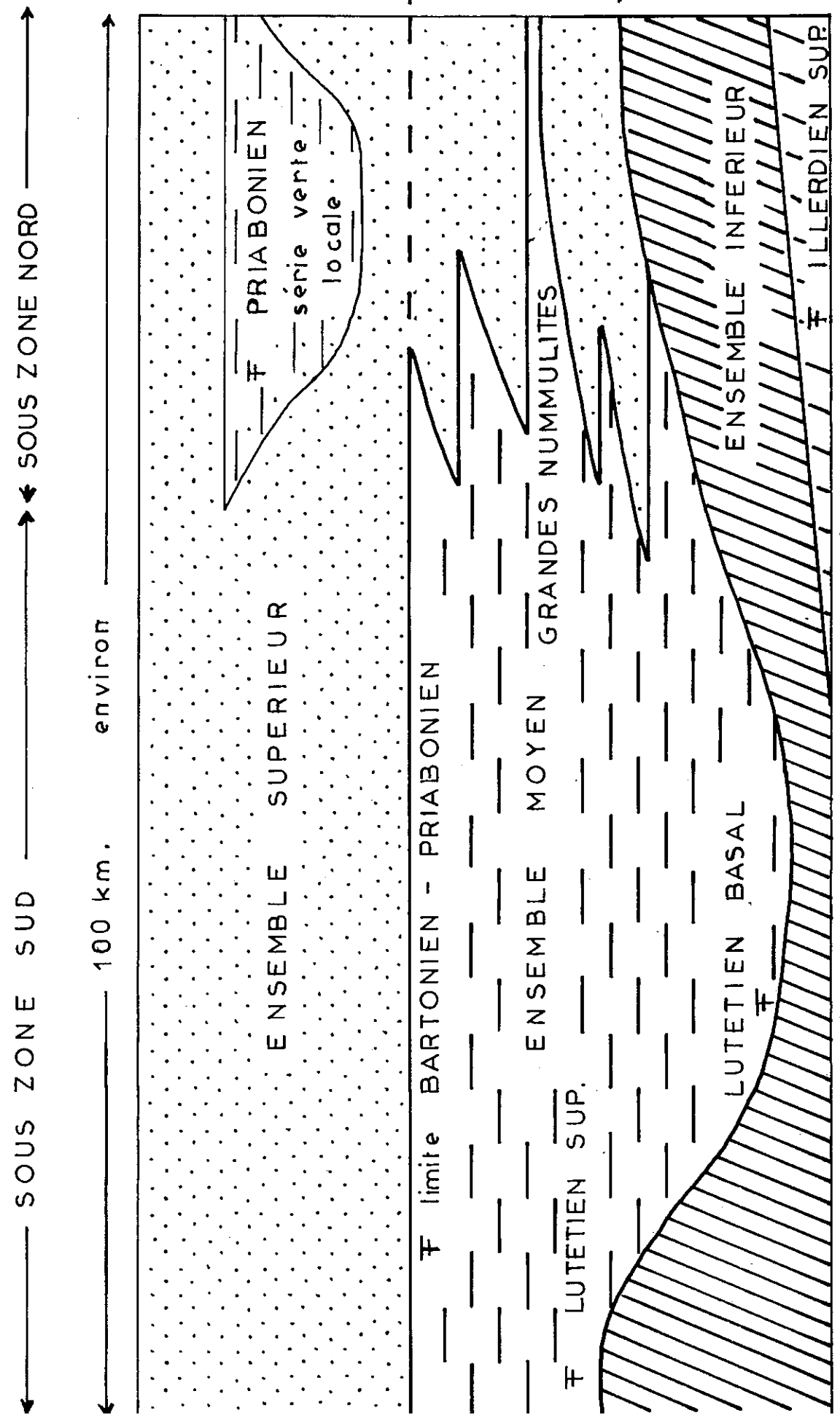
4) Conclusions : La séquence éocène en Iran

Contrairement à d'autres régions d'Iran Central et d'Alborz des épandages conglomératiques résultant de la phase laramienne n'existent que très localement. Plus souvent ce sont des grès et marnes, associées ou non à du volcanisme leur conférant alors une couleur verte, qui, plus abondants dans la Sous-zone nord ont été datés de l'Illyrien supérieur. Mais dans notre région, le premier événement important est caractérisé par un volcanisme effusif se mettant parfois directement en place sur le socle antétertiaire. En raison de l'absence de fossiles, cette phase volcanique ne peut être datée avec précision. Compte-tenu du fait que les premières assises sédimentaires la recouvrant, sont du Lutétien basal, on peut lui attribuer un âge éocène inférieur. Cet épisode volcanique semble absent, à l'ouest de la région étudiée, dans la région d'Avaj où Bolourchi (1975) décrit une série sédimentaire (Formation de Ziarat) d'âge yprésien. Par contre, un épisode volcanique basal semblable a été décrit dans la région de Tafresh-Qom.

La subsidence de certaines régions permet la transgression lutétienne et provoque une sédimentation importante dans la Sous-zone sud, réduite dans la Sous-zone nord. Le volcanisme contemporain est extrêmement explosif et les fragments pyroclastiques associés aux sédiments, abondants. Les nappes ignimbrétiques se trouvent à différents niveaux. Tout ce volcanisme acide, riche en quartz et feldspaths, donne à l'ensemble une couleur claire. De plus, l'altération de ces verres volcaniques, émis dans des conditions aquatiques, produit des argiles conférant à cet Ensemble moyen sa couleur verte caractéristique.

Fig 15 CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES DE L'Eocene

POSITION ET AGE DES PRINCIPAUX FOSSILES



Les nombreux fossiles recueillis permettent des datations précises. Dans la Sous-zone sud, la base remonte tantôt au Lutétien inférieur, tantôt au Lutétien supérieur, et le sommet s'étend jusqu'à la fin du Bartonien. Localement des niveaux de grès et conglomérats annoncent la fermeture du bassin et l'émersion totale ou partielle pendant l'Ensemble supérieur. La Zone de Saman (Sanandaj-Sirjan), avec ses sédiments verts, son volcanisme acide et son âge lutétien supérieur, constitue l'équivalent réduit de l'Ensemble moyen de la Zone de l'Iran Central. La Sous-zone nord, ne montre que des séries vertes de faible puissance avec de grandes Nummulites interstratifiées dans un Ensemble supérieur déjà en partie exondé. Il semble donc que le maximum de la transgression se place au Lutétien supérieur dans la région de Saveh.

Ailleurs en Iran, ces séries vertes marines n'ont été décrites que dans l'Alborz et dans certaines régions de la Zone de l'Iran Central : région d'Avaj et chaîne de Soltanieh, région de Tafresh-Qom. En "Iran Central", l'essentiel de la sédimentation, dont l'épaisseur varie entre 1000 et 1500 m, se place au Lutétien-Bartonien. Dans certaines régions de l'Alborz, le volcanisme de l'Eocène supérieur se met encore en place dans une ambiance marine, et la série verte y atteint alors 3000 m de puissance (Formation de Karadj de Dedual, 1967). Cependant là-encore, les épaisseurs sont très variables. Dans la région de Taleghan-Alamout, les premiers dépôts sont d'âge Eocène supérieur et dans la région de Firuzkuh, Steiger (1966) signale une épaisseur inférieure à 1000 m. Donc, bien que le maximum de la transgression marine se place au Lutétien supérieur, on ne peut conclure à aucun moment à l'existence d'un océan profond généralisé. Il s'agit plutôt d'une sorte de rift constitué de horts et de grabens.

Les premières coulées et tufs associés, de couleur sombre, non argilisés, marquent le début de l'émersion, de la grande partie de la région de Saveh, et caractérisent notre Ensemble supérieur. La Sous-zone sud, où la mer demeure jusqu'à la fin du Bartonien, possède un Ensemble supérieur réduit. Par contre, la Sous-zone nord, presque constamment exondée depuis le Lutétien, montre une série de plus de 2000 m d'épaisseur, constituée de tufs souvent sombres, de coulées andésitiques et de nappes ignimbritiques. Certains bassins, de faible extension, permettent un volcanisme sous-marin et une sédimentation marine, dont la faune indique un âge priabonien. Ces bassins ont une faible extension et une faible profondeur. On n'y rencontre plus de Radiolaires ou de Globigérines comme dans l'Ensemble moyen, et les molasses à stratification entrecroisées et à figures de progradation dénotent plutôt une sédimentation de type deltaïque paralique. De plus, contrairement à l'Ensemble moyen, constitué dans un graben de direction parallèle aux grandes structures (voir chap. Tectonique), ici l'orientation de ces bassins semble perpendiculaire à cette direction générale.

Ailleurs en Iran, ce volcanisme essentiellement continental est bien connu, depuis l'Azerbaïdjan jusque dans la région de Yazd (Amidi, 1974) où un épisode alcalin (lave à analcime) permet d'effectuer des corrélations, même en l'absence de fossiles. Même dans l'Alborz où, dans de nombreux secteurs, les volcanites se mettent encore en place dans des sédiments marins, on peut en retrouver des traces. Ainsi, les coulées de basanites à analcime de la région de Taleghan-Alamout, affectées par erreur à notre avis à l'Oligocène, constitueraient encore un bon exemple de ce dernier épisode volcanique éocène, en domaine continental ou subcontinental.

D'un point de vue paléogéographique on peut diviser l'Iran en plusieurs domaines ;

un domaine où le volcanisme semble s'être mis en place dans des conditions aériennes ou subaériennes. Les formations sédimentaires associées sont extrêmement rares. C'est le cas par exemple de la région de Mianeh (Lescuyer, Riou, 1976),

un domaine où des séries vertes avec des formations sédimentaires s'intercalent dans les volcanites. La puissance de ces séries est relativement faible et la faune signalée indique un milieu littoral peu profond (Bolourchi, 1975 ; Amidi, 1975).

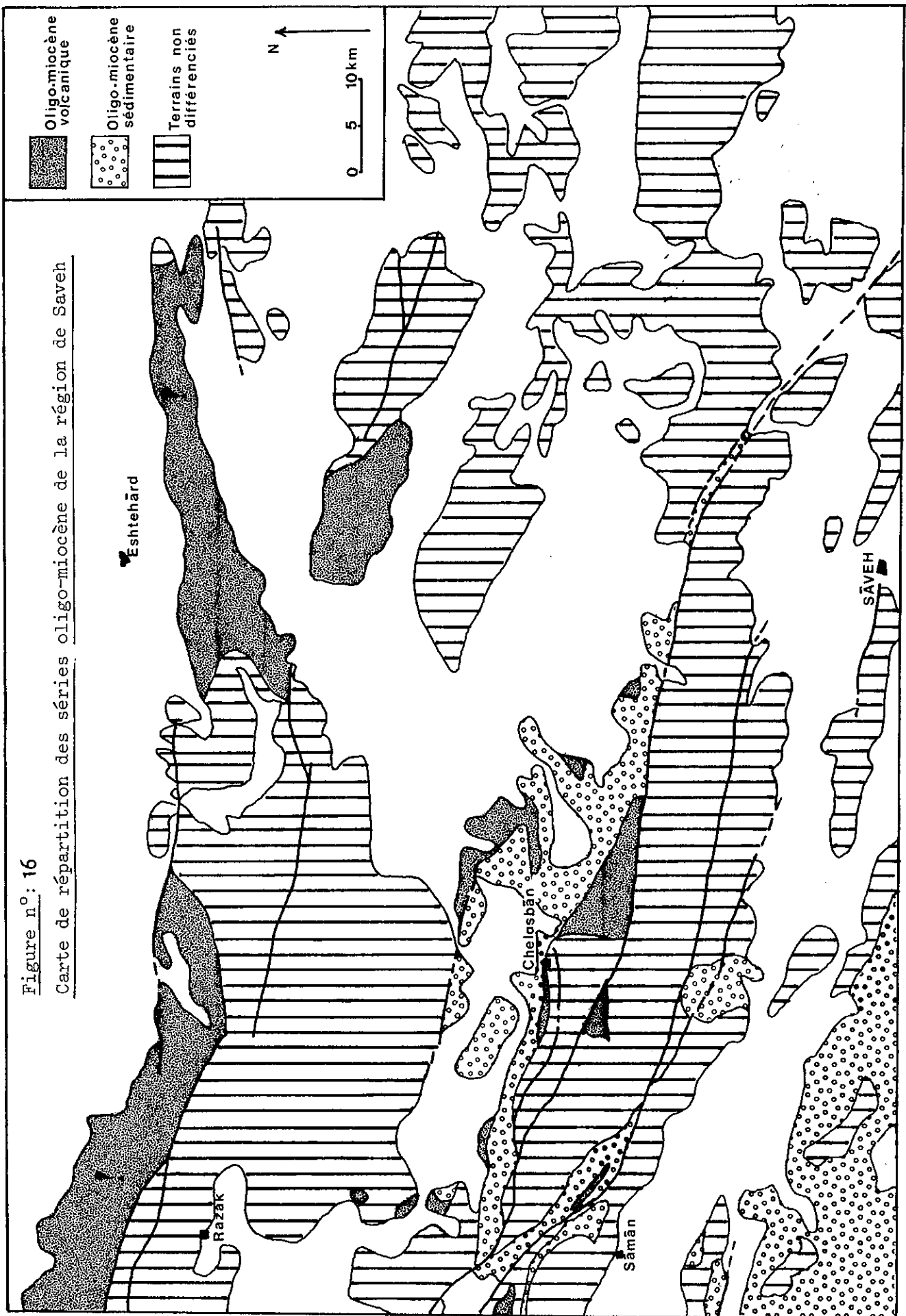
un domaine où les séries vertes deviennent puissantes et couvrent de vastes surfaces. Les formations sédimentaires marines deviennent très abondantes et montrent localement une sédimentation de type flysch. La faune associée (Radiolaires, Globigérines) montre que la mer est ouverte et sans doute profonde. Ce type de série se rencontre sur le flanc sud de l'Alborz et notamment dans la région de Karadj, où Dedual estime à plus de 3000 m la puissance de la Formation de Karadj. Dans la région de Saveh la paléogéographie est plus variée (fig. 69)

mais certains bassins (Ensemble moyen) présentent des caractères identiques. Dans le contexte d'un rift intracontinental, ces séries marines plus épaisses et d'un type plus profond témoignent peut-être d'une zone d'extension plus importante dans la région de Saveh - Karadj. Nous verrons plus loin que cette hypothèse peut être aussi invoquée à l'aide d'arguments tectoniques et géochimiques.

Compte-tenu de l'importance de la paléogéographie dans le style des éruptions volcaniques, un schéma reconstitutif de la paléogéographie de la région de Saveh sera donné dans le chapitre III (cf. p.104).

Figure n°: 16

Carte de répartition des séries oligo-miocène de la région de Saveh



III - L'OLIGO-MIOCÈNE

A) GENERALITES

Le cycle éocène est clos par une phase tectonique qui marque ainsi le début de la période Oligocène.

En Iran, les séries oligo-miocènes qui se mettent en place postérieurement possèdent des caractères assez différents; toutefois deux niveaux repères sont habituellement reconnus.

- La Formation Rouge Inférieure définie par Gansser (1955), discordante sur l'Eocène est connue comme une formation épaisse de conglomérats, de grès et de marnes rouges de l'Oligocène, témoignant généralement d'une mise en place en milieu continental.

- La Formation de Qom (ou d'Asmari dans le Zagros), transgressive, envahit l'Iran du Sud-Est vers le Nord-Ouest du Rupélien au Burdigalien. Elle est généralement constituée par des marnes et des calcaires littoraux.

D'un point de vue magmatique, on note les différences suivantes entre les régions:

1) En Alborz

Selon Stalder (1971), Dedual (1967), la Formation de Karadj est recouverte en discordance par la Formation Rouge Supérieure. Cette formation détritique continentale, lithologiquement semblable à la Formation Rouge Inférieure est plus tardive; elle est considérée comme Miocène en Iran Central. Pour cette raison, le sommet de la Formation de Karadj a été attribué à l'Oligocène (Stalder, 1971) bien qu'aucun fossile caractéristique n'ait été décrit.

Au Sud-Ouest du quadrangle de Qazvin, Annells et al. (1975) ont attribué un volcanisme rhyolitique à une phase effusive oligocène inférieure. A ce volcanisme est associé un plutonisme granodioritique, vraisemblablement de même âge.

2) En Iran Central

En Azerbaïdjan, dans la région de Mianeh (J.L. Lescuyer, R. Riou, 1976) l'Oligo-Miocène est caractérisé avant la mise en place de la Formation Rouge Inférieure par un important magmatisme acide, exprimé par un volcanisme rhyolitique et un plutonisme granitique, attribué à l'Oligocène inférieur. Un volcanisme attribué à l'Oligocène supérieur, contemporain du dépôt de la Formation Rouge Inférieure lui succède avec des roches dacitiques et basiques.

La Formation de Qom, d'âge burdigalien n'est que locale.

Dans la région d'Ahar (J.L. Lescuyer, R. Riou, comm. pers.), il existe également un volcanisme rhyolitique et ignimbritique accompagné d'intrusions plutoniques de syénites à néphéline, monzonite, granite attribués à l'Oligocène inférieur.

. Dans le secteur de Zanjan, Hirayama et al. (1966), Stocklin, Eftekhari-Nejad, (1969) ont décrit une importante phase intrusive granodioritique attribuée à une période tardi ou post-éocène par les premiers auteurs.

M. Bolourchi (1975) dans la région d'Avaj ne décrit pas de phase volcanique oligocène. Il reconnaît pourtant la présence de volcanites interstratifiées avec la Formation de Qom, d'âge aquitanien à burdigalien.

Au Sud-Est, les traces d'un volcanisme oligocène n'ont été jusqu'à présent décrites que par S.M. Amidi (1975) dans la région de Natanz-Nain-Surk sous la forme d'effusions rhyolitiques. Une phase plutonique représentée par des gabbros, diorites, granodiorites a été datée du Miocène inférieur avec un âge de 17-19 Ma, obtenu par méthode géochronologique sur les granodiorites.

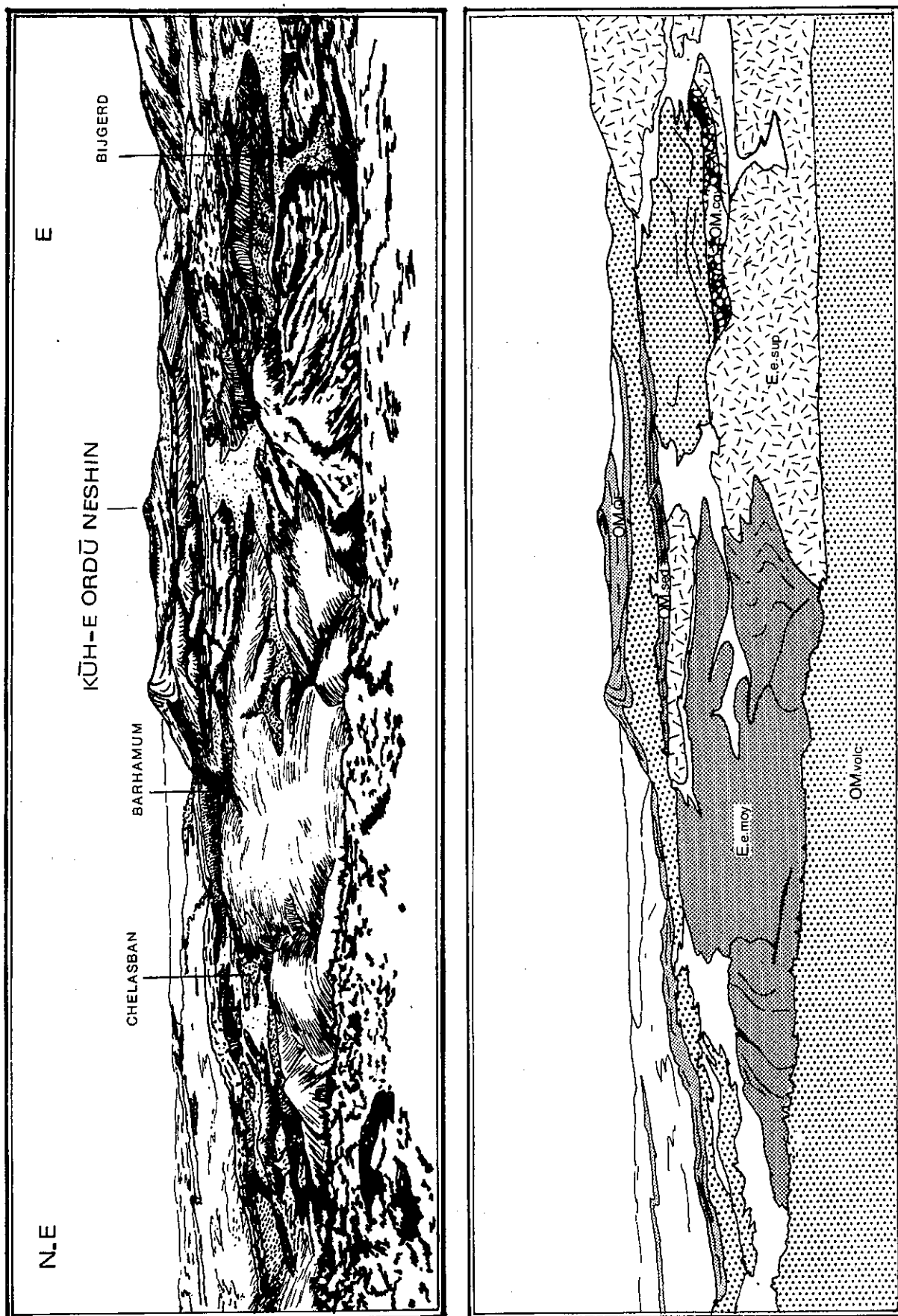


Figure:17 Panorama général des séries oligo-miocènes de la Sous-zone sud (vue prise du sommet du Kuh-e-Injah Qareh en direction de l'Est.

E. e. moy: Ensemble moyen de l'Eocène; E. e. sup: Ensemble supérieur de l'Eocène; OM. cg: Conglomérat de base oligo-miocène; OM. volc.: Volcanites oligo-miocènes; OM. sed.: série verte oligo-miocène; OM. QF: Formation de Qom.

B) LES SERIES OLIGO-MIOCENES DE LA REGION DE SAVEH

1) Caractères généraux

Les séries affleurent essentiellement sur le flanc nord de chacun des deux horsts qui constituent l'ossature montagneuse de la région de Saveh (cf. fig. 17), ainsi que le soubassement du bassin miocène de Chelasban-Alishar où elles sont généralement masquées par une couverture plus récente.

En Outre, il faut signaler la présence généralement à la base de la série oligo-miocène d'un conglomérat qui, sans avoir le développement de la Formation Rouge Inférieure, en possède des caractères lithologiques très proches, à tel point qu'il serait possible de l'assimiler à une formation détritique post-orogénique. Ce conglomérat serait l'expression d'une phase éo-oligocène, de faible amplitude dans la région de Saveh. Cette dernière phase orogénique éo-oligocène a, de plus, épargné l'Oligo-Miocène du diaclasage et de l'altération consécutive observée le plus souvent dans l'Eocène.

L'Oligo-Miocène accordant est constitué par des formations d'origine sédimentaire et volcanique qui peuvent s'interstratifier avec les conglomérats de base. L'épaisseur totale de ces formations est très variable; elle peut aller de quelques centaines de mètres à plusieurs milliers de mètres. La Formation de Qom, sommitale, est transgressive sur les formations précédentes, sans discordance angulaire. Il s'agit de la dernière transgression marine qui affecta notre territoire; il est possible d'y trouver localement des coulées basaltiques.

2) Le Conglomérat de base

Les conglomérats constituent une unité lithologique cartographiable dans la partie ouest de la Sous-zone sud; ce caractère les différencie des assises conglomératiques locales rencontrées dans l'Ensemble supérieur de l'Eocène, au Nord-Est de Saveh. L'épaisseur de ce niveau varie, avec un maximum d'une centaine de mètres, au Sud de la route de Saveh à Hamadan. Tous ces conglomérats sont pétrographiquement semblables.

Ils sont constitués de galets de taille variable de laves rhyolitiques et andésitiques associés en moins grand nombre à des galets de calcaires blancs, à grandes Nummulites du Lutétien, à Hélicidés, emballés dans une matrice gréseuse rouge.

a) Zone de Samar: Le conglomérat de base de l'Oligo-Miocène a une épaisseur assez constante, voisine de 15m; il est plaqué juste sous la Formation de Qom. Les conglomérats peuvent perdre localement leur couleur rouge et prendre une couleur gris verdâtre, en même temps qu'une allure plus stratifiée. Leur mise en place se ferait alors dans des conditions subaquatiques et traduirait localement une absence d'émersion entre l'Eocène et le Miocène.

b) Zone de l'Iran Central:

ba) Sous zone sud (fig. 17) :

. Sud de la route de Saveh à Hamadan - Après le régime lagunaire du sommet de l'Eocène traduit par la présence de lentille de gypses, le régime continental s'installe avec des épandages de conglomérats rouges qui peuvent localement se dilater jusqu'à atteindre une centaine de mètres d'épaisseur.

. Dans la chaîne centrale (fig. 18) - Les conglomérats forment une unité lithologique d'une épaisseur variant entre 20 et un maximum de 50m près du village de Chamar-Had. Localement, ils peuvent être interstratifiés à différents niveaux dans des volcanites. C'est le cas dans le secteur de Bijgerd, Barhamum, Band-Amir.

. Age des conglomérats dans ce secteur: (fig. 19) - A l'Ouest du village de Chelasban, plaqué sur un diverticule basal de cette unité, on trouve très localement un mince banc de calcaires gréseux qui renferme la faune suivante: Discocyclines, Nummulites cf. incrassatus, Nummulites bouillei, Nummulites garnieri.

Cette association serait caractéristique de la fin du Priabonien selon Blondeau.

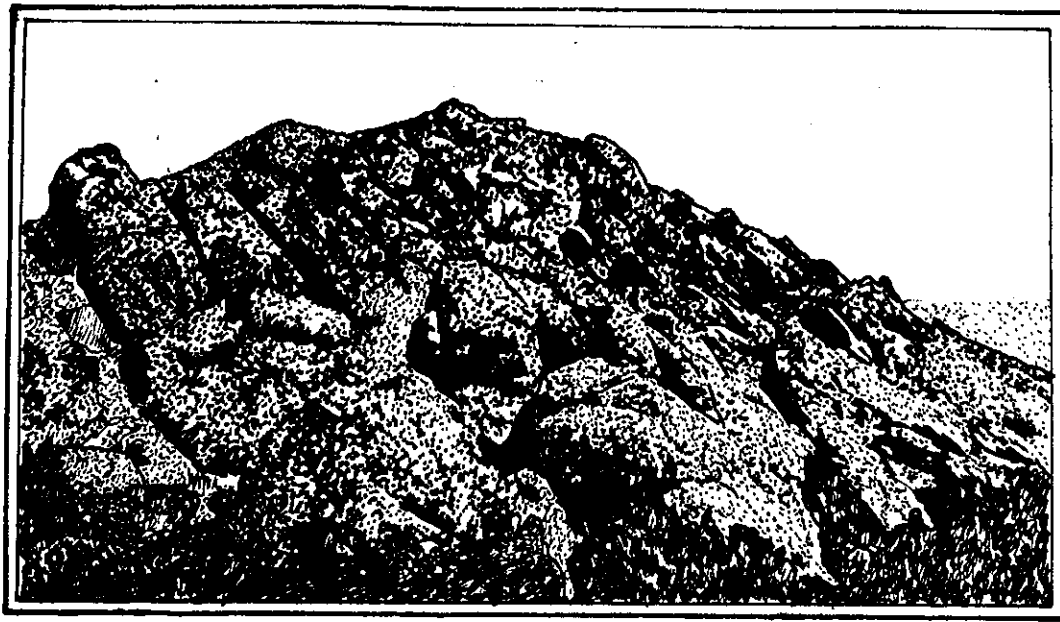


Figure:18 Le Conglomérat de base de l'Oligo-Miocène

(Vue prise à proximité du village de Char-Had - Hauteur de la falaise environ 50m)

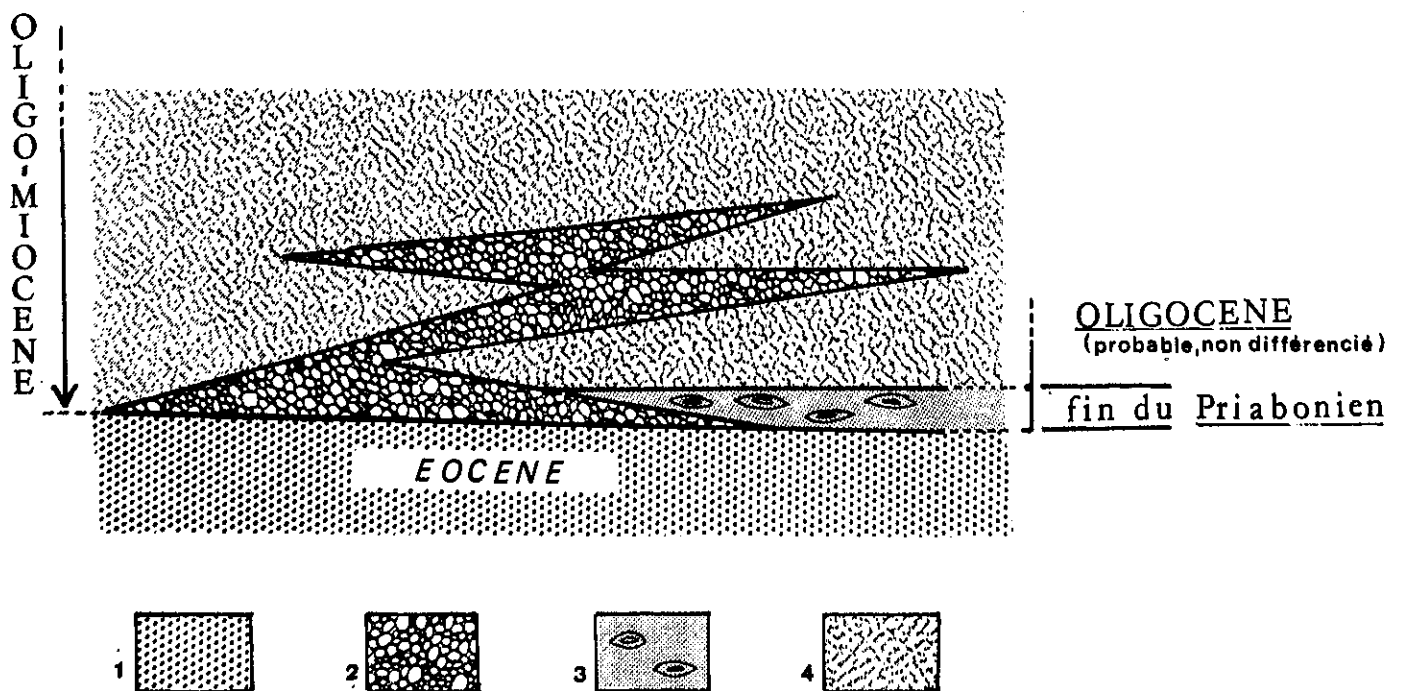


Figure:19 Représentation schématique des relations stratigraphiques entre les différentes formations à la limite éo-oligocène.

1) volcanites éocènes , 2) Conglomérat de base , 3) calcaires à Nummulites , 4) volcanites oligo-miocènes

En écartant la possibilité du remaniement des Nummulites, toujours possible avec le faciès légèrement détritique des calcaires, phénomène qui ne ferait que rejeuner la base des conglomérats et leur donner un âge plus strictement oligocène, on peut faire la constatation suivante:

En Iran, l'âge le plus ancien donné par des formations sédimentaires placées au-dessus de la Formation Rouge Inférieure est le Rupélien qui date le début de la transgression de la Formation de Qom. Cette observation n'a jamais permis de préciser l'âge exact de l'orogénèse éo-oligocène qui peut s'échelonner de la fin du Priabonien à la limite Oligocène inférieur-Oligocène supérieur.

Cette nouvelle observation permet d'avancer que la phase éo-oligocène, qui a dû se produire par mouvements successifs, a pu commencer à jouer très tôt dès la fin de l'Eocène et se développer probablement durant l'Oligocène, où elle est accompagnée par un volcanisme abondant qui s'interstratifie avec le conglomérat de base de l'Oligo-Miocène.

bb) Sous zone nord - L'Oligo-Miocène ne montre pas de discordance visible sur l'Eocène. M. Lotfi (commun. pers.) a toutefois reconnu localement un niveau de conglomérats rouges à la base de la série volcanique oligo-miocène.

3) Le volcanisme oligo-miocène

Le début des manifestations de ce volcanisme semble synchrone de la phase orogénique éo-oligocène comme le montrent les nombreuses intercalations de conglomérats dans les volcanites à la base de la série. Il se poursuivrait jusqu'au Miocène inférieur, avec quelques intercalations de laves basaltiques dans la Formation de Qom.

Le volcanisme oligo-miocène possède un certain nombre de caractères qui permettent de le distinguer de celui de l'Eocène.

L'empilement des coulées témoigne d'un régime généralement très effusif qui contraste avec l'abondance des pyroclastites de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

Les effusions caractérisent deux pôles chimiquement différents:

- . un magmatisme acide est exprimé par d'abondantes coulées de laves et d'ignimbrites rhyolitiques et dacitiques que leur meilleur état de fraîcheur différencie tout de suite de celles de l'Eocène.
- . un magmatisme basique et intermédiaire qui s'exprime sous deux formes:
 - des coulées de basalte sombre à grain fin qui se différencient nettement par leur texture des faciès porphyriques andésitiques et latitiques de l'Eocène.
 - des extrusions doméennes de trachyandésites leucocrates.

Les conditions de mise en place de ce volcanisme sont variables. Si le régime est plutôt littoral au Sud de la région étudiée, il semble nettement continental au Nord. Localement inexistant dans la zone de Saman, le volcanisme se développe progressivement lorsqu'on traverse la Sous-zone sud et montre un maximum de développement dans la Sous-zone nord où M. Lotfi l'a individualisé sous le nom de "Série d'Eshtehard".

a) Zone de Saman: Le volcanisme oligo-miocène de la zone de Saman n'est représenté que par des volcanites intermédiaires.

A l'extrême Ouest de la région étudiée, le Kuh-e-Qajir est constitué par une importante accumulation de matériel volcanique attribué à l'Oligo-Miocène.

. A la base, les faciès détritiques sont constitués par des molasses rouges dans lesquelles s'interstratifient des passées de marnes, de conglomérats et localement de calcaires coralliens. Dans cette ambiance littorale, viennent se mettre en place quelques projections de matériel pyroclastique, tuffites sombres à lapilli et quelques bombes scoriacées.

. Vers le sommet ces termes passent à une importante formation de laves trachyandésitiques qui constituent le cœur du centre éruptif.

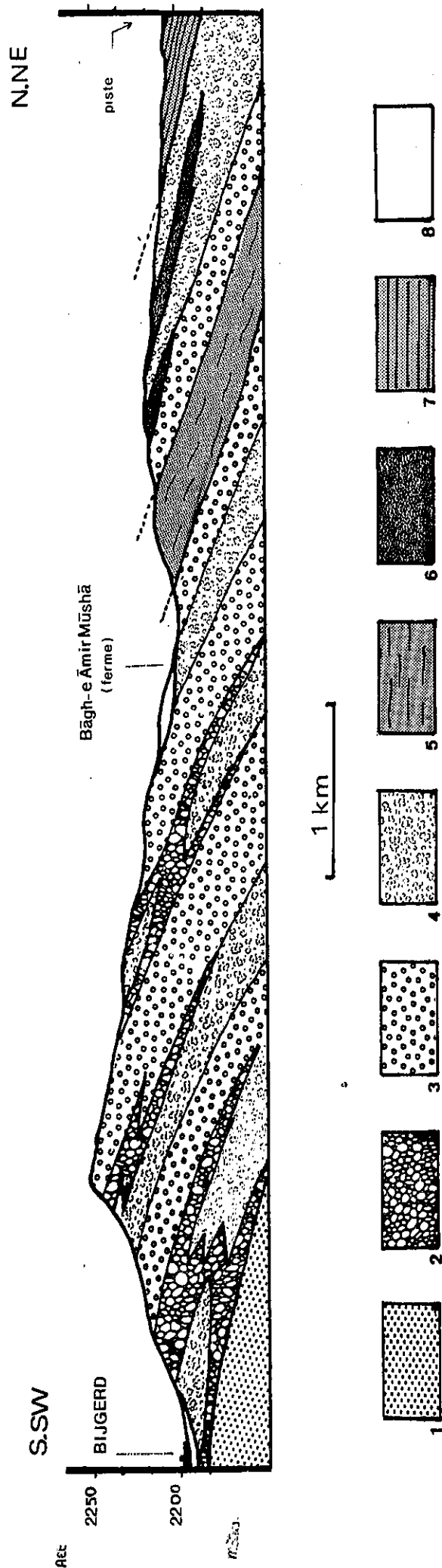


Figure:20 Coupe géologique de la série oligo-miocène de la Sous-zone sud (secteur de Barhamum-Bijgerd-Chelasban)

1) Eocène (Ens. sup.); 2) Conglomérat de base de l'Oligo-miocène; 3-4) Laves et ignimbrites rhyolitiques;
5) série verte oligo-miocène; 6) Basaltes; 7) Formation de Qom; 8) Alluvions quaternaires.

b) Zone de l'Iran Central :

ba) Sous zone sud - La Sous-zone sud montre un volcanisme oligo-miocène développé de façon variable, du centre vers la bordure nord de la chaîne.

. Au coeur de la chaîne, le volcanisme, essentiellement acide, est représenté par des extrusions doméennes de laves rhyolitiques qui reposent sur les conglomérats de base de l'Oligo-Miocène (Kuh-e-Injah-Gareh).

Le volcanisme intermédiaire n'est représenté que par une extrusion doméenne de petite taille de laves trachyandésitiques, discordantes sur les séries de l'Ensemble supérieur de l'Eocène (Kuh-e-Gol Tappeh).

Les traces de volcanisme basaltique sont très réduites, et il semble adhérent à la base de la Formation de Qom (Ouest de Bijgerd).

. Au Nord de la chaîne, le volcanisme oligo-miocène de la Sous-zone sud se développe entre les conglomérats de base et les calcaires de la Formation de Qom.

La coupe la plus complète s'observe entre les villages de Bijgerd au Sud, Boluband à l'Est et Chelasban à l'Ouest (fig. 20).

A la base de cette série, en bordure de la piste qui passe par le village de Bijgerd, les conglomérats rouges de la base de l'Oligo-Miocène affleurent avec une épaisseur de 25m sur les volcanites de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

Ils sont recouverts en accordance par une série étendue constituée de laves, d'ignimbrites rhyolitiques en coulées peu épaisses entre lesquelles s'interstratifient encore localement quelques épandages conglomératiques.

Au Nord-Est du village de Barhamum, dans le secteur de Bagh-e-Amir Musha, on trouve au-dessus de ces termes une séquence volcano-sédimentaire représentée par une série bien stratifiée de marnes vertes et de tufs verts de "type Karadj" sur une épaisseur de 150 à 200m. Cette unité lithologique possède des caractères tout à fait semblables à ceux décrits pour l'Ensemble moyen de l'Eocène.

Au sommet de cette série, vient alors une seconde séquence volcanique, bien développée sur une épaisseur de 250-300m représentée également par un empilement de laves et d'ignimbrites rhyolitiques rouges, localement altérées, dans lesquelles s'interstratifient quelques coulées peu épaisses de basalte.

Cette dernière séquence est recouverte en accordance par les calcaires de la Formation de Qom. Dans la même série, au Nord du village de Chelasban, on trouve localement des laves trachy-andésitiques sous forme d'extrusions doméennes limitées.

Ailleurs dans cette sous-zone, le volcanisme oligo-miocène est très réduit.

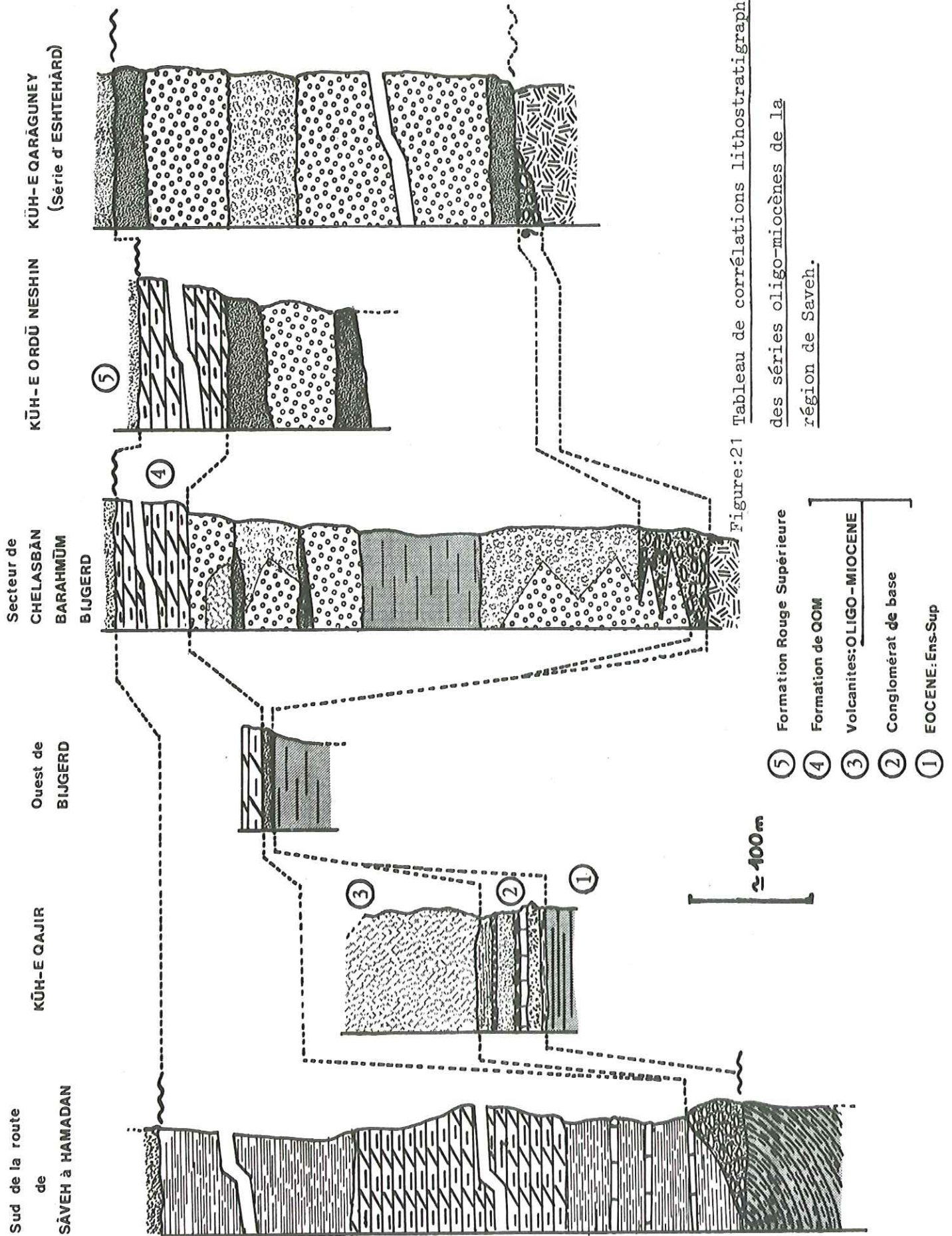
. Au Sud de la chaîne, les seules traces de ce volcanisme sont représentées par:

- une assise d'ignimbrites rhyolitiques affleurant juste sous les calcaires de la Formation de Qom, à proximité du village de Chenar;
- un niveau de basaltes sombres, sous les calcaires transgressifs de la Formation de Qom, entre les villages de Chamero m et Chenar;
- dans la partie la plus méridionale de la région étudiée, au Sud de la route de Saveh à Hamadan, il n'existe aucune trace de volcanisme oligo-miocène. Cette observation rejoint celles effectuées par Emami (comm. pers.) dans la région de Qom voisine.

bb) Sous-zone nord -

- Secteur de Bagh-Gara : Au Nord Est de Bagh-Gara, le Qusha-Dagh est une importante extrusion doméenne qui recoupe et recouvre une partie de la série des laves et pyroclastites de l'Ensemble supérieur de l'Eocène. L'étude pétrographique nous a révélé une grande similitude de faciès avec les trachyandésites de la Sous-zone sud.

Nous attribuerons donc un âge oligo-miocène à cette extrusion.



- Secteur de Kuh-e-Qaraguneh: M. Lotfi a individualisé au Nord de la région étudiée un ensemble constitué exclusivement par des termes volcaniques sous le nom de "Série d'Eshtehard". Il n' existe aucune évidence paléontologique pour donner un âge oligo-miocène à cette série. Cependant, des similitudes de faciès sont à noter entre cette série et certains faciès des séries oligo-miocènes de la Sous-zone sud. C'est le cas, en particulier, de la présence commune dans ces deux secteurs de basaltes sombres qui sont souvent associés à la Formation de Qom au Sud. Une coupe effectuée sur la bordure ouest du Kuh-e-Qaraguneh a montré que le volcanisme oligo-miocène de la Sous-zone nord était exclusivement effusif. Il est constitué, pour la plus grande part d'effusions de laves et d'ignimbrites rhyolitiques dans lesquelles viennent s'interstratifier des niveaux moins épais de basalte. Cette série est recouverte en discordance par les formations détritiques de la Formation Rouge Supérieure.

4) La Formation de Qom (fig. 22)

La Formation de Qom n'a été reconnue que dans la Sous-zone sud; dans la Sous-zone nord, les volcanites éocènes et oligocènes sont recouvertes directement par les dépôts continentaux de la Formation Rouge Supérieure. La Formation de Qom, transgressive, est constituée par un ensemble bien individualisé, souvent en relief, de calcaires blancs livrant de nombreux fossiles qui témoignent d'une sédimentation en mer peu profonde. On y reconnaît de nombreux lamellibranches (Ostréidés), Echinodermes (*Clypeaster*...); les calcaires sont également très riches en microf aune (Miogypsines, Néovalvéolines...).

Cette formation passe latéralement à des termes plus détritiques (calcarénites, marnes).

- Au Nord d'Esfahanak, sa base passe latéralement à une épaisse série marneuse. L'ensemble sédimentaire représente une épaisseur totale de 300m qui traduit ainsi localement une forte subsidence.

Les apports détritiques diminuant avec le comblement du bassin, les calcaires littoraux de la Formation de Qom se sont alors mis en place de façon générale dans tout le bassin de Alishar-Chelasban où ils sont datés de l'Aquitainien à leur base.

- A l'Ouest de Bijgerd, la Formation de Qom n'est représentée que par quelques dizaines de mètres de calcaires coralliens, témoins d'une faible immersion des parties basses de la chaîne volcanique.

- Dans le secteur de Bivaran, elle passe latéralement à des formations biomicritiques bien stratifiées, datées également de l'Aquitainien à la base, résultant d'une sédimentation en milieu plus pélagique au large des reliefs côtiers.

- Dans le secteur de Saman, cette formation est représentée par quelques mètres de calcaires littoraux aquitaniens surmontés par une série de quelques centaines de mètres d'épaisseur constitués de grès, de marnes, de marnocalcaires blancs et de tuffites. Elle passe latéralement en quelques kilomètres à l'Ouest au volcanisme du Kuh-e-Qajir.

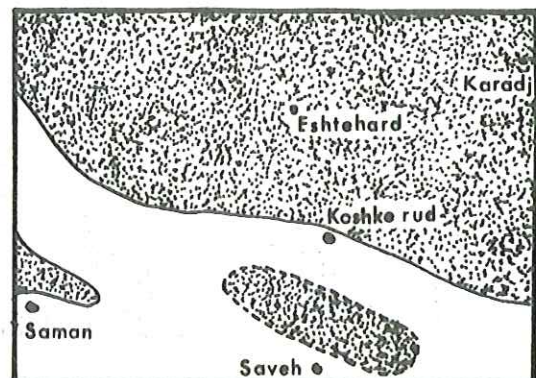
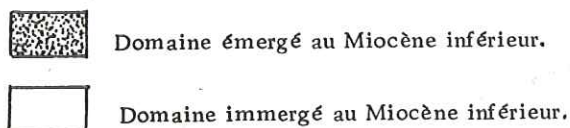
Tout à fait au Sud de la région étudiée, les calcaires littoraux de la Formation de Qom passent à leur base à une très épaisse série (> 1000m) constituée de marnes et de marnocalcaires blancs témoins également dans ce secteur d'une subsidence prononcée après le régime continental que caractérisent localement les conglomérats rouges du début de la série oligo-miocène.

Un échantillon de la base de cette série a fourni une faune à *Qinqueloculina* sp. associée à de petits foraminifères benthiques qui donnent un âge oligocène supérieur à miocène inférieur.

La faune la plus récente que nous ayons trouvée dans les calcaires de la "Formation de Qom" provient d'un galet des conglomérats pliocènes. Il s'agit de: (76 CM 343) *Neoaveolina melocurdica* et *Denderitina* rang. qui donnent un âge Burdigalien (dét: J.P. Pairis).

Figure:22

Limites de la transgression
de la Formation de Qom
dans la région de Saveh.



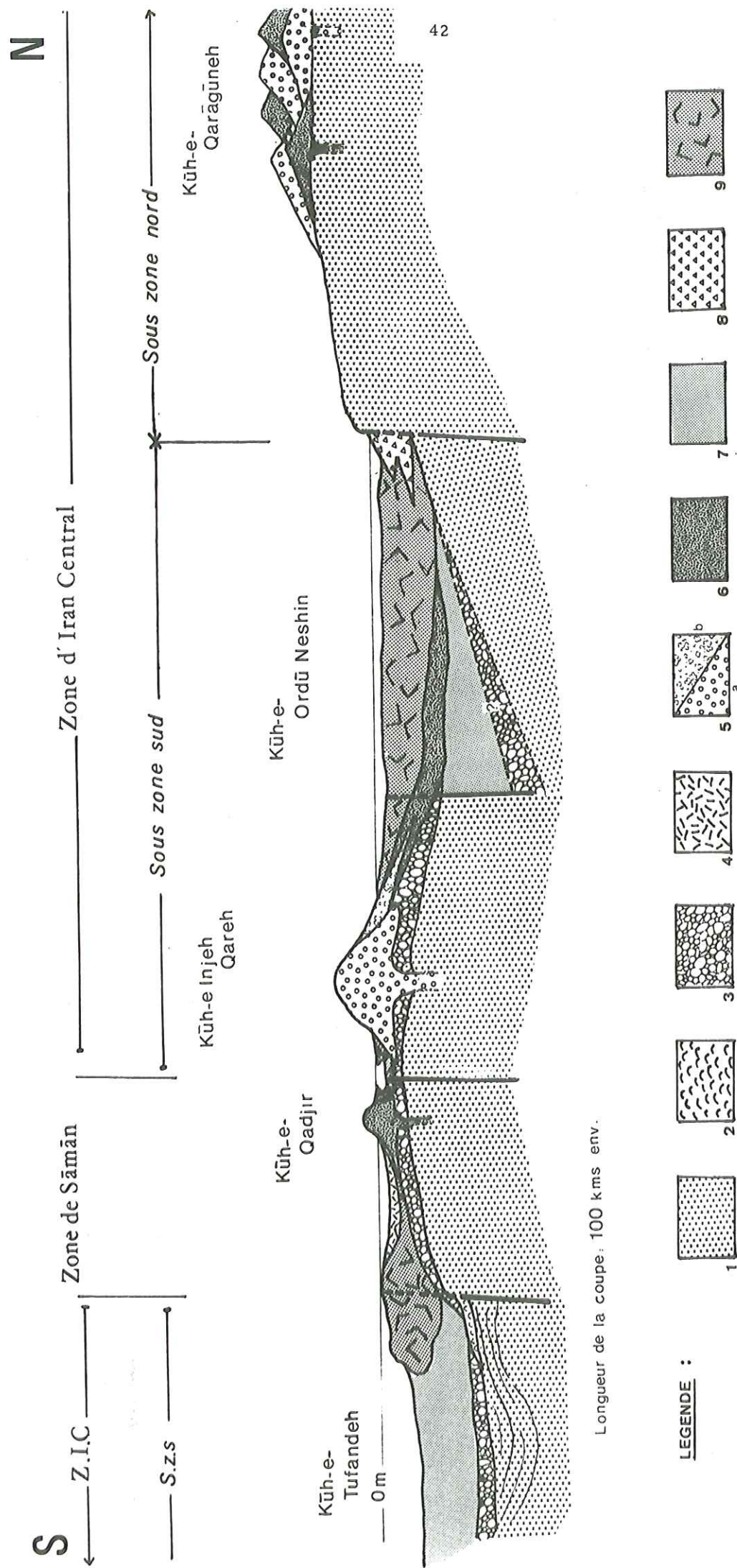


Figure n°: 23
 Coupe schématique interprétative de la région étudiée au Miocène inférieur:
 1) Série éocène; 2) Gypses; 3) Conglomérat de base de l'Oligo-miocène; 4) Tuffites; 5) Rhyolites; 6) Basaltes; 7) Marno-calcaires; 8) Brèche d'écroulement; 9) Calcaires littoraux (Formation de Qom).

C) PALEOGEOGRAPHIE DE LA REGION DE SAVEH AU MIOCENE INFERIEUR

Les nombreuses variations entre les différents termes de la série oligo-miocène sur toute l'étendue de la région de Saveh permettent d'en reconstituer la paléogéographie postérieurement à la transgression de la mer miocène (fig. 23).

1) Sous-zone nord

Un régime continental, déjà amorcé dès l'Eocène supérieur, se poursuit à l'Oligo-Miocène. Cette plate-forme soumise à l'érosion avant même le début de la phase orogénique éo-oligocène n'est pas soumise aux épandages continentaux de l'Oligocène. Un important volcanisme effusif se met en place durant l'Oligo-Miocène.

2) Sous-zone sud et Zone de Saman

a) Le bassin de Alishar-Chelasban: Au Sud de la plate-forme, un bassin à forte subsidence se comble rapidement dès le début de la période oligo-miocène. La fin de ce régime de subsidence est marquée par l'invasion progressive de tout ce bassin par les faciès littoraux de la "Formation de Qom" témoignant d'un régime sédimentaire en milieu peu profond.

A la limite nord de ce domaine, des écroulements provenant des falaises éocènes de la Sous-zone nord s'interstratifient dans les calcaires récifaux.

b) Chaîne centrale: Au Sud de ce bassin, la mer envahit localement les parties basses d'un horst volcanique en partie émergé.

Les apports détritiques sur ce haut fond sont restés faibles. La tendance générale est la présence d'un volcanisme effusif abondant, émis dans des conditions littorales dans la partie nord de ce domaine et se réduisant progressivement vers le Sud dans la partie méridionale de la Zone de Saman.

c) Bassin méridional: Au Sud de la région étudiée, après un régime lagunaire à l'Eocène supérieur et une émergence à l'Oligocène, un régime très subsident s'installe et entraîne le dépôt de l'épaisse série de marnes et calcaires de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur.

D) LE PLUTONISME OLIGOCENE INFERIEUR

Dans la région de Saveh une importante phase intrusive granodioritique précède le volcanisme acide oligo-miocène.

J. Stöcklin (1968) a déjà remarqué que la plupart des intrusions granitiques et dioritiques en Iran sont liées au début de la période oligocène et postérieures à l'Eocène.

Dans le quadrangle de Zanjan, Hirayama et al. (1966) décrivent une importante phase intrusive granodioritique tardive ou post-éocène. Didon et Gemain (1976), Lescuyer et Riou (1976) ont mis en évidence à Meshkin Shahr et Mianeh une phase volcano-plutonique acide identique à celle de la région de Saveh. Les géologues russes distinguent dans le Petit Caucase des massifs granitiques post-éocènes (V.E. Khain, 1970).

Certains auteurs comme Bolourchi (1975) et Amidi (1975) ont mis en évidence une phase intrusive au Miocène. Annels et al. (1975) dans le quadrangle de Qazvin et Bandar-e-Pahlvi signale deux phases de plutonisme distinctes dans le Tertiaire de l'Alborz. Tout cela nous conduit à envisager deux phases d'intrusion plutonique, une première post-éocène, anté-oligocène datée dans la région de Saveh (cf. p. 156) et une deuxième miocène.

Dans la région de Saveh, ces intrusions se trouvent en de très nombreux points, toujours subaffleurantes et comportant une bordure basique. C'est au Nord-Ouest de Saveh que se trouve le batholite granitique le plus important. En relation avec ces plutons, il existe de nombreux filons aplitiques qui les recoupent ou bien sont sous forme de filons couches interstratifiés dans la série volcano-sédimentaire encaissante.

La mise en place de ces massifs plutoniques est sans doute en relation avec les grandes failles de la région.

IV - LE MIOCENE

=====

LA FORMATION ROUGE SUPERIEURE (Fig. 24)

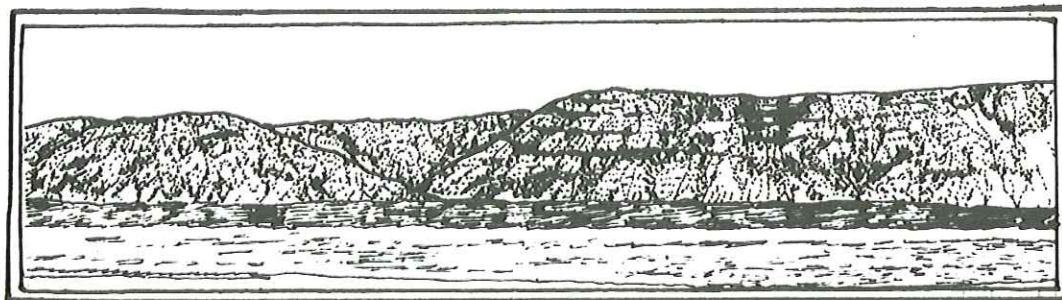


Figure:24 La Formation Rouge Supérieure (vue prise dans la dépression d'Eshtehard)

Le comblement des grands bassins miocènes, dans toute la partie centrale de l'Iran, s'effectue avec le dépôt de sédiments continentaux et évaporitiques que l'on désigne habituellement sous le terme de Formation Rouge Supérieure (Upper Red Formation).

Cette formation comporte un certain nombre de caractères lithologiques semblables à ceux de la Formation Rouge Inférieure; et seule l'intercalation, entre elles, de la formation de Qom permet de les distinguer.

Dans la région de Saveh, les dépôts de la Formation Rouge Supérieure sont bien représentés. Elle repose sur les calcaires de la Formation de Qom dans la Sous-zone sud et la Zone de Saman, alors qu'elle repose toujours en faible discordance sur les volcanites antérieures, éocènes et oligo-miocènes, dans l'autre sous-zone.

Nous n'avons jamais trouvé de fossiles dans cette formation. Toutefois, l'âge le plus récent obtenu dans les calcaires de la Formation de Qom sous-jacente est Burdigalien. Nous admettrons donc un âge burdigalien supérieur à vindobonien pour la base de cette formation.

L'âge supérieur est fixé par la légère discordance des conglomérats pliocènes sur cette formation à la suite des mouvements mio-pliocènes. La limite supérieure pour l'âge de cette formation sera donc ajustée sur la fin du Miocène.

L'épaisseur totale de cette formation est assez difficile à donner avec précision; c'est au centre des bassins qu'elle est la plus importante :

- . Au centre du bassin de Chelasban-Alishar, elle est de l'ordre de 500 m.

- . La série la plus épaisse se situe à l'Est de la région étudiée dans le soubassement de la plaine aride de Zavyeh. Elle est sans doute dans ce secteur de l'ordre du millier de mètres.

Au Sud-Ouest de la région étudiée, la lithologie de cette formation est caractérisée essentiellement par des dépôts continentaux de type détritiques : conglomérats, grès et marnes rouges.

Au Nord et à l'Est de la région étudiée, la lithologie de cette formation, qui est plus épaisse, est caractérisée essentiellement par des dépôts continentaux fins. Il s'agit de matériel détritique fin et évaporitique : grès rouges à jaunes et marnes versicolores, plus ou moins gypsifères.

Le bassin miocène occidental de Chelasban-Alishar représente ainsi la bordure de la zone à forte subsidence, qui enregistre le dépôt de milliers de mètres de sédiments de type "Plajà" d'âge mio-pliocène, et se raccorde vers l'Est à l'immense dépression désertique de Qom-Ardestan, soeur jumelle du grand Kavir d'Iran Central (d'après Stocklin 1968, Berberian 1976).

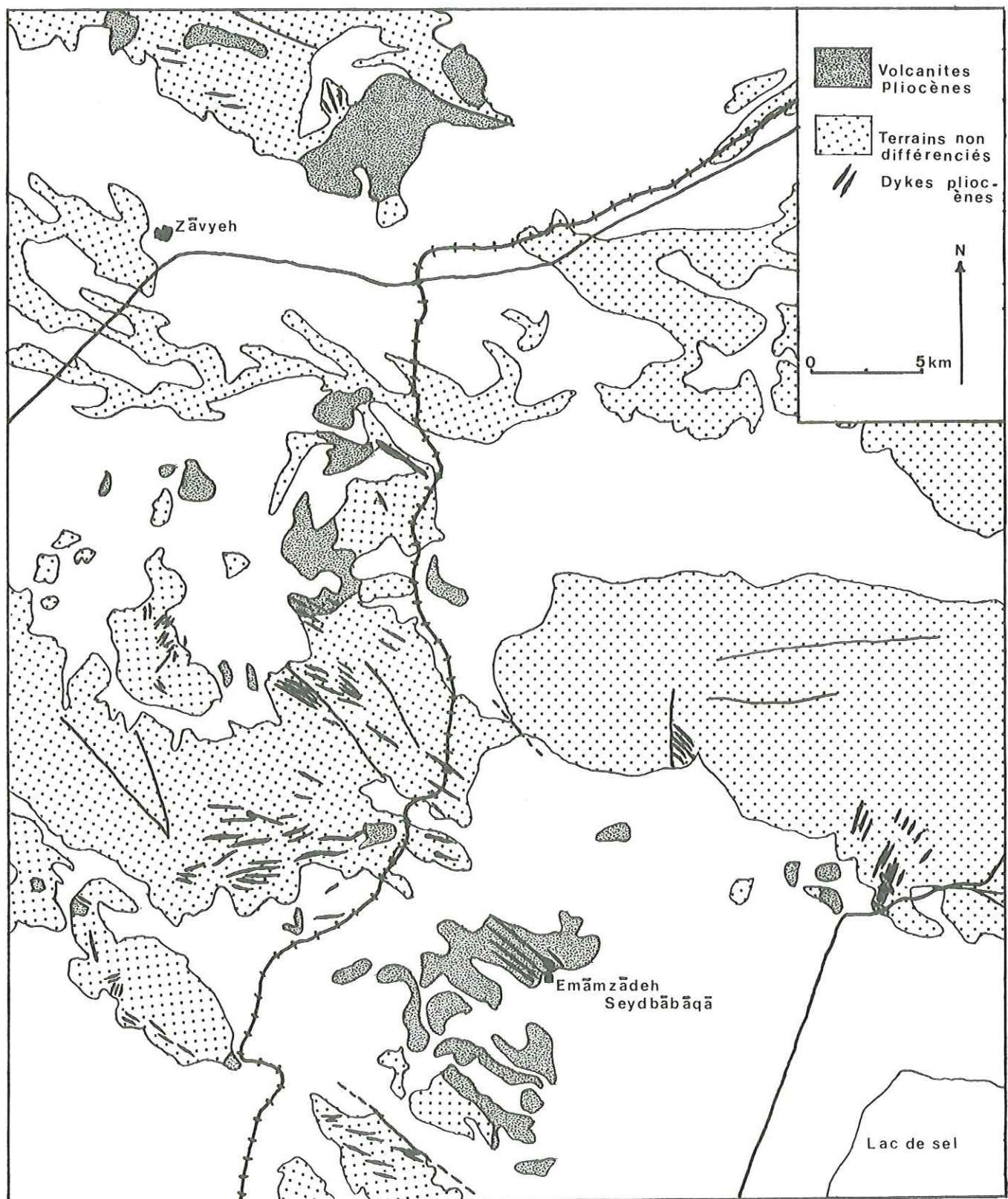


Figure:25 Carte de répartition des volcanites pliocènes.

V - LE PLIOCENE

=====

La phase tectonique post-miocène provoque le plissement préférentiel, parfois important, des formations plastiques du Miocène (Formation de Qom et Formation Rouge Supérieure). Les niveaux compétents antérieurs subissent un plissement moins conséquent ; l'effort tectonique provoquant plutôt un jeu relatif de blocs. Le Pliocène est marqué dès son début par un nouveau cycle volcanique important qui précède les épandages de conglomérats qui contribuent à combler les dépressions continentales, phénomène amorcé dès le Miocène.

A) LE VOLCANISME PLIOCENE (Fig. 25)

Un volcanisme d'âge tertiaire terminal est connu dans presque tout l'Iran (sauf dans le Zagros, le Kopet Dagh, et une partie de l'Est de l'Iran Central). En Iran Central, il a déjà été étudié par S.M. Amidi (1975), J. Didon et Y.M. Gemain (1976) et par R. Riou et J.L. Lescuyer (1976).

Dans la région de Saveh, une importante phase volcanique, à caractère essentiellement extrusif, a été attribuée à la période Pliocène ; les volcanites se localisent généralement dans le tiers oriental de la région étudiée. Elles recoupent le plus souvent les formations de l'Ensemble Supérieur de l'Eocène.

Au Nord-Est du secteur étudié, dans la grande plaine aride de Zavyeh, quelques lames extrusives émergent du manteau d'éboulis qui recouvrent leur base et dominent de près de 150 m le niveau général de la plaine dont le soubassement est entièrement constitué par la Formation Rouge Supérieure. Ce sont les seuls témoins dans la région de Saveh de volcanites semblant recouper les formations détritiques du Miocène.

Dans la région voisine de Qom, Emami nous a montré de magnifiques exemples d'une phase volcanique semblable à caractère doméen recoupant les formations sédimentaires du Miocène (Formation de Qom, Formation Rouge Supérieure).

Les produits de démantèlement de ces formes volcaniques se retrouvent dans les conglomérats faiblement discordants sur le Miocène, attribués au Pliocène.

Le volcanisme extrusif est représenté par un certain nombre de formes qu'il est possible de classer en deux familles (fig. 26).

1) Dykes et lames extrusives

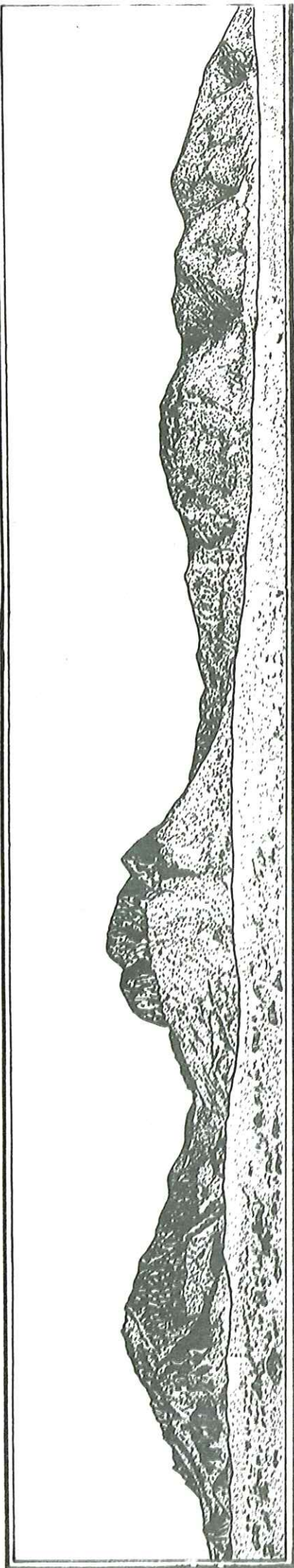
Un réseau serré de dykes, en relief, recoupe généralement les formations volcaniques éocènes plus altérées. Ces dykes andésitiques présentent un débit prismatique, ainsi qu'une bordure figée caractéristique. Leur puissance varie de un à une dizaine de mètres et on peut les suivre sur une distance de plusieurs kilomètres. Ils ont été généralement légèrement plissés par les mouvements plio-quaternaires (Phase wallachienne).

Au Nord-Est de Saveh, la direction générale des dykes andésitiques est de l'ordre de N 100 à N 110 ; dans la partie la plus orientale de la zone étudiée, elle s'infléchit progressivement vers le Sud et prend des valeurs de N120 à N140, et reste ainsi parallèle à la direction structurale générale de la région.

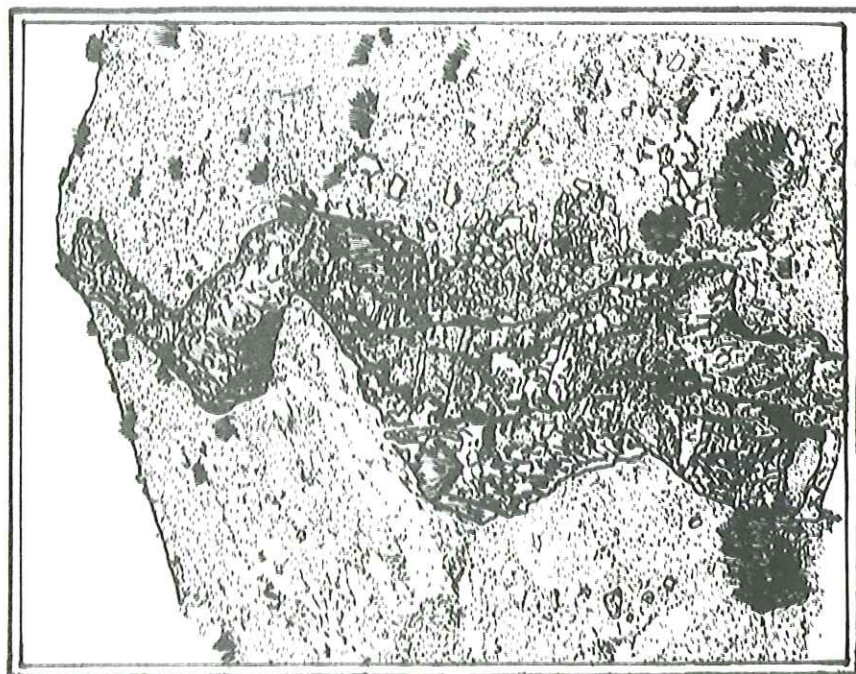
Les dykes passent parfois, à la suite d'un plus grand développement du phénomène d'extrusion, à de puissantes lames. Elles forment des reliefs très saillants au Nord-Est de Saveh. L'exemple le plus typique en est le Kuh-e-Pang (1554 m) qui recoupe les volcanites éocènes constituant les collines basses de la région.

Figure:26

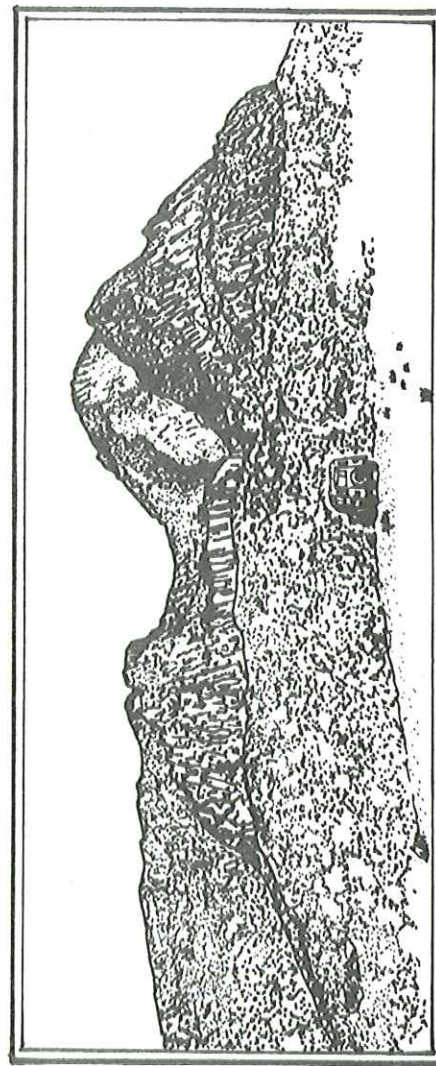
Morphologies volcaniques pliocènes:



Dômes et dômes-coulées du complexe du Kuh-e-Seydbabaga.



Dyke de
dolerites
andésitiques
(environs de
Hajiabad).



Lame extrusive du Kuh-e-Pang.

2) Dômes et dômes-coulées rhyolitiques

Ces formes constituent la seconde famille d'extrusions attribuées au Pliocène. Cette activité doméenne a été précédée par une faible activité pyroclastique que souligne la présence de quelques niveaux de tufs à lappilli à la base des dômes.

Ils ont une forme circulaire et leur toit est relativement plat. Ils possèdent parfois une magnifique prismation. Les appareils sont constitués par un complexe de plusieurs dômes auxquels s'associent des dykes, tels ceux décrits plus haut. Le meilleur exemple en est le Kuh-e-Seydbabaqa qui est légèrement ennoyé par les épandages récents du Quaternaire.

Les extrusions peuvent prendre également une allure plus basse, plus plate. Ce sont alors de véritables dômes-coulées auxquels s'associent souvent encore quelques dykes. Les meilleurs exemples se situent dans le secteur compris entre le Kuh-e Palang et la voie de chemin de fer, à l'Est.

B) LES CONGLOMERATS

Les conglomérats du Néogène supérieur sont connus dans tout l'Iran ; on donne le nom de "Conglomérat de Bakhtiary" à ce type de formation dans le Zagros, (Berthier et al., 1974) où on lui attribue un âge Plio-Pleistocène.

Dans la région étudiée, ils affleurent principalement le long de la route de Saveh à Hamadan et également de façon notable tout à fait au Nord, en bordure de la dépression salifère d'Eshtehard.

Ils constituent des reliefs de basses collines, brun clair, aux flancs légèrement ravinés ; ce qui leur donne une morphologie très particulière. Ils représentent une série d'environ 200 m d'épaisseur.

Les conglomérats reposent en discordance sur les formations antérieures et sont légèrement plissés par les derniers mouvements plio-quaternaires. Ils sont constitués par des galets de nature calcaire, volcanique, plutonique des formations antérieures emballés dans une matrice mal consolidée.

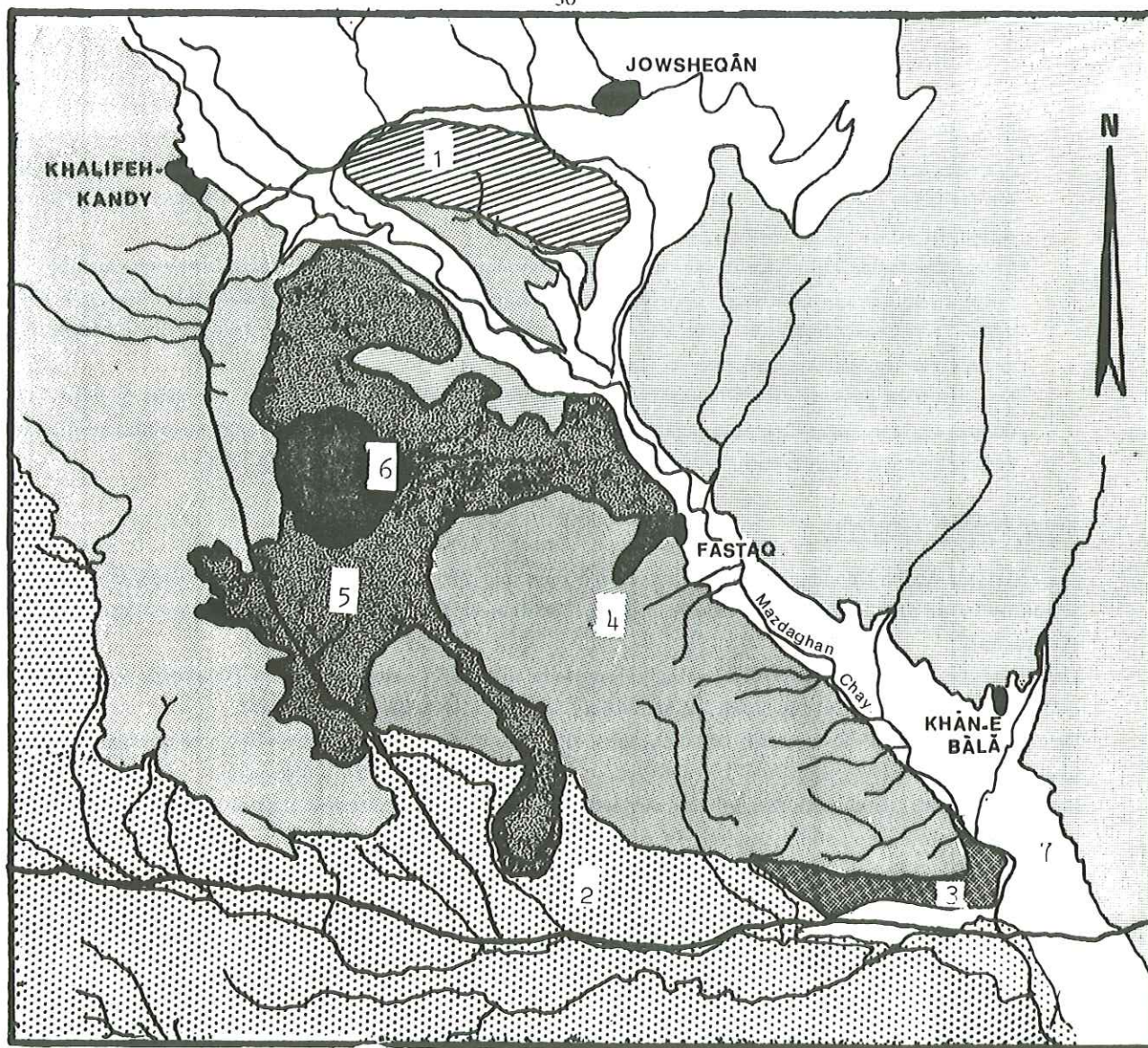


Figure:27 Carte de l'appareil quaternaire de Khalifeh-Kandy et de son environnement

- 1) Calcaires crétacés métamorphiques; 2) Marno-calcaires oligo-miocènes; 3) Formation Rouge Supérieure; 4) Terrasses quaternaires anciennes; 5) Basaltes; 6) Scories; 7) Alluvions récentes

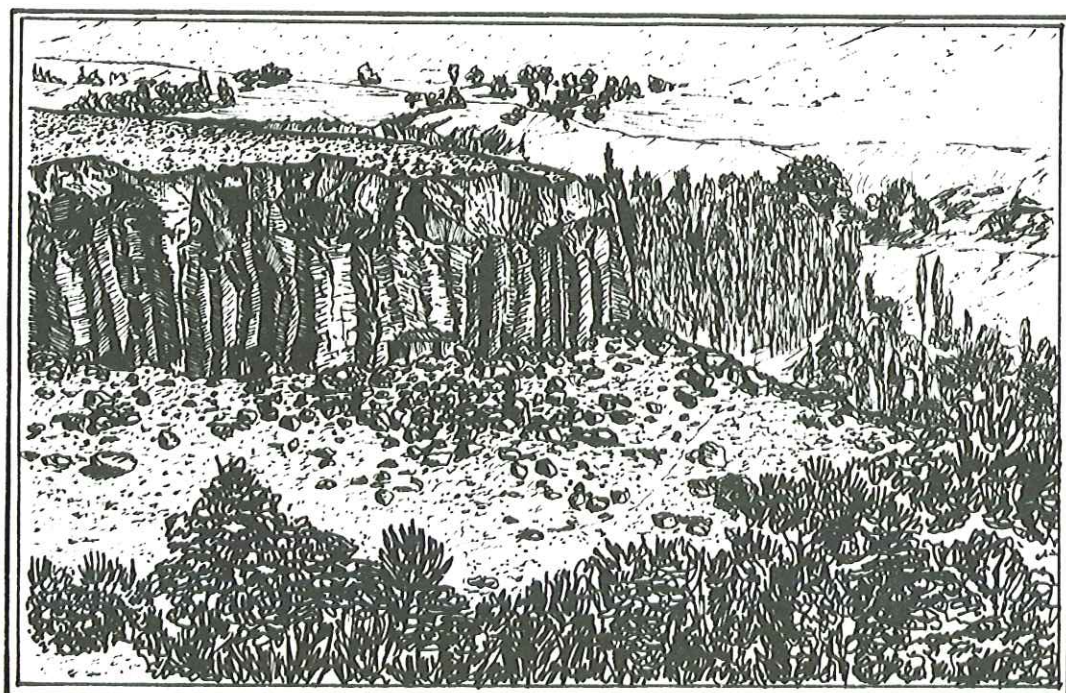


Figure:28

Front d'une coulée des basaltes quaternaires reposant sur les terrasses anciennes.

(à proximité du village de Fastaq)

VI - LE QUATERNAIRE

Le Quaternaire est marqué par un régime de sédimentation continentale et par une dernière phase volcanique réduite localisée au Sud-Ouest de la région étudiée.

A) LES TERRASSES ANCIENNES

Le comblement des bassins continentaux s'est poursuivi durant le Quaternaire ancien avec le dépôt d'alluvions peu évoluées constituées par des cailloutis de cohésion variable, à ciment grés-sableux. Les terrasses horizontales ont été observées jusqu'à l'altitude de 2400 m à l'Ouest de la région étudiée.

B) LE VOLCANISME QUATERNAIRE

Le Quaternaire ancien est marqué par une dernière phase volcanique qui se localise dans le secteur de Nowbaran, Khalifeh Kandy, à la limite entre la Zone de Saman et la Sous-zone sud (fig. 27).

Le volcanisme récent a été signalé dans la région voisine d'Avaj par Bolourchi (1975) ; il peut être comparé aux émissions du Kuh-e-Damavand (P. Allenbach, 1966) dans l'Alborz, du Kuh-e Sahand (Bordet et al., 1971-1974), du Kuh-e-Sabalan (Didon et al., 1976) en Azerbaïdjan et du Mont Ararat en Turquie-Arménie (M. H. Bolourchi, 1969).

Les émissions sont constituées principalement par des coulées de laves basaltiques qui recouvrent aussi bien les calcaires de la Formation de Qom (Sud de la route Qom-Téhéran) que les terrasses du Quaternaire ancien.

Ce sont des basaltes des plateaux au sens propre.

Le meilleur exemple de ce volcanisme récent est montré par l'appareil, témoin d'une activité de type hawaï-strombolien, qui s'élève faiblement à 4 kms au Sud-Est de Khalifeh Kandy.

Le centre éruptif est constitué par une accumulation de scories soudées, très fraîches, bien stratifiées auxquelles se mêlent quelques petites bombes scoriacées, arrondies, d'une vingtaine de centimètres de diamètre.

A la périphérie de ce cône, d'un kilomètre de diamètre environ, dont la structure générale a été fortement modifiée par l'érosion récente, s'étendent en plateau basaltique les coulées qui recouvrent largement les anciennes terrasses sur une superficie de près de 7 km². La surface de ce plateau présente une allure assez scoriacée.

Le front d'une coulée aux abords du village de Fastaq est de l'ordre d'une dizaine de mètres. Sur la section frontale, les basaltes présentent à la base de la coulée une prismation polygonale parfaite qui constitue une vraie colonnade. Plus haut, il s'agit d'une fausse colonnade ou la prismation est plus fruste et séparée de la précédente par une limite nette et régulière (fig. 28).

C) LES FORMATIONS SUPERFICIELLES RECENTES

Elles résultent du processus de démantèlement subactuel qui affecte tous les reliefs constitués par les terrasses et les formations plus anciennes. Nous regroupons sous ce terme les alluvions actuelles, les produits de remblaiement des vallées intramontagneuses, les éboulis, les glaciés de piedmont et la couverture des plaines.

D) LES DEPRESSIONS SALIFERES OU "KAVIR"

Il existe deux dépressions salifères dans la région de Saveh.

. La première est située dans la zone septentrionale du secteur étudié, au Nord d'Eshtehard; elle sépare les domaines montagneux d'Iran Central et les contreforts de l'Alborz vers Qazvin.

Cette dépression absolument désertique a une altitude de 1145 m ; elle est recouverte par un encroûtement blanchâtre de sels résultant de l'évaporation actuelle des eaux qui ont lessivé antérieurement les niveaux évaporitiques de la Formation Rouge Supérieure, en particulier.

. La deuxième dépression est plus importante encore, son altitude n'est que de 800 m. Elle se localise au Sud-Est du secteur étudié où elle représente un appendice de la grande dépression désertique de Qom-Ardestan.

Le drainage des eaux séléniteuses dans ces zones entraîne la formation de lacs peu profonds et de vaste étendue : Daryacheh - HowzSoltan et Daryacheh-ye Namak.

Les fluctuations du niveau de ces lacs associées au régime de très forte évaporation qui règne durant la saison chaude entraînent à leur périphérie la formation d'un désert de sel et d'argiles salifères.

Des sondages récents ont pu montrer la grande épaisseur de ces niveaux plastiques consolidés seulement en surface qui témoignent ainsi de la subsidence relative, actuelle, des grandes zones de dépression d'Iran Central (Dépression de Qom-Ardestan et Dasht-e Kavir).



CHAPITRE III

DYNAMISME DES ERUPTIONS VOLCANIQUES EOCENES

MÉCANISME DE MISE EN PLACE DES IGNIMBRITES

INTRODUCTION

Bien que les phénomènes volcaniques intéressent toute l'ère tertiaire dans la région de Saveh, nous ne traiterons dans ce chapitre que du volcanisme éocène. Les coulées de basaltes oligo-miocènes ne présentent pas d'intérêt particulier. Les extrusions pliocènes, bien que spectaculaires, n'apportent pas d'éléments nouveaux à la littérature abondante qui existe déjà. A notre avis, elles doivent surtout être étudiées en relation avec la tectonique les ayant produites. Enfin les quelques petits volcans plio-quaternaires ne représentent qu'un volume très faible et ne témoignent que d'une activité hawaï-strombolienne classique.

Avec une puissance de plusieurs milliers de m, et une extension de plusieurs centaines de km depuis la Turquie (Anatolie et petit Caucase) jusque dans la partie occidentale de l'Afghanistan, le volcanisme éocène revêt une importance considérable. Les différences de chimisme du magma allant de basaltes à des rhyolites permettent d'observer un volcanisme varié. De plus, le caractère tantôt sous-marin, tantôt aérien des éruptions, permet d'observer des dynamismes variés qui sont d'ailleurs à l'origine du découpage en trois ensembles de la série éocène. En effet, on a vu (p. 29) que ces trois ensembles correspondent parfois à des âges distincts, mais surtout à des conditions paléogéographiques différentes. Cette subdivision correspond aussi à des variations du dynamisme éruptif, chaque ensemble ayant un comportement volcanologique propre. Ainsi l'Ensemble inférieur nous a permis de considérer le dynamisme des effusions de laves rhyolitiques, ainsi que la mise en place de quelques strato-volcans andésitiques. Les Ensembles moyen et supérieur nous ont amenés à expliquer l'abondance des pyroclastites, donc à étudier le dynamisme de ces explosions volcaniques. Dans l'Ensemble supérieur, des variations paléogéographiques sur de courtes distances (voir p. 27) nous ont permis de mieux étudier les variations de dynamisme éruptif, en fonction de la possibilité d'intervention de l'eau de mer à un moment quelconque de l'éruption. Une partie importante sera réservée au volcanisme sous-marin, classiquement cité en Iran mais encore peu étudié. Enfin un chapitre important concernera l'étude du dynamisme des coulées ignimbritiques (éocènes et oligocènes) émises en milieux subaérien et sous-marin.

I - LE VOLCANISME EFFUSIF ET LES STRATO-VOLCANS DE L'ENSEMBLE

INFERIEUR

Dans l'Ensemble inférieur, le magma rhyolitique se met en place essentiellement sous forme de dômes et dômes-coulées. Des formes en coupoles sont bien visibles au Nord de Sangak où la lave ne montre pas de structure d'allongement, comme si elle avait été figée sur place dès son extrusion. Un peu à l'Ouest de Bagh-gara, les plans de fluidalité apparaissent extrêmement sinueux, dessinant de larges vagues successives, et constituant le faciès, peut-être mal nommé, de "rhyolite fluidale". Un peu au Nord-Est de Sangak, de telles rhyolites fluidales apparaissent autobréchifiées, la pâte étant devenue trop visqueuse pour supporter les déformations imposées par la poussée du magma. L'extension des coulées épaisses et des dômes-coulées est plus grande, et les plans de fluidalité, bien que légèrement sinueux, restent grossièrement parallèles.

Les strato-volcans andésitiques sont peu nombreux, mais constituent de beaux appareils bien circonscrits, où les alternances de coulées andésitiques et de brèches pyroclastiques ou de lapillitufs sont régulières.

L'appareil situé un peu au Nord de Zambar, bien que partiellement démantelé par de grandes failles longitudinales, en constitue un bon exemple. Son extension actuelle peut être évaluée à 8 ou 9 km, son épaisseur à plus de 800 m. Coulées et intercoulées de pyroclastites ont de 10 à 15 m d'épaisseur. Les niveaux de lapillitufs à fragments de 1 à 2 cm sont les plus fréquents. Les éléments y apparaissent assez rarement scoriacés et quelques fragments de socle sont visibles. Dans les brèches pyroclastiques, les blocs vont de 3 à plus de 100 cm. Ces gros blocs, localement très abondants, signalent sans doute la proximité du centre éruptif. Certains niveaux d'agglomérats sont constitués de bombes arrondies, si serrées les unes contre les autres que la matrice y est pratiquement inexistante. Quelques bombes en fuseau témoignent localement d'une activité strombolienne.

II - LE VOLCANISME EXPLOSIF - LES PYROCLASTITES DES ENSEMBLES

MOYEN ET SUPERIEUR

A) LES ERUPTIONS DE MAGMA ACIDE (RHYOLITIQUE)

- Les tufs rhyolitiques constituent l'essentiel des volcanites de l'Ensemble moyen, mais se retrouvent aussi souvent dans certaines séries vertes de l'Ensemble supérieur. Leur couleur est claire, parfois blanche, souvent verte dans l'Ensemble moyen. Les éléments pyroclastiques sont toujours très fins. En fonction de la nature de ces éléments on peut différencier plusieurs types.

- Les tufs à cristaux sont constitués de 60 à 90 % de cristaux. Dans certains cas le quartz est abondant, souvent avec de beaux golfes de corrosion. Mais d'une manière générale, les feldspaths sont tout de même plus fréquents. En général ce sont des plagioclases acides, albite, oligoclase ou andésine. En fait des cristaux sont rarement entiers et se présentent presque toujours sous forme de fragments anguleux, d'esquilles extrêmement pointues, témoignant de la violence des éruptions. La matrice montre soit de très fines recristallisations quartzo-feldspathiques, soit de la calcite, avec des plages plus ou moins abondantes de minéraux argileux et chloriteux. Des foraminifères y sont parfois associés, Nummulites, Globigérines et Radiolaires. Ces cristaux se présentent souvent sous forme de lits parallèles séparés de niveaux plus fins.

- Dans les tufs lithiques les éléments pyroclastiques sont des fragments de lave. Ils sont vitreux, ou l'étaient à l'origine, et montrent souvent des plans de fluidalité. Certains fragments de couleur jaune, jaune orangé ou brun rouge, sont peut-être des verres hydratés, de type palagonite. En lumière polarisée ils montrent des plages à extinction roulante, plus ou moins sphérolitiques. Les verres basaltiques hydratés de type palagonite se reconnaissent en général à leur faible indice de réfraction et à leur haute teneur en eau de constitution.

L'indice observé est de 1,54 à 1,55 et la teneur en eau semble n'être que de 5 % (contre 18 à 25 % pour la palagonite) ces valeurs différentes s'expliquent sans doute par le fait que ces verres sont acides (voir chapitre-volcanisme sous-marin et phénomènes d'argilisation). Ceci expliquerait d'ailleurs bien le fait que ces verres n'aient pas été argilisés. En effet tout verre hautement hydraté est très facilement altéré et subit rapidement une argilisation.

Les tufs à cendres vitreuses sont clairs, souvent blancs. La texture est isotrope ou à très fines plaquettes, la cassure parfois conchoïdale. Au microscope on ne discerne que quelques petits fragments de quartz ou de feldspaths anguleux, baignant dans une matrice extrêmement fine, recristallisée en un assemblage micro-cristallin quartzo-feldspathique, avec toutefois quelques plages de calcite. Dans quelques rares cas, de fines échardes de verre ont pu être observées.

Les tufs à ponces, centrimétriques, vertes car argilisées, sont facilement reconnaissables. Ces ponces sont des fragments de verre acide criblé de bulles ovoïdes ou de canaux plus ou moins parallèles. Le verre est parfois recristallisé en plage quartzo-feldspathiques, mais plus souvent il apparaît complètement argilisé. Les bulles sont remplies de quartz, calcite, chlorite ou minéraux argileux. Les ponces se présentent sous forme de lits parallèles, en général au sommet des bancs, sans doute en raison de leur faible densité (ponces flottées). Evidemment tous ces éléments pyroclastiques, lorsqu'ils se sont déposés en milieu marin, peuvent être associés à des éléments épicroclastiques provenant de l'altération chimique et de la désagrégation mécanique de roches variées. Cela constitue alors des tuffites (Blokina et al. 1959) où le matériel sédimentaire (épicroclastique) représente 10 à 50 % de la roche. Lorsque celui-ci dépasse 50 %, on parle alors de roche tuffogénique (grès ou marnes tuffogéniques). Ce type de roche n'est pas rare, car comme nous l'avons vu, le volcanisme acide est prédominant dans les séries vertes telles que l'Ensemble moyen. Or ceci mérite une explication et nous allons essayer de trouver l'origine de ce matériel volcanique ainsi que le dynamisme de sa mise en place.

Le volcanisme ayant produit ce matériel apparaît extrêmement explosif, car tous les éléments pyroclastiques décrits sont extrêmement fins. La forme très anguleuse de ces éléments ainsi que leur répartition sur de vastes surfaces confirment cette hypothèse. Cette deuxième remarque amène aussi à penser que ces produits ont dû être entraînés dans des nuages éruptifs à très haute altitude, capables de véhiculer leurs cendres sur de vastes surfaces. Cela expliquerait bien le fait que ces tufs acides aient constitué l'essentiel des volcanites en domaine marin, loin des centres d'émission.

Mais l'existence de fragments hydratés (palagonite ?) et argilisés (voir pages précédentes) tendrait à montrer que certaines éruptions ont dû être sous-marines (voir chap. Volcanisme sous-marin et phénomènes d'argilisation). Toutefois leur répartition sur de vastes surfaces interdit les éruptions à profondeur importante, car dans ce cas les cendres n'auraient pas pu atteindre l'atmosphère. Il faut donc admettre que la plupart des centres d'émission se situaient sur la plate-forme continentale, ou en bordure de mer.

Nous en sommes réduits à cette hypothèse car nous n'avons jamais rencontré de formes indiquant la proximité d'un centre d'émission. La bibliographie concernant ce type d'éruption est peu importante. Signalons l'article de H. Pichler (1965), où l'auteur décrit des hyalocastites rhyolitiques peu stratifiées et toujours proches de dykes ou de dômes. Le type dynamique proposé est identique à celui d'éruptions historiques telles que celles des îles Bogoslof (chaîne des Aléoutiennes) où "des dômes de lave finirent par émerger de l'eau avant d'être soufflés par des explosions énormes. Plusieurs éruptions successives finirent par construire un anneau circulaire de blocs. A l'intérieur des lagons ainsi formés, des dômes continuaient à pousser" (Jaggard, 1930).

N'ayant vu aucun anneau circulaire de blocs devons-nous adopter un autre dynamisme pour les éruptions sous-marines de la région de Saveh ? Il est possible aussi que ces formes d'accumulation peu nettes nous aient échappé et avant de tirer des conclusions, d'autres prospections devraient être entreprises.

A notre avis la question est d'importance car ces tufs acides (acidic tuff, dacitic tuff) ont été abondamment décrits dans toutes les séries vertes d'Iran, sans que personne ne soupçonne jamais leur lieu de provenance et leur mode de formation.

B) LES ERUPTIONS DE MAGMA INTERMEDIAIRE A BASIQUE. CENTRES ERUPTIFS ET PYROCLASTITES ASSOCIEES

Ce sont les basaltes, les andésites et les latite-andésites de l'Ensemble supérieur. Leur volume est inférieur à celui produit par le volcanisme rhyolitique précédemment décrit, mais leur étude est plus intéressante car de nombreux appareils volcaniques ont pu y être observés. De plus, en fonction de la paléogéographie, nous avons pu distinguer deux types de centres éruptifs associés à deux types de pyroclastites. En domaine aérien, ce sont des cônes volcaniques mixtes classiques. Dans un domaine où l'eau pouvait se trouver en contact avec le magma éruptif avant ou pendant l'éruption, les coulées disparaissent au profit de pyroclastites toujours très fines. Ces dernières éruptions, de type phréatomagmatique, limitées à la frange cotière, à des zones lagunaires ou marécageuses seront différenciées des éruptions franchement sous-marines (en-dessous de 50 m de profondeur environ) que nous étudierons plus loin.

1) Les appareils aériens à cônes mixtes

Dans les parties exondées de l'Ensemble supérieur, suffisamment éloignées des "séries vertes" locales, on rencontre des volcans à cônes mixtes constitués d'un empilement de coulées et de pyroclastites en alternances régulières. La nature pétrographique des coulées et des pyroclastites est en général assez homogène dans tout l'appareil.

Dans les brèches pyroclastiques, les blocs sont anguleux ; ils sont arrondis en forme de bombes, dans les agglomérats. La dimension de ces éléments va de 2 à 30 cm, rarement plus. Les lapillutufs sont plus fréquents. La dimension des lapilli est comprise entre 4 et 20 mm. Ils sont soit des fragments de lave non vésiculés, soit scoriacés. En général la matrice est constituée de calcite et d'oxydes de fer. Les fragments apparaissent peu altérés. Les vacuoles sont en général remplies de chlorites et de calcites. Ce sont des volcans classiques que l'on pourrait qualifier de stromboliens.

2) Les éruptions vulcaniennes de type phréatomagmatique

a) Les produits pyroclastiques

Ils sont toujours fins et pratiquement jamais associés à des coulées. Ils s'étendent sur de vastes surfaces en conservant les mêmes caractères. Ils sont souvent stratifiés et granoclassés. La stratification est bien visible lorsque l'induration des différents niveaux est inégale. Le granoclassement s'effectue sur des lits de 1 à 10 cm, et la rythmicité est irrégulière. Des structures en chenaux et des stratifications entrecroisées y ont parfois été observées, ainsi que des fossiles marins (huîtres, coraux et nummulites). Compte-tenu de la dimension des éléments, inférieure à 2 mm en général, on peut classer ces produits parmi les tufs à cendres (Fisher, 1961).

. Dans les tufs à cristaux, les plagioclases peuvent constituer jusqu'à 70 % de la roche ; pyroxènes et biotites sont plus rares. La dimension de ces cristaux passe de 2 millimètres à 10 microns, de la base au sommet d'un lit granoclassé. La matrice est en général constituée de calcite et d'oxydes de fer, avec quelques amas de chlorite.

. Dans les tufs lithiques, les fragments de lave montrent un fort indice d'abrasion. On l'évalue en effectuant sur un fragment pyroclastique le rapport entre le volume du cristal et le volume de la lave l'entourant (Meyer, 1972). En général l'indice est d'autant plus fort que l'éruption a été violente et le volume de matériaux émis plus important.

Les lapilli accréionnaires sont décrits dans ce chapitre car ils caractérisent un type particulier de dynamisme des éruptions de magma intermédiaire à basique ; mais en fait ils sont aussi abondants dans les éruptions de magma acide. Ils sont aussi connus sous les noms de pisolithes volcaniques, chalazoidites, mud pellets, grelons volcaniques, mud balls et tuff balls. Dans la littérature ils sont décrits comme des éléments globuleux, dont le diamètre varie de quelques mm à quelques cm, constitués de cendres pyroclastiques. La dimension de ces cendres diminue de l'intérieur vers l'extérieur.

Poulett-Scrope (1829) observa leur formation pendant l'éruption du Vésuve en 1822 : "ces pisolithes étaient formés par des gouttes de pluie tombant sur des cendres volcaniques très fines, et les unissant en globules sphériques".

- Hovey (1902) trouva des sphéroïdes de boue aplatis et desséchés sur le toit d'une maison pendant l'éruption de la Pelée en 1902.

structures
d'impact

lapilli
accrétionnaires

granoclasement

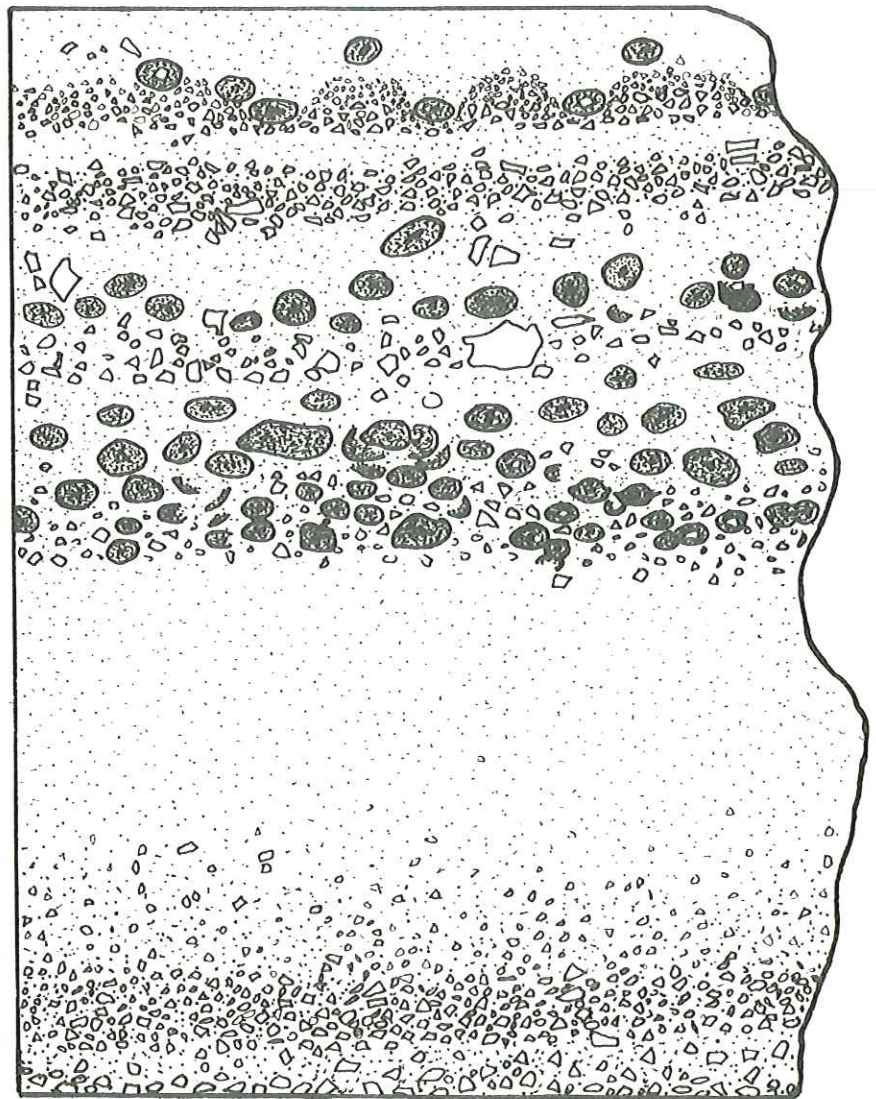


Fig. 29 LAPILLI ACCRETIONNAIRES DANS UN TUF GRANOCLASSE x 1

Fig. 30 LAPILLI
ACCRETIONNAIRE
x 30



. Lacroix (1904) a décrit la formation de lapilli accréionnaires en invoquant l'action de pluies fines sur des cendres chaudes formées par les nuées ardentes de la Pelée. Il nota qu'un globule de boue se formait autour de chaque goutte de pluie. Ensuite certains grossissaient par accréion d'autres cendres alors qu'ils étaient transportés par le vent.

. Jaggar (1924) et Stearns (1925) observèrent leur formation pendant l'éruption phréatique du Kilauea en 1924. "Des averses de boue pisolithique accompagnaient la plupart des spasmes explosifs. La pluie en tombant à travers l'air chargé de poussières formait des sphères de boue ou des pisolithes de 3 mm de diamètre".

- En Iran, nous les avons trouvés en de nombreux endroits, toujours associés à des tufs à cendres souvent granoclassés dans lesquels ils forment des niveaux plus ou moins bien individualisés et de faible extension latérale. Ce sont des sphéroïdes de 2 à 12 mm de diamètre, souvent aplatis, avec un axe d'aplatissement toujours parallèle au litage (fig. 29). Leur enveloppe externe peut être régulièrement convexe vers l'extérieur, ou bien comporter des parties concaves plus ou moins sinueuses. Elle peut être lisse, ou bien granuleuse comme la surface d'un pois sec. Ils apparaissent aussi souvent fragmentés, et des fragments de lapilli accréionnaires coexistent souvent avec d'autres entiers.

Ils sont constitués de débris pyroclastiques : fragments de cristaux, de lave ou échardes de verre. Leur structure est toujours concentrique (fig. 30).

. La taille des éléments décroît régulièrement de l'intérieur vers l'extérieur et passe ainsi de 500 à 3 microns.

. Il existe toujours un coeur central dans lequel les particules ne sont pas orientées. Quelquefois, il est occupé par un élément plus gros, nucléus ayant servi de centre d'accréion.

. Autour, les éléments sont orientés et disposés tangentiellement.

. La périphérie, par suite de sa finesse et de sa richesse en oxydes de fer, forme souvent une auréole plus sombre. Cette périphérie montre très souvent des structures d'impact et l'enveloppe apparaît alors enfoncée au contact d'un cristal.

Plusieurs faits semblent montrer que ces lapilli accréionnaires étaient déjà formés avant de retomber sur le sol :

. Ils se trouvent parfois dans des tufs granoclassés, sans structures de remaniements postérieurs.

. Les nombreux fragments rencontrés ne peuvent que s'être brisés lors de la retombée.

. Les structures d'impact (semblables à des "blocs fichés"), où l'on voit les lapilli accréionnaires constituer des niches dans les lits sous-jacents, ne peuvent s'expliquer que par une chute.

Ces lapilli se sont sans doute formés par accréion de cendres pyroclastiques dans un nuage éruptif. La phase fluide peut provenir soit de pluies accompagnant les éruptions, soit de la condensation de vapeur d'eau dégagée par des éruptions de type Surtsey dans lesquelles l'eau a un libre accès à la cheminée volcanique.

D'autres lapilli accréionnaires, de 5 à 14 cm de long, ont été rencontrés dans des tufs à stratifications entrecroisées. Leur grande dimension n'est pas ordinaire et pose un problème. La partie centrale, de 1 cm de diamètre, est sphérique et sa structure identique à celle précédemment décrite. Autour, les éléments sont disposés plus ou moins tangentiellement, mais la dimension des particules ne décroît pas progressivement vers l'extérieur, et de gros fragments y sont parfois inclus. Pour la partie interne, il est possible de retenir l'hypothèse de l'accréion dans un nuage éruptif. Par contre, pour la partie externe, les structures de chenaux et les stratifications entrecroisées associées à ces lapilli aux formes parfois très allongées et spiralées, conduisent à adopter l'hypothèse d'une accréion par roulement du lapilli primitif sur des cendres humides.

Certains auteurs (Walker - Croasdale, 1972) s'accordent pour estimer que ces lapilli accréionnaires peuvent parfois être considérés comme des marqueurs d'un type d'activité, qu'ils appellent type Surtsey, par opposition au type Stromboli-Hawaï. D'après ces auteurs, l'influence de l'eau est capitale et conditionne les différents types d'activité pour des magmas ayant pourtant le même chimisme. Nous reviendrons sur cette remarque dans le chapitre réservé à l'interprétation dynamique générale. Pour l'instant, retenons que deux conditions essentielles doivent être réunies pour la formation de ces lapilli. Tout d'abord, des cendres très fines, émises par des explosions de grande violence, provoquant des nuages capables de rester longtemps dans l'atmosphère. Ensuite une humidité importante, intervenant soit sous forme de pluies, faisant précipiter le nuage éruptif, ou plus rarement

permettant l'accrétion des cendres au sol.

b) Les centres éruptifs : volcans sans cônes ni coulées

Les centres d'émission ne sont trahis que par l'existence de blocs parfois énormes, localisés en des endroits bien précis. Ces blocs, d'un volume parfois supérieur à 1 m³, sont très anguleux avec des faces lisses aux contours géométriques. Ils sont disposés sans aucun ordre ni classement. Des blocs d'1 m³, 1 dm³ ou 1 cm³ coexistent avec des cendres. L'ensemble ne présente aucune stratification. Ces centres d'émission apparaissent quelquefois extrêmement nombreux, comme au Nord-Ouest du village d'Allah-Yar, où les conditions d'émission étaient certainement sub-aquatiques (voir chap. Stratigraphie).

A deux km, au Nord-Est du village d'Allah-Yar, nous avons rencontré une de ces formations à blocs, intrusive dans une série de molasses bien stratifiée. Cet appareil se présente sous forme d'un diatrème en forme d'entonnoir, dont le diamètre sommital (au niveau des derniers bancs de molasse) est d'environ 1 km, et de 500 m seulement 100 m plus bas (fig. n° 31). Au-dessus des derniers niveaux de molasse ("en surface"), on ne trouve qu'une couronne d'éléments pyroclastiques plus petits que ceux situés à l'intérieur.

Dans le diatrème, la fraction volcanique, une andésite à pyroxène, est entièrement pyroclastique, non stratifiée. Ces blocs, dont le volume varie de 1 cm³ à plus de 1 m³, sont extrêmement anguleux, (fig. 32) avec des faces lisses, parfois concaves. Les gros blocs ne sont pas altérés et ont souvent été dégagés de la matrice plus tendre par l'érosion. Lorsqu'ils ont un axe d'allongement, ces derniers ne sont pas toujours disposés horizontalement ; ils apparaissent alors plantés dans la matrice (fig. 32). Ces gros blocs sont surtout abondants à la base du diatrème, sur les 30 à 40 premiers mètres. Au-dessus, les gros blocs sont moins volumineux, moins nombreux et sont noyés dans une masse de pyroclastites plus petites de 2 à 10 cm de longueur. Celles-ci montrent souvent un cortex argilisé (vitreux à l'origine). Quelques blocs apparaissent même complètement argilisés. Dans cette partie haute du diatrème on peut parfois observer de vagues granoclassements. De la base au sommet, la proportion de matrice augmente. Elle est constituée de sables provenant sans doute des molasses constituant l'encaissant.

- Au sud d'Azbezan, un système de dykes signale un autre appareil, ayant produit quelques brèches pyroclastiques associées à de nombreuses coquilles d'huitres et une coulée de faible extension, noyée sous une masse de tufs très fins, noirs, bien stratifiés, et présentant des niveaux à lapilli accréionnaires.

c) Conclusion

Il semble que les différences de comportement volcanologique soient étroitement liées aux conditions du milieu d'émission. Plusieurs faits semblent le montrer :

- . à proximité des séries vertes, ou dans les séries vertes, les coulées andésitiques deviennent très rares, au contraire des pyroclastites ;
- . ces tufs à cendres sont parfois associés à des fossiles : huitres, coraux, nummulites, etc...
- . certaines particules jaune-orangé ont peut-être été hydratées (palagonitisées) au moment de l'éruption.

Le rôle de l'eau semble donc capital dans l'éruption de ces magmas intermédiaires à basiques, les rendant beaucoup plus explosifs et aboutissant à des formes d'accumulation typique :

- . des volcans sans cône ni coulée,
- . des éléments pyroclastiques fins s'étendant sur de vastes surfaces,
- . des cycles granoclassés de faible épaisseur, témoignant de la cadence élevée des éruptions,
- . des téphra aux formes plus anguleuses, jamais scoriacés, avec des surfaces lisses aux contours géométriques (téphra vulcaniens). L'indice d'abrasion des cendres (Meyer, 1972) est fort,
- . l'abondance de lapilli accréionnaires qui nécessitent des cendres fines, ainsi que l'action de pluies permettant l'accrétion.

Nous sommes en accord avec Walker et Croasdale (1972) qui ont déjà signalé les différences de comportement éruptif et donc de téphra émis, en fonction de la possibilité ou non d'accès de l'eau météorique à la cheminée volcanique.

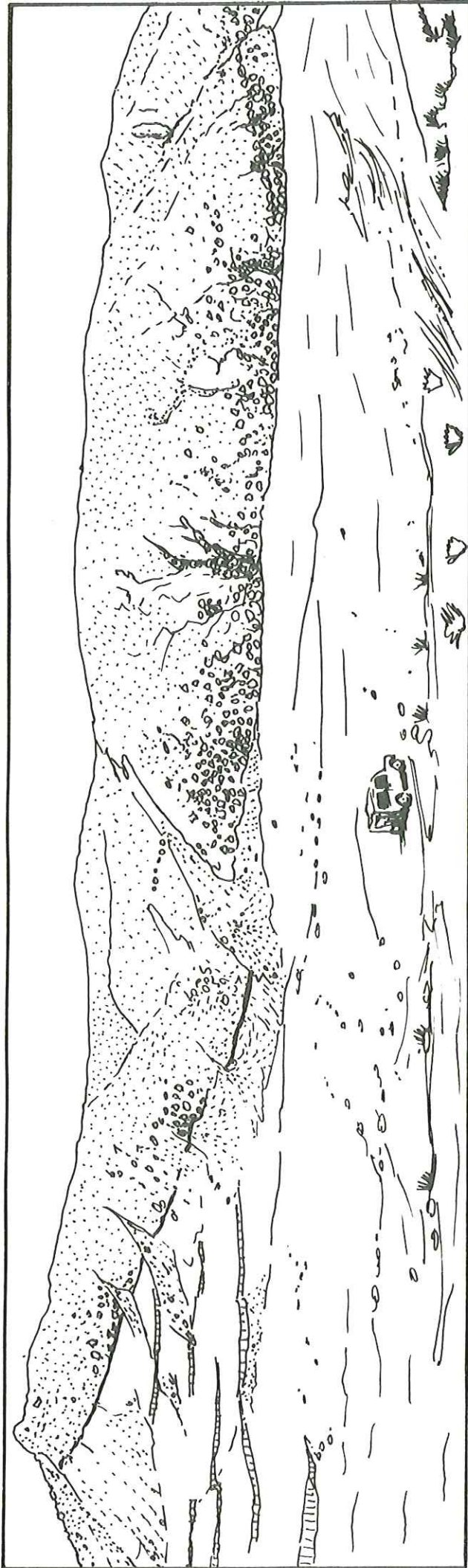


Fig. 31 DIATREME D'EXPLOSION INTRUSIF DANS UNE SERIE DE MOLASSES VISIBLE SUR LA GAUCHE DU SCHEMA

Longueur du panorama : 1500 m



Fig. 32 DETAIL DE LA PARTIE BASALE DE L'APPAREIL MONTRANT
LES BLOCS PYROCLASTIQUES ANGULEUX.

Notez l'absence de classement et la disposition anarchique des blocs.

Nous considérons donc que le milieu dans lequel ces éruptions ont eu lieu était subaérien, en bordure de mer, ou dans des milieux lagunaires ou marécageux. La présence d'eau a eu pour effet d'augmenter la puissance des explosions volcaniques, mais ces éruptions sont tout de même aériennes car les pyroclastites ont été répandues sur de vastes surfaces, à partir de nuages éruptifs. De plus, les pyroclastites sont en général peu argilisées au contraire des hyaloclastites qui elles, résultent d'éruptions franchement sous-marines. Enfin, les lapilli accréionnaires fragmentés et présentant des structures d'impact signalent que le milieu de retombée était aérien (fig. 29).

C) CONCLUSION - LES TUF DE LA REGION DE SAVEH ET LE VOLCANISME EXPLOSIF

L'abondance des tufs que nous venons de décrire signale un dynamisme très explosif. C'est en général classiquement admis, pour un magma de composition acide à intermédiaire. Mais cette tendance semble aussi liée aux conditions paléogéographiques, en Iran. En effet, les rhyolites de l'Ensemble inférieur se mettent en place, tranquillement, avec un dynamisme effusif. Ce n'est qu'avec l'arrivée de la mer lutétienne que les pyroclastites apparaissent en abondance. Les gaz produits par la vapeur d'eau surchauffée permettent de fragmenter la lave visqueuse en menus éclats. Les traces de ces gaz sont encore visibles dans les nombreuses ponces de l'Ensemble moyen. En fonction de la paléogéographie, des dynamismes d'éruptions variés apparaissent et aboutissent à des formes d'accumulation typiques. Nous avons résumé ci-dessous les différences essentielles entre les pyroclastites de magma intermédiaire à basique résultant d'éruptions aériennes et celles produites par les éruptions de type phréatomagmatique.

	Pyroclastites en domaine aérien	Domaine subaquatique
Couleur	sombre : noir, rouge, gris	sombre à verdâtre
Constituants	Eléments scories et fragments de lave indice d'abrasion faible	fragments de cristaux libres ou de lave à indice d'abrasion fort
	Matrice quartz, calcite, oxydes de fer	quartz, calcites, oxydes de fer, argiles
Etat des éléments	frais en général	souvent argilisés
Forme des éléments	globuleuse, scoriacée	anguleuse, clastique
Dimensions les plus fréquentes	lapilli de 5 à 20 mm	cendres de 2 à 0,1 mm
Lapilli accréionnaires	rare	fréquents
Granoclasement	peu visible	toujours très net, cm à dm
Epaisseur moyenne de la Formation	10 à 20 m	50 à 500 m
Localisation	associées à des coulées de lave dans des cônes mixtes	jamais associées à des cônes mixtes rarement à des coulées
Fossiles	jamais	huîtres, coraux et Nummulites

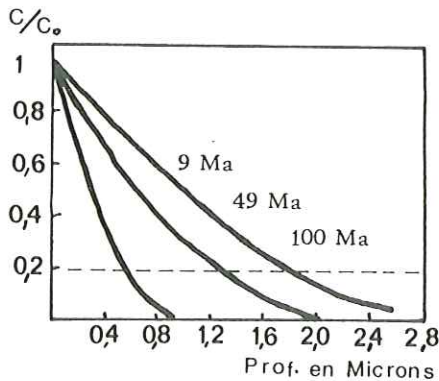
III - LE VOLCANISME SOUS-MARIN

A) LES PHENOMENES D'ARGILISATION, CONDITIONS D'HYDRATATION DES VERRES VOLCANIQUES

Nous avons déjà signalé (p. 21) que la couleur verte, due à la présence d'argiles est un bon critère de reconnaissance des séries marines de l'Eocène. Ces minéraux argileux proviennent de l'altération des verres volcaniques dans des conditions que nous allons essayer d'examiner brièvement. Nous écarterons tout d'abord l'hypothèse d'une altération hydrothermale ultérieure provoquée par d'autres phénomènes magmatiques (voir chap. altérations hydrothermales) car ces zones altérées ne sont pas localisées, mais couvrent de vastes domaines dans lesquels des évidences de série marine sont nombreuses (grès, marnes, calcaires à faune marine). Cela nous a donc tout naturellement amené à lier ces phénomènes d'argilisation aux conditions paléogéographiques marines qui régnaient sur de vastes surfaces pendant l'Eocène.

Tout le monde s'accorde pour penser qu'une teneur importante en eau est la condition première pour produire des argiles à partir de verres volcaniques. En effet, bien que le verre volcanique représente une phase instable à la surface de la Terre, le temps de cristallisation complète d'un verre naturel non hydraté à 25°C est extrêmement long (Marshall, 1961) et d'ailleurs on connaît des verres non altérés de 975 millions d'années (K/Ar - Philpotts et Miller, 1963). Même dans une ambiance marine ces verres peuvent ne pas s'altérer, et Arrhénius de remarquer (1963, p. 698) : "Les conditions déterminant la vitesse de décomposition et de dévitrification du verre volcanique dans les sédiments marins sont encore obscures. Tandis que de menues échardes de verre dans des sédiments mésozoïques sont indemnes d'altération, des dépôts quaternaires de cendres et de ponces ont été entièrement altérés en minéraux de type montmorillonite ou en phillipsite".

Les conditions d'hydratation des verres volcaniques doivent donc être examinées. La majorité des auteurs s'accordent pour penser que l'eau entre dans les verres volcaniques par diffusion (Marshall - Hawkins, 1961) et Marshall (1961) estime que le coefficient de diffusion à 20°C, voisin pour tous les verres, est très faible (de l'ordre de 10^{-10} cm²/million d'année). Donc à 20°C la vitesse d'hydratation d'un verre dans une ambiance saturée d'eau est très faible (fig. 33).

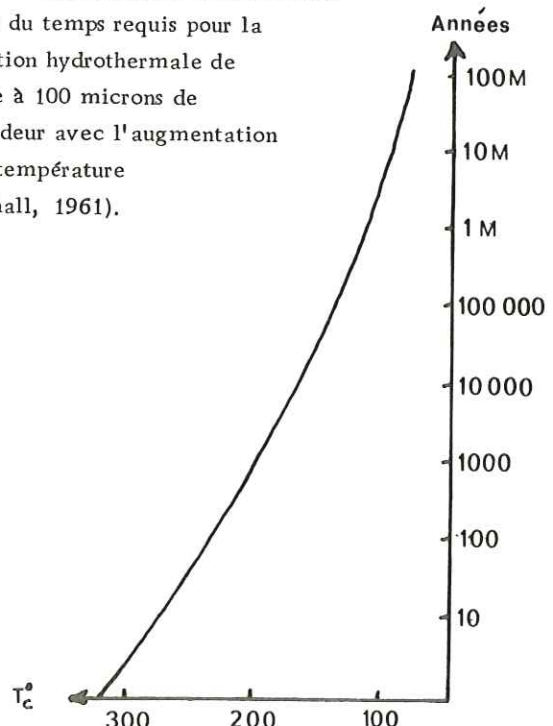


Courbes montrant la très faible vitesse d'hydratation du verre avec la profondeur (à l'intérieur du verre) à 20°C, bien que l'environnement soit saturé d'eau (Marshall, 1961). La ligne horizontale ($C/C_0 = 0.2$) indique la concentration à partir de laquelle la dévitrification débute dans un verre de composition intermédiaire (Bonatti, 1965).

Fig. 33

C : concentration de l'eau dans le verre
C₀ : concentration de l'eau à la surface du verre = 1

Fig. 34 Courbe montrant la décroissance très rapide du temps requis pour la formation hydrothermale de perlite à 100 microns de profondeur avec l'augmentation de la température (Marshall, 1961).



D'après l'observation de nombreux verres volcaniques d'âge connu, Marshall conclut que la vitesse de dévitrification consécutive à l'hydratation est de l'ordre de quelques microns pour 100 millions d'années.

En fait, des données expérimentales (fig. 34) montrent que dans une ambiance saturée d'eau, la vitesse de diffusion de l'eau dans un verre volcanique augmente considérablement avec la température.

Il faut donc admettre que ces verres volcaniques se sont hydratés au contact de l'eau pendant les quelques minutes ou les quelques heures ayant suivi leur éruption.

Le chimisme du verre volcanique intervient aussi : les verres acides résistent mieux à l'hydratation et à l'altération que les verres basiques. Dans un verre basaltique une teneur en eau de 15 % est suffisante pour permettre la cristallisation, alors qu'il n'en faut pas moins de 20 à 25 % dans un verre acide, par suite du plus grand nombre de liaisons Si-O, Al-O, (Marshall, 1961 - Bonatti, 1965). D'autres auteurs, (Scholze et Mulfinger, 1959 ; Hawkins, 1961), pensent que l'énergie d'activation pour la diffusion de l'eau dans le verre décroît proportionnellement à l'acidité du verre. Marshall (1961) et Bonatti (1965) en concluent que la vitesse d'altération (hydratation et cristallisation) est de 20 % plus rapide dans un verre basaltique que dans un verre acide. Et de fait, sur le terrain, nous sommes arrivés aux mêmes conclusions. Des laves et ignimbrites - laves rhyolitiques, dont la mise en place s'est sans doute effectuée dans des conditions aquatiques, car interstratifiées dans des sédiments marins fossilifères, conservent une très grande dureté et ne montrent aucune trace d'argilisation, alors que les laves andésitiques ou andésibasaltiques associées apparaissent souvent complètement altérées.

En conclusion, compte-tenu du fait que les volcanites acides prédominent dans ces séries vertes, ce deuxième argument concernant le chimisme, tend à renforcer encore la première hypothèse, à savoir que l'hydratation de ces verres volcaniques actuellement argilisés a dû se produire immédiatement après l'éruption, au contact de l'eau de mer. Pour les tufs, résultant d'explosions, on est obligé d'admettre que l'éruption a été sous-marine. En effet, un parcours aérien dans le cas d'une éruption aérienne aurait provoqué le refroidissement complet des particules pyroclastiques avant leur retombée dans la mer.

Pour les ignimbrites (voir par. Volcanisme ignimbritique), du fait qu'elles conservent leur température sur de grandes distances, il est difficile de donner une réponse précise. La plupart de ces ignimbrites, complètement argilisées sur toute leur étendue, résultent sans doute d'éruptions sous-marines. Par contre, d'autres nappes issues du continent, montrant seulement une base altérée, sont sans doute venues se refroidir seulement en bordure de mer ou dans des zones de lagunes ou de marécages.

B) QUELQUES TEMOINS D'UN VOLCANISME SOUS-MARIN : COULEES A PILLOWS ET CONES DE HYALOCLASTITES

Ce chapitre est réservé uniquement à l'étude de quelques formes typiques du volcanisme sous-marin. Celles-ci n'ont été rencontrées que rarement, toujours en bordure du continent, et il est probable que ces émissions volcaniques se soient produites à faible profondeur. D'ailleurs, elles semblent n'avoir existé qu'en bordure de petits bassins priaboniens, et dans l'Ensemble moyen aucune de ces formes, coulées à pillows ou cônes de hyaloclastites, n'a pu être observée, sans doute par suite de la plus grande profondeur des bassins (voir paragraphe : volcanisme acide). Dans des domaines plus profonds, seuls quelques sills semblent s'être mis en place.

1) Les coulées sous-marines

Dans l'Ensemble supérieur, de nombreuses coulées émises sur le continent semblent avoir atteint la mer. Elles sont en général très altérées, avec parfois un débit en boules ovoïdes. Rarement des formes plus caractéristiques peuvent être observées, comme au Sud-Ouest du village d'Allah-Yar, où l'on rencontre des coulées vertes autobréchifiées, et des coulées à pillows.

Les coulées bréchiques sont constituées de blocs décimétriques monogéniques, plus ou moins anguleux, présentant presque toujours un cortex vitreux ou argilisé. Ces blocs peuvent être durs et en relief, ou bien complètement argilisés, prenant alors une couleur verte ou marron comme la matrice entourant les blocs. Quelquefois un niveau très argilisé avec quelques rares blocs constitue la semelle de ces coulées.

Les coulées à pillows se présentent sous deux aspects différents. La coulée peut apparaître argilisée sous forme de bandes vertes sinueuses mettant en relief des niveaux plus durs, arrondis et allongés selon des directions grossièrement parallèles. Localement ces niveaux durs sont identifiables à des pillows ovoïdes, présentant une tête renflée et un pédoncule aminci (fig. 35 et 36).

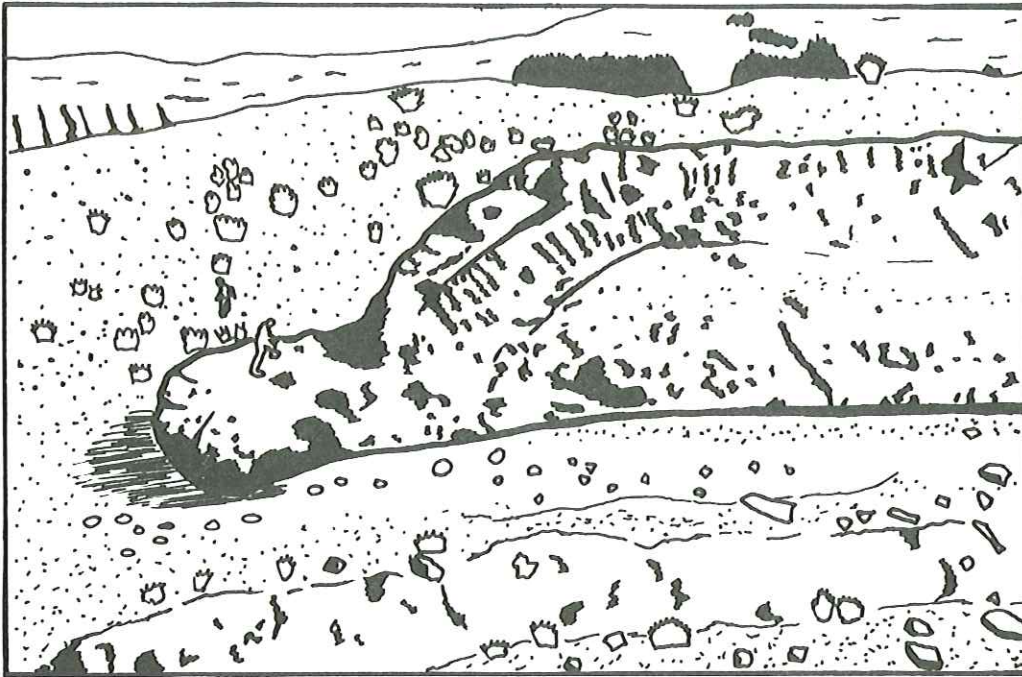


Fig. 35 FRONT D'UNE COULEE SOUS-MARINE

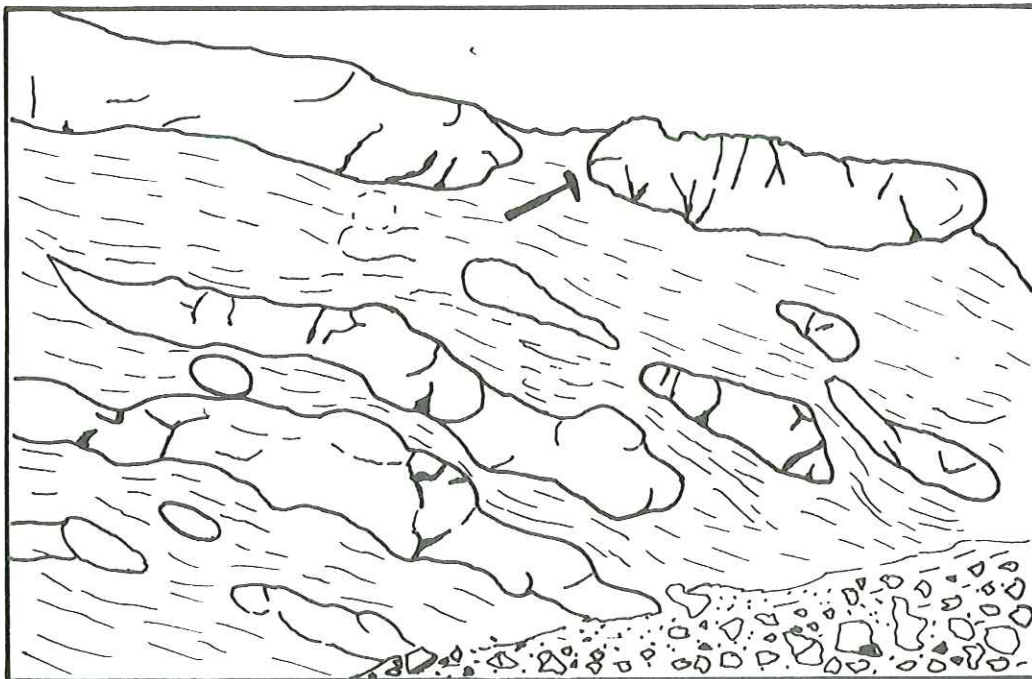


Fig. 36 DETAIL D'UNE AUTRE COULEE A PILLOWS ALLONGES

La coulée peut garder son homogénéité d'ensemble avec à la base une semelle vitreuse ou argilisée et au sommet de nombreuses fissures de retrait perpendiculaires à la surface d'écoulement (voir fig. 35).

Le front de la coulée est désorganisé, avec des zones argilisées, entourant des pillows arrondis, mais il fait corps avec la coulée. Au-dessus de la coulée, ce sont des roches argilisées ; en avant, des pillows arrondis dans une matrice argileuse verte.

En dehors de ces zones, des sills andésitiques ou rhyolitiques viennent parfois s'insinuer entre les couches sédimentaires. Selon Mc Birney (1963) un sill se met en place dans des sédiments tendres, gorgés d'eau, lorsque la pression exercée par la colonne magmatique devient supérieure à celle des sédiments au point considéré (point de faiblesse, interstrate par exemple). Le magma fluide, peut s'injecter assez loin, car la couverture de hyaloclastites formée et les sédiments poreux et non indurés sont de mauvais conducteurs et constituent une isolation thermique suffisante pour conserver un coeur fluide. D'ailleurs d'après Jaeger (1959) la température de contact entre sills et sédiments gorgés d'eau, de l'ordre de 600°C, diminue très vite dans les sédiments en fonction du temps et de la distance. De fait sur le terrain, nous avons fréquemment observé de tels sills avec des bords argilisés et un coeur central moins altéré.

2) Les cônes de hyaloclastites

Nous les avons rencontrés en plusieurs endroits ; toujours, semble-t-il, dans une paléogéographie de mer peu profonde :

Au Sud-Ouest de Bigerg, ils se trouvent entre des conglomérats indiquant le comblement du bassin de l'Ensemble moyen et des tufs et des coulées noirs témoignant de l'émersion du début de l'Ensemble moyen. La description de l'ensemble ressemble tout-à-fait à celle des pépérites de la grande Limagne (R. Michel 1953). A la base, ce sont des hyaloclastites typiques, granulés verdâtres, mal stratifiés, non granoclassés, entourés d'une matrice argileuse. Localement de gros blocs se reconnaissent. Des dykes, à bordure vitreuse sont entourés de blocs anguleux formés par autobréchification. Les laves sont bulleuses et les vacuoles sont remplies de calcite et chlorite, plus rarement de quartz (des filonnets d'opale recoupent l'ensemble). Le fond de la roche possède parfois de fines baguettes de zéolites. Dans certains cas des plaques de natrolite fibroradiée ont été rencontrées. Vers le haut certains fragments de laves deviennent jaune-orangé. Leur faible indice de réfraction, associé à une teneur en eau assez élevée (4 à 5 %), en fait des verres hydratés, "palagonitiques".

Les cônes de hyaloclastites du Kuh-e-Kowra Bolagh, par leur morphologie, constituent un exemple très intéressant (fig. 37 à 41).

Ils se distinguent facilement

- . par leur couleur vert olive, tranchant sur le noir des tufs et le blanc des ignimbrites sous-jacentes ;
- . par le fort pendage des lits de leurs pyroclastites faisant des angles de 30 à 45° avec les formations sous-jacentes ;
- . par leur induration plus faible, déterminant une zone de dépression topographique ;
- . enfin par leur forme lenticulaire, l'épaisseur de leur formation étant de 150 à 200 m et diminuant brusquement aux 2 extrémités situées à 2,5 km l'une de l'autre.

L'essentiel des projections est constitué de granules centimétriques verts plus ou moins bien agglomérés, mal stratifiés et ne présentant aucun granoclassement. On ne distingue que des lits plus ou moins foncés, se débitant parfois en boules. Les éléments pyroclastiques, lapilli de 1 à 10 mm, sont des fragments scoriacés de lave basaltique plus ou moins argilisés. Les vacuoles sont remplies de chlorite fibroradiée, plus rarement de calcite ou de quartz. Les feldspaths sont albitisés, séricitisés. Dans le fond, on reconnaît de la calcite, des chlorites et des amas d'oxydes de fer. La matrice entourant ces lapilli est constituée principalement de calcite et de chlorite en amas cryptocristallins ou en grandes gerbes fibreuses, et parfois de plages d'albite. Une diffraction sur agrégats orientés a permis de mettre en évidence de la corrensite. Certains niveaux lenticulaires de quelques mètres d'extension, aux contours sinueux, se différencient par leur couleur rouge et leur induration. L'échantillon montre des lapilli blancs, identiques par ailleurs aux autres, baignant dans une matrice rouge bourrée d'hématite (diffraction X). Au microscope, certains lapilli apparaissent moins "blanchis" que d'autres, avec un coeur central présentant de petits amas d'oxydes de fer. Il faut admettre qu'il y a eu lessivage des lapilli, avec migration du fer vers la matrice, sous forme d'hématite.

Fig. 37 PARTIE OUEST DU
KUH-E-KOWRA BOLAGH

- largeur du panorama: 2500 m

- puissance des affleurements:
800 m

1. tufs et ignimbrites

2. cônes de hyaloclastites

3. coulée pyroclastique sous-marine - 4. tufs et tuffites verts bien stratifiés - 5. coulée pyroclastique
du Kuh-e-Kowra Bolagh (voir p.96) - 6. emplacement du schéma ci-dessous

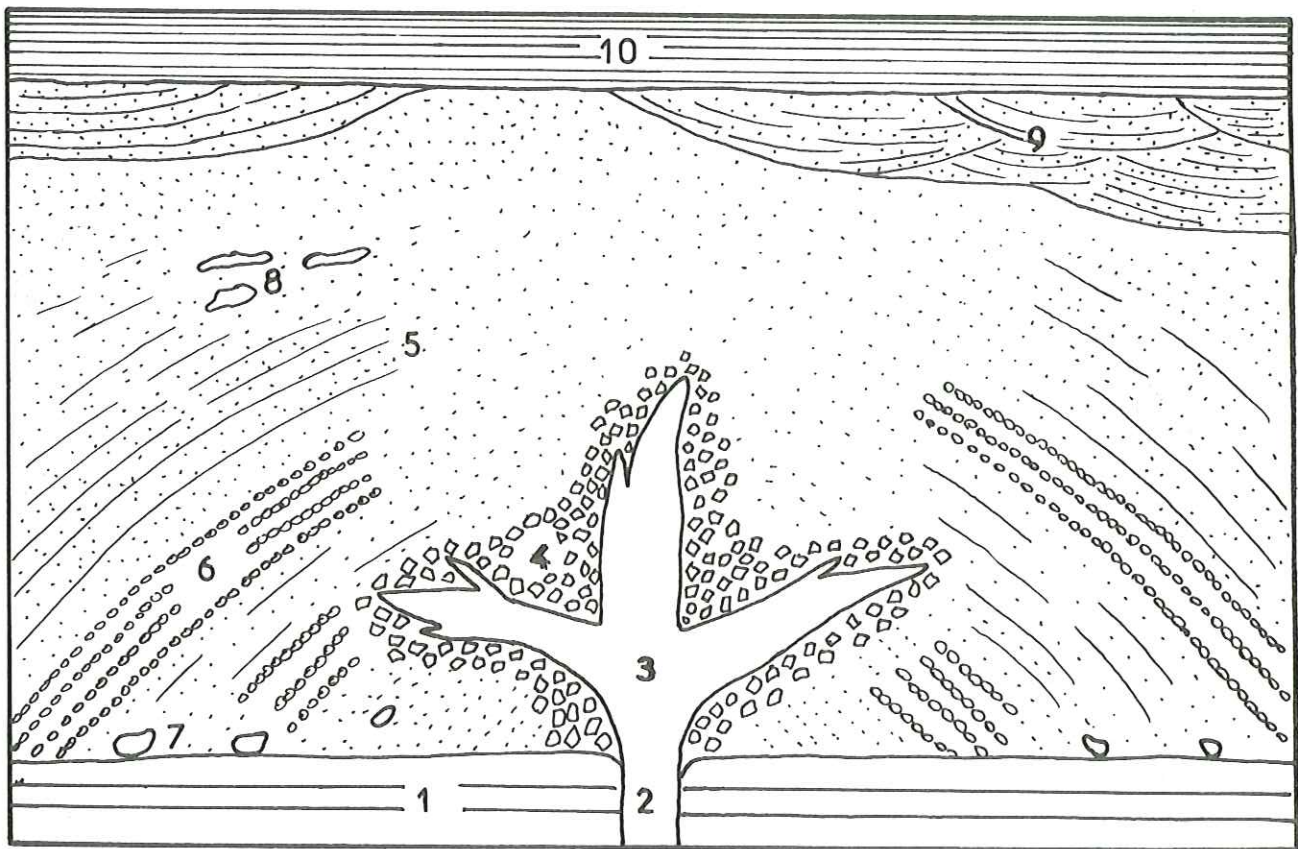
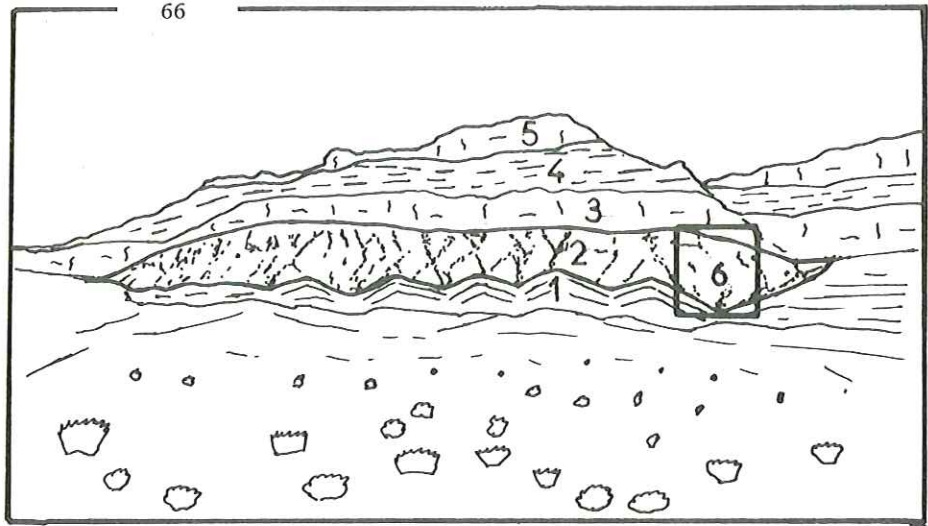


Fig. 38 SCHEMA D'UN CONE HYALOCLASTIQUE

1. bed-rock (tufs stratifiés) - 2. dyke d'alimentation (feeder dyke) - 3. faisceau de dykes à l'intérieur de l'appareil - 4. auréole de blocs anguleux - 5. hyaloclastites vertes granuleuses mal stratifiées - 6. niveaux à boules - 7. bombes fusiformes - 8. hyaloclastites à ciment hématitique - 9. hyaloclastites remaniées - 10. tufs verts sus-jacents, très stratifiés

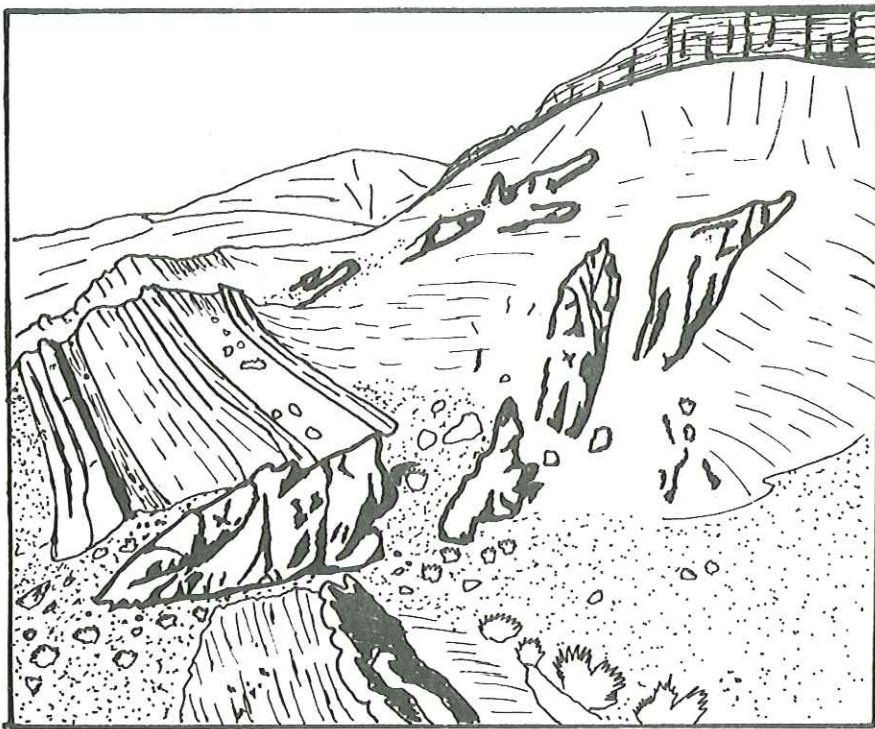


Fig. 39 LES CONES DE
HYALOCLASTITES
AVEC LEURS DYKES
D'ALIMENTATION
INTRUSIFS DANS LE
BED-ROCK STRATIFIE
(voir sur fig. 37 l'emplacement
de ce dessin)

Fig. 40 DETAIL D'UN DYKE ET
DE SA BORDURE
AUTOBRECHIFIEE

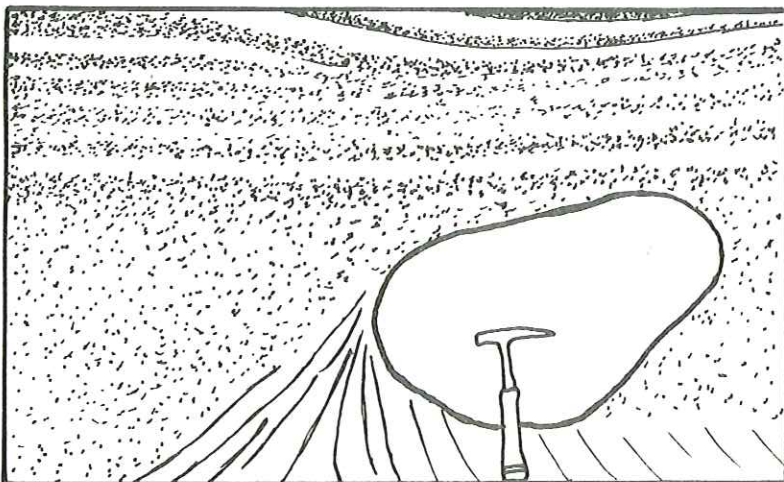
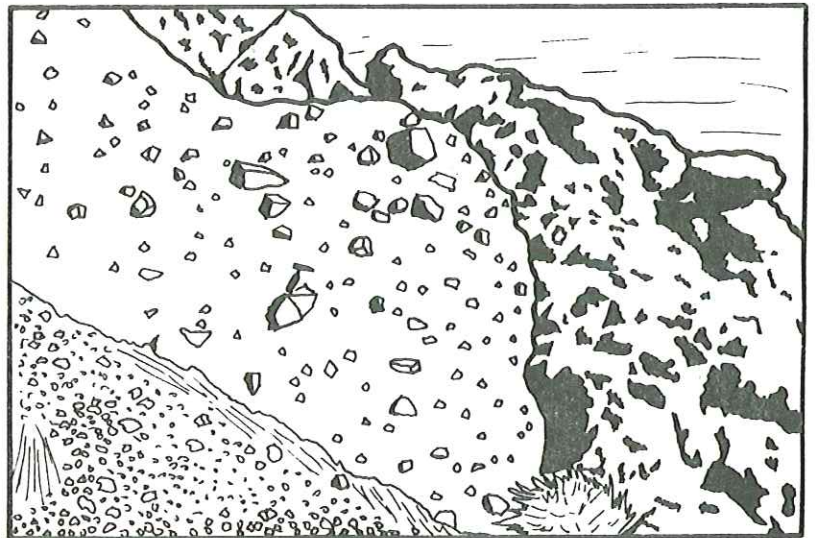


Fig. 41 BOMBE VOLCANIQUE
DANS LES TUF
HYALOCLASTIQUES
MAL STRATIFIES

Certains niveaux sont constitués de boules vertes ovoïdes, surtout dans la partie médiane et basale des appareils. Ces boules de 3 à 15 cm montrent toujours, une fois sciées, un nucléus central constitué d'un gros lapilli ou d'une petite bombe scoriacée présentant une zonation concentrique et un cortex vitreux. Les contours sinueux et vacuolaires de ces éléments sont recouverts d'une gangue de 1 à 10 mm donnant à l'ensemble une forme plus ovoïde. Cette gangue, riche en chlorites, calcite et débris scoriacés, est difficilement interprétable. Il est possible que la partie interne soit le résultat de l'altération de la partie externe du nucléus, à laquelle seraient venus s'agglomérer des éléments de la matrice après la retombée du bloc sur le sol.

Dans la partie basale de l'appareil on rencontre quelques grosses bombes volcaniques (jusqu'à un mètre de long), plus ou moins fuselées (fig. 41). Dans toutes ces pyroclastites, les xénolithes d'ignimbrite blanche du substratum sont fréquents.

Toutes ces hyaloclastites sont disposées symétriquement par rapport à une ligne verticale, qui dans la partie basale est représentée par un dyke intrusif dans le substratum. Quatre bouches éruptives ont été ainsi mises en évidence. Mais dans la partie haute, des structures en chenaux, des stratifications entrecroisées, signalent que des courants marins ou des slumpings ont remobilisé le toit de l'appareil (fig. 38).

Quatre bouches éruptives situées à une centaine de m l'une de l'autre ont été mises en évidence dans la partie est de cette formation. Dans le substratum, chacune de ces bouches éruptives de 10 à 20 m de large, est occupée par un dyke de basalte doléritique possédant des trains de bulles parallèles aux épontes. Sur les bords, la lave apparaît parfois autobréchifiée.

Dans l'appareil, ce dyke se divise en un faisceau divergent dont trois ou quatre branches sont visibles à l'affleurement (fig. 38). Chacune de ces branches comporte des apophyses, sorte d'antennes de faible extension. Elles se trouvent en relief, l'érosion ayant dégagé les parties externes (hyaloclastites) plus molles. La bordure de ces dykes est souvent vitreuse, avec des fentes de retrait polygonales.

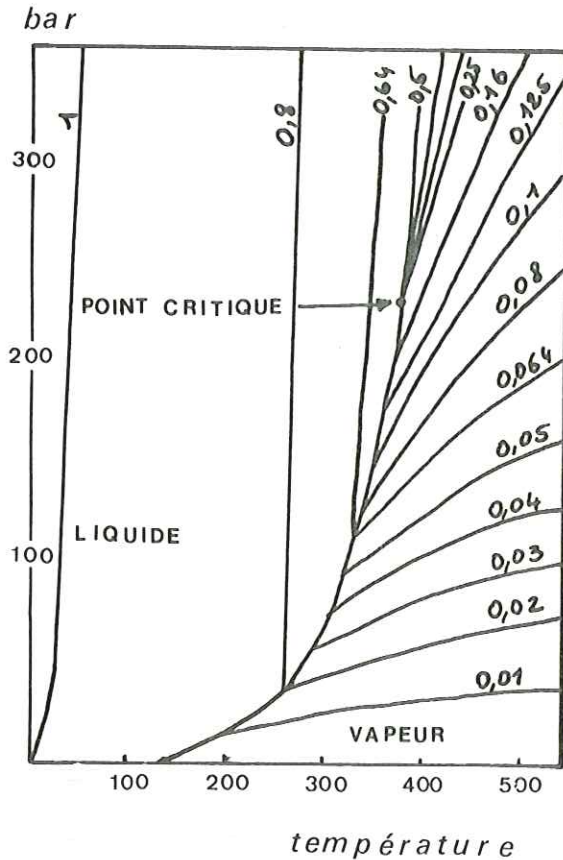
Ces dykes sont presque toujours entourés d'une auréole de blocs de 10 à 90 cm de long, anguleux, à faces géométriques. Dans tout le domaine d'extension, toujours limité à une dizaine de m autour des dykes, ces blocs ne montrent aucun classement, aucune stratification (fig. 40). Ce sont des fragments de lave, identique à celle des hyaloclastites et des dykes associés, avec quelques xénolithes de l'ignimbrite blanche du substratum. L'extension maximale de ces dykes ne dépasse jamais les 2/3 du rayon de l'appareil (fig. 38).

L'interprétation dynamique que l'on peut donner est la suivante :

Le magma riche en gaz a explosé sous la mer, envoyant quelques bombes fusiformes, mais surtout des lapilli qui, au contact de l'eau, ont sans doute été encore divisés en particules plus fines par des explosions aqueuses. Plusieurs bouches éruptives (au moins quatre), situées sur une même ligne, fonctionnaient sans doute ensemble; car on observe des intrications de lits, à la limite entre deux appareils. Les hyaloclastites retombaient à proximité immédiate de leurs bouches éruptives, constituant ainsi des cônes à pente forte, de 30 à 45° et non pas des anneaux circulaires. Il faut admettre alors que l'éruption s'est produite à une profondeur trop importante pour que les fragments de lave atteignent la surface. En accord avec Tazieff (1973) "Les paraboles qu'ils décrivent sous l'eau se réduisent dès lors à des aller-retour verticaux et ils retombent dans le voisinage immédiat de l'évent qui les avait vomis". En fin d'évolution le magma moins explosif s'insinue à travers l'appareil, recoupant les lits d'hyaloclastites encore gorgées d'eau. La bordure des dykes au contact de l'eau, se refroidit brusquement, forme une croûte bientôt fragmentée en blocs anguleux par la poussée du magma sous-jacent en cours d'ascension. Ce processus se répète un grand nombre de fois et la dernière montée de magma s'effectue dans l'autobèche produite qui est encore gorgée d'eau car la bordure du dyke est encore vitreuse et possède des fentes de retrait polygonales. Par la suite, des courants marins remobilisent la surface des appareils et resédimentent les produits dans des chenaux, constituant des stratifications entrecroisées.

3) Conditions physiques régnant lors d'éruptions sous-marines. Problème de la profondeur.

Les deux caractères fondamentaux des conditions physiques d'éruptions sous-aquatiques, sont d'une part, la présence d'une phase liquide entourant la lave en éruption, d'autre part l'existence d'une pression hydrostatique augmentant avec la profondeur. L'eau entourant le magma incandescent peut augmenter la puissance de l'explosion, par vaporisation. Par contre une trop grande pression hydrostatique peut empêcher l'expansion des gaz, et par suite l'explosion.



A partir d'une pression de 216 bars, la différence de densité entre la phase liquide et gazeuse devient trop faible pour que se produise une explosion. C'est le point critique de l'eau (fig. 42). Cela limite donc déjà vers 2200 m la profondeur à laquelle une éruption peut provoquer la vaporisation de l'eau de mer (Mc Birney, 1963).

Fig. 42 VARIATIONS DE LA DENSITE DE L'EAU AVEC LA T° ET LA P
(d'après Goguel, 1953)

Mais l'éruption doit tout d'abord être explosive, ce qui dépend essentiellement de la température du magma, de sa teneur en gaz et de la pression du système (Mc Birney, 1963). La figure 43 montre qu'en fait la profondeur maximale à laquelle l'éruption peut devenir explosive est surtout fonction de la teneur en eau du magma (courbe de température de vésiculation du magma et courbe du rapport en volume gaz/liquide, toutes deux pentées à droite).

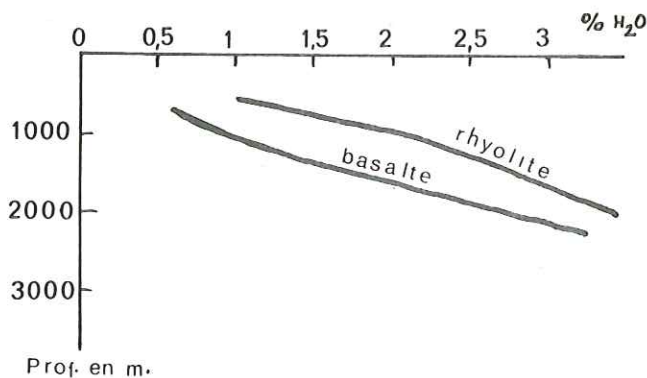


Fig. 43 COURBES DONNANT LES POSSIBILITES LIMITE D'EXPLOSION DES LAVES BASALTQUES ET RHYOLITIQUES
en fonction de leur teneur en eau (en abscisse), et de la pression régnant au lieu de leur mise en place (en ordonnée) (d'après Mc Birney, 1963)

Mc Birney (1963) en conclut qu'un magma basaltique peut produire une explosion sous 2000 m d'eau, s'il possède une teneur en eau de plus de 2 %. Cette valeur passe à 3 % pour un magma rhyolitique. Des cendres et échantillons de verre trouvés près de la crête de l'ride est du Pacifique (Peterson et Goldberg, 1962) et sur les flancs de guyots (G. Arrhenius) par 2000 m de fond résultent peut-être de telles éruptions de magma très riches en eau.

En fait Mc Birney estime qu'il s'agit là d'une profondeur limite, et que si l'on ajoute d'autres facteurs tels que la tension superficielle des bulles et les pertes de chaleur du magma en cours d'ascension, cela réduit le rapport gaz/liquide et réduit donc la profondeur limite d'éruption.

Au total, il semble que la profondeur limite d'explosion magmatique se place vers 500 m pour un magma basaltique. Cette valeur reste identique pour un magma rhyolitique, mais dans le cas d'une teneur très importante en eau, cette limite pourrait descendre jusqu'à 2000 m.

A l'aide des observations de terrain, il est bien difficile d'apporter une réponse plus précise. Mais il faut tout de même remarquer que nous n'avons jamais rencontré de centres d'émission explosifs au cœur des séries vertes, associés à des radiolarites, là où la mer était sans doute la plus profonde. Tous les appareils volcaniques ayant produit des pyroclastites ont été rencontrés soit sur le continent, soit proches de celui-ci dans un domaine sans doute peu profond. Il semble bien que, dans la région de Saveh, les seules volcanites ayant eu accès à la haute mer, soient des tufs fins provenant de nuages éruptifs et des ignimbrites.

4) Dynamisme des explosions sous-marines

Les éruptions sous-marines récentes (Capelinhos 1957-1958, Surtsey 1963-1967) ont permis de bien observer le style de ces explosions. Les principaux aspects de ce dynamisme sont les suivants :

- explosions extrêmement violentes,
- hauteur de projection sept à huit fois supérieure à celles atteintes dans un dynamisme aérien,
- fréquence des explosions plus élevée,
- granulométrie des pyroclastites plus fine,
- constitution d'un anneau circulaire d'hyaloclastites (Afar - Tazieff 1969).

Nous croyons bien avoir insisté sur le fait que l'influence de l'eau tend à produire des pyroclastites de granulométrie plus fine et nous sommes donc en accord avec les résultats d'observations récentes. Cette eau peut intervenir sans doute à différents niveaux, soit par contamination du magma dans la chambre magmatique ou dans la cheminée d'alimentation, dans le cas d'éruptions en bordure de mer, soit par explosions de l'eau de mer surchauffée, divisant par réaction en chape les fragments produits par une explosion magmatique initiale sous-marine. Dans certains cas pourtant cette deuxième réaction n'a pas dû jouer, car des bombes volcaniques de dimension importante ont été rencontrées. Il est probable que la forme ovoïde de ces bombes ait empêché leur fragmentation ultérieure dans l'eau.

La fréquence des éruptions était sans doute aussi très élevée car la puissance des cycles granoclassés apparaît souvent très faible.

La violence des éruptions est évidente car les tufs couvrent de très vastes surfaces, sur lesquelles ils conservent des caractères identiques.

En fait il ne faut jamais oublier que tout cela dépend aussi de la profondeur des éruptions. Sous faible tranche d'eau, les pyroclastites atteindront rapidement l'atmosphère où elles pourront être véhiculées sur de vastes surfaces dans des nuages éruptifs. Entre 50 et 200 m environ les hyaloclastites décriront des paraboles dans l'air et, retombant dans un rayon en rapport avec la hauteur de projection, constitueront un anneau de hyaloclastites identiques à ceux décrits par Tazieff en Afar (1969). Par contre, à plus grande profondeur, les éléments ne peuvent plus atteindre l'atmosphère et décrire une courbe parabolique. Ils retombent alors à proximité du cratère et constituent un cône de hyaloclastites tel que ceux du Kuh-e-Kowra Bolagh.

Il faut donc considérer toute une gamme de dynamisme, partant d'éruptions aériennes en bordure de mer, jusqu'à des éruptions sous-marines de plus en plus profondes.

5) Le problème des boules

Dans ces séries vertes nous avons eu l'occasion de rencontrer des formes ellipsoïdales, quelquefois parfaitement sphériques, vraiment curieuses. A notre connaissance de telles formes n'ont été décrites qu'en Iran (Eschghi, Kosig, 1976) et dans un contexte identique à celui dans lequel nous les avons trouvées. Ces auteurs leur ont donné le nom de Korewi (en persan = globuleux).

Comme eux, nous avons constaté que la répartition de ces boules est irrégulière sur l'affleurement, qu'elles sont constituées d'un matériau fin tuffitique parfaitement identique à la matrice, et qu'il n'existe aucune différence granulométrique avec l'encaissant. Ces auteurs signalent encore leur forme sphérique d'un diamètre de 15 à 70 cm, et pensent que des fissures concentriques provoquées par contraction lors d'un refroidissement seraient à l'origine de ces boules.

En fait l'examen de plusieurs sites nous a permis de faire d'autres remarques.

Ces formes peuvent être parfaitement sphériques, mais aussi ovoïdes, isolées ou plus rarement réunies en deux ou trois éléments. Une forme encore plus étrange, dégagée par des autochtones intrigués, a révélé un corps cylindrique de six mètres de long et terminé en cône (fig. 44).

Des structures concentriques sont parfois visibles et montrent des zones à concentrations différentes entre minéraux argileux et calcite.

De telles formes, enfin, ont été rencontrées dans la partie sommitale de coulées pyroclastiques sous-marines.

Ces formes peuvent être encore sphériques, ou ovoïdes, et dans ce cas le grand axe de l'ellipsoïde est parallèle à la surface de la nappe. Un examen attentif permet de constater que certains éléments figurés, ponces et écharde se trouvent à cheval sur le contact boule-encaissant. Ces structures se sont donc bien formées in situ, et l'orientation des éléments est parallèle à la direction générale. Par contre vers l'intérieur de ces boules, la structure planaire d'ensemble tend à s'effacer devant une zonation concentrique. Un examen microscopique permet alors d'observer des remobilisations minérales, mouchetures de calcite ou minéraux argileux marquant une structure toujours identique.

Nous pensons donc que ces structures ne sont pas dues à des phénomènes faisant intervenir des roulements (slumping ou pillow-lava) mais à un phénomène de trempe du magma au contact de l'eau. Le refroidissement rapide de la lave au contact de l'eau aurait provoqué la formation de fentes plus ou moins concentriques par contraction, ainsi qu'une zonation concentrique.

Compte-tenu de cela il est permis de se demander si une bonne partie des tufs et tuffites vertes de l'Iran, contenant parfois ces boules, ne provient pas d'épanchements pyroclastiques sous-marins.

Quoi qu'il en soit, nous considérons ces niveaux à boules comme des indicateurs d'une mise en place sous-marine et des expériences de laboratoire pourraient sans doute le confirmer.



Fig. 44 FORME CYLINDRIQUE TERMINEE EN
CONE DANS DES TUFFITES VERTES

C) CONCLUSION - LE VOLCANISME SOUS-MARIN EN IRAN

En Iran, un volcanisme sous-marin existe bien. Trois types d'arguments en sont la preuve :

- . des sédiments fossilifères marins sont associés aux volcanites ;
- . les différences de dynamisme éruptif semblent liées aux conditions paléogéographiques. Et l'eau de mer semble avoir eu un rôle capital dans le comportement volcanique, produisant des éruptions plus explosives ;
- . enfin, et surtout l'argilisation généralisée des verres volcaniques des séries vertes ne peut s'expliquer que par une hydratation importante de la lave, et donc par une éruption sous-marine.

Toutefois, les centres d'émission que nous avons observés semblent toujours avoir été proches du continent dans un domaine de mer peu profonde. Dans les séries vertes bien stratifiées, à niveaux de radiolarites, nous n'avons jamais rencontré ni coulées à pillows, ni appareils volcaniques. On pourrait toutefois penser que certains appareils n'ayant produit que des hyaloclastites ont été détruits et remaniés par des courants marins. Mais des données physiques semblent montrer que les explosions volcaniques sont peu probables au-dessous de 500 m de profondeur. De plus les paragenèses minérales rencontrées dans ces séries vertes ne montrent qu'une diagenèse avancée (voir p. 93) provoquée par l'enfouissement, et cela exclut l'existence d'un gradient géothermique élevé et donc d'un volcanisme associé.

IV - LE VOLCANISME IGNIMBRITIQUE - MECANISMES DE MISE EN PLACE DES IGNIMBRITES ET DES COULEES PYROCLASTIQUES SOUS-MARINES

Ce sont des formations qui sur le terrain se reconnaissent grâce à leur extension et à l'existence parfois de faciès à flammes. Au microscope, c'est surtout le faciès vitroclastique, constitué d'échardes de verre, qui révèle l'ignimbrite. En fait, l'observation d'une cinquantaine de nappes ignimbritiques et d'une centaine de lames minces nous ont montré la grande complexité des faciès de différentes nappes ou à l'intérieur d'une même nappe. Et le passage progressif d'un faciès à un autre nous a amenés à considérer le mécanisme de leur mise en place.

HISTORIQUE SUCCINT

Nous n'entrerons pas dans le détail des publications, extrêmement nombreuses. Signalons simplement les deux grandes tendances relatives à la genèse des ignimbrites.

La théorie pyroclastique (Fenner, Lacroix, Marshall, etc.)

A l'origine Marshall crée le terme d'ignimbrite (1935) pour désigner des formations de Nouvelle-Zélande où, pense-t-il, des particules pyroclastiques ont été envoyées dans l'atmosphère puis se sont ressoudées en retombant sur le sol, constituant ainsi une "pluie de feu". Le stade pyroclastique de départ évolue donc vers un stade à allure lavique, par retombée, compaction et soudure des éléments encore chauds et plastiques. En 1954, Reynolds introduit la notion de mélange fluidifié gaz-solide: l'incorporation de gaz à un ensemble de particules dissociées aboutit à un mélange à deux phases capable de mobilité. Cette théorie a connu une grande vogue et a recueilli de nombreux partisans.

La théorie lavique (Grange, Vlodavetz, Vincent etc.)

D'après Vlodavetz (1935), les tuffolaves résultent de l'émission de laves extrêmement riches en gaz et en vapeur et sont par conséquent très fluides. En s'écoulant du volcan, elles bouillonnent et donnent une sorte de mousse ou d'écume qui en refroidissant formera des roches à structure intermédiaire entre les laves et les tufs.

En 1960, Choubert reprend ces arguments et propose le terme d'ignimulsite (du latin ignis=feu et muls=mot du bas latin ayant donné en français émulsion).

P. M. Vincent (1960) précise toutes ces données. Il reprend le terme de "lave vivante" utilisé par Jaggar à propos des laves basaltiques de type pahoehoe. Il différencie trois types d'ignimbrites.

- . Type 1 ou ignimbrite lave: la roche est lourde, massive, dure. La structure du fond est continue.
- . Type 2 ou ignimbrite flammée: où les flammes, verres poncifiés, nagent dans une poussière de verre et d'échardes.
- . Type 3 ou ignimbrite tuffacée (sillar): roche claire, légère, formée par l'accumulation d'échardes vitreuses.

Le gonflement micro-ponceux, l'évolution du type 1 au type 3, s'est propagé du haut vers le bas. Les flammes sont des vestiges du liquide initial.

Dernièrement Milesi (1976), dans le Cantal, parle de coulées pyroclastiques à caractère ignimbritique, où l'étude des microstructures lui a permis d'opposer à l'hypothèse classique des courants fluidifiés turbulents (théorie pyroclastique), un "modèle d'écoulement de gravité, dense, visqueux et laminaire, issu d'une coulée de lave". Les lois générales de la mécanique des fluides lui permettent d'envisager la dynamique des écoulements pyroclastiques.

Signalons que cette théorie a toujours été peu défendue, ses partisans étant beaucoup moins nombreux. Récemment elle a fait l'objet de critiques sévères (Fischer, Schmincke, 1978): "des discussions stériles sur l'origine des ignimbrites ont parfois pris le pas sur les données de terrain et de laboratoire. . . Après réexamen, il semble que la plupart des roches volcaniques citées ci-dessus puissent être considérées soit comme des tufs de cendres "normaux", soit comme des coulées de lave visqueuse partiellement bréchifiées, soit encore comme des tufs de cendres de nature hyperalcaline dans lesquels la faible viscosité du verre aboutit à une cimentation et à une cristallisation très poussée des particules, masquant ainsi la structure vitroclastique initiale".

Malgré cela l'étude de ces ignimbrites, sur le terrain et au microscope, nous a conduit à adopter la théorie lavique, applicable aux deux grands types d'ignimbrites que nous avons rencontrés.

- Les ignimbrites sub-aériennes: en général de couleur foncée, rouge, où l'on voit fréquemment le passage d'une lave à un tuf vitroclastique.

- Les ignimbrites sous-marines, de couleur verte où les faciès sont généralement plus évolués vers le stade vitroclastique. En raison de l'absence de soudure, par suite de leur mise en place sous-marine, il est préférable d'employer le terme de coulée pyroclastique sous-marine.

A) LES IGNIMBRITES SUBAERIENNES

On les rencontre dans l'Eocène dès l'Ensemble inférieur, mais elles sont surtout abondantes dans l'Ensemble supérieur (Eocène supérieur) et dans l'Oligocène.

1) Morphologie

Ce sont des formations généralement bien reconnaissables sur le terrain. Elles forment des reliefs bien marqués ou même de véritables falaises ressortant bien sur la morphologie plus molle des autres formations. Elles peuvent être isolées dans des formations de nature pétrographique très variée (coulées andésitiques, dacitiques, tufs, tuffites, marnes etc.), ou bien être empilées les unes sur les autres, constituant alors une série ignimbrétique. L'extension visible d'une nappe va de quelques centaines de mètres jusqu'à plus de 10 km., l'épaisseur de quelques mètres jusqu'à plus de 100 mètres. L'extension visible de la série ignimbrétique oligocène est de l'ordre de la cinquantaine de km. Il faut signaler que ces données quantitatives sont des valeurs minimales. En effet, il est probable que la longueur de la nappe à l'affleurement ne soit pas la longueur maximale d'extension. En raison, de complications tectoniques, les centres d'émission appareils ou calderas n'ont jamais été retrouvés.

En accord avec P.M. Vincent (1960) nous avons distingué trois types d'ignimbrites possédant des caractères propres, sur le terrain comme en lame mince. En fait, tous les intermédiaires existent et à l'intérieur d'une même nappe on peut rencontrer les trois faciès et observer le passage progressif de l'un à l'autre. En général, en accord avec P.M. Vincent, l'évolution se fait de bas en haut et du centre d'émission vers l'extérieur. Le faciès le moins évolué à la base est une lave "ignimbrite-lave type 1". Ensuite, on trouve le type 2 ou ignimbrite flaminée, puis le type 3, ignimbrite tuffacée. Nous verrons plus loin que parfois cet agencement peut être différent. Signalons aussi que ces trois faciès peuvent se trouver dans une même nappe, ou bien être isolés. Le type 3 est le moins fréquent, peut-être par suite de sa moins grande résistance à l'érosion.

2) Les différents types d'ignimbrites

Type 1 - Ignimbrite - lave. Lave à potentialité d'ignimbrite.

Ces roches sont plus sombres, plus denses et plus dures que celles des autres types. Sur le terrain, elles forment des reliefs abrupts, d'aspect homogène, sans stratification ni litage visible. On y observe souvent des joints verticaux formant des colonnes prismatiques. Plus rarement un joint horizontal y débite des dalles. La couleur est foncée, rouge, brun, marron ou violet. On peut différencier plusieurs faciès en fonction de la texture et de la structure, comme suit:

Laves:

Ce sont des laves identiques aux laves classiques de même composition chimique. La fluidalité y est souvent soulignée par des oxydes de fer.

Laves à fausses flammes:

La fluidalité y est aussi souvent marquée par des traînées d'oxyde de fer, mais elle est caractérisée par l'existence de bandes, de lentilles grossièrement parallèles qui, lorsqu'elles ont une couleur différente de celle du fond, donnent un faciès particulier à la roche. Au microscope, ces lignes apparaissent recristallisées en grosses plages

quartzo-feldspathiques dans la partie centrale, en assemblages plus fins dans la partie externe. Parfois, des cavités hémisphériques sillonnent le pourtour de ces lignes (fig. 45).

Résultat d'une poncification tardive, sans doute postérieure à l'immobilisation de la nappe, car non déformées, elles montrent l'individualisation des gaz le long de ces plans privilégiés (passage d'un hypo- à un pyromagma). Ces zones peuvent être considérées comme des plans de friction le long desquels une vésiculation précoce peut apparaître (Loccardi, Mittempergher, 1967). Ces plans de friction sont causés par les différences de vitesse d'écoulement des différents filets laviques. Ils sont parallèles car l'écoulement est laminaire. Souvent, ces bandes se développent de part et d'autre d'un cristal qui apparaît comme un centre particulier favorisant la poncification. Lorsque la vésiculation est limitée à la bordure située de part et d'autre du cristal, cela constitue une image en amande que Milesi a nommé "oeil mongoloïque" (fig. 45)

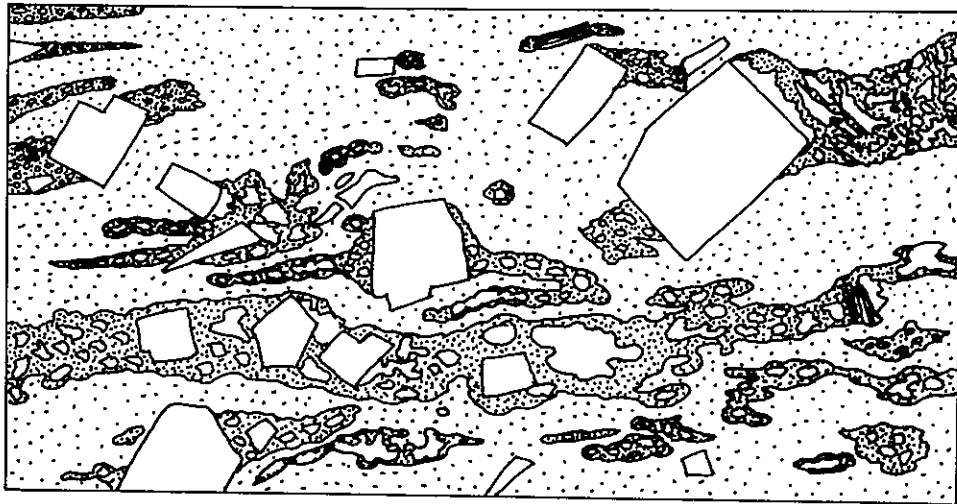


Fig. 45 PSEUDO-FLAMMES

Trois traits majeurs les différencient des vraies flammes que nous étudierons ultérieurement.

. Le contact flamme-matrice est net, franc. C'est une ligne parfois soulignée d'un liseré riche en oxydes de fer.

. L'épaisseur est faible et, surtout, le rapport longueur/épaisseur (de 150 à 250) est toujours supérieur à celui des vraies flammes. Ceci n'est plus vrai dans le cas d'une structure en oeil mongoloïque, car l'épaisseur du cristal peut être grande devant l'amygdale constituée par la poncification commençante (fig. n°45)

. Enfin, alors que dans une vraie flamme la mésostase est constituée de filets de lave rompus, disjoints, ici le fond est continu.

Vitrophyre:

La couleur noire, l'éclat gras et la cassure conchoïdale donnent à cette roche un faciès d'obsidienne. Le verre est frais et découpé de fentes curvilignes perlitiques. Les phénocristaux sont extrêmement abondants. De tels faciès non dévitrifiés n'ont été retrouvés que dans l'Oligocène, sans doute en raison de leur moindre altération. Signalons que dans certains vitrophyres la structure vitroclastique existe déjà quelquefois. Ce niveau se trouve toujours à la base de la nappe et ne dépasse pas 10 mètres d'épaisseur.

Lave bulleuse - Lave mousse:

En deux endroits, à la base de nappes, nous avons trouvé de tels faciès criblés de bulles. Ces bulles sont sphériques ovoïdes, isolées ou réunies en assemblages polylobés. Ces observations rejoignent celles de Loccardi et Mittempergher dans le Latium (1967) et nous les expliquerons plus loin (p. 81). Signalons simplement qu'il s'agit là d'un témoin du pyromagma.

Autobrèche monogénique:

Les fragments sont centimétriques à décimétriques, anguleux. Ils sont bulleux et la rupture s'effectue souvent selon un plan de faiblesse constitué par une zone bulleuse. Le fond est constitué de petits fragments très anguleux et d'une poussière de verre recristallisé. Ce faciès situé en général entre l'ignimbrite-lave et l'ignimbrite flammée, sera expliqué ultérieurement (p. 86). Nous verrons qu'il est le résultat d'une rupture précoce intervenue pendant un stade de vésiculation encore faible.

Au microscope tous ces faciès possèdent néanmoins des caractères communs. Ce qui caractérise tout d'abord cet ensemble, c'est la continuité des filaments laviques. Il n'y a pas de rupture. Cela conditionne sans doute le deuxième caractère de ces laves: la moindre importance relative des phénomènes d'altération et de recristallisation. Les verres sont frais dans les vitrophyres, ou dévitrifiés en sphérolithes, ou plus souvent en "snow flakes texture". La richesse en phénocristaux est aussi parfois caractéristique. Quartz et feldspaths, souvent corrodés, sont les plus abondants. Les golfes de corrosion en doigts de gant des quartz sont souvent très développés. (La description minéralogique de ces ignimbrites sera donnée dans le chapitre pétrographie). Ces cristaux sont automorphes, jamais fragmentés. Des xénolithes, souvent d'andésites, peuvent être abondants dans certaines nappes.

Type 2 - Ignimbrites flammées

Sur le terrain, ce faciès est tout à fait caractéristique lorsque les flammes sont visibles. Elles peuvent être claires, oranges, roses, blanches, ou foncées, rouges, brunes ou même noires. Lorsque la couleur du fond est différente de celle de la flamme, la roche est souvent très belle et le faciès caractéristique. La roche est encore dense, dure et cassante, de couleur foncée à la base. Mais vers le haut les roches deviennent de plus en plus légères tendres et claires et passent alors au faciès tuffacé.

Les flammes:

Sur certaines dalles, parallèles aux structures, les flammes ressemblent à des galettes grossièrement circulaires ou ovoïdes. Après avoir scié et poli l'échantillon perpendiculairement aux structures, on peut effectuer des observations plus précises.

Ces flammes sont allongées. Leur longueur varie de quelques mm à une trentaine de centimètres; l'épaisseur de 1mm à plusieurs centimètres. Dans une même flamme cette épaisseur peut varier et être plus importante au niveau d'obstacles (cristaux) qui sont moulés. Le rapport longueur/épaisseur est très variable et passe de 2 pour les plus trapues à 30 ou 40 pour les plus allongées. Les dimensions des flammes sont très variables sur un affleurement et même sur un échantillon. Des flammes de quelques mm² se trouvent à côté d'autres de plus de 10 cm². Par contre, le rapport longueur/épaisseur garde une valeur assez constante sur un même affleurement. C'est ainsi que sur le terrain, on peut distinguer des ignimbrites à flammes trapues, d'autres à flammes effilées, etc. Fait important, ces flammes sont toujours grossièrement parallèles.

Le contact flamme-matrice apparaît souvent sinueux. Les extrémités sont festonnées, effilochées, dentelées. On peut y observer des cavités hémisphériques ou bien de véritables invaginations de matrice à l'intérieur de la flamme. La coupe permet d'observer des filaments reliés à la flamme par un fil extrêmement ténu, et d'autres qui ont perdu ce lien. Le microscope apporte d'autres détails. La flamme est quelquefois vitreuse, avec des fissures de sphérolites de dévitrification. En tous cas, elle est toujours moins dévitrifiée ou recristallisée que le fond vitroclastique.

Le verre est poncifé, mais cette vésiculation peut se présenter sous des formes variées. Les gaz peuvent être piégés dans des bulles isolées ou réunis en un réseau polylobé. Ils peuvent aussi former des canaux parallèles dont l'épaisseur peut devenir très faible devant la longueur. La flamme prend alors une allure très fibreuse. Ce type de vésiculation conditionne toujours la forme du contact flamme-matrice et la forme des échardes de la matrice. Le contact est effiloché et les échardes allongées lorsque la flamme est fibreuse. Le contact est dentelé et les échardes hémisphériques, en X ou Y, lorsque le réseau est bulleux. Les parois sont épaisses quand le degré de vésiculation est faible et fines quand il est fort. Mais quelquefois, ce rapport est plus difficile à établir

car des bulles sphériques ou ovoïdes, formées sans doute postérieurement à l'immobilisation de la nappe, masquent la structure antérieure de la flamme. Quoi qu'il en soit, ces écharde possèdent les mêmes caractères optiques que la flamme, et il est évident qu'elles n'en sont que des fragments. Il arrive aussi que la flamme "mère" libère aussi des "paquets" plus gros, qui constituent de petites "flamme-satellites", au milieu des écharde. On pourrait d'ailleurs parfois facilement reconstituer la flamme primitive en remettant à leur place les fragments faiblement déplacés. Ces flammes et fragments de flammes sont toujours parallèles à la direction générale d'écoulement et constituent donc des éléments vivants et actifs de la nappe ignimbritique. Quelquefois encore deux types de flammes coexistent dans un même faciès. Les premières sont fortement colorées en rouge ou noir par des oxydes de fer, avec un rapport volumétrique bulles/lave faible. Elles semblent ne libérer que peu d'écharde et ont l'air plus ou moins fossilisées. Les autres sont faiblement colorées et ne se distinguent du fond que par leur abondance en bulles sphériques ou ovoïdes disposées les unes à côté des autres. Il faut sans doute voir là deux stades de vésiculation.

Dans certains cas, en dehors des flammes, des bulles ovoïdes parsèment le fond, isolées ou réunies sur une même ligne en un chapelet de 2 à 7 bulles.

Les cristaux:

Ils sont presque toujours moins abondants que dans les ignimbrites-laves précédemment décrites.

Dans certains cas, les cristaux semblent être plus nombreux à l'intérieur qu'à l'extérieur de la flamme. Ils y paraissent aussi plus volumineux, plus entiers. Mais dans d'autres cas, c'est beaucoup moins net.

Dans la flamme, comme dans la matrice, les biotites peuvent prendre une forme flexueuse. Les cristaux peuvent être parallèles obliques ou même perpendiculaires à la direction générale de l'écoulement. Toutes ces figures peuvent être considérées comme des marqueurs du style d'écoulement, du mécanisme de mise en place des ignimbrites et nous les étudierons en détail ultérieurement.

La mésostase - Les écharde:

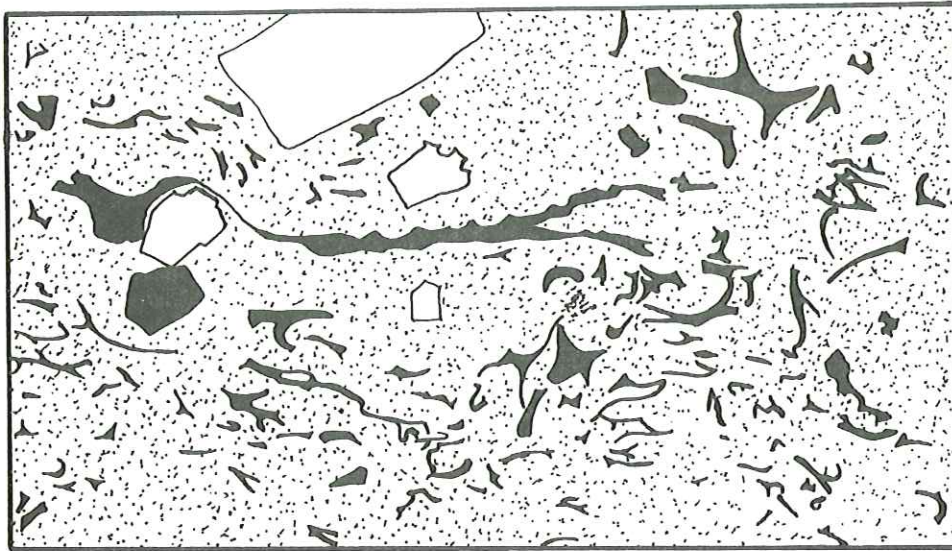
Dans les faciès massifs denses, le fond apparaît constitué de fines écharde allongées, soudées et empilées les unes sur les autres. Ces faciès sont généralement faiblement dévitrifiés. Dans d'autres faciès plus légers et poreux, la mésostase est constituée d'écharde de verre noyées dans une abondante poussière de verre toujours recristallisé en assemblages microcristallins quartzo-feldspathiques. Les écharde sont bien visibles quand elles sont soulignées par des traînées d'oxydes de fer. Elles sont encore parfois vitreuses. Leurs formes sont extrêmement variées et les types en X ou Y classiquement décrits ne représentent que des cas bien particuliers. Toutes ces formes seront décrites dans la paragraphe suivant, concernant les "ignimbrites tuffacées", car elles caractérisent ce type.

Type 3 - Les ignimbrites tuffacées

Sur le terrain, elles forment parfois des prismations verticales. Les roches sont légères, poreuses, claires, roses ou blanches. Le toucher est rugueux. Les formes sont souvent molles, arrondies, vacuolaires lorsque des zones plus tendres (peut-être des ponces) ont disparu.

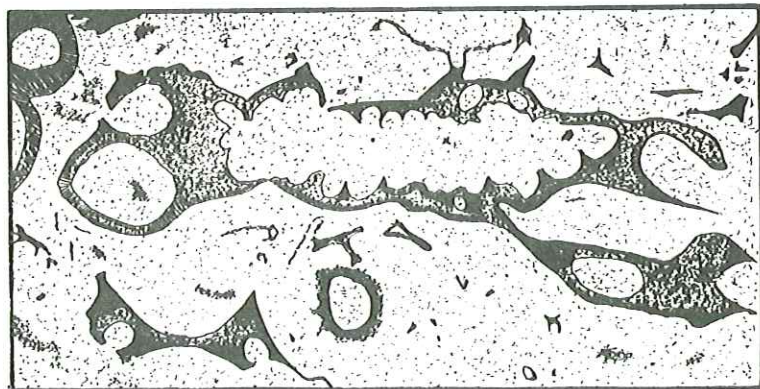
Au microscope on peut différencier deux types de faciès. Dans certains cas, la roche apparaît constituée d'une accumulation sans ordre de débris de verre informes, toujours recristallisés sous forme d'assemblages microcristallins quartzo-feldspathiques. Plus souvent, on a la chance d'observer de très belles écharde aux formes variées. Elles sont moins serrées que dans le type précédent, moins accolées les unes sur les autres. Elles sont aussi plus grandes, avec des formes plus épanouies, leurs parois ménageant une cavité interne spacieuse, sphérique, ovoïde ou au contour plus sinueux. Dans certains cas, ces écharde complexes peuvent d'ailleurs ressembler à de véritables ponces. Mais les formes peuvent être aussi plus simples, en forme d'X ou d'Y ou de baguettes, représentant des fragments de bulles ou de canaux (fig. 46). Ces écharde sont presque toujours dévitrifiées, le plus souvent en une structure axiolitique, de petites baguettes de quartz et feldspaths se disposant alors perpendiculairement à l'allongement de l'écharde.

Les signes d'aplatissement ou de soudure, classiquement décrits, sont insignifiants, voire inexistants, comme en témoignent les nombreuses écharde à cavités sphériques isolées dans leur matrice cendreuse (fig. 46).

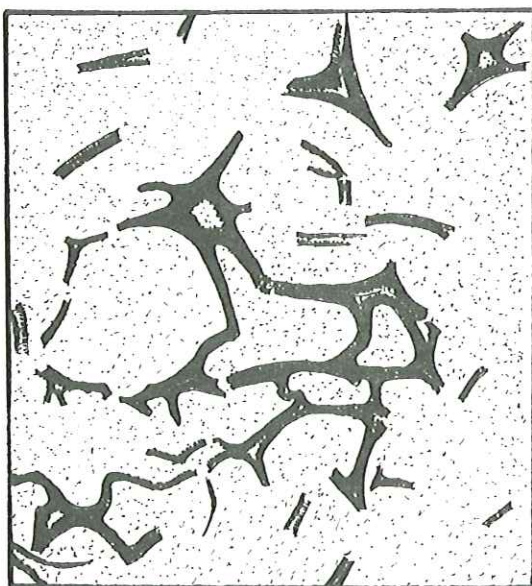


x 85

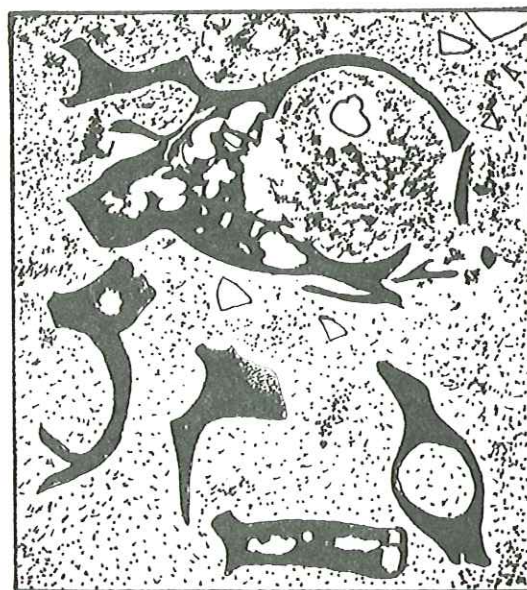
Fig. 46 DIFFERENTS TYPES D'ECHARDES
MONTRANT L'ABSENCE DE
TASSEMENT ET DE SOUDURE DANS
LES IGIMBRITES TUFFACEES



x 220



x 220



x 220

La cohésion est due principalement à la recristallisation de la mésostase. On ne peut donc pas parler de Welded tuff mais plutôt de Sillar (Fenner 1948).

Les enclaves semblent moins importantes que dans les deux types précédents. Les cristaux sont plus petits et plus anguleux.

3) Conclusion - Essai d'interprétation dynamique - Mécanisme de mise en place

Devant l'extraordinaire variété des faciès, il faut tout d'abord reconnaître que les ignimbrites étaient des laves vivantes ayant une énorme potentialité d'évolution. Il faut donc essayer de définir le mécanisme évolutif en considérant les caractères de chaque faciès, partant du plus primitif vers le plus évolué.

Dans un premier temps, une seule des deux hypothèses classiquement retenues doit être adoptée, soit la théorie pyroclastique, soit la théorie lavique. Bien que la première ait recueilli plus d'adeptes au cours des âges, nous ne pouvons que retenir la seconde, et cela pour des raisons majeures.

La disposition de certaines baguettes de biotite ou d'amphibole automorphes, intactes, perpendiculaires à la direction générale des autres éléments (flammas et cristaux), semble incompatible avec une retombée ou une mise en place turbulente.

De nombreuses flammes et échardes à cavité sphérique montrent qu'il n'y a eu ni tassement ni soudure.

Enfin, bien qu'une rupture, phénomène cinétique, ne puisse être observée sur une roche figée, il est parfois possible de deviner le passage de la structure continue à la structure discontinue. La proximité de la flamme-mère et des échardes ou fragments de flamme, constituant un puzzle dont la forme primitive peut être reconstituée par simple translation horizontale, ne relève sûrement pas d'une coïncidence. Et on ne peut qu'admettre que les échardes proviennent des flammes par rupture et translation. La force responsable de cette rupture et de ce mouvement est parallèle à la direction de l'écoulement.

A plus grande échelle, l'existence d'une lave et d'un tuf vitroclastique dans une même nappe ne peut s'expliquer que dans le sens lave → tuf. En effet, le passage de la structure continue à la structure discontinue est irréversible. Au contraire l'hypothèse de Vincent, considérant le passage d'une lave à fond continu à une ignimbrite à structure vitroclastique s'accorde parfaitement avec nos observations. Nous décrirons successivement certaines microstructures caractéristiques de cette évolution.

Dans les faciès les moins évolués, la lave présente les caractères d'un écoulement laminaire de gravité. Les filets sont parallèles, deviennent divergents devant un obstacle, puis convergents derrière pour redevenir parallèles ensuite. Les cristaux suivent la même règle. La texture d'ensemble est planaire, mais à proximité d'un obstacle des cristaux peuvent être obliques par suite de la modification des lignes de courant. Ils sont aussi parfois obliques en l'absence de tout obstacle, et il faut admettre dans ce cas des différences de vitesse d'écoulement entre filets voisins.

Les biotites, éléments fragiles et déformables, constituent des marqueurs du type d'écoulement. Devant un obstacle, ces biotites prennent une forme flexueuse, sigmoïde (Fig 47). Milesi (1976) considère ces images "comme étant le résultat du réajustement de la forme du cristal favorisé par l'obstacle". De telles images sigmoïdes existent en l'absence de tout obstacle, et il faut alors considérer l'existence de plans de frictions internes entre filets voisins (caractère d'un écoulement visqueux). Ces images se retrouvent dans les faciès évolués vitroclastiques et il est probable que l'écoulement soit resté encore laminaire après la rupture.

Contrairement aux autres éléments (cristaux, xénolites et échardes) les flammes sont toujours parallèles à la direction d'écoulement. Elles constituent donc des éléments vivants, actifs. Elles sont déformables et suivent les lignes de courant (fig. 49).



Fig. 47 IMAGE SIGMOIDE : BIOTITE
DEFORMEE AU CONTACT
D'UN OBSTACLE (AMPHIBOLE)
QU'ELLE CONTOURNE x 220

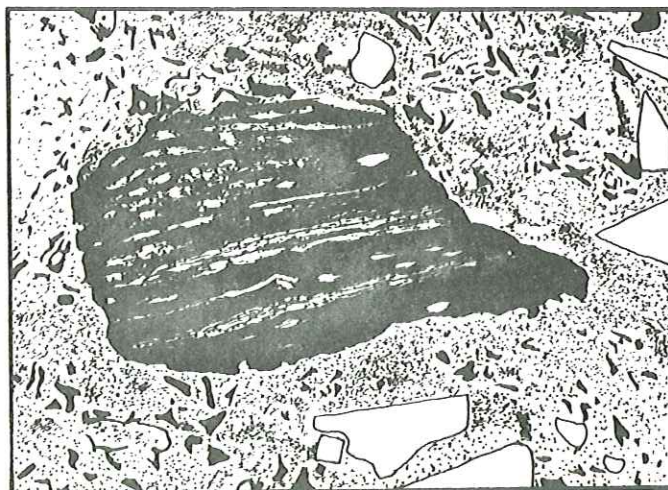


Fig. 48 TROGNON LAVIQUE
DANS SON FOND
VITROCLASTIQUE
 x 30

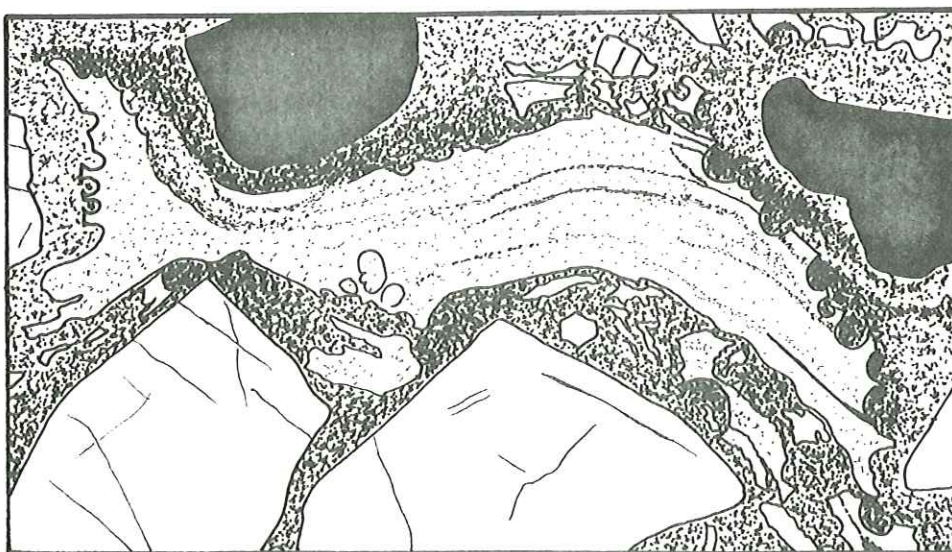


Fig. 49 FLAMME EVOLUANT DANS UN MILIEU RICHE EN OBSTACLES.
 Elle apparaît épaisse dans la partie droite, étranglée entre deux obstacles à gauche
 et à son extrémité elle s'apprête à englober un cristal. Les deux extrémités montrent
 en outre une frange festonnée constituée de portions de parois de bulles, x 220

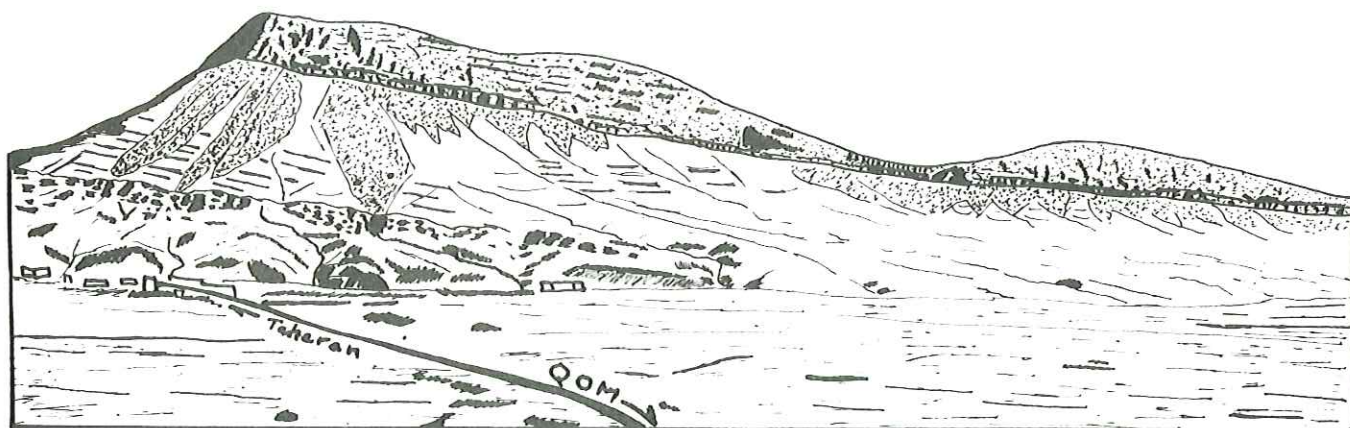


Fig. 50 LA NAPPE IGNIMBRITIQUE DU NORD DU LAC DE SEL (DARYACHEH-YE HOWZ SOLTAN)
SUR UN ENSEMBLE DE GRES TUFFOGENIQUES ET D'ANDESITES TRES ALTEREES

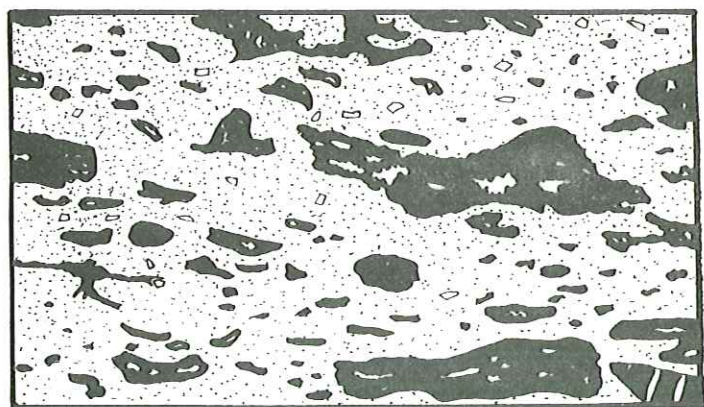


Fig. 52 FACIES BASAL A FLAMMES x 1

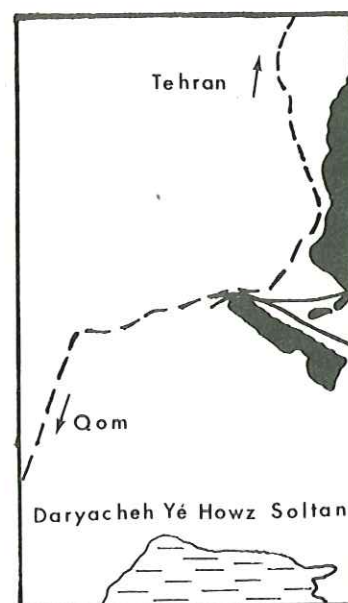


Fig. 51 SITUATION GEOGRAPHIQUE

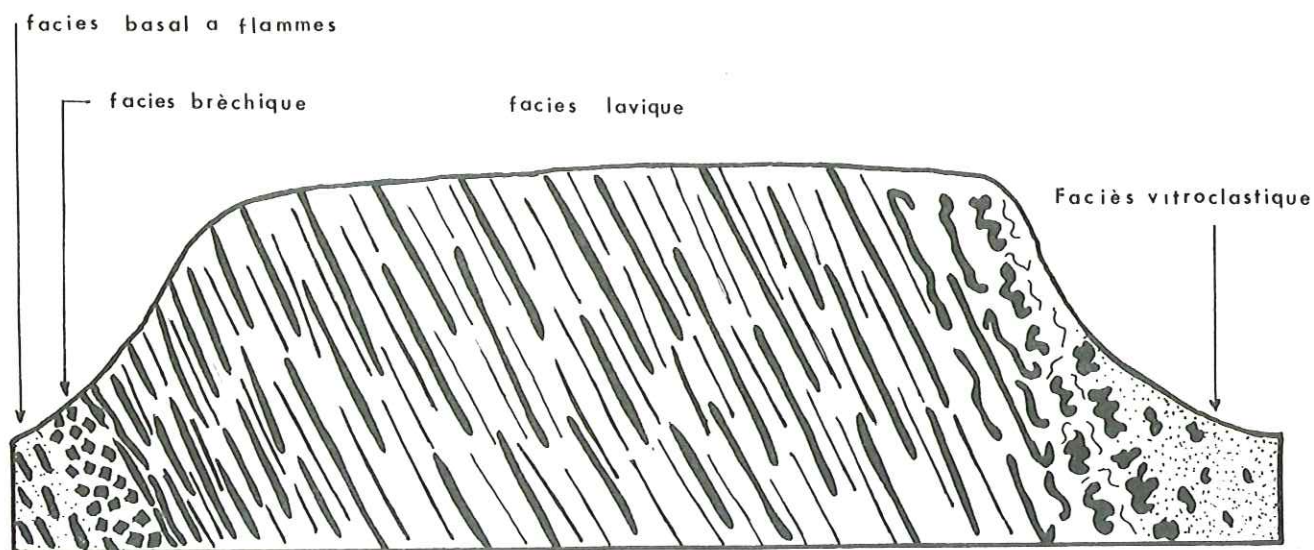


Fig. 53 SCHEMA INTERPRETATIF

Au cours de l'évolution, certains fragments de laves deviennent passifs et sont transportés comme d'autres éléments morts, cristaux et xénolites. Véritables fossiles, ils indiquent le faciès que possédait la lave à un stade antérieur. Ces vestiges laviques sont fréquents. En général, il s'agit d'un fragment de lave faiblement vésiculé, transporté dans une matrice vitroclastique (fig. 48). Ces éléments sont souvent obliques par rapport à la direction d'écoulement et sont donc inactifs.

4) Un cas particulier - La nappe ignimbritique du Nord du Lac de Sel

Située au Nord du Daryacheh ye Howz Soltan (Lac de Sel), elle est parfaitement visible depuis la route de Qom à Tehran (fig. n° 50 et 51). Elle se trouve dans trois blocs découpés et déplacés par des failles. Le bloc sud d'orientation Nord Ouest - Sud Est a un pendage Nord Est. Le bloc central d'orientation Nord Est - Sud Ouest est fortement penté vers le Sud Est, et la partie supérieure a ainsi pu être préservée de l'érosion. Enfin, le bloc nord est Nord-Sud, avec un faible pendage Est. L'ensemble a une extension d'au moins 14km.

Cette nappe peut-être divisée en trois feuillets (fig. 53).

- . 1 feuillet inférieur, constitué de faciès à flammes (fig. 52) avec un niveau de brèches faisant transition avec le feuillet moyen,
- . 1 feuillet moyen, constituant le corps principal, où la lave prend un faciès fluidal à filets parallèles,
- . 1 feuillet supérieur, où l'on voit le passage entre la lave du feuillet moyen et un tuf entièrement vitroclastique.

a) Le feuillet médian

Il est identique dans les trois blocs où il constitue des reliefs abrupts. Son épaisseur atteint la centaine de mètres dans le bloc central. Ailleurs, en raison de l'érosion de la partie supérieure, on peut dire que l'épaisseur visible varie de 30 à 80 mètres. Les roches sont dures, massives, sonores, lourdes et cassantes. La couleur est foncée, brun rouge à gris violet. Une prismation verticale est bien visible de loin; par contre sur l'affleurement le débit en dalles ou plaquettes horizontales le long des plans de fluidalité est tout à fait caractéristique de ce niveau. Le rapport longueur/ épaisseur varie de 150 à 200 et on peut parler de "fausse-flamme". L'épaisseur de 1 à 5mm est constante sur un même affleurement. Au microscope, on distingue une zone centrale recristallisée en plages quartzo-feldspathiques et une partie externe plus finement recristallisée. Le contact avec le fond est net, et souligné par un liseré d'hématite. La mésostase, entre ces filets, est continue, faiblement dévitrifiée, et on y reconnaît quelques cristaux et xénolithes.

b) Le feuillet inférieur

Il se trouve à la base des trois blocs individualisés par la tectonique avec une épaisseur de 4 à 10 mètres. Comme dans le feuillet moyen, les roches sont lourdes et cassantes, de couleur rouge ou violette, mais on n'y observe jamais de prismation horizontale ou verticale.

Dans la partie nord du bloc Nord, un faciès gris, relativement léger, se montre criblé de bulles, au microscope (fig. 54a). Ces bulles sont sphériques ou ovoïdes, isolées ou réunies en réseaux polylobés constitués de 2 à 8 ou 10 bulles. Le rapport volumétrique bulles/lave est inférieur à 1. Au contact d'un obstacle, ces bulles s'étirent le long des parois, devenant ovoïdes (fig. 54b), contournent les aspérités en les moulant (fig. 54d) ou bien se concentrent dans les creux, où elles n'ont plus d'axe d'allongement préférentiel (fig. 54c). Quelques mètres au-dessus, la roche prend un faciès plus orienté avec des zones grises et d'autres rouges. Les parties grises sont des zones vésiculées polylobées, mais beaucoup plus étirées et allongées que précédemment. Les bulles isolées, ovoïdes deviennent très rares. Un peu plus haut encore, la ségrégation est complète et donne des pseudo-flammes grises ou noires dans un fond lavique rouge. Le contact entre les deux est net. Ces fausses flammes sont grossièrement parallèles. Elles constituent parfois des ombres de part et d'autre des cristaux donnant ainsi des formes en "oeil mongolique". Leur épaisseur n'est pas constante. Elle est plus importante au niveau des cristaux qu'elle moule. Les minéraux,

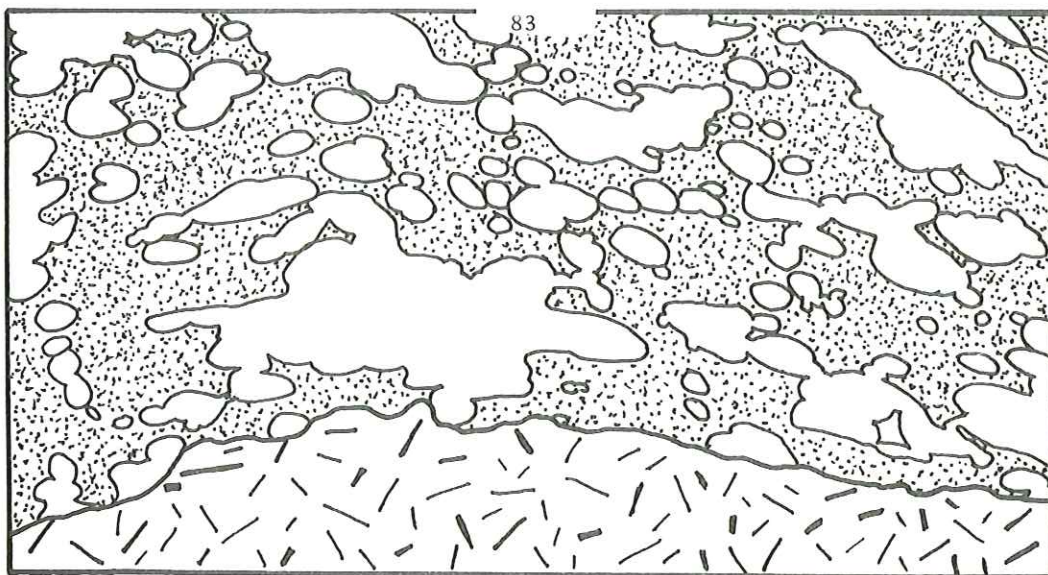


Fig. 54 b Les bulles s'orientent parallèlement à l'obstacle x 30

Fig. 54 a Faciès vésiculé considéré comme pyromagma, présentant ici un xénolithe. La disposition et la forme des bulles indiquent que la lave est en mouvement. x 6.5

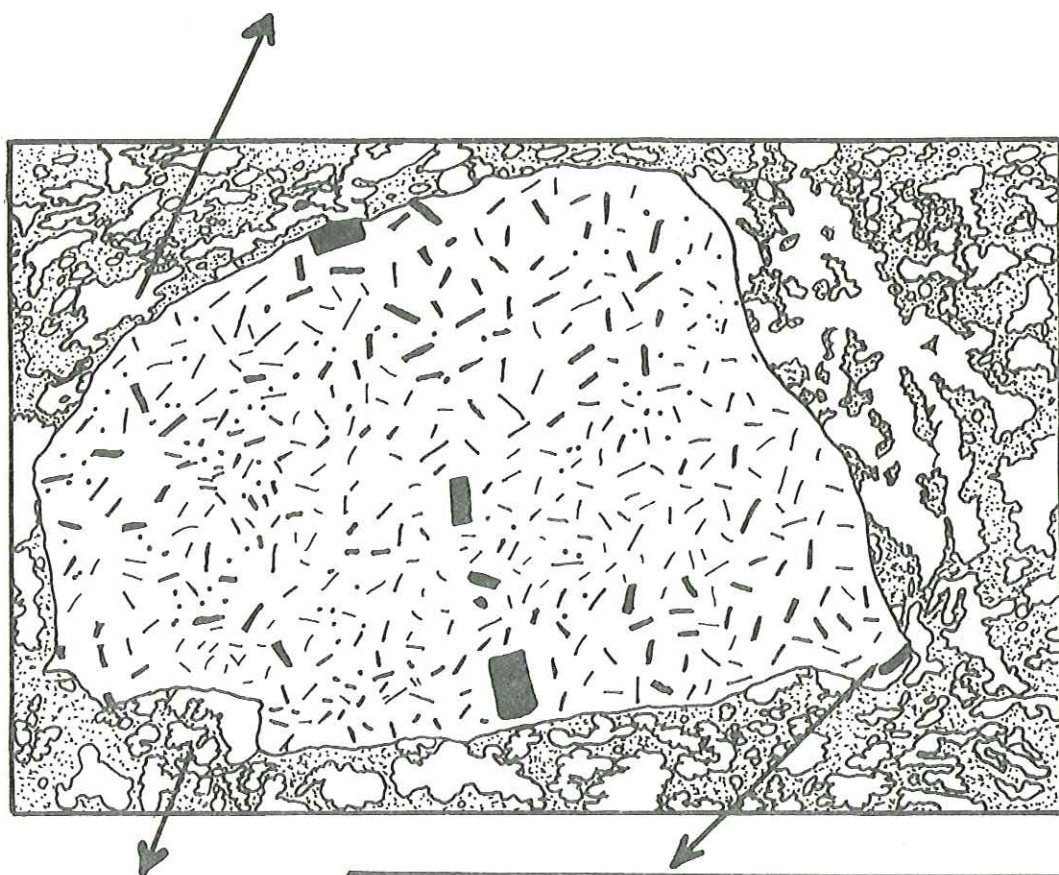


Fig. 54 c Les bulles s'accumulent dans les dépressions x 20

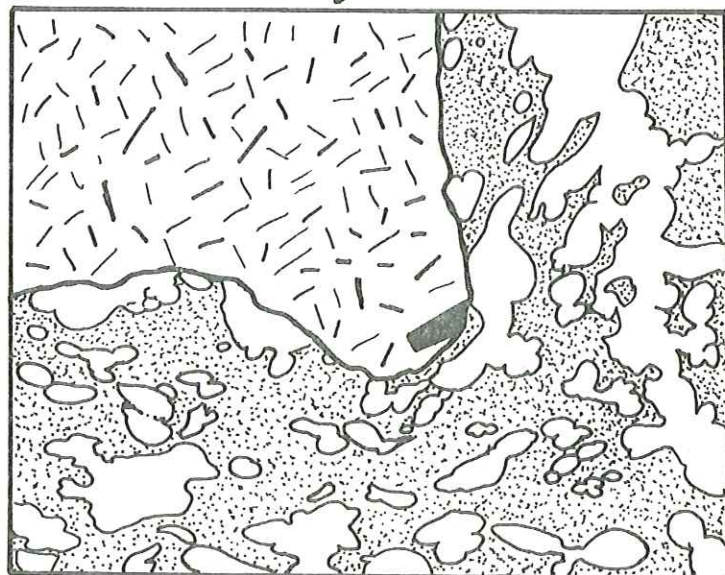


Fig. 54 d ou contournent les obstacles x 20

essentiellement des feldspaths, sont peu nombreux, mais non fragmentés. Ils sont disposés parallèlement aux lignes de courant. Les rares cristaux obliques modifient localement le régime qui devient turbulent de part et d'autre de l'obstacle. Au-dessus, c'est le passage au feuillet moyen, avec ses grandes pseudo-flammes très allongées et bien parallèles.

Il faut noter qu'aucun de ces faciès n'est vitroclastique. Le premier faciès décrit n'est rien d'autre qu'un pyromagma où les gaz, d'abord isolés dans des loges sphériques, se réunissent ensuite en réseau pour constituer des filets parallèles dans le feuillet moyen. Ce point là peut sans doute être considéré comme proche du centre d'émission.

Toujours dans le bloc nord, mais un peu plus au Sud, la rupture apparaît sous deux formes différentes.

A la base, c'est un faciès vitroclastique à très belles flammes oranges (fig. 52) de 1 à 4 cm de long, présentant des structures de dévitrification sphérolitique dans un fond recristallisé en assemblages quartzo-feldspathiques. Ces flammes sont trapues. Le rapport longueur/épaisseur va de 1,3 à 6. Certaines flammes, par ailleurs identiques, sont plus foncées, brun-marron. La phase gazeuse se présente sous forme d'un réseau de petits canaux plus ou moins sinueux, donnant à la flamme une structure fluidale. Ces canaux sont parfois renflés et une loge ovoïde apparaît. Le long de ces canaux s'individualisent parfois deux flammes qui se séparent. Des bulles sphériques ou ovoïdes, isolées ou polylobées se surimposent parfois à la structure en canaux, et il faut admettre qu'il s'agit sans doute d'un second stade de vésiculation, peut-être postérieur à l'immobilisation de la nappe. Les extrémités des flammes sont effilochées. Des fragments de flammes s'en détachent. Par contre, peu d'échardes semblent en provenir. D'ailleurs, les échardes aux formes élancées sont rares et noyées dans des débris de verre informes. Les cristaux sont relativement nombreux, non brisés. Les xénolithes de latite porphyrique ne sont pas rares. Des enclaves de lave à fausses flammes décrites précédemment se retrouvent dans la mésostase, généralement disposées obliquement par rapport à la direction générale (Trognon lavique, reste de stade antérieur).

Le second faciès, situé entre le faciès basal à flammes et le feuillet moyen, est constitué de blocs anguleux oranges, millimétriques à décimétriques, faiblement vésiculés sous forme de bulles ovoïdes mais plus souvent de polylobes allongés et parallèles. Ce faciès que l'on peut appeler autobréchique sera décrit plus loin.

Dans le bloc central, on retrouve la même succession, avec 4 à 5 m d'ignimbrites à flammes à la base et 0,5 à 2 mètres de brèches. Les flammes sont ici brun-gris et un peu moins trapues que précédemment. Le réseau de bulles est ici polylobé sans allongement préférentiel net. Là encore, des extrémités se détachent des flammes satellites, mais aussi de petites échardes aux parois hémisphériques. L'extrémité d'un cristal enchâssé dans une flamme apparaît brisée dans la matrice et intacte dans la flamme.

Dans le bloc sud, on retrouve à peu près la même disposition:

. A la base un niveau très sombre de 10 cm d'épaisseur, passant à une roche un peu plus claire au-dessus. La roche est massive, très dure, et se débite en esquilles. Sa texture est homogène et seul un examen attentif permet de deviner des flammes brun-rouge dans un fond légèrement plus violet. Au microscope, elles apparaissent plus petites et moins nombreuses que dans les cas précédemment décrits. On peut en différencier deux sortes.

- Des flammes trapues, rouge foncé ou même noires, chargées d'oxydes de fer, apparaissent faiblement vésiculées, sous forme de petites bulles ovoïdes isolées ou réunies en polylobes recoupant parfois d'anciens canaux peu visibles. Le bord de ces flammes est droit ou comporte des golfes, lorsque des portions de flammes s'en sont détachées (fig. 55). Ces flammes semblent être en fin d'évolution et ne donnent que peu d'échardes sombres aux formes simples.

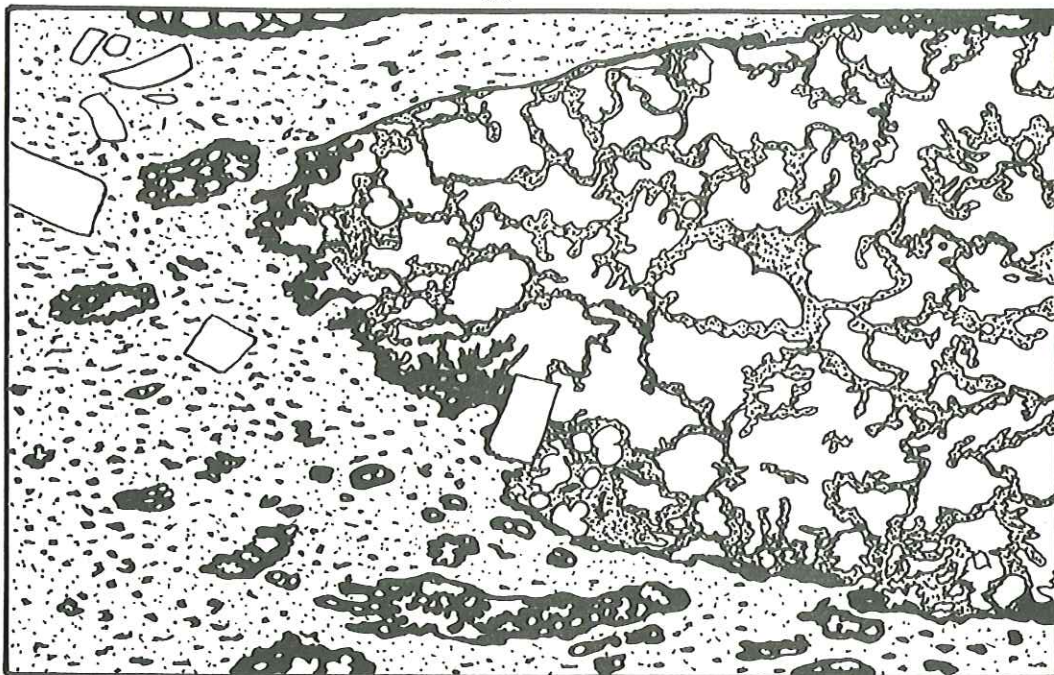


Fig. 55 FLAMME TRAPUE, LIBERANT DES ECHARDES ET DES FRAGMENTS DE FLAMME
(faciès à flammes de la base de l'ignimbrite du Nord du lac de sel).
Les flammes montrent un réseau de bulles polylobées. x 20

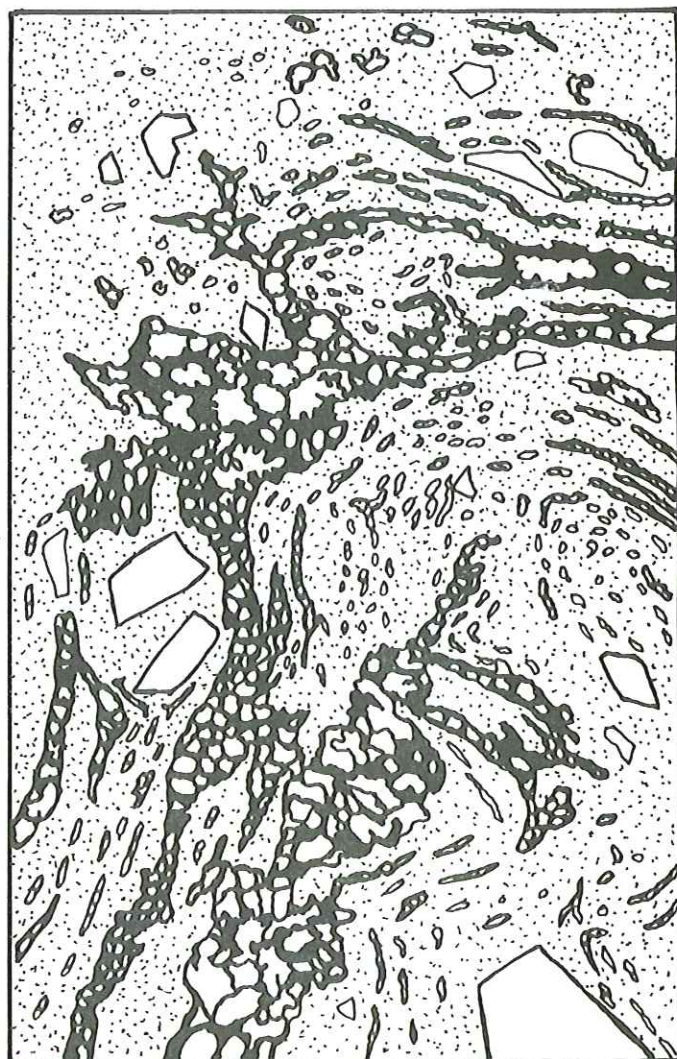


Fig. 57 FACIES A PSEUDO-FLAMMES SITUE ENTRE
LE FEUILLET MOYEN ET LE FEUILLET
SUPERIEUR (Ignimbrite du Nord du lac de sel).
Ce faciès montrant des zones vésiculées plus ou
moins dilatées, ainsi que des circonvolutions
importantes, précède immédiatement la rupture.
(L'horizontale de cette figure est parallèle
à la direction d'écoulement) x 8

- D'autres flammes claires, se confondant avec le fond, montrent des bulles ovoïdes surimposées à une texture en canaux, et semblent avoir donné la majeure partie des échardes du fond. Le contact flamme-matrice est flou, car les caractères optiques de la flamme et des échardes sont identiques. Ces échardes sont allongées, assez fines, de forme sinueuse et serrées les unes sur les autres. Les cristaux n'apparaissent pas fragmentés et sont orientés comme les flammes et les échardes.

Ce niveau, de 1 à 2 mètres d'épaisseur seulement, est parfois séparé du faciès sus-jacent par une petite dépression. Pourtant le passage au faciès bréchique est toujours très progressif et continu. La matrice de l'ignimbrite flammée passe en continuité à celle de la brèche, tout en devenant plus claire. Dans les 15 cm situés en dessous des premiers blocs, les flammes deviennent de moins en moins nombreuses et disparaissent vers le haut. Les cristaux sont parfois brisés. L'ensemble n'est pas orienté. Les échardes prennent des formes différentes, le plus souvent en baguettes fines. On rencontre quelques formes curvilignes, en X, en Y, en étoiles ou hémisphériques, mais jamais sinueuses. Le style de rupture devient cassant. Contrairement au niveau inférieur, aucune orientation préférentielle n'est visible. Ces échardes constituent la matrice avec des débris et poussières de verre jusque dans 15 à 20 cm situés au-dessus des premiers blocs. Au-dessus ce sont des fragments en forme d'esquilles ou de lame de poignard à bords francs, provenant de la rupture des blocs. Ces blocs sont oranges, de dimension centimétrique à décimétrique. Ils sont faiblement vésiculés et le rapport volumétrique bulles/lave est très inférieur à 1. Les bulles peuvent être isolées, ovoïdes, mais plus souvent réunies en réseaux polylobés, allongés et parallèles les uns aux autres. La forme des blocs est trapue sans allongement préférentiel (fig. 56)

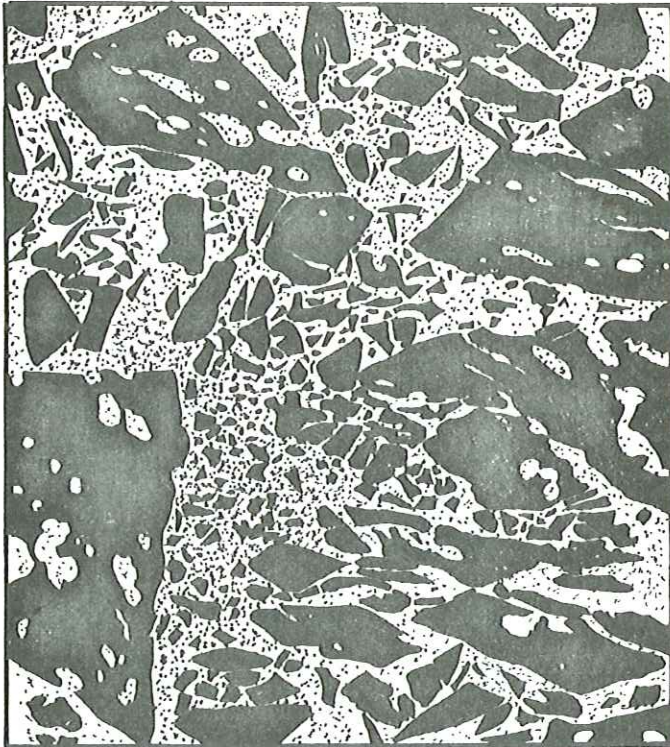


Fig. 56 AUTOBRECHE. RUPTURE A UN STADE PRECOCE x 30

Le pourtour est franc, car découpé par des ruptures cassantes, ou bien crénelé lorsque la rupture intervient dans une zone de bulles. Tous ces blocs montrent une auréole de réaction. Ils ne sont pas orientés comme le montrent les directions quelconques que prennent les lignes de bulles à l'intérieur de chaque bloc. L'épaisseur de ce niveau varie de 1 à 10m et passe à son sommet à la lave en plaquettes du feuillet moyen. L'épaisseur de ce niveau peut brusquement varier latéralement, et la surface séparant le feuillet inférieur du feuillet moyen apparaît alors très chaotique, onduleuse. Une langue peut aussi s'individualiser à partir du corps principal et se terminer en biseau à l'intérieur du feuillet moyen.

c) Le feuillet supérieur

D'une vingtaine de mètres d'épaisseur, il n'est visible que dans le bloc médian, où le fort pendage des couches l'a préservé de l'érosion. Dans la partie supérieure du feuillet moyen, les filets deviennent progressivement de moins en moins parallèles. Les filets de gaz s'épaississent par endroit, s'amincissent à d'autres, et constituent des circonvolutions complexes (fig. 57). Les zones grises, riches en gaz, deviennent de plus en plus abondantes et isolent des fragments de lave effilochés dans lesquels les filets sont plus ou moins tourbillonnaires. Ces lambeaux de lave orange deviennent de moins en moins abondants et volumineux vers le haut, et baignent dans une matrice gris clair, constituée surtout de débris de verre recristallisé. Les échardes sont peu nettes, aux parois fines. Les cristaux sont assez rares. L'ensemble n'est pas du tout orienté. La zone de transition entre les roches lourdes et rouges du feuillet moyen, et ce tuf vitroclastique clair, léger et poreux, est peu épaisse (2 à 3m). Aussi le changement de phase apparaît-il comme brutal.

d) Conclusion

Ces dernières observations s'accordent bien avec celles effectuées par Loccardi et Mittempergher sur les ignimbrites du Latium (1967).

- . Existence d'une lave peu évoluée (pyromagma) près du centre d'émission qui se vésicule progressivement
- . Existence d'un faciès vitroclastique basal, provoqué par des phénomènes de frictions au contact du sol. Loccardi et Mittempergher signalaient des ponces et scories basales. En fait, il s'agit ici d'une véritable ignimbrite à flammes et échardes conservant une texture planaire sur toute son étendue.

Au cours de la poncification, trois types de ruptures peuvent intervenir (fig. 58):

- . une rupture par gonflement et éclatement au sommet de la nappe. Les gaz jouent un rôle essentiel. La faible pression lithostatique ne peut s'opposer à la pression interne due aux gaz. Ce type de rupture est brutal et, en quelques mètres, le pyromagma devient épimagma. L'absence de flammes est caractéristique;
- . à la base, la pression lithostatique impose une résistance importante à la vésiculation qui ne peut entrer en expansion qu'horizontalement. Ces gaz, générateurs d'une poussée horizontale, sont les moteurs de la nappe. La rupture n'est pas aussi brutale que dans le feuillet supérieur, car comme nous l'avons vu l'expansion des gaz est plus progressive, et à l'abri d'une importante couverture, il y a conservation de la température. Les flammes sont des indicateurs d'évolution progressive et de rupture ménagée.
- . le faciès bréchique, situé entre les feuillets inférieur et moyen, a subi une rupture mécanique dans laquelle le rôle des gaz a été négligeable, favorisant simplement quelques plans de rupture. Ce niveau doit être considéré à l'origine comme un plan ayant subi des contraintes mécaniques de cisaillement provoquées par des vitesses d'écoulement différentes entre le feuillet inférieur et le feuillet moyen. Des fractures affectent cette zone, individualisant des blocs que des forces tangentielles font rentrer en rotation. Les lignes de bulles, à l'origine parallèles à la direction d'écoulement, se retrouvent alors dans des blocs séparés, avec des orientations quelconques.

Il faut encore signaler que cette coulée ignimbritique a parcouru plus de 10km en conservant des caractères identiques:

- . Conservation du feuillet moyen lavique, avec une épaisseur importante.
- . Conservation du faciès basal à flammes et du faciès bréchique, avec des épaisseurs très constantes sur plus de 10km.

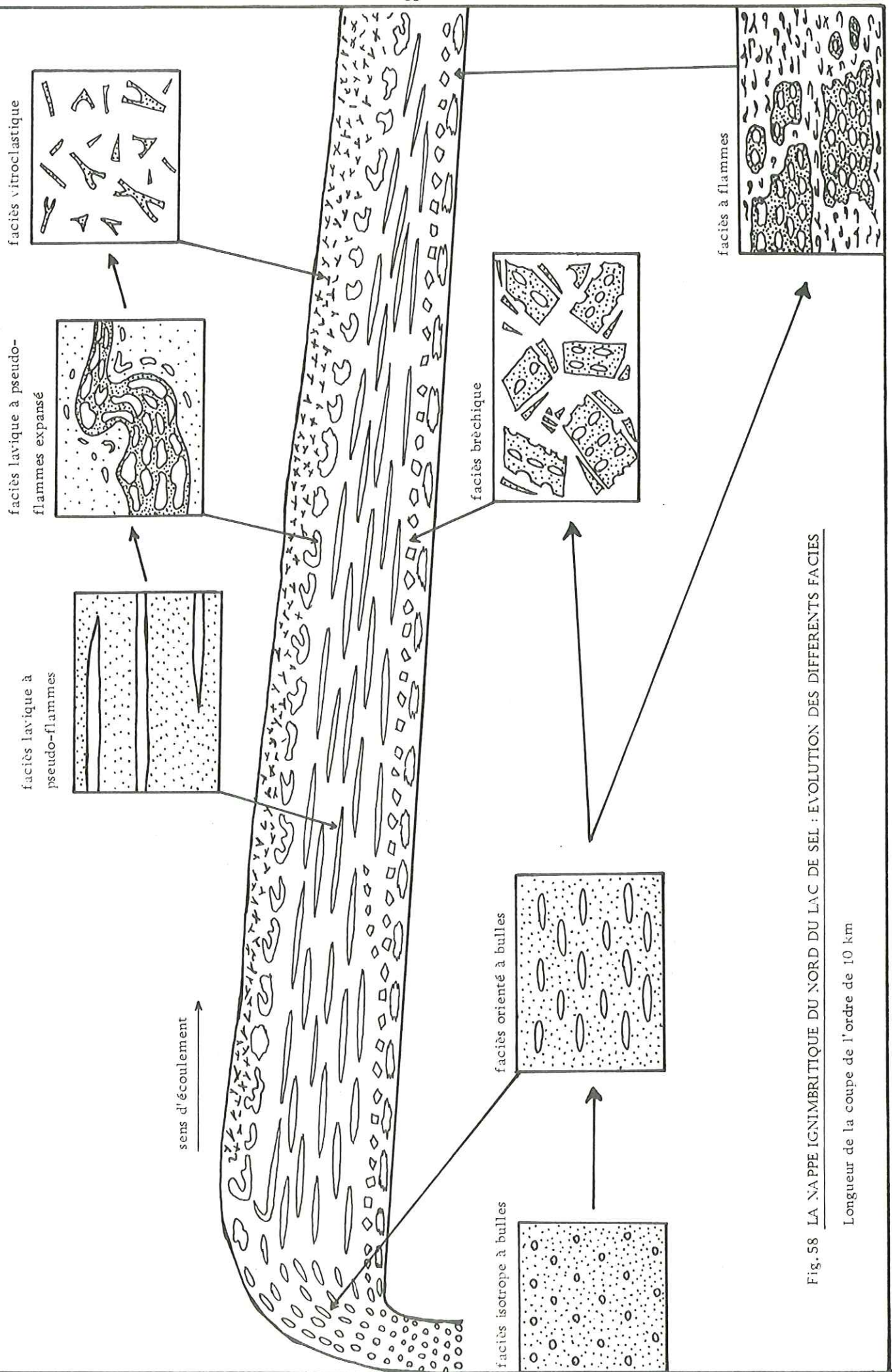


Fig. 58 LA NAPPE IGIMBRITIQUE DU NORD DU LAC DE SEL : EVOLUTION DES DIFFERENTS FACIES

Longueur de la coupe de l'ordre de 10 km

L'évolution verticale observée, du feuillet moyen vers le feuillet supérieur, est classique et s'explique facilement en invoquant l'expansion des gaz par suite de la diminution de la pression lithostatique. Par contre, l'évolution vers le faciès vitroclastique de la base s'explique mal. On peut invoquer des phénomènes de friction, au contact avec le sol, pour expliquer le faciès à blocs. Et d'ailleurs un faciès bréchique a souvent été observé à la base des nappes ignimbritiques dans la région de Saveh. Loccardi et Mittempergher (1967) ont signalé des blocs et scories basaux non orientés. Mais le faciès à flammes orientées de la base pose un problème, car, d'une part cette disposition n'a été signalée à notre connaissance dans aucune autre formation ignimbritique, et d'autre part il ne correspond pas au schéma évolutif classique.

Il semble peu probable qu'une évolution verticale permette le passage du faciès bréchique au faciès à flammes de la base. Il faut alors imaginer une évolution latérale du faciès lavique vésiculé (proche du centre d'émission) donnant à la base un faciès de plus en plus vésiculé, puis un faciès vitroclastique à flammes et écharde et au-dessus un faciès où la vésiculation n'évolue pas et où la rupture est mécanique. Ce schéma soulève toutefois deux objections. Il n'est pas logique tout d'abord que l'expansion des gaz ait été plus importante à la base. Compte-tenu de la pression lithostatique ce devrait être le contraire. Ensuite, si le faciès bréchique s'est fragmenté selon des sections franches sous l'action de contraintes mécaniques, c'est que la température devait être relativement basse. Et cela n'est pas compatible avec l'existence du faciès à flammes de la base, où une température élevée a permis la soudure des écharde. Il est possible alors que la disposition des différents faciès visibles actuellement ne représente que l'évolution finale de cette nappe ignimbritique. Dans un premier temps (fig. 59), un magma très riche en gaz aurait donné une coulée entièrement vitroclastique avec à la base le faciès à flammes visible actuellement et, au-dessus un tuf dont l'extension aurait été beaucoup plus grande. Ensuite, le magma devenant moins riche en gaz aurait donné la lave du feuillet moyen visible actuellement avec un niveau bréchique à la base et un niveau vitroclastique au sommet. Toute cette évolution s'est faite d'une manière continue et le niveau bréchique s'est mis en place sur le faciès à flammes de la base lorsqu'il était encore chaud car les deux niveaux sont soudés et aucune discontinuité ne les sépare.

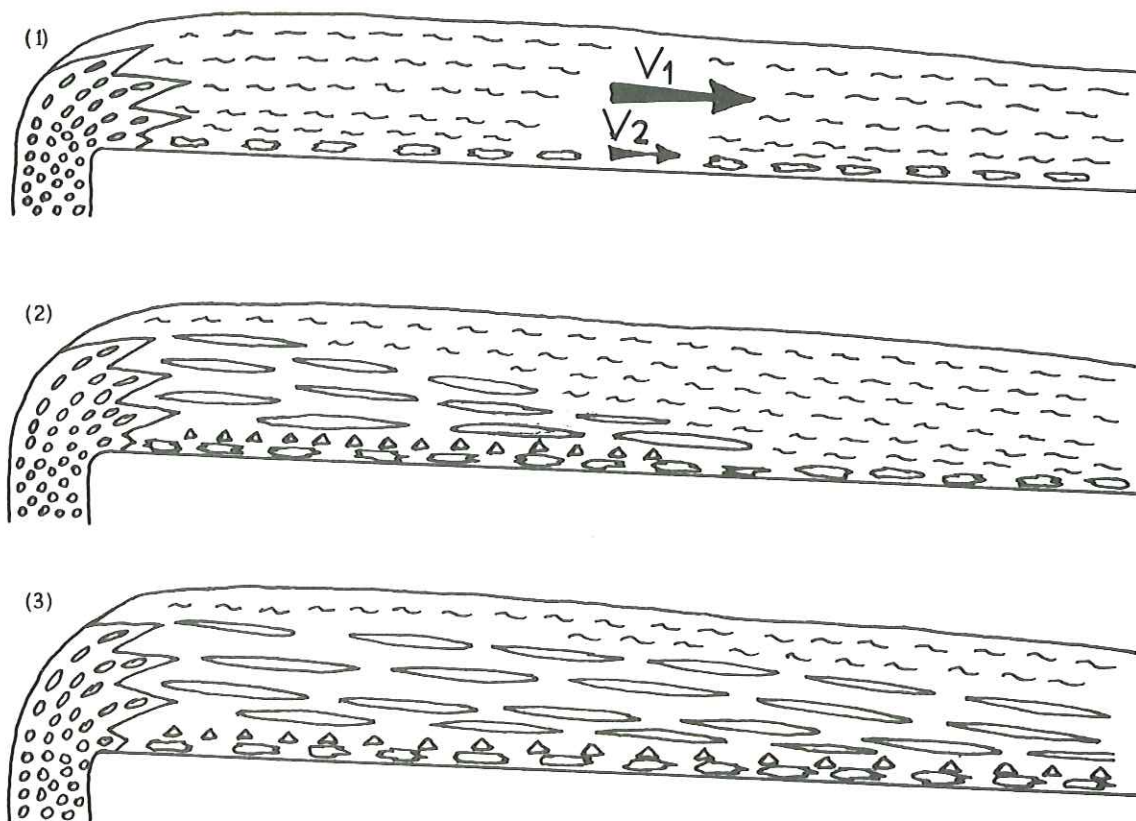


Fig. 59 SCHEMA EVOLUTIF SUPPOSE. Le stade (3) représente la disposition actuelle (fig. 58).

5) Les mécanismes de rupture : acquisition de la structure vitroclastique

a) Rupture ménagée. Conservation de flammes

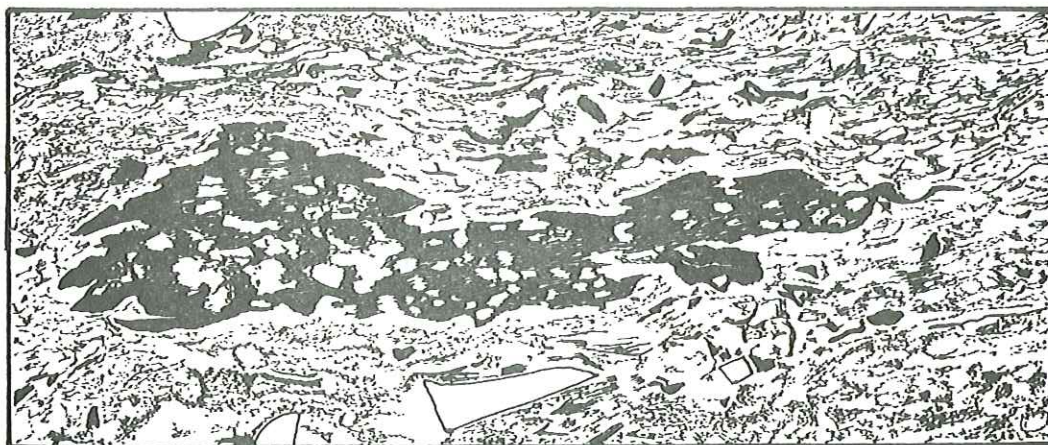
Dans la partie médiane ou basale de la nappe, la pression lithostatique interdit le gonflement brutal et l'éclatement du verre poncifié. A l'abri de cette couverture, il y a aussi conservation de la température. La force d'expansion du gaz s'exprime surtout horizontalement, car verticalement elle se trouve opposée à la pression lithostatique. Et c'est cette force qui provoque l'avancement, qui est le moteur de la coulée. Lorsque cette force dépasse le seuil de résistance mécanique des parois de la bulle, celle-ci éclate, donnant des échardes de verre, une structure vitroclastique. Mais cette évolution est progressive, car structure continue et discontinue coexistent pendant longtemps, les flammes libèrent peu à peu leurs échardes. Dans le détail les modalités de cette rupture sont variées et sont fonction de la viscosité du magma et de l'état de vésiculation.

Dans un magma visqueux, les flammes sont trapues avec un rapport longueur/épaisseur faible. Dans un magma très visqueux les contraintes mécaniques provoquées par l'avancement de la coulée peuvent provoquer la rupture à un stade de vésiculation faible. On peut alors parler de rupture précoce et celle-ci est plutôt à rapprocher de ce qui se passe dans un dôme ou dans une coulée autobréchifiée. La forme des échardes ou des microblocs de ce type est simple (fig. 60, 56 et 55).

Dans un magma plus fluide, les flammes sont allongées et les contours sont beaucoup plus sinueux. Quelquefois même elles ne forment plus une entité avec une forme géométrique propre et ne sont décelables qu'au microscope. Certaines bulles apparaissent dilatées, allongées, d'autres au contraire sont complètement aplaties (fig. 61). Ce phénomène de dégonflement des bulles (implosion) est connu dans l'industrie de la perlite et se produit lorsque le produit expansé reste trop longtemps à haute température, perdant ses gaz alors par diffusion à travers les parois (Harmand, 1976). Il faut admettre dans ce cas, que les gaz ont soufflé les bulles sans les faire éclater, leur permettant d'évoluer encore en fonction du milieu, à haute température. En l'absence de contraintes, certaines bulles se dilatent. D'autres, au contraire, à cause de contraintes imposées par le mouvement, se trouvent aplaties. Les échardes libérées par ce type de flamme ont des formes très variées et flexueuses (fig. 62).

b) Rupture brutale

Elle se produit dans la partie supérieure des coulées. En l'absence de pression lithostatique, les bulles se gonflent et éclatent brusquement donnant des échardes non aplaties (fig. 46). L'absence de flammes, c'est-à-dire de stade antérieur, signale que l'acquisition de la structure vitroclastique a été brutale et a affecté l'ensemble de la zone poncifiée. Des ponces sont parfois associées aux échardes, mais elles se différencient des flammes par le fait qu'elles ne sont pas parallèles à la direction d'écoulement. Elles sont devenues des éléments passifs et il est possible qu'à ce niveau l'écoulement soit devenu turbulent avec une phase gazeuse continue. Cette rupture brutale peut aussi se produire après une rupture de pente par exemple (P. Vincent 1963), et le sillar obtenu est toujours sans flammes.

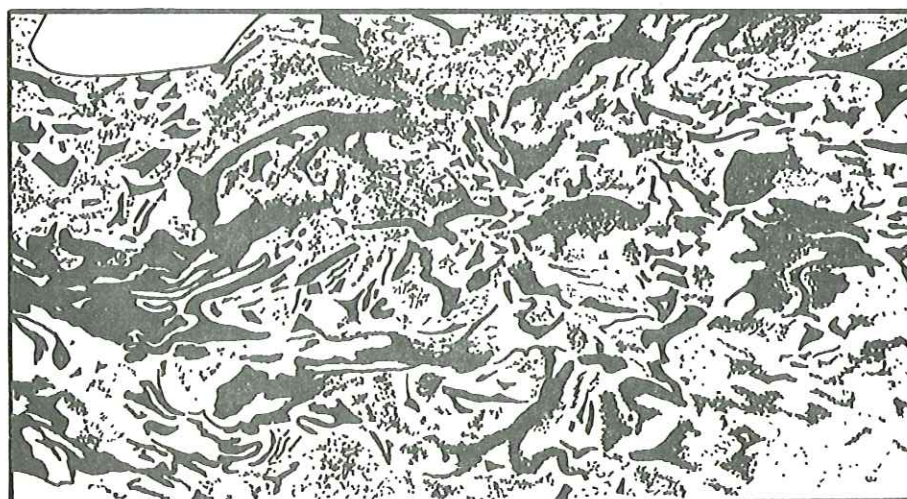
Fig. 60 FLAMME TRAPUE DANS SON FOND VITROCLASTIQUE

x 30



x 100

Fig. 61 FLAMME DE MAGMA FLUIDE: bulles étirées, renflées, allongées ou au contraire aplaties montrant un écoulement vitreux plastique. Le cristal automorphe vertical, au centre, est une biotite, moulée par les filets de lave.



x 120

Fig. 62 EXTREMITE D'UNE FLAMME DE MAGMA FLUIDE libérant des échardes aux formes flexueuses.

B) LES COULEES PYROCLASTIQUES SOUS-MARINES

Ce sont des formations vertes non stratifiées, sans prismation ni litage, présentant une grande homogénéité d'ensemble sur toute leur étendue. Leur épaisseur est souvent de l'ordre de la dizaine de m, mais elle peut atteindre la centaine de m. En raison de complications tectoniques, leur extension est difficilement appréciable.

Signalons qu'une coulée a pu être suivie sur plus de 10km. Leur homogénéité et leur cohésion d'ensemble leur permettent de constituer des reliefs abrupts. Mais sur l'affleurement les formes sont molles, arrondies, et les niches et alvéoles sont fréquentes.

Leur origine sous-marine est attestée par plusieurs faits. Elles se trouvent toujours dans un contexte marin, associées à des marnes, grès et calcaires, contenant souvent une faune marine (voir chapitre stratigraphie). Sur le terrain, leur couleur toujours verte, due à des chlorites et minéraux argileux permet de les différencier des ignimbrites subaériennes. Enfin, à l'intérieur de trois de ces nappes, nous avons trouvé des enclaves (galets mous) de radiolarites. Compte-tenu de l'absence de soudure des échardes entre elles nous avons préféré utiliser le terme de coulée pyroclastique que celui d'ignimbrite.

1) Texture et structure

Leur texture les rapproche des ignimbrites tuffacées continentales. Les roches sont légères, claires, tendres et poreuses. La surface est alvéolaire, le toucher rugueux. On distingue des éléments verts sombres allongés souvent fibreux qui se rayent facilement au couteau. Le microscope permet de les identifier à des ponces et échardes. On reconnaît aussi des feldspaths très blancs et de gros quartz souvent très abondants. Les ferromagnésiens ne sont pratiquement jamais reconnaissables.

Les ponces - Le verre est toujours recristallisé en assemblage quartzo-feldspathique ou transformé en chlorite, calcite, séricite et minéraux argileux (voir plus loin). Les cavités, bulles ou canaux, sont remplis de calcite ou de quartz, mais plus souvent de chlorite fibroradiée. Certaines ponces sont peu vésiculées. Les bulles sont ovoïdes et le rapport volumétrique bulles/lave est faible. Certaines ponces ont au contraire des canaux allongés et prennent une allure fibreuse. Parfois, de nombreuses petites bulles sphériques se trouvent situées sur ces canaux, comme s'il y avait eu deux stades de vésiculation. Le dernier ayant produit des bulles sphériques non déformées s'est sans doute produit après l'immobilisation de la nappe. Il faut donc admettre comme pour les ignimbrites subaériennes, que les gaz ont joué un rôle actif jusqu'à la fin de l'évolution de la coulée. Ces fragments de magma vésiculé se différencient des flammes des ignimbrites continentales par plusieurs aspects. Elles ne sont pas toujours parallèles, mais disposées d'une manière assez anarchique. Ensuite, on ne voit pas de passage progressif entre ces ponces et ces échardes. D'ailleurs on rencontre parfois des ponces seules, des échardes seules, ou bien les deux ensembles. De tout cela on peut conclure qu'à un certain degré de vésiculation l'ensemble de la coulée est entré en rupture, d'une manière brutale, rapide et complète car l'ensemble de la formation est vitroclastique.

Les échardes - Elles sont souvent identiques à celles décrites dans les ignimbrites tuffacées émises en milieu subaérien (fig. 63). Par contre, elles sont presque toujours recristallisées sous forme de plages quartzo-feldspathiques, jamais d'une manière axiolithique. Leurs formes sont variables, en bâtonnets, en X ou Y, sphériques, hémisphériques ou en étoiles (voir fig. 63). Certaines échardes montrent des parois épaisses ou des rayons de courbure différents comme si la rupture était intervenue sur un verre vésiculé d'une manière inhomogène. Il est probable que dans ce cas la rupture a été provoquée par choc thermique au contact avec l'eau. Même à la base des coulées elles n'apparaissent que faiblement aplaties et soudées. La cohésion est toujours due à des recristallisations.

Les cristaux - Ce sont toujours des quartz et feldspaths. Les ferromagnésien sont rarement reconnaissables. Le plagioclase est en général de l'oligoclase ou de l'andésine. Quartz et feldspaths sont parfois très abondants et peuvent constituer jusqu'à 50 % de la roche. Les quartz sont presque toujours corrodés avec des golfes en doigt de gant très développés.

Les cristaux de quartz sont très intéressants, car ils gardent la marque des contraintes subies au cours de l'écoulement. Ils ont tout d'abord une extinction roulante en lumière polarisée. Ensuite, ils apparaissent craquelés, fendillés. Au stade suivant, il y a rupture et déplacement des fragments. Mais ceux-ci restent voisins les uns des autres, formant un puzzle que l'on pourrait facilement reconstituer. Ensuite, en accord avec Milesi (1976), les fragments constituent des "convois de cristaux" ; les cristaux tronçonnés prennent des allures "en bananes". La direction des images ainsi formées est toujours identique, et rupture et déplacement semblent résulter de forces de traction parallèles à la direction d'écoulement (fig. 63). Dans les faciès évolués les cristaux sont petits (fragments de cristaux), anguleux, en forme d'esquilles très pointues. Ils conservent généralement une orientation planaire d'ensemble.

Xénolithes et vestiges laviques - Les xénolithes sont très rares. Par contre, les vestiges laviques sont relativement fréquents. Ce sont souvent des verres recristallisés en assemblages quartzo-feldspathiques et découpés de fentes curvilignes perlitiques. Contrairement aux ignimbrites subaériennes, ces verres ne montrent pas de signe de vésiculation.

2) Les phénomènes d'argilisation

La couleur verte est due à l'existence de minéraux phyliteux. On constate qu'ils sont régulièrement répartis dans toutes ces coulées. On ne peut donc invoquer des phénomènes d'argilisation locale due par exemple à des actions hydrothermales postérieures à la mise en place de ces formations.

Le passage d'une vingtaine de ces laves, en diffraction X sur agrégats orientés a permis de mettre en évidence : prédominance d'illite, chlorite, interstratifiés de type Illite-Montmorillonite, Illite-Chlorite, Illite-Vermiculite, Montmorillonite-Vermiculite, Chlorite-Vermiculite.

L'abondance d'illite est sans doute à mettre en relation avec le chimisme acide des laves altérées. Des données expérimentales (voir p. 62) montrent qu'une telle argilisation ne peut affecter que des verres hydratés et que l'hydratation de ces verres ne peut se produire qu'à haute température. On est donc conduit à admettre que l'éruption a été sous-marine, et cela d'autant plus que les verres acides résistent mieux à l'hydratation et à l'altération que les verres basiques. D'ailleurs, sur le terrain nous avons fréquemment rencontré des ignimbrites rouges indemnes d'altération au milieu de laves andésibasaltiques complètement altérées et de sédiments fossilifères, témoignant de l'ambiance aquatique de mise en place de ces volcanites. A notre avis, l'argilisation importante de ces verres est un argument important pour considérer la mise en place de ces ignimbrites comme franchement sous-marine.

3) Le contexte paléogéographique

Elles se trouvent dans l'Ensemble moyen ou dans les séries vertes de l'Ensemble supérieur (voir Ch. Stratigraphie). Elles peuvent reposer sur des formations pyroclastiques (tufs à cristaux ou à ponces), ou sédimentaires (grès, marnes ou radiolarites). Mais elles sont toujours surmontées d'une importante masse de tufs verts à cendres très fines et de boues tuffitiques bien stratifiées, dans lesquels les échardes, ponces et fragments de cristaux sont noyés dans une matrice quartzo-feldspathique et calcitique. Des radiolaires et parfois des globigérines y sont presque toujours associés. L'origine de ce matériel très important dans les séries vertes pose un problème. En fait, il est probable comme nous le verrons par la suite que la partie la moins dense de la coulée pyroclastique soit restée fort longtemps en suspension dans l'eau de mer avant de se sédimenter avec des boues calcitiques et des foraminifères planctoniques. Il n'est pas étonnant d'ailleurs de constater la présence de radiolaires dans un milieu qui était sursaturé en silice. Cette formation peut-être comparée à l'intervalle pélitique classique des turbidites (Lombard 1972). D'autres figures sédimentaires classiques dans les turbidites ont été rencontrées à proximité des coulées pyroclastiques : galets mous non orientés, "convolute laminations" (et dans ce cas les éléments figurés de la coulée apparaissent non orientés), des granoclassements, normaux pour les fragments lithiques et les cristaux, et inverses pour les ponces (ce qui confirme l'hypothèse d'une sédimentation marine).

4) Les coulées pyroclastiques du Sud d'Azbezan

Deux km au Sud-Ouest d'Azbezan, on trouve une série verte comprenant à la base des tufs à cristaux, avec des niveaux de radiolarites. Les tufs sont extrêmement riches en cristaux de quartz et feldspaths. Les radiolarites sont gris noir, dures, à cassure conchoïdale. Au microscope, on reconnaît des Radiolaires et des Globigérines. Au-dessus vient une coulée pyroclastique massive contenant des enclaves centimétriques, décimétriques voire même métriques de radiolarites tout à fait identiques aux précédentes (fig. 64).

Dans sa partie basale la coulée est très riche en cristaux de feldspaths et de quartz. Ces derniers possèdent de très beaux golfes de corrosion. Certains ont une extinction roulante. Ils sont fendillés, les fentes individualisant des sortes de boudins accolés les uns aux autres. D'autres, fragmentés, ont leurs éléments faiblement déplacés les uns par rapport aux autres. La matrice est constituée de petites échardes de verre baignant dans des cendres vitroclastiques. Dans la partie supérieure de la nappe, les cristaux sont moins nombreux, plus fragmentés. Certains, aux formes élancées et anguleuses s'orientent parallèlement à la direction générale des éléments. D'autres, tronçonnés, ont leurs fragments disposés les uns à côté des autres, prenant des allures en "banane" (Milesi 1976). La matrice, elle, est constituée en majeure partie d'échardes de verre.

Les enclaves de radiolarite ne sont pas régulièrement réparties dans la coulée. On en trouve deux niveaux, l'un situé dans la partie basale et constitué de cinq éléments dont un de 1m de long, l'autre situé dans la partie médiane, avec une forte concentration des éléments sur une longueur d'une dizaine de m et une épaisseur de 1m. De chaque côté la concentration en éléments diminue puis disparaît. Ces enclaves sont en général ovoïdes avec un axe d'allongement net. Le rapport longueur/épaisseur est en moyenne de 3. Les contours de l'enclave ne sont pas toujours concaves et la coulée y constitue parfois des golfes (fig. 65 et 66) A plus petite échelle, le contact radiolarite - coulée pyroclastique apparaît très sinueux. Au microscope on voit les cristaux et les échardes de l'ignimbrite pénétrer la masse plus tendre de la radiolarite. Toutes ces observations montrent que le niveau de radiolarite n'était pas encore induré lorsqu'il a été incorporé à la coulée, et que ces enclaves se sont comportées comme des galets mous.

Puisque ces enclaves étaient encore plastiques, déformables, au moment de leur incorporation, nous pouvons les considérer comme des indicateurs des conditions d'écoulement. L'orientation planaire de la plupart de ces éléments indique que l'écoulement a été laminaire et non pas turbulent. La disposition oblique ou perpendiculaire à la direction générale de quelques éléments peut s'expliquer de deux manières: ces objets se trouvent situés devant ou derrière des obstacles qui modifient localement les lignes de courant. En l'absence d'un tel contexte, il faut admettre des différences de vitesse d'écoulement entre filets voisins provoquant la rotation des éléments (fig. 65 et 66).

La terminaison bifide de certains éléments (fig. 65 et 66) montre qu'il y a eu étirement des bords du matériau encore mous par des forces parallèles à la direction d'écoulement.

Le fait que ces éléments occupent un espace limité montre qu'il s'agissait à l'origine d'un niveau de radiolarite homogène entraîné au front et à la base de la nappe, incorporé en son sein sans doute par "Bulldozing effect", puis étiré et dissocié par des mouvements laminaires. Les images ainsi constituées peuvent être comparées à d'autres déjà observées: disposition planaire, convoi de cristaux tronçonnés, etc.

Au-dessus de cette coulée, sur une dizaine de m, l'ensemble est très stratifié, en bancs décimétriques, avec des niveaux granoclassés. Dans ces niveaux granoclassés de 3 à 8mm de puissance seulement, les quartz, feldspaths et échardes deviennent de plus en plus fins vers le haut en même temps qu'apparaissent les ponces. Au sommet du cycle on observe souvent un liseré vert constitué de ponces flottées et déposées en dernier. Les surfaces de séparation des différents cycles sont onduleuses. Cet ensemble peut être considéré au moins en partie comme un niveau de remaniement de la partie sommitale de la coulée pyroclastique par des courants marins. Mais il est probable aussi que cela représente la fraction arrachée par l'eau à la coulée, à cause des phénomènes de friction engendrés par l'avancement. La fraction ainsi diluée dans l'eau pourrait évoluer en turbidites et donner ainsi une séquence granoclassée.

Fig. 63 ECHARDES DE VERRE
DANS UNE COULEE PYROCLAS-
TIQUE. Formes variées montrant
des zones de concentration préfé-
rentielle. Les fragments de cristaux
de quartz apparaissent faiblement
écartés. (LP x 75)

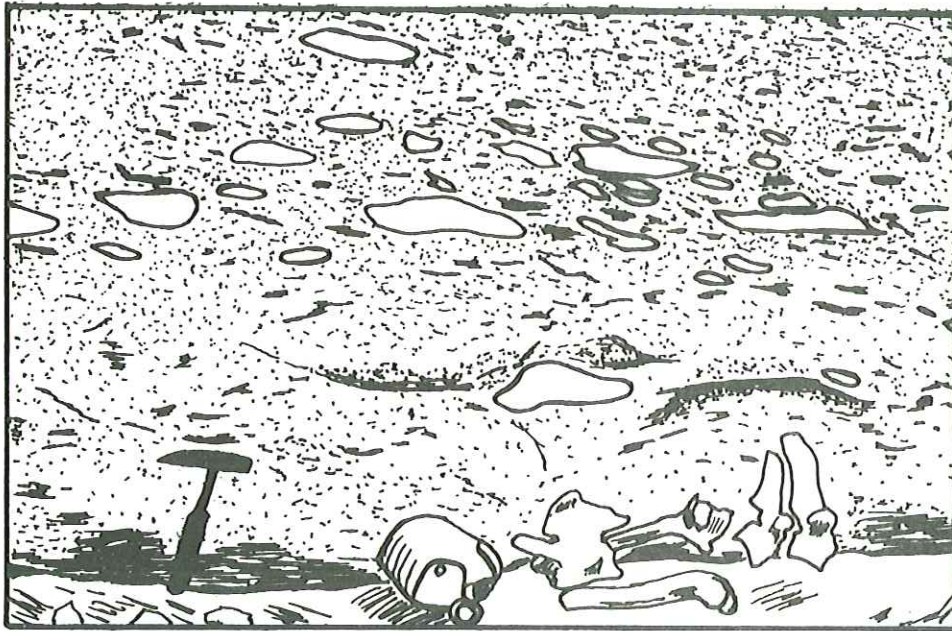
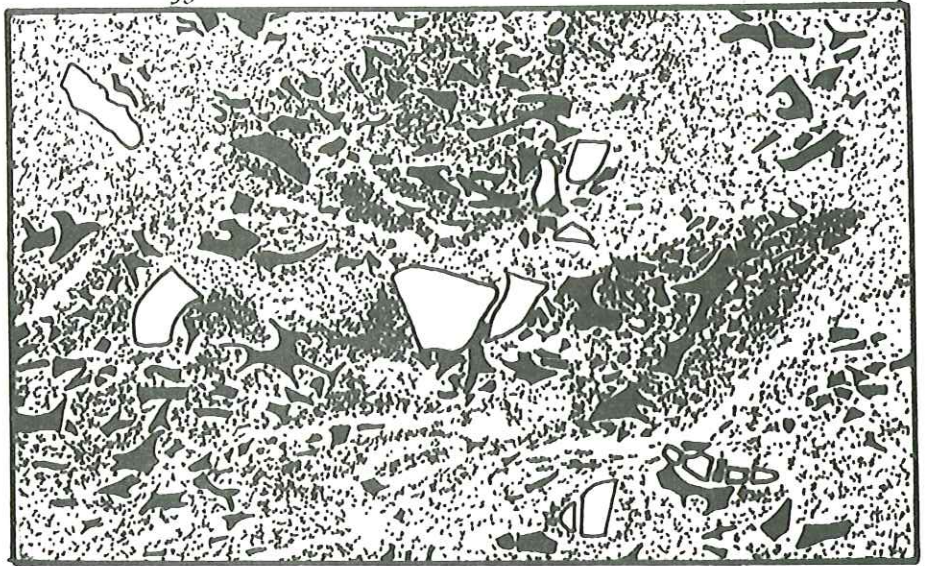


Fig. 64 COULEE PYROCLASTIQUE
montrant une zone riche en enclaves
de radiolarites disposées parallèle-
ment à la direction d'écoulement.

Fig. 65 Deux blocs situés à côté
d'un obstacle à terminaison légè-
rement bifide (sous le crayon) se
trouvent orientés perpendiculai-
rement à la direction générale.

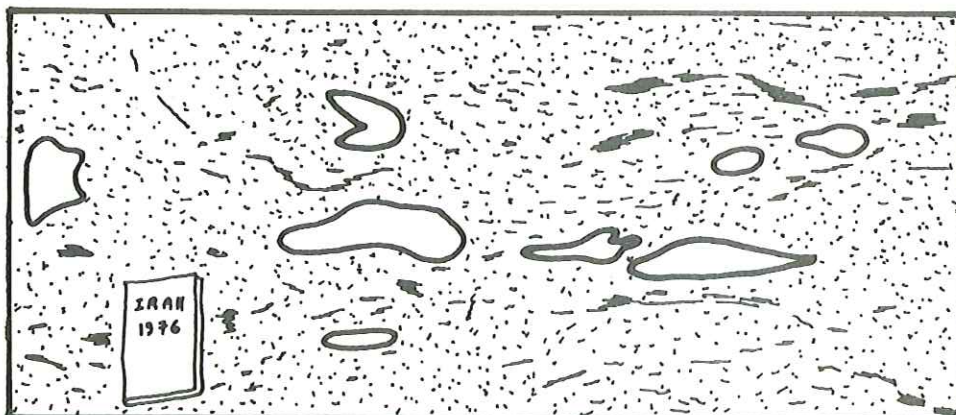
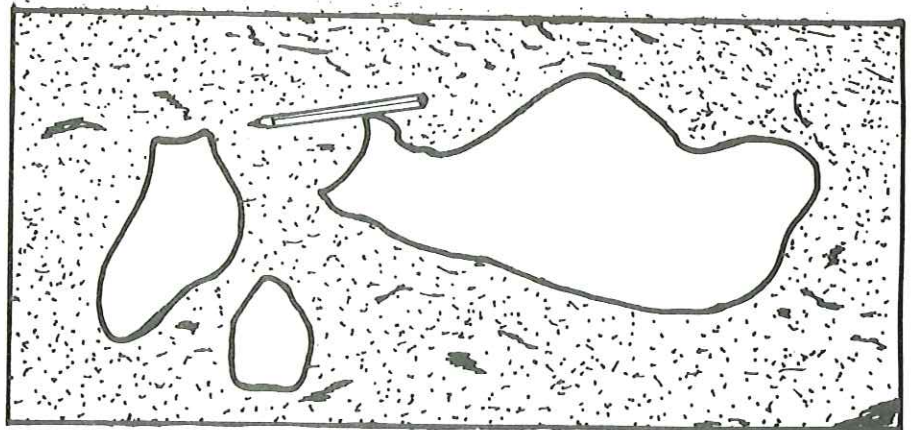


Fig. 66 Enclaves ovoïdes aux
formes sinueuses. L'une d'elles
montre une terminaison bifide
caractéristique.

5) La coulée pyroclastique du Kuh-e Kowra Bolagh

Située dans une série marine décrite dans le chapitre stratigraphie (fig.37 et p.26), elle constitue ici le sommet de la montagne du Kuh-e-Kowra Bolagh, formant une paroi abrupte sur son flanc sud. Elle est toujours massive et ne présente aucune stratification, ni litage. A cette homogénéité d'ensemble correspond une unité dans le détail. A part un niveau lenticulaire que nous étudierons plus loin, tous les faciès sont verts et poreux. Au microscope, tous montrent une structure vitroclastique avancée, dans laquelle les échardees sont plus abondantes que les poncees.

Dans les poncees les gaz s'expriment de manières fort différentes: bulles sphériques ou ovoïdes, isolées ou polylobées, ou bien structurées en canaux parallèles. Le degré de vésiculation des différentes poncees est aussi très variable, mais il est en général assez élevé. Lorsque les bulles sont entrées en coalescence, le rapport volumétrique bulles/lave peut devenir supérieur à 1. Le bord de ces poncees peut être droit lorsqu'il est déterminé par des fractures mécaniques affectant des zones non bulleuses, ou bien festonné lorsqu'il suit les parois des bulles éclatées. La forme sinueuse ou flexueuse de certaines poncees montre qu'elles étaient encore plastiques après la rupture.

La forme des échardees est elle aussi variée: en bâtonnets, en X ou Y, en étoiles, en fragments hémisphériques, avec des parois épaisses ou minces. Cette diversité est sans doute liée à la variété des poncees, et les deux sont liés. Au sommet de la nappe, ces échardees constituent 90% de la roche.

La texture planaire est de règle parmi ces poncees et échardees, surtout dans la partie basale de la nappe, mais les éléments obliques ou même perpendiculaires sont fréquents. Dans tous ces faciès, même à la base, l'individualité des éléments ainsi que l'existence de bulles sphériques non déformées, montrent l'absence de soudure et la faible importance des phénomènes de tassement.

Dans tous ces faciès vitroclastiques, les cristaux sont peu nombreux et petits, en forme d'esquilles anguleuses. Ils sont parfois tronçonnés avec des fragments écartés et disposés selon une ligne parallèle à la direction générale.

Dans la partie médiane de la nappe nous avons eu la chance de trouver le seul faciès lavique (non vitroclastique) que nous ayons rencontré dans toutes ces coulées pyroclastiques sous-marines. Ce niveau de quelques m d'épaisseur est sans doute lenticulaire car il n'a été observé nulle part ailleurs. La roche est violette, plus lourde que les autres. On n'observe aucune poncee, aucune échardee, et au microscope le fond apparaît continu. Les lignes de courant y sont matérialisées par des zones plus riches en bulles qui peuvent localement former des pseudoflammes à bulles sphéroïdales. La roche n'est pas altérée, ni argilisée, à l'inverse de tous les autres faciès sous-marins. On observe seulement une dévitrification se présentant sous forme de "snow-flakes texture" et localement sphérolitique. Dans les pseudoflammes, les bulles apparaissent sphériques ou légèrement ovoïdes. Contrairement aux cas décrits précédemment, les cristaux de ce faciès sont volumineux, automorphes. Certains apparaissent seulement fendillés ou brisés, mais à fragments faiblement déplacés les uns par rapport aux autres. Ce faciès à structure continue ne peut résulter de la soudure d'échardees vitroclastiques. En effet on comprendrait mal comment seul un petit niveau lenticulaire situé dans la partie médiane de la nappe aurait subi un tassement et une soudure, alors que ces deux phénomènes n'existent nulle part ailleurs, même pas à la base de la nappe où la pression devrait être la plus forte. Même en rejetant cet argument, il resterait à expliquer pourquoi les cristaux sont volumineux et automorphes dans ce faciès alors qu'ils sont réduits partout ailleurs, sauf cas exceptionnels, à l'état de menus fragments anguleux. On imagine mal les fragments "consanguins" se retrouvant après une longue absence pour s'accoler les uns aux autres et reconstituer les cristaux primitifs! Enfin, la présence des bulles sphériques ne s'accorde pas avec des phénomènes de tassement et soudure. On pourrait objecter que les différents faciès décrits n'appartiennent pas à une seule nappe, mais à des venues successives plus ou moins espacées dans le temps. En fait, comme nous l'avons déjà signalé, l'homogénéité de cette formation est exceptionnelle sur toute son étendue, et l'on ne peut voir aucune discontinuité sur certaines coupes formant des falaises de 80 à 100m de haut. La composition minéralogique des différents faciès observés est toujours rigoureusement identique: plagioclase andésine, mésostase acide, apatite et deux types de poncees.

dénnotant sans doute un mélange magmatique (ponces fibreuses à recristallisations quartzo-feldspathiques et ponces à bulles sphériques ou ovoïdes dont la structure microlithique dénote sans doute un chisme moins acide).

Des boules ovoïdes ou parfaitement sphériques ont été rencontrées au sommet de cette coulée. Nous pensons qu'elles peuvent être considérées comme des indicateurs d'une mise en place sous-marine (voir "le problème des boules, quelques traits du volcanisme sous-marin", p. 71).

6) Les centres d'émission

Sur la surface structurale de la nappe précédemment décrite (coulée pyroclastique du Kuh-e-Kowra Bolagh), dans le niveau à boules (voir ci-dessus), nous avons trouvé un pipe rhyolitique que nous considérons comme le centre d'émission d'une autre coulée pyroclastique. Ce pipe de 30 mètres de diamètre est rempli de blocs rhyolitiques à nombreux quartz automorphes corrodés qui montrent une bordure riche en calcite et minéraux argileux, et une partie centrale moins altérée. Au microscope, cette rhyolite apparaît fortement vésiculée et peut être considérée comme un témoin de pyromagma. Ce pipe, sans doute sub-vertical, a donné en surface (sur la coulée du Kuh-e-Kowra Bolagh déjà décrite) une petite coulée qui révèle au microscope une structure vitroclastique.

On constate donc une évolution de la poncification en quelques m seulement (les deux échantillons ont été pris à 5 ou 6 m l'un de l'autre) du pipe à la coulée associée. Dans les blocs du pipe on observe une micro-vésiculation isotrope dense, avec de petites bulles régulièrement réparties, sphériques à parois jointives, plus rarement isolées. Dans la coulée, les fragments de magma, ponces ou échardes, bien que tous affectés par la poncification, montrent que son intensité a été variable selon les endroits.

Certaines ponces présentent une vésiculation faible avec des bulles de diamètre identique à celui du pyromagma antérieur. D'autres au contraire sont plus soufflées, avec des bulles ovoïdes ou un réseau de canaux parallèles. Dans les échardes curvilignes, certains rayons de courbure montrent que la vésiculation a été très forte et que c'est elle qui est responsable de l'éclatement. D'autres formes en baguettes résultent de la rupture de parois de canaux.

On constate une évolution parallèle dans les bris de cristaux. Dans le pipe, les phénocristaux sont automorphes et indemnes de toute fragmentation. Au contraire, dans la coulée, les cristaux sont souvent fragmentés. Certains sont simplement lézardés, fendillés, d'autres ont leurs éléments dissociés mais faiblement déplacés.

7) Conclusion

Certains caractères particuliers doivent être soulignés:

- l'absence de flammes, remplacées par des ponces qui se comportent comme des éléments inactifs et sont transportées comme les autres éléments, cristaux ou échardes;
- les différences de degré de vésiculation importantes entre les différentes ponces et échardes dans un même échantillon;
- après l'immobilisation de la nappe, une microponcification a affecté certaines ponces;
- le bris des cristaux semble accompagner le bris du verre. Dans les faciès moins vitroclastiques les cristaux sont moins fragmentés;
- les phénomènes d'aplatissement apparaissent faibles. A la base des coulées, les ponces à bulles sphériques ne sont pas rares et le grand axe des bulles aplaties n'est pas forcément perpendiculaire à la pression lithostatique. Les éléments obliques ou perpendiculaires à celle-ci ne sont pas rares;
- les phénomènes de soudure sont faibles, voire inexistants. La cohésion de l'ensemble est due à des recristallisations;

- d'après le seul exemple que nous ayons, on peut penser qu'au sommet de la cheminée d'alimentation (du pipe), le magma est microponcifié (pyromagma) et que l'expansion conduisant à l'éclatement se produit immédiatement à la sortie. Cela expliquerait bien le fait que la structure vitroclastique soit prédominante dans toutes ces coulées pyroclastiques sous-marines. En outre, il faut souligner que cette formation est reliée à son pipe, et cela évoque un dynamisme de coulée de lave classique évoluant ensuite vers un écoulement pyroclastique (fig. 67).

8) Mécanisme de mise en place

Nous admettons pour le dynamisme de mise en place un écoulement laminaire identique ou voisin de celui évoqué pour les ignimbrites émises en milieu subaérien, pour le corps principal de la coulée.

L'un des mécanismes les plus couramment invoqués (Hay 1959 - Smith 1960 - Water et Fisher 1971) faisant intervenir l'effondrement d'une colonne éruptive verticale (champignon) ne peut absolument pas être retenu ici en raison de la mise en place sous-marine. Par contre, on pourrait imaginer un courant fluidifié turbulent évoluant au fond de l'eau. Mais pour les raisons déjà signalées nous ne retiendrons pas cette hypothèse, au moins pour le corps principal de la coulée;

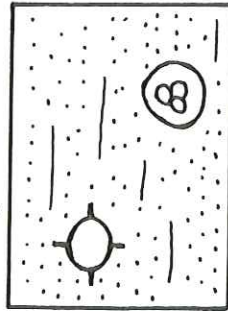
- une structure vitroclastique initiale constituée d'échardes de verre et de cristaux brisés ne peut évoluer par soudure vers une lave microponcifiée non vitroclastique à phénocristaux automorphes;
- un mélange fluidifié gaz-solide, se déplaçant à très grande vitesse, serait incapable d'incorporer à sa masse des niveaux importants du substratum, sur lequel il se déplace. Au contraire, un écoulement laminaire et gravitaire collant mieux au sol, peut facilement arracher et incorporer à la base et au front, un niveau (radiolarite) non induré par effet de pelle;
- les images constituées par certains éléments rendent compte d'une mise en place laminaire:
 - . cristaux tronçonnés ou brisés dont les fragments sont situés presque toujours sur une ligne parallèle à l'écoulement.
 - . orientation planaire aussi de plus de 95% des enclaves de galets mous (radiolarite). De plus, ces enclaves conservent une forme presque toujours ovale et sont localisées dans une zone lenticulaire dont le grand axe est parallèle à la base et au toit de la coulée. Un écoulement très rapide et turbulent aurait déchiqueté ces galets mous et les aurait éparpillés dans toutes les directions.

Il reste à expliquer pourquoi, contrairement aux ignimbrites subaériennes, les vestiges laviques sont si rares. Le stade vitroclastique semble avoir été acquis d'une manière brutale et l'absence de flammes est caractéristique. Il semble logique de chercher la cause de cette différence dans le milieu aquatique puisque apparemment c'est le seul élément qui les distingue des ignimbrites émises en milieu subaérien.

La première hypothèse rend compte du fait que l'argilisation des verres est régulièrement répartie dans toutes ces coulées pyroclastiques sous-marines. Il est possible alors de penser que l'eau de mer a pu pénétrer dans la chambre magmatique ou dans les cheminées d'alimentation, se mélanger aux autres gaz magmatiques, et produire une hydratation des verres à haute température, conduisant ensuite à une argilisation homogène de l'ensemble. Cela rendrait aussi bien compte du fait que, par suite de l'abondance des gaz, la structure vitroclastique soit partout si évoluée. En effet, une teneur en eau importante est une condition favorable à l'expansion des verres (Harmand 1976).

Ensuite, l'influence de l'eau peut aussi intervenir par brusque refroidissement de l'ensemble provoquant la rupture précoce du verre devenu trop visqueux. On peut aussi dans le même ordre d'idée invoquer des phénomènes de friction provoqués par la masse liquide entourant la lave en mouvement. Le milieu liquide serait alors seul responsable de cette évolution toujours si poussée vers le stade vitroclastique. Le choc thermique provoqué par le contact avec l'eau de mer est sans doute aussi responsable de la fragmentation poussée des verres. Les différences de degré de vésiculation observées entre les ponces et échardes d'une même coulée constituent un argument sérieux à l'appui de cette hypothèse.

boue tuffitique à Radiolaires
et Globigérines



tuf granoclassé à cristaux
et à ponces

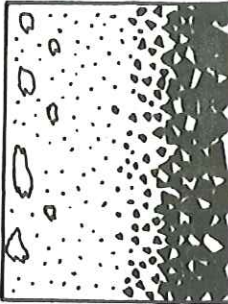
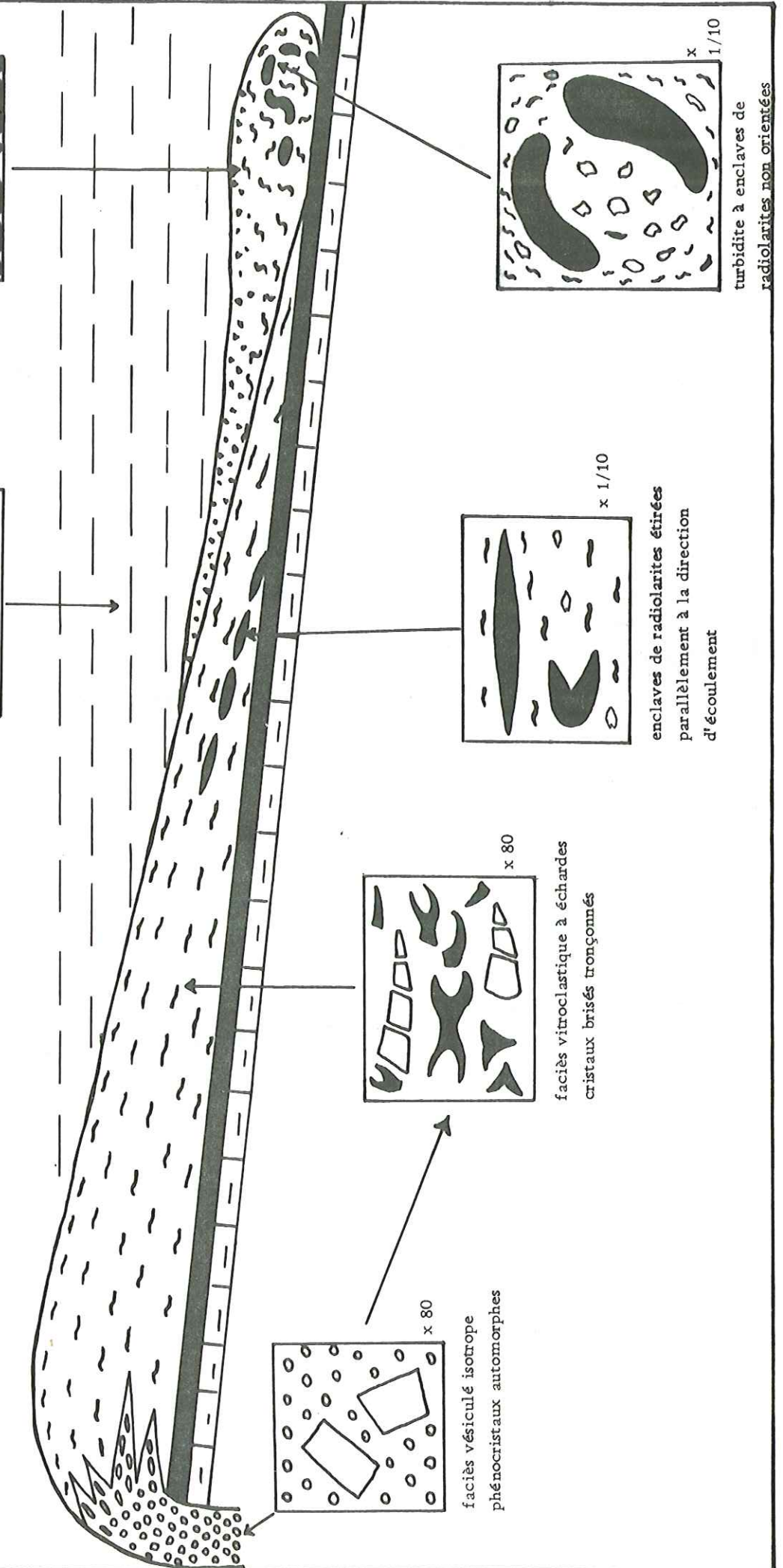


Fig. 67 SCHEMA MONTRANT LES RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTS
FACIES D'UNE COULEE PYROCLASTIQUE SOUS-MARINE DANS
SON CONTEXTE PALEOGEOGRAPHIQUE

Longueur de la coupe de l'ordre de 30 km



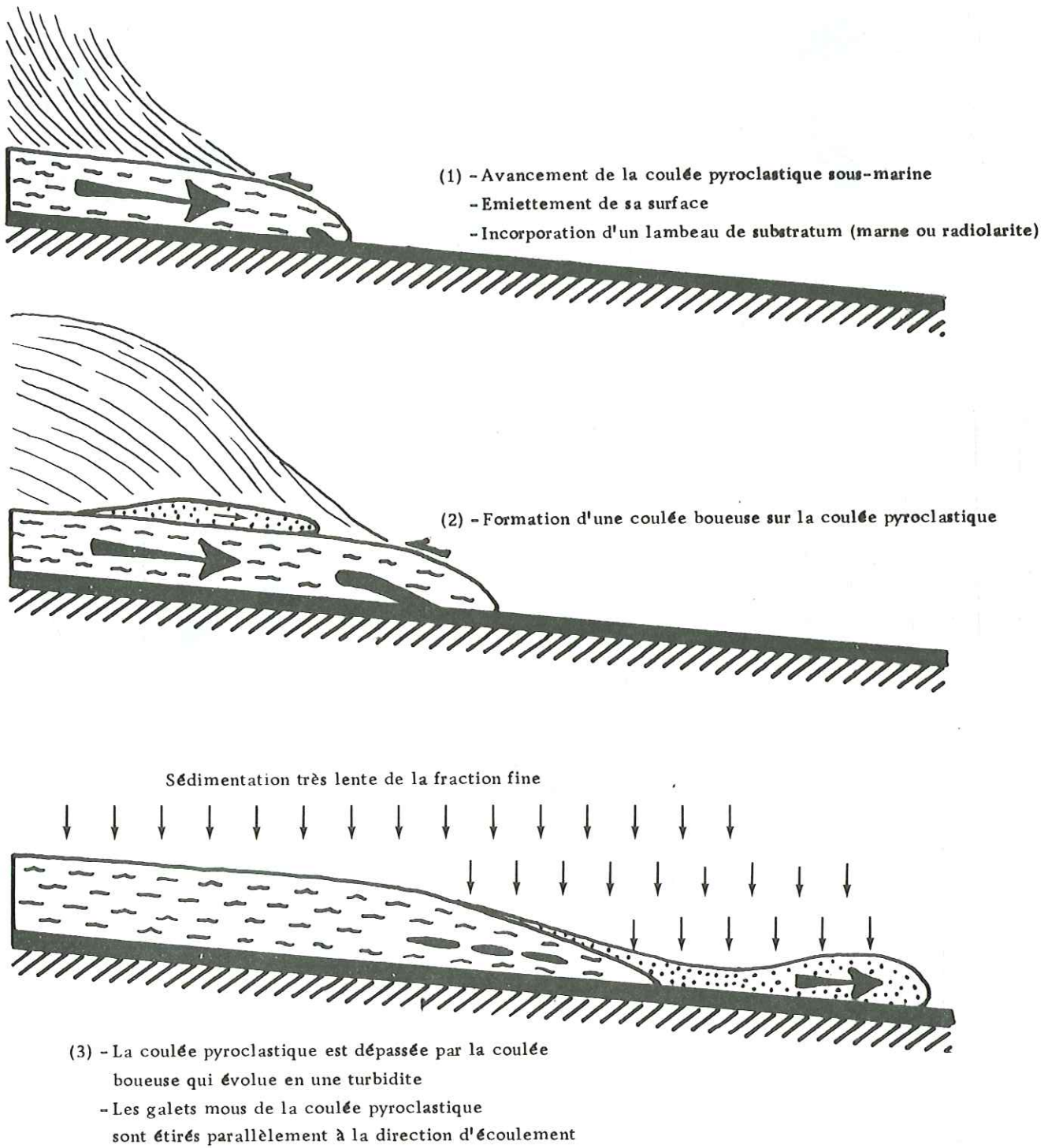


Fig. 68 EVOLUTION D'UNE COULEE PYROCLASTIQUE SOUS-MARINE

Les phénomènes de friction au contact lave-liquide sont sans doute aussi responsables de l'émiettement de la partie supérieure de la coulée (fig. 68). La fraction ainsi arrachée se trouverait diluée dans l'eau de mer. Une partie, la plus dense, évoluerait ensuite en un courant boueux de densité (fig. 68) ; l'autre constituée de minuscules échardes de verre et de petits cristaux pourrait rester très longtemps en suspension dans l'eau et permettre la prolifération de radiolaires. L'évolution vers un courant boueux de densité s'accorde bien avec plusieurs de nos observations de terrain : existence de galets mous, non orientés contrairement à ceux de la coulée ignimbritique, formant des structures de roulement ou des "convolute laminations", existence de niveaux granoclassés (fig. 67).

9) Les coulées pyroclastiques sous-marines en Iran et dans le monde

Bien que ces coulées pyroclastiques ne soient pas connues en Iran, nous pensons qu'elles doivent être très abondantes dans les séries vertes. En Alborz notamment où les élèves de Gansser parlent de "glasscherbentuff". Lorenz (1964) avait émis l'hypothèse d'assimiler ces "tufs à échardes de verre" à des ignimbrites. Mais cette idée fut ensuite critiquée par Dedual (1967). Pour Dedual, ces tufs à échardes de verre correspondent aux "vitric tuff" de Roth et Smith (1961) et il les décrit ainsi :

" Ce sont des produits d'explosion, où les bulles de verre se figent dans l'air ou dans l'eau et se sédimentent entières ou brisées. Selon le type de sédimentation, elles peuvent redevenir plastiques et montrer un profil très mince et écrasé. Dans ce cas on parle d'une texture en échardes de verre (Glasscherbentextur) et ces tufs ressemblent alors beaucoup à une ignimbrite. Lorenz (1964) pense que localement ces tufs sont soudés entre eux et que ce sont de véritables ignimbrites. Mais, il remarque aussi que des radiolaires et d'autres petits foraminifères y sont souvent bien conservés. Aussi, cet indice ajouté à l'absence de soudure, me font douter de cette hypothèse. En fait, je ne pense pas qu'une température de 600°C au moins, nécessaire à la soudure, puisse être soutenue pendant la sédimentation. D'ailleurs Lorenz remarque lui-même que la texture vitroclastique domine et que les phénomènes de soudure apparaissent très faibles".

Pour Dedual c'est donc l'absence de soudure des échardes et l'existence de foraminifères associés qui empêchent l'appellation d'ignimbrite. En fait, nous avons souvent observé des foraminifères isolés dans des tufs à échardes, mais nous les considérons comme appartenant à la partie supérieure de coulées pyroclastiques.

Des ponces et échardes, flottées ou remaniées à la surface de la coulée peuvent alors se sédimenter avec des foraminifères. Les seuls foraminifères que nous avons rencontrés à l'intérieur d'une coulée pyroclastique se présentaient sous forme de lambeaux de radiolarites arrachés au socle par effet de pelle. On ne peut donc parler de sédimentation synchrone de foraminifères et d'échardes de verre. Ensuite, l'absence de soudure des échardes n'est pas du tout incompatible ; à notre avis, avec l'hypothèse d'un écoulement ignimbritique. Les phénomènes de tassement et soudure ont été rendus obligatoires dans la théorie pyroclastique pour expliquer les flammes et les vitrophyres. Par contre, si on adopte la théorie lavique, tassement et soudure peuvent intervenir aussi, mais ils ne sont pas du tout indispensables pour parler d'écoulement ignimbritique.

Ailleurs, dans le monde, ce type de dynamisme sous-marin n'a été décrit qu'en deux régions : en Amérique où Fiske (1963) parle de "subaqueous pyroclastic flows" et au Japon où Fiske et Matsuda parlent de "submarine equivalents of ash flows"

Le premier auteur signale des coulées de ponces interstratifiées avec des courants de turbidité et des tufs présentant parfois des lapilli accréctionnaires, ce qui laisse supposer que temporairement le milieu de retombée était subaérien. Au Japon Fiske et Matsuda ont décrit plusieurs épisodes de coulées pyroclastiques dans lesquelles le granoclassement est normal pour les cristaux et fragments lithiques dacitiques et inverse pour les ponces. La faune recueillie entre ces coulées semblerait indiquer une profondeur de 150 à 500m. Une éruption sous-marine explosive formerait une colonne éruptive à partir de laquelle les fragments les plus denses d'abord, les moins denses ensuite, retomberaient pour glisser sur les pentes du volcan en courants de turbidité. La genèse invoquée est donc différente de celle que nous proposons, bien que l'évolution finale soit la même : courants de turbidité et décantation lente des produits les moins denses.

C) CONCLUSION GENERALE SUR LE VOLCANISME IGIMBRITIQUE

Dans les ignimbrites émises en milieu aérien, de nombreux faits montrent qu'un tuf vitroclastique à échardes peut provenir d'une coulée de lave à structure continue. Le simple fait que l'on rencontre dans une même unité un faciès tuffacé, un faciès à flammes, et un faciès lavique montrant des bulles sphéroïdales, confirme cette hypothèse. L'étude de plusieurs structures en différents points d'une coulée, permet d'observer un passage de la structure continue à la structure vitroclastique. Lorsque cette évolution est lente, deux stades coexistent : des échardes de verre résultant de la rupture du verre poncifé, et des flammes représentant le magma vésiculé avant sa rupture.

Lorsque l'ensemble de la nappe est vitroclastique, le diagnostic devient difficile, comme par exemple dans le cas des ignimbrites émises en milieu sous-marin. Cependant, dans ce cas, le milieu aquatique interdit l'hypothèse de l'effondrement d'une colonne éruptive. Il est plus logique d'imaginer que ces ignimbrites se déplaçaient sous forme de coulées, conservant une homogénéité d'ensemble du début à la fin de leur émission, et collant suffisamment au sol pour être capables d'arracher des lambeaux de fond sous-marin. Enfin, certaines images semblent mieux s'accorder avec l'hypothèse d'un écoulement de gravité laminaire qu'avec celle d'un courant fluidifié, turbulent; vestiges laviques, cristaux tronçonnés, texture planaire d'ensemble, etc.. Toutefois, des phénomènes de frictions à l'interface coulée-eau, devaient émettre la partie supérieure de la coulée en mouvement. La partie la plus dense, constituait alors un courant boueux de densité évoluant comme une turbidite, avec des galets mous et des niveaux granoclassés. La partie la moins dense, diluée dans l'eau, se sédimentait ensuite très lentement avec des foraminifères planctoniques, pour constituer ce que l'on appelle actuellement des "boues tuffitiques".

V - CONCLUSION

=====

L'étude du dynamisme des éruptions volcaniques éocènes revêt une importance considérable dans la région de Saveh (fig. 69-70).

Un volcanisme sous-marin a été identifié, à l'aide de formes d'accumulations désormais classiques, coulées à pillows et cônes d'hyaloclastites. Mais nous avons mis en évidence de nombreuses coulées pyroclastiques sous-marines dont l'importance doit être beaucoup plus grande dans les séries vertes de l'Iran Central. Ce sont des coulées de lave très vésiculées évoluant vers des coulées pyroclastiques puis vers des turbidites. L'abondante fraction clastique mise en suspension lors des écoulements alimente la sédimentation marine pendant très longtemps. Les boues tuffitiques classiquement décrites relèvent peut-être toutes de la même origine. La grande extension de ces coulées permet d'expliquer qu'elles sont les seules formations volcaniques des séries marines les plus profondes. Au fond de ces grabens, en effet, aucun centre d'émission volcanique n'a pu être décelé. Et cela amène à une autre conclusion très importante, à savoir que dans un rift intracontinental, les fractures en extension permettant la montée des laves sont plutôt situées sur les horsts, ou à la limite horst-graben, que dans le fond des grabens où les blocs effondrés ont tendance à être plus jointifs, provoquant ainsi une compression locale. Ce n'est que lorsque l'extension devient beaucoup plus importante, provoquant l'océanisation du rift (type Mer Rouge), que le volcanisme de fond de graben peut apparaître mais ce n'est pas le cas de l'Eocène de la région de Saveh. L'exemple de l'évolution de la chaîne de la Sous-zone sud est frappant. D'innombrables centres d'émissions volcaniques localisés sur les grands accidents constituent l'Ensemble inférieur. Au Lutétien l'activité cesse, et au fond de ce graben ne s'accumulent que des coulées pyroclastiques souvent évoluées en turbidites, des tufs rhyolitiques provenant de nuages éruptifs des éruptions phréatomagmatiques littorales, et des sédiments marins à faune pélagique.

Mais le volcanisme sous-marin, bien qu'il soit très important, n'est pas exclusif et des dynamismes typiquement aériens ont été reconnus. En fait, toute une série de dynamismes intermédiaires existent entre le volcanisme franchement aérien et le volcanisme franchement sous-marin. En domaine aérien des coulées de laves prismées non altérées, alternent avec des tufs et brèches pyroclastiques, pour constituer des cônes mixtes (fig. 70). De nombreuses coulées ignimbritiques s'intercalent à tous les niveaux. En bordure de mer, dans des zones de lacs ou de lagunes, interviennent des éruptions phréatomagmatiques. Les coulées disparaissent au profit de pyroclastites anguleuses peu altérées. Dans un domaine littoral de mer peu profonde, où vivaient des coraux et des Nummulites, le style dynamique est identique, mais les pyroclastites sont plus altérées et il est probable que l'hydratation des verres au contact de l'eau a été plus importante.

Les produits de ces explosions extrêmement violentes sont entraînés dans des nuages éruptifs et vont parfois retomber très loin de leur lieu d'émission. Quelques rares coulées à pillows se forment. C'est dans cette zone fragile, à la limite entre le continent et la mer, que les centres d'éruption sont les plus nombreux. Dans un domaine un peu plus profond, que l'on peut estimer entre 50 et 200m, les éruptions sont franchement sous-marines et donnent des hyaloclastites typiques. D'après le seul exemple de centre d'émission que nous ayons, il est probable que de nombreuses coulées pyroclastiques sous-marines ont pris naissance dans ce domaine. Dans tout ce domaine et au-delà, les verres volcaniques sont très altérés, argilisés, et la couleur verte devient générale.



Fig. 69 COUPE SCHEMATIQUE DE LA PALEOGEOGRAPHIE DE LA REGION DE SAVEH A L'EOCENE MOYEN ET SUPERIEUR

Longueur de la coupe de l'ordre de 30 km

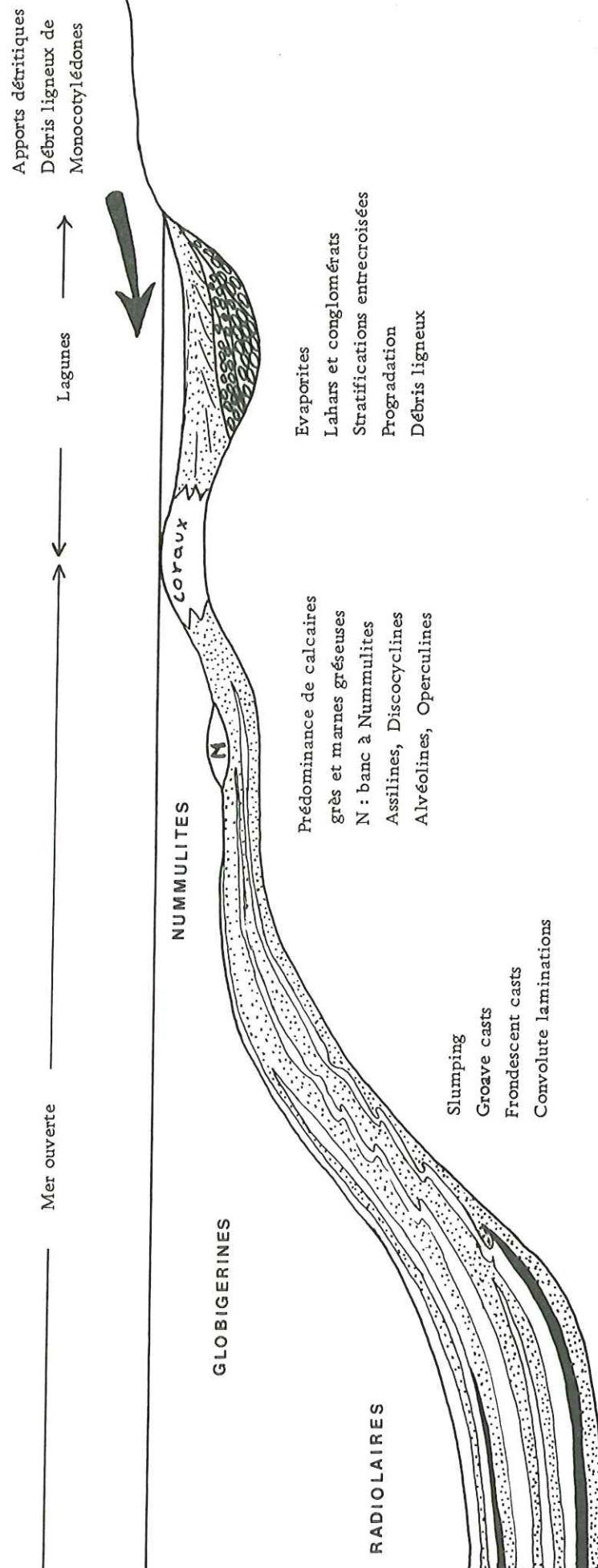
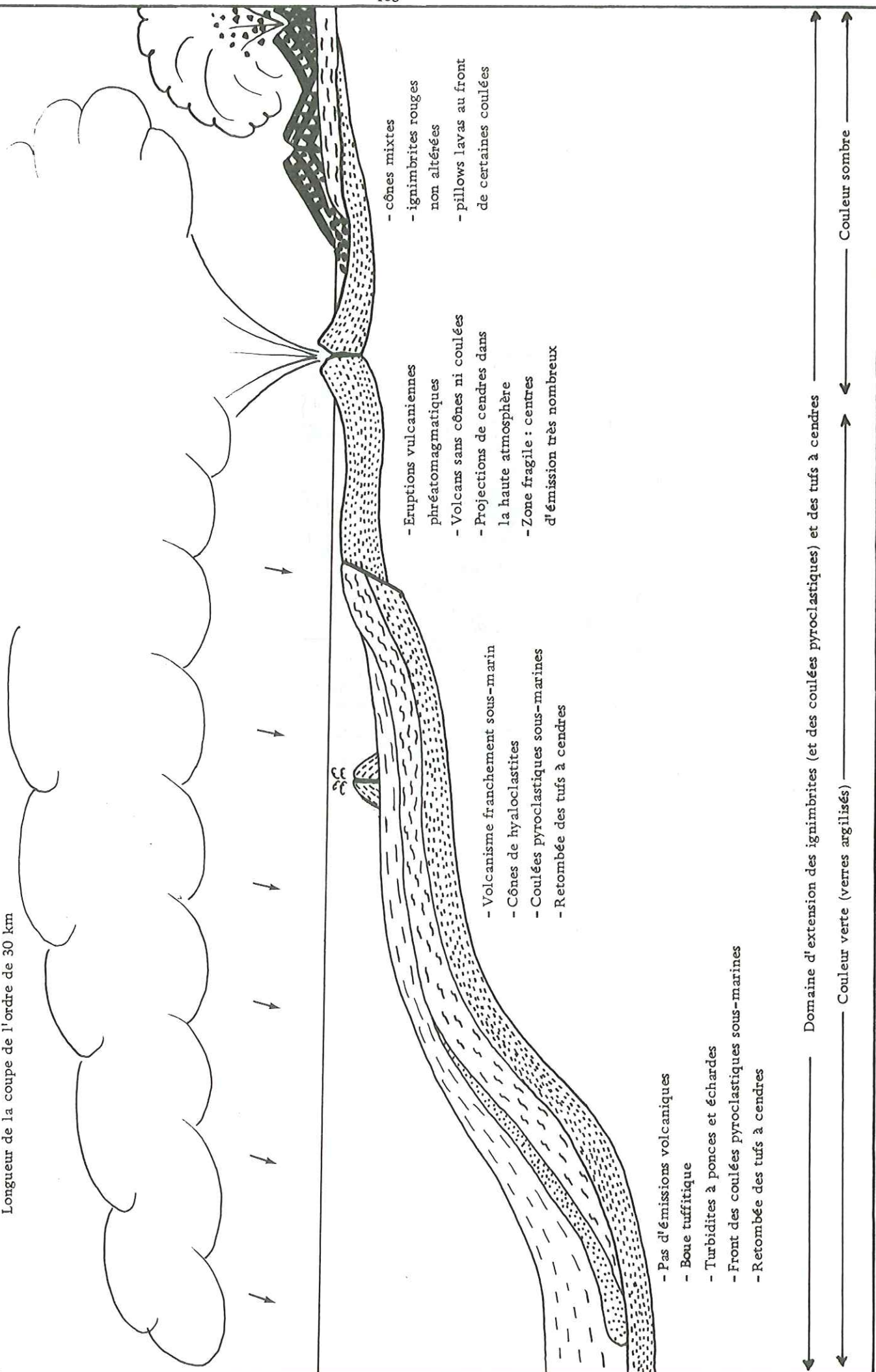


Fig. 70 DYNAMISMES DES ERUPTIONS VOLCANIQUES DANS LEUR CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE (fig. 69) A L'EOCENE MOYEN ET SUPERIEUR

Longueur de la coupe de l'ordre de 30 km





— Faut de tout pour faire un monde...

PETROGRAPHIE

I - AVANT-PROPOS

A) MOYENS D'ETUDES

. Microscopie: Environ 500 lames minces ont été réalisées au G.S.I.

. Broyage: Le broyage d'environ 400 échantillons destinés aux analyses chimiques a été réalisé par nous-mêmes au G.S.I.; 150 d'entre eux ont été pulvérisés à l'Institut Dolomieu, dans un bol en oxyde de Zr pur pour éviter toute pollution.

. Tris de minéraux: Les tris de minéraux ont été réalisés par J. Cochet pour les biotites, feldspaths potassiques et amphiboles des intrusions soumises aux datations géochronologiques après un broyage fin réalisé par R. Domène. Les tris simples ont été réalisés par nous-mêmes.

. Diffraction X: Les diagrammes sur roche totale ou minéraux triés ont été effectués par L. Granet et nous-mêmes à l'Institut Dolomieu. Les diagrammes de poudre ont été réalisés sur un diffractomètre Philips, amplificateur et compteur CGR équipé d'un monochromateur, anthicathode Cu et filtre Ni, courant de 40 kv - 20 mA. Les fractions argileuses ont été étudiées sur des agrégats orientés préparés par J.P. Revol.

Les conditions de mesure sont précisées p. 192.

. Analyses chimiques: 151 analyses ont été effectuées à l'Institut Dolomieu, au laboratoire de G. Vivier. Les éléments majeurs et trois éléments traces: Ba, Sr, Rb ont tous été analysés par fluorescence X (préparation par F. Keller, analyses par F. Keller, D. Bernard, G. Vivier et nous-mêmes).

. Spectromètre CGR Alpha 2020 automatique.

. Tube Cr - 50 Kv - 50 mA.

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

. Cristaux: Li F 100 - Li F 220 - Rb AP - ADP - PET - Comptage 20s sur les rapports Etalon - Echantillon au même temps de mesure.

Erreurs relative:

$2\text{F} : \text{SiO}_2 : \pm .8\% - \text{Al}_2\text{O}_3 : \pm .8\% - \text{Fe}_2\text{O}_3 : \pm 1,5\% - \text{MgO} : \pm 1,5\% - \text{CaO} : \pm .7\% - \text{Na}_2\text{O} : \pm 6.0\% - \text{K}_2\text{O} : \pm 6.0\%$

$\text{K}_2\text{O} : \pm 2.0\% - \text{TiO}_2 : \pm 3.0\% - \text{P}_2\text{O}_5 : \pm 9.0\% - \text{Mn} : \pm 15.0\%$

Aucun dosage des éléments en traces: Ni, Cr, V, Co, Cu n'a été réalisé; toutes les poudres, broyées à l'Institut Dolomieu dans un bol en oxyde de Zr pur, ont été mises en collection et sont encore utilisables.

. Exploitation des analyses chimiques: Les analyses effectuées à l'Institut Dolomieu ne donnent que la composition en Fer total de la roche. Le partage entre FeO et Fe₂O₃ dans les analyses ne peut être qu'estimé. Pour les roches basiques et intermédiaires, nous avons utilisé l'approximation suivante, déjà utilisée par P. Watelet (1977):

$\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{TiO}_2 + 1.50$

Les roches acides sont généralement pauvres en minéraux contenant du fer bivalent; il n'existe sous cette forme guère que dans la biotite. Nous minimiserons donc la part qui lui revient lors du partage. L'ensemble des analyses effectuées par voie humide par R. Riou et J.L. Lescuyer (1976) montre que les valeurs de la teneur en FeO dans les laves acides d'Azerbaïdjan constituent un mode à 0.20. Nous adopterons cette valeur pour toutes les laves acides de la région de Saveh.

. Classifications et calcul de la norme des roches: L'étude pétrographique de chaque ensemble volcanique est accompagnée d'une ou plusieurs analyses chimiques caractéristiques des roches décrites. Les analyses ont été choisies en fonction de leur représentativité parmi les 151 effectuées à l'Institut Dolomieu et que nous avons regroupées en annexe. Les résultats des analyses chimiques sont suivis des normes C I PW qui ont été calculées par

ordinateur au Centre interuniversitaire de calcul de Grenoble grâce à un programme mis au point par G. Buffet. Le programme permet également le calcul des différents paramètres et indices généralement utilisés.

B) CHOIX D'UNE CLASSIFICATION

L'éventail pétrographique dont nous disposons ne permet pas l'utilisation de la seule classification C I PW Lacroix. Nous disposons en effet de trop de roches riches en alcalins qui ne permettent pas une bonne utilisation de cette classification, plus spécifique aux roches calco-alcalines.

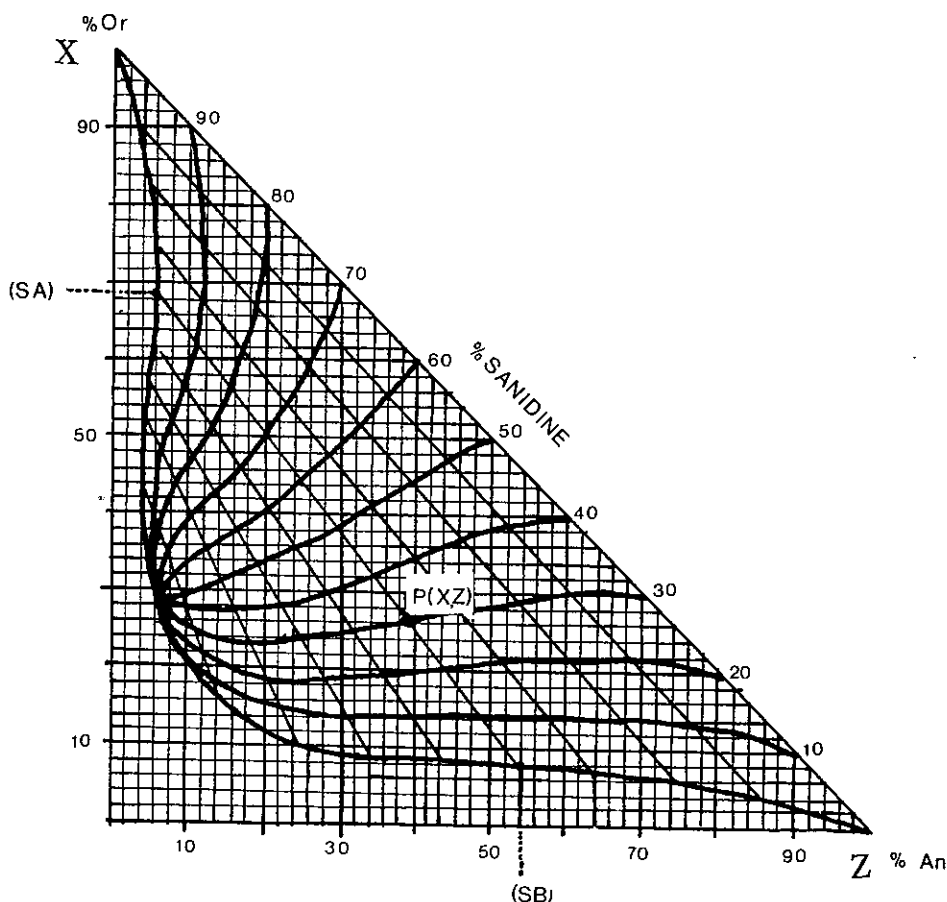
Nous avons donc utilisé, en outre, la classification de Streckeisen (1967), mieux appropriée aux roches alcalines (fig. 72). Chaque analyse est donc suivie de deux termes provenant de chacune des classifications. Le choix du terme définitif est fonction de l'alcalinité de la roche et de sa minéralogie ; il fait l'objet d'une discussion après chaque définition.

C) UTILISATION DE LA CLASSIFICATION DE STRECKEISEN

La classification de Streckeisen est une classification modale, basée sur la composition minéralogique réelle ou mode de la roche étudiée. On ne peut donc pas utiliser directement la norme classique, théorique, pour classer les roches. Le calcul d'une norme "affinée" tenant compte d'une minéralogie exacte est un travail fastidieux que nous n'avons pas réalisé pour nos 151 analyses totales de roches.

Nous avons utilisé une méthode graphique récente proposée par G. Muller et E. Braun (1977) pour transformer une analyse normative de roche en paramètres utilisables dans la classification de Streckeisen.

Méthode de calcul de la norme des roches utilisables dans la classification de Streckeisen par G. Muller et E. Braun (1977) (fig. 71)



Soit dans la norme théorique les compositions en minéraux suivants:

Albite : a
Anorthite : b
Orthose : c
Quartz/ feldspathoïde : d

- Calculer les paramètres X, Y, Z de la manière suivante:

$$X = \text{orthose} = \frac{c \times 100}{a + b + c}$$

$$Y = \text{albite} = \frac{a \times 100}{a + b + c}$$

$$Z = \text{anorthite} = \frac{b \times 100}{a + b + c}$$

- En reportant X et Z dans le tableau (X en ordonné et Z en abscisse), on obtient un point P (X, Z).

Fig. 71 ABAQUE DE G. MULLER ET E. BRAUN (1977)

1) Calcul de la composition de la sanidine (SA) et du plagioclase (SB): Si le point P (X, Z) ne tombe pas sur une ligne oblique; interpoler une droite, entre les deux lignes les plus voisines, qui passe par le point. Les points d'intersection de cette droite avec la courbe qui rejoint les pôles X et Z s'appellent (SA) et (SB)

-(S A), sur la branche verticale de la courbe donne la composition en An et Or de l'orthose; par différence avec 100, on peut calculer la composition en Ab.

-(S B), sur la branche horizontale de la courbe donne la composition en An et Or du plagioclase; par différence avec 100, on peut calculer la composition en Ab.

2) Calcul du pourcentage relatif de la sanidine et du plagioclase: Extrapoler une courbe qui recoupe l'hypoténuse du triangle et qui passe par P(X, Z). Le point d'intersection de cette courbe avec l'hypoténuse donne le rapport: Or/Pl Or + Pl = 100)

3) Calcul des paramètres Q-A-P-F: Si la roche possède 0% de quartz ou de feldspathoïde normatif, on a:
 $Q = 0, P = Pl, A = Or$

Si la roche possède du quartz ou du feldspathoïde normatif, on a:

$$Q (F) = \frac{d \times 100}{d + Pe + Or}$$

$$P = \frac{Pl \times 100}{d + Pl + Or}$$

$$A = \frac{Or \times 100}{d + Pl + Or}$$

Il suffit de reporter ces paramètres soit dans la partie supérieure, soit dans la partie inférieure du double triangle de Streckeisen pour connaître la dénomination de la roche.

Dans le chapitre Stratigraphie, nous avons examiné les caractères lithologique des séries sédimentaires, volcaniques et plutoniques. Nous allons étudier maintenant les caractères pétrographiques des grands types de faciès qui les constituent. Pour le volcanisme, nous envisageons également cette étude sous l'aspect dynamique des émissions, en les remplaçant dans leur contexte éruptif primitif.

II - LE VOLCANISME CRETACE INFERIEUR

Le volcanisme du Crétacé inférieur est faiblement représenté dans la région de Savèh (cf. p. 11)

Des coulées de laves basaltiques très altérées sont interstratifiées dans une série sédimentaire marine de faible profondeur. Le caractère sous-marin de ces effusions ne semble pas faire de doute malgré l'absence de textures en pillows.

- A l'affleurement, ces basaltes présentent un important diaclasage qui les rend difficilement échantillonnables, et une patine jaune verdâtre épaisse. Leur structure primitive, fortement modifiée par les cristallisations de minéraux secondaires est difficilement identifiable.

- Au microscope, on observe encore quelques traces de structures et des minéraux primaires de la roche. Ce sont des laves à structure microlithique porphyrique, très recristallisées. Les phénocristaux de plagioclases et de minéraux ferromagnésiens altérés baignent dans une ancienne mésostase microlithique, très riche en minéraux secondaires.

Minéralogie

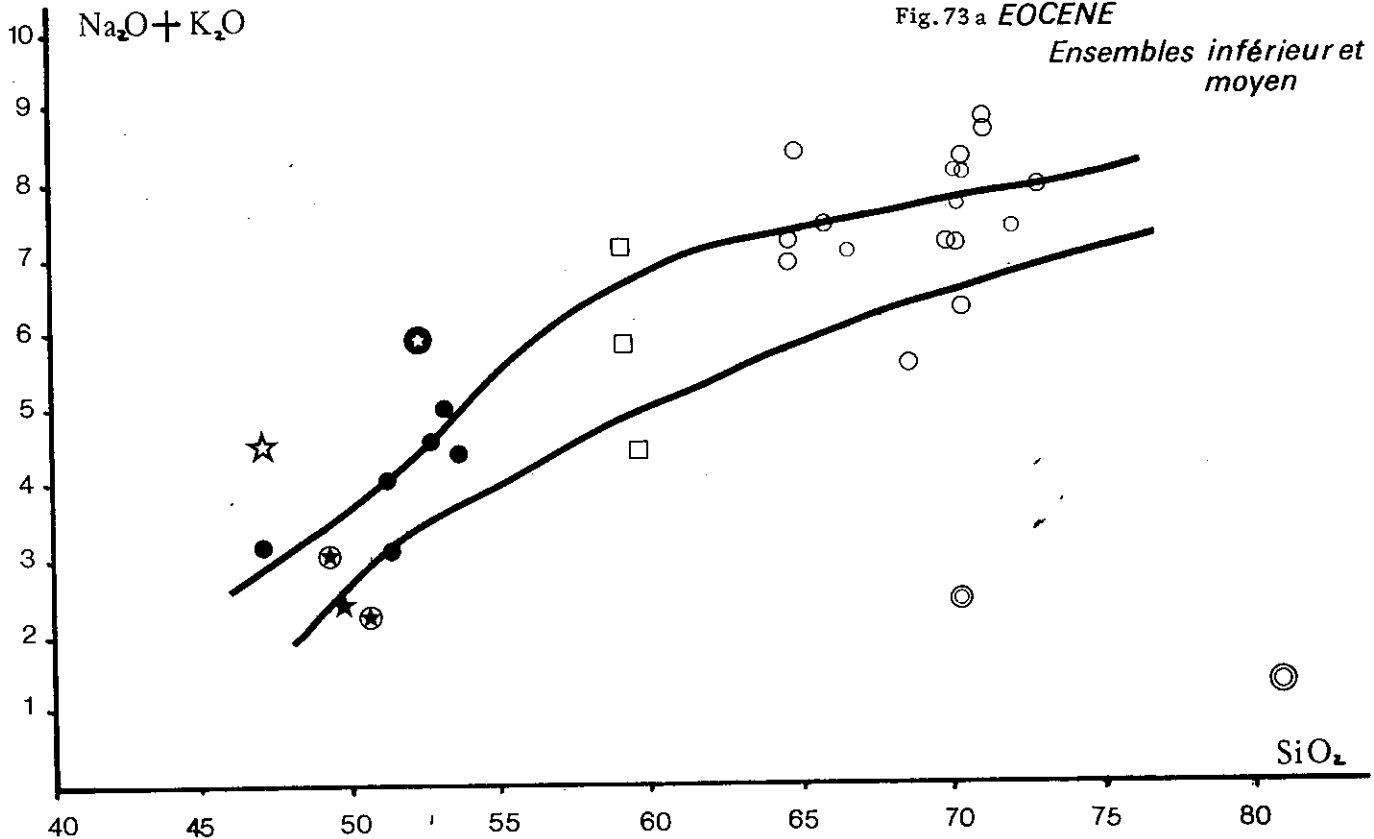
. Le plagioclase: Il s'agit d'un ancien plagioclase calcique dont il ne reste que très rarement d'anciennes structures (zonage en particulier). Seule subsiste, parfois, une frange externe alcaline. Le coeur du plagioclase est entièrement pseudomorphosé par de l'albite microcristalline, de la séricite; et dans une moindre mesure par de l'épidote et de la calcite. Ils constituent 40% du volume de la roche.

. Le pyroxène: Les pyroxènes n'existent souvent qu'à l'état de fantômes automorphes, de petite taille, entièrement pseudomorphosés par de la calcite, de l'épidote et des oxydes opaques. Les reliques sont rares. Quand elles existent, on peut voir qu'il s'agit d'augite qui représente 10% du volume de la roche.

. L'amphibole: L'amphibole ($\approx 2\text{mm}$) est moins affectée par l'altération que les pyroxènes. Il s'agit de hornblende titanifère verdâtre (Ngac faible). Elle est parfois bordée par un liseré d'oxydes opaques. Sa transformation secondaire se fait en chlorite microcristalline, épidote, calcite et oxydes.

. L'apatite et la magnétite constituent l'essentiel des minéraux accessoires de la lave. La mésostase microlithique abondante est très finement recristallisée en un assemblage à structure granoblastique constitué de quartz, albite, calcite, épidote et oxydes.

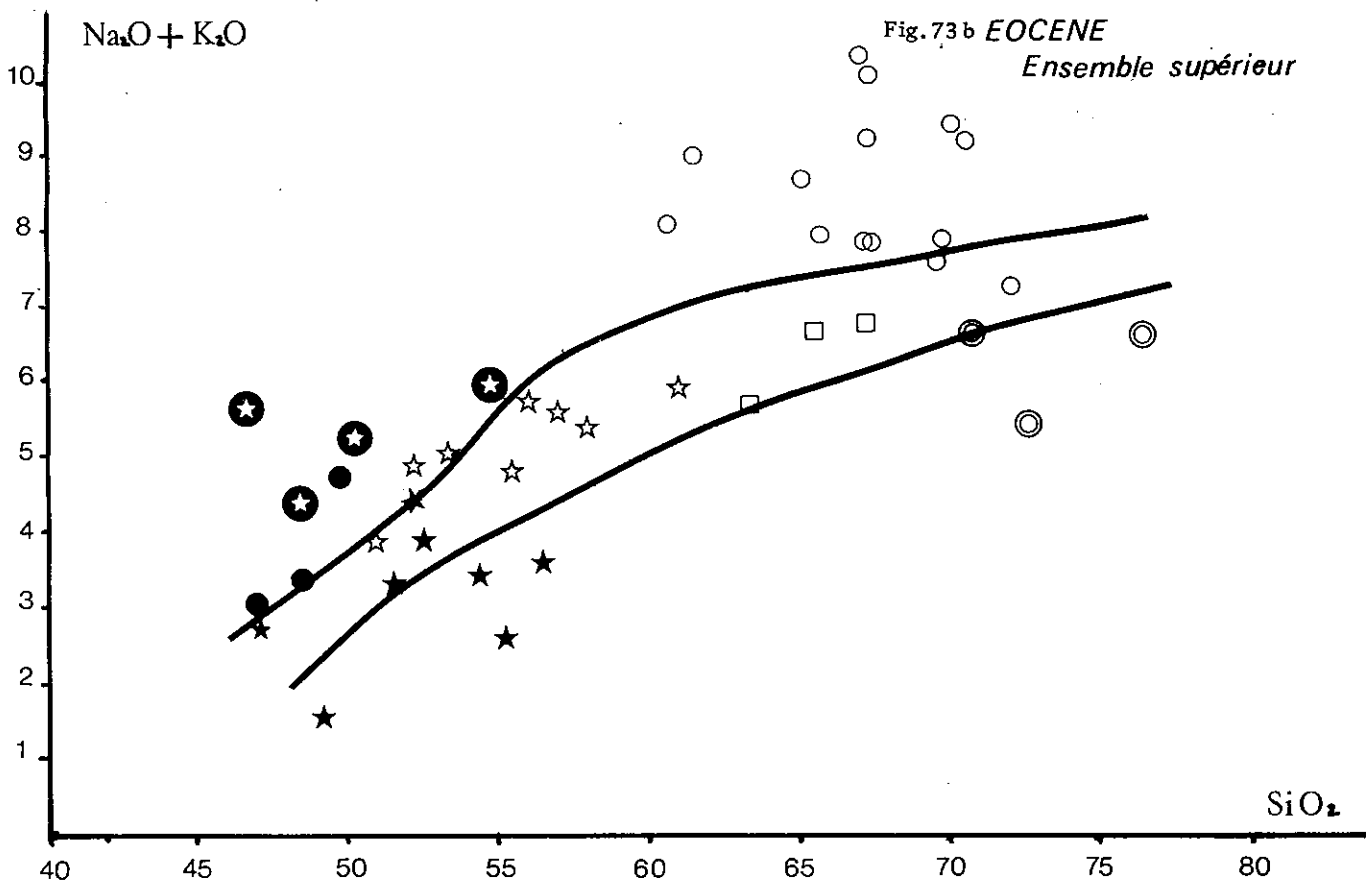
Basalte altéré. CHENAGHCHI-BALA 76 CM 83 I			
Analyse		Norme CIPW	
SiO ₂	: 43.05	Q	: 0.20
Al ₂ O ₃	: 12.18	Or	: 1.77
Fe ₂ O ₃	: 2.80	Pl	: 41.33 . An: 22.20, Ab: 19.12
FeO	: 7.16	Diop.	: 27.51 . Diop : 16.84, Hed : 10.66
MnO	: 0.25	Hyp.	: 8.28 . Enst : 4.79, F.S : 3.48
MgO	: 5.06	Mgt	: 4.06
CaO	: 11.59	Ilm	: 2.47
Na ₂ O	: 2.26	Apat.	: 0.62
K ₂ O	: 0.30	H ₂ O ⁺	: 14.38
TiO ₂	: 1.30		
P ₂ O ₅	: 0.26	Tot.	: 100.60
PF	: 14.38		
Tot.	: 100.59		
CIPW. Lacroix: III, 5, 4', '5 Basalte			
Streckeisen : Basalte			

Fig. 73 a *EOCENE**Ensembles inférieur et moyen*

ig. 73

DIAGRAMMES DE KUNO-1959.

- | | | | | | |
|--------|----|----------------|--------|---|-------------------|
| E. inf | ★ | BASALTES | E. inf | □ | DACITES |
| | ● | ANDESITES | | ○ | RHYOLITES |
| | ☆ | BASALTES A HBL | | ◎ | RHYOLITES A QTZ + |
| | ●★ | LATITES | | | TUFS RHYOLITIQUES |

Fig. 73 b *EOCENE**Ensemble supérieur*

- | | | | |
|----|------------------|---|-----------------|
| ● | BASALTES | □ | DACITES |
| ★ | ANDESITES | ○ | RHYOLITES |
| ☆ | LATITE-ANDESITES | ◎ | RHYOLITES A QTZ |
| ●★ | LATITE-BASALTES | | |

L'analyse chimique montre la très importante altération de ces roches qui présentent 14% de perte au feu. Il y a peu de crédit à apporter à l'analyse de ces roches car un autre échantillon minéralogiquement semblable possède 15,07 % de quartz normatif; ce qui le fait entrer dans le clan des dacites de Lacroix. Les mobilisations secondaires de la silice en particulier, sont donc responsables de grandes différences de chimisme dans ces volcanites crétacées.

III - LE VOLCANISME EOCENE

=====

Dans le chapitre Stratigraphie, nous avons divisé la séquence volcanique éocène en trois ensembles lithostratigraphiques (cf. p. 29), à chacun desquels correspondent des faciès pétrographiques particuliers que nous allons étudier successivement.

A) L'ENSEMBLE INFÉRIEUR DE L'EOCENE

L'abondance des faciès effusifs caractérise cet ensemble (cf. p. 11). Les pyroclastites sont beaucoup moins représentées et toujours très localisées à proximité des centres éruptifs.

. Les faciès effusifs :

Nous avons mis en évidence sept types de laves pétrographiquement différentes dans cet ensemble; leur nature oscille entre un pôle basaltique et un pôle rhyolitique.

Les roches acides, les plus abondantes, sont représentées par des dacites, des rhyolites et des rhyolites hololeucocrates à quartz.

Les roches basiques et intermédiaires sont représentées par un volume important de laves calco-alcalines: des andésites et des andésites basaltiques.

Les laves subalcalines et alcalines sont rares; elles ne sont représentées que par quelques coulées de basaltes à olivine, de basaltes à hornblende et de latites.

Les coulées de laves andésitiques et basaltiques n'excèdent guère 20m d'épaisseur. Leur extension, par contre, semble plus importante. Elles présentent presque toujours une allure très diaclasée avec une patine très sombre, parfois véritable vernis désertique. La zone d'altération épaisse parfois de plusieurs centimètres montre un enrichissement très important en oxydes (magnétite, oxyde de manganèse). Outre cette altération météorique, ces laves sont souvent le siège de transformations provoquées par l'hydrothermalisme (altération et minéralisations) et par métamorphisme de contact (cf. p. 196).

L'activité volcanique de l'Ensemble inférieur est aérienne. Dans la Sous-zone sud, les laves se sont épanchées sur un paléorelief émergé crétacé et seuls de rares lentilles de calcaires coralliens, très localement interstratifiés, semblent indiquer des conditions littorales réalisées, sans doute, assez loin des centres d'émissions. Dans la Sous-zone nord, les laves se sont épanchées à l'emplacement d'un bassin marin paléocène (cf. p. 19). Les émissions aériennes, en milieu littoral ont persistées jusqu'à la transgression maximale du Lutétien où s'est installé un nouveau régime aquatique généralisé.

- 1) Les basaltes à olivine: Ce type de lave est très peu abondant dans la série volcanique éocène. Les basaltes à olivine constituent une des premières coulées, peu épaisse, de l'Ensemble inférieur, à proximité du village de Kur-Cheshmeh. Il s'agit d'une roche porphyrique à structure subdoléritique; les phénocristaux de plagioclases et de minéraux ferro-magnésiens, de petite taille, sont entourés par un fond vitreux très peu abondant (fig. 74)

Minéralogie

. Plagioclases: Il s'agit de labrador (An 55) en cristaux subautomorphes dont la taille ne dépasse pas 2mm. Le contour des cristaux est parfois irrégulier et le zonage fréquent. Les minéraux inclus sont l'apatite et le pyroxène. Certains phénocristaux possèdent parfois une structure particulière qui correspond au jumelage de deux ou plusieurs phénocristaux pendant leur cristallisation et au zonage postérieur indépendant des éléments qui ne forment plus qu'un seul individu. Le phénomène décrit sous le terme de structure "Syneusis" résulterait d'un jumelage des cristaux lors de turbulences magmatiques pendant la phase précoce de cristallisation des minéraux (Vogt, 1921 - Vance, 1969, fig. 75).

Le labrador, très abondant, occupe environ 70% du volume de la roche.

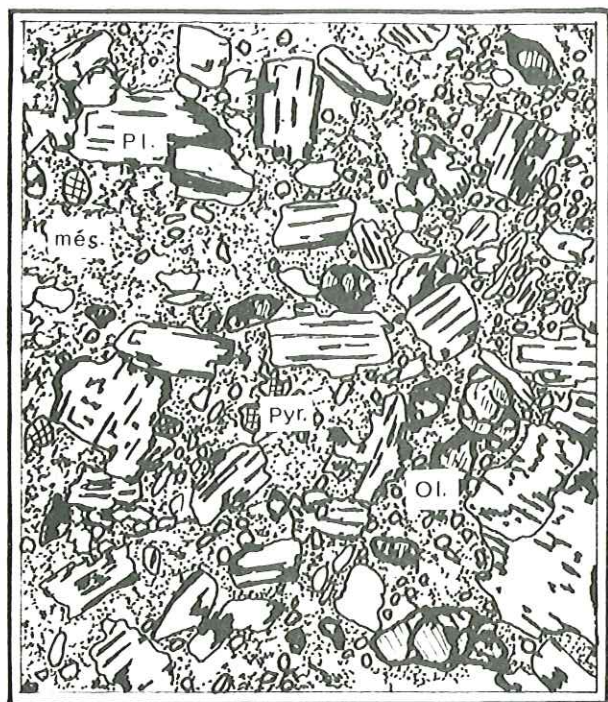


Fig. 74 BASALTES A OLIVINE DE KUR-CHESHMEH

Pl. : labrador

Pyr. : augite

Ol. : olivine

més. : mésostase recristallisée

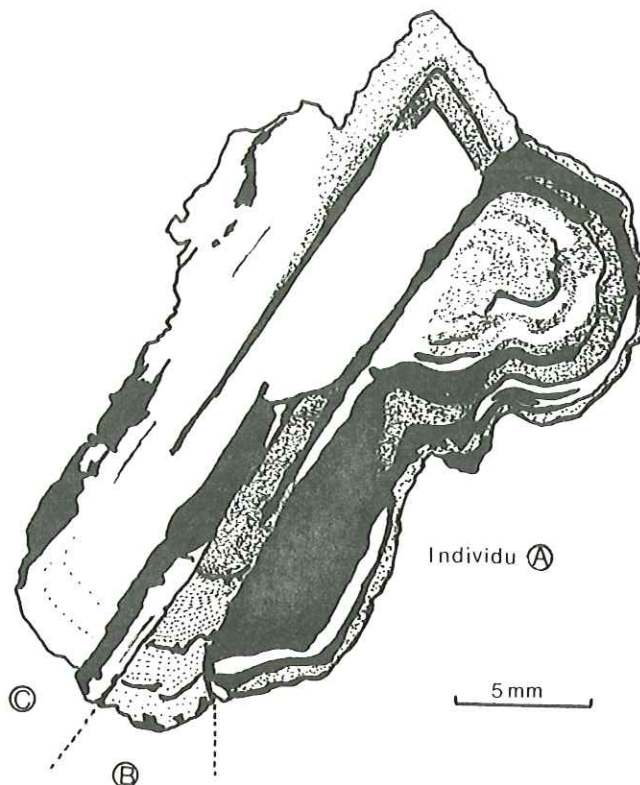


Fig. 75 Détail d'une structure syneusis dans un plagioclase

. Pyroxènes: Il s'agit d'augite incolore, en cristaux trapus subautomorphes, partiellement déstabilisée. La taille maximale des phénocristaux est voisine de 1mm; mais on la trouve le plus souvent sous forme de grains de très petite taille, entourés par les plagioclases. Les minéraux de déstabilisation sont la chlorite microcristalline et les oxydes métalliques (hématite et magnétite) qui se développent en plages xénomorphes, à partir des craquelures du minéral. Le pyroxène représente environ 15% du volume de la roche.

. Péridots: De l'olivine, en cristaux automorphes pyramidés, existe également sous forme de fantômes entièrement déstabilisés. Dans un squelette oxydé, dont la taille maximale est de l'ordre de 2,5mm, la pseudomorphose est assurée par de la calcite et de l'actinote fibreuse. L'olivine représente 5% du volume de la roche.

. Apatite: Quelques baguettes d'apatite de très petite taille existent en inclusion dans les feldspaths.

. Oxydes: De la magnétite, en cristaux cubiques de très petite taille existe en faible quantité, disséminée dans la roche.

. La mésostase est très peu abondante (10% du volume de la roche); elle est entièrement recristallisée et remplacée partiellement par de la chlorite et de la calcite épigénique.

Analyse chimique

Le calcul de la norme fait apparaître du quartz normatif, alors que la roche est très riche en olivine modale. La pauvreté en alcalins de ces basaltes fait qu'ils appartiennent au domaine des roches subalcalines (fig. 73). Ce sont des tholéiites, au sens de Kuno (1960). Dans le diagramme de Pearce (1976), ces basaltes appartiennent au domaine des tholéiites d'arc.

Basalte à olivine (KUR-CHESHMEH) - 76 CM 8	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 49.42	Q : 2.67
Al ₂ O ₃ : 18.86	Or : 1.24
Fe ₂ O ₃ : 2.15	Pl : 59.42 . An: 41.51, Ab: 18.28
FeO : 7.20	Diop : 12.67 . Diop : 7.22, Hed. : 5, 45
MnO : 0.18	Hyp : 16.84 . Enst : 9.03, F.S : 7.81
MgO : 4.97	Mag : 3.12
CaO : 11.58	Ilm : 1.23
Na ₂ O : 2.16	Apat : 0.33
K ₂ O : 0.21	H ₂ O ⁺ : 3.23
TiO ₂ : 0.65	
P ₂ O ₅ : 0.14	Tot. : 100.76
PF : 3.23	
Total. : 100.75	
CIPW Lacroix	II (III), 5, 4 (5), 5 Basalte
Streckeisen	Basalte (2)

2) Les basaltes porphyriques à hornblende verte : Le faciès peu abondant, constitue un deuxième type de roche basaltique. Il est spécifique de l'Ensemble inférieur et nous ne l'avons jamais retrouvé ailleurs.

Il se présente dans la Sous-zone sud, en coulées peu épaisses à la base de la série éocène, à proximité des villages de Lar et de Chenaghchi-bala.

Macroscopiquement, ce sont des roches massives, denses et verdâtres. Il s'agit de laves mésocrates porphyriques constituées essentiellement par des amphiboles de 1cm de long qui baignent dans une pâte feldspathique verdâtre. On peut y noter la présence de nombreuses enclaves de matériel étranger. Il s'agit de xénolithes d'amphibolite provenant d'un socle qui n'affleure pas dans la région étudiée. On n'observe aucun signe de corrosion au contact de ces deux matériaux.

Au microscope, la structure de ces basaltes est microlithique porphyrique; les phénocristaux, très abondants, des minéraux ferro-magnésiens et quelques phénocristaux de plagioclases baignent dans un fond microlithique feldspathique (fig. 76) .

Minéralogie :

. L'amphibole: Elle est très abondante et elle représente 50% du volume total de la roche. Il s'agit de hornblende verte, en baguettes allongées automorphes de 1cm. Les sections montrent souvent la macle h₁(100).

Elles contiennent des inclusions d'augite. Les minéraux sont toujours bien conservés et les déstabilisations sont rares: en sphène, chlorite, actinote, albite, calcite.

. Le pyroxène: Il s'agit d'augite qui ne représente pas plus de 10% du volume de la roche. Les phénocristaux sont subautomorphes; leur section globuleuse et sans allongement a un diamètre d'environ 2mm. Les macles sont fréquentes. Les cristaux sont bordés par un liseré cryptocristallin de minéraux secondaires qui donnent une impression de flou. Les minéraux de déstabilisation sont assez abondants et s'arrangent préférentiellement le long des plans de clivage, formant localement des nids riches en calcite, actinote, albite et oxydes.

. Les feldspaths: Les phénocristaux sont peu abondants (5 à 10% du volume de la roche). Il s'agit d'anciens plagioclases complètement albitisés. Les fantômes automorphes sont généralement de petite taille (150μ). Outre l'albite microcristalline, les autres minéraux de déstabilisation sont le quartz, la calcite et la séricite.

. L'apatite et les oxydes opaques constituent les minéraux accessoires.

. La mésostase est constituée par un assemblage dense de tout petits microlithes feldspathiques qui baignent dans un fond vitreux peu abondant, entièrement pseudomorphosé par de la chlorite, de la calcite microcristalline et du sphène.

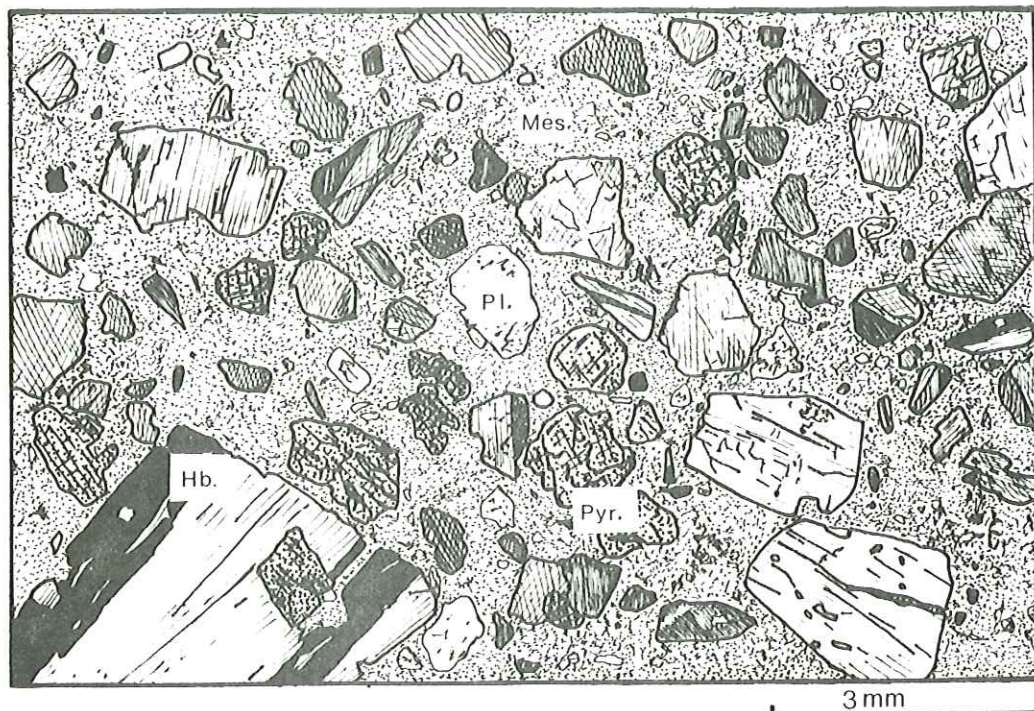


Fig. 76 LES BASALTES PORPHYRIQUES A HORNBLLENDE DE LAR

Hb. : hornblende verte

Pyr. : pyroxène

Pl. : plagioclase

Més. : mésostase microlithique

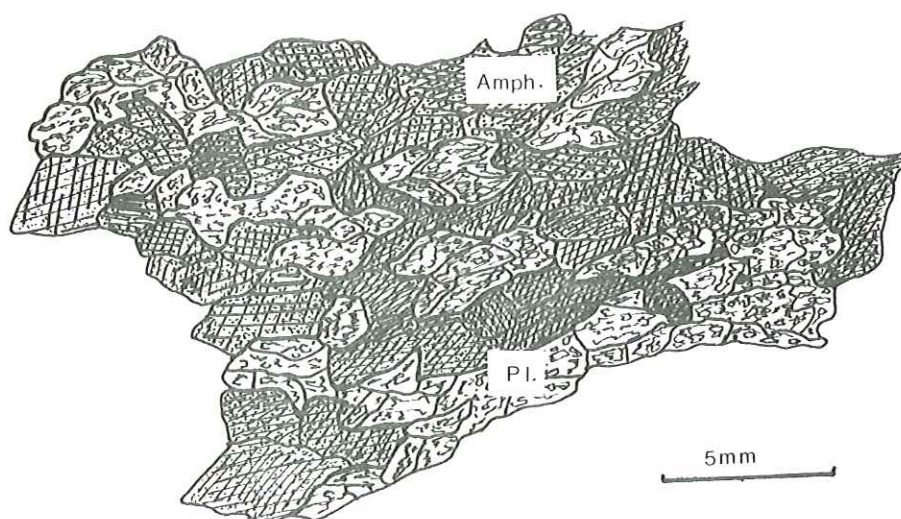


Fig. 77 Détail d'un xénolithe d'amphibolite

Alternance de lits millimétriques d'amphiboles (Amph.)
et de plagioclases (Pl.)

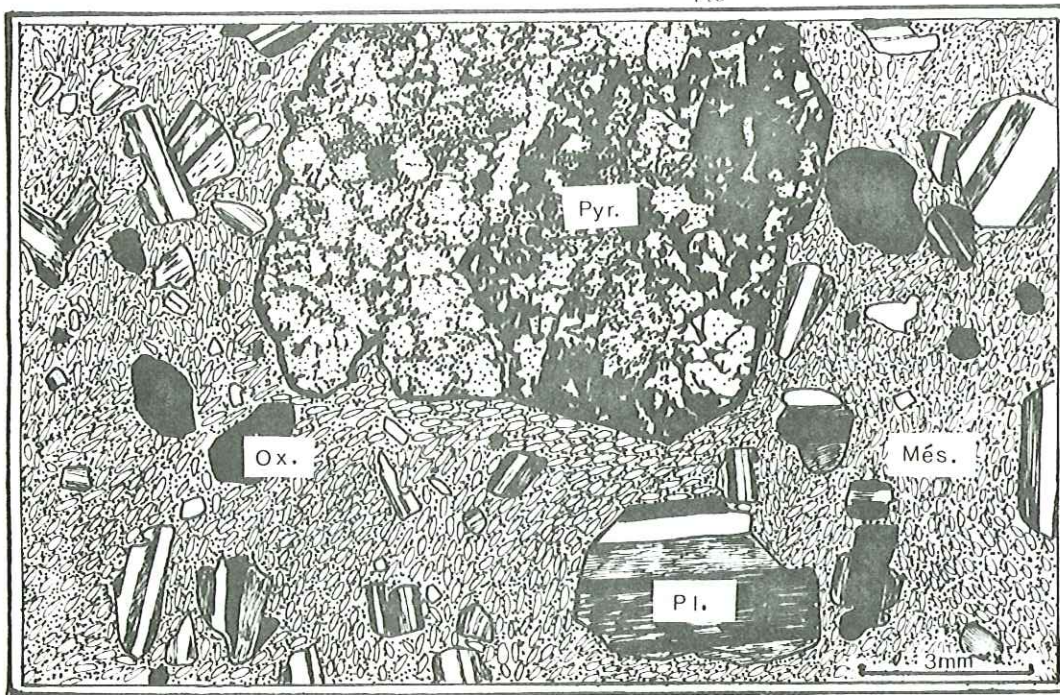


Fig. 78 LES ANDESITES
BASALTIQUES DE RAZAK
Pl. : plagioclase (labrador)
Pyr. : pyroxène (augite)
Ox. : oxydes
Més. : mésostase microlithique

Fig. 79 Détail de l'ouralitisation
d'un pyroxène
Pyr. : augite primaire
Cc+Ab+Sph. : calcite + albite
+ sphène
Act. : actinote fibreuse

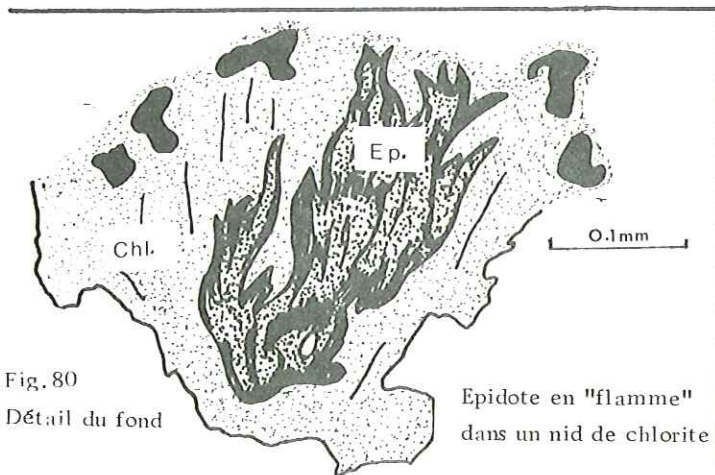


Fig. 80
Détail du fond

Epidote en "flamme"
dans un nid de chlorite

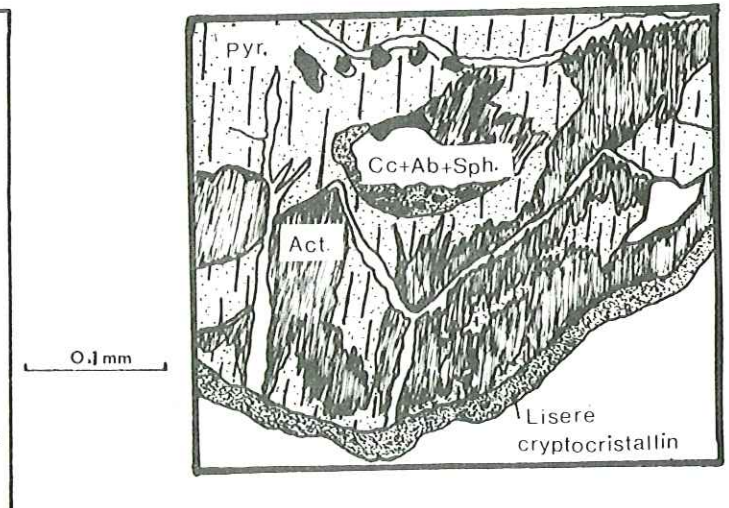


Fig. 81 LES ANDESITES DE ZAMBAR
Pl. : plagioclase
Pyr. : pyroxène

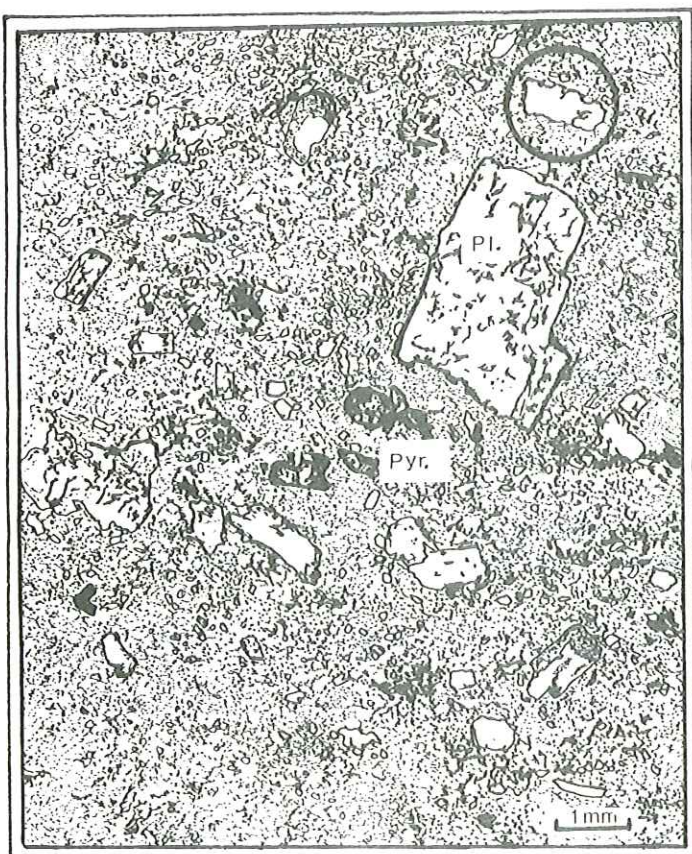
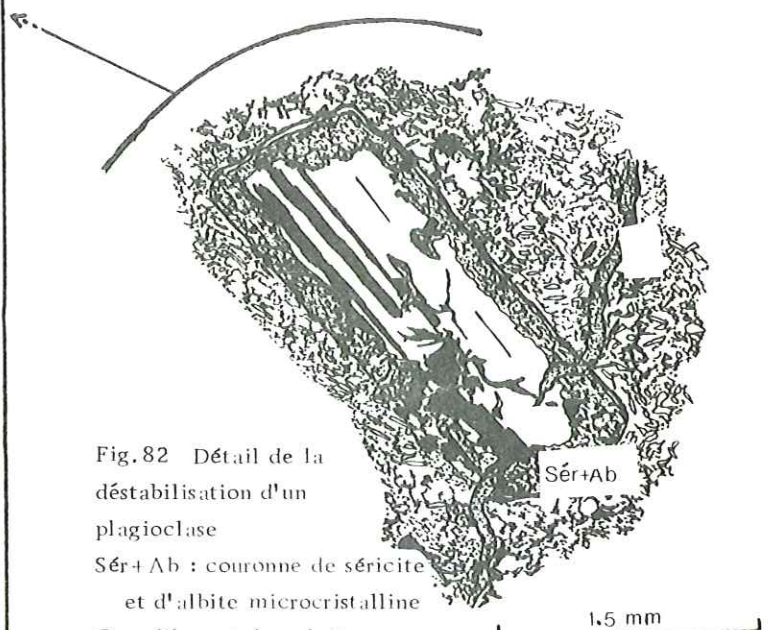


Fig. 82 Détail de la
déstabilisation d'un
plagioclase
Sér+Ab : couronne de séricite
et d'albite microcristalline
Cc. : filonnet de calcite



- Les xénolithes d'amphibolites (fig. 77)

Il s'agit d'un schiste cristallin à structure nématoblastique. La roche est constituée par des alternances de lits millimétriques plus ou moins riches en minéraux ferromagnésiens.

Minéralogie

. Amphiboles: Il s'agit de hornblende brun-verdâtre à verte en porphyroblastes de 1mm. Elle est très abondante, car elle représente 60% du volume de la roche. Elles sont parfois déstabilisées en calcite, actinote, épidote et chlorite.

. Feldspaths: Ce sont des fantômes de porphyroblastes de plagioclases, entièrement pseudomorphosés par une association microcristalline d'albite + calcite + épidote. Ils constituent 40% du volume de la roche.

Analyse		Norme CIPW	
SiO ₂	: 47.34	Q	: 0.0
Al ₂ O ₃	: 14.91	Or	: 7.80
Fe ₂ O ₃	: 2.65	Pl	: 38.75, An = 22.60, Ab = 16.15
FeO	: 6.13	Ne	: 5.74
MnO	: 0.12	Diop	: 25.70, Diop = 20.10, Hdb = 5.60
MgO	: 9.28	Enst	: 0.0
CaO	: 11.25	Ol	: 13.07, Fo = 9.67, Fa = 3.41
Na ₂ O	: 3.16	Mgt	: 3.84
K ₂ O	: 1.32	Ilm	: 2.18
TiO ₂	: 1.15	Apat	: 0.40
P ₂ O ₅	: 0.17	H ₂ O ⁺	: 2.98
PF	: 2.98	Tot.	: 100.47
Tot.	: 100.46		
CIPW Lacroix: III, 5 (6), 4, 4 Basalte			
Streckeisen Latite-basalte (3)			

La particularité chimique de ces roches riches en sodium est que leur norme fait apparaître un feldspathoïde: la néphéline.

Ceci provient du fait que la norme ne tient pas compte de la richesse de la lave en hornblende, d'où un excès d'anorthite et un déficit de SiO₂.

Bien qu'appartenant au domaine des roches alcalines sur le diagramme Na₂O + K₂O—SiO₂, cette lave ne mérite pas le nom de latite-basalte que lui attribue la classification de Streckeisen. Nous lui donnons le terme de basalte de la classification CIPW Lacroix, en spécifiant bien sa richesse en hornblende de grande taille.

3) Les andésites basaltiques et les andésites : Ce sont les laves les plus courantes parmi les faciès basiques et intermédiaires de l'Ensemble inférieur. Leurs différences pétrographiques ne sont pas assez nettes pour que nous séparions leur description. Seules les analyses chimiques permettent, après calcul de leur composition normative, de les distinguer.

Les andésites se localisent surtout dans la Sous-zone sud associées aux pyroclastites de l'appareil vulcanien et strombolien de Zambar; dans la Sous-zone nord, elles existent en plus faible quantité au Nord de Varchand. Les andésites basaltiques sont présentes à tous les niveaux de l'Ensemble inférieur, dans toute la région étudiée. Les andésites et les andésites basaltiques sont des laves faiblement porphyriques où les phénocristaux existent en faible quantité et sont d'une manière générale de petite taille.

Au microscope, leur structure est microlithique porphyrique; les phénocristaux de plagioclases et de pyroxène baignent dans une mésostase microlithique abondante (fig. 78, fig. 81)

Minéralogie

. **Le plagioclase:** Il s'agit d'un labrador (An50=An55) qui représente 15 à 25 % du volume total de la roche. Les cristaux sont subautomorphes, légèrement corrodés et de petite taille (2 à 5mm); le zonage est fréquent. L'état de fraîcheur des plagioclases est très variable. Les minéraux secondaires épigéniques sont la calcite et l'albite microcristallines qui soulignent le zonage. La frange externe des plagioclases, plus alcaline, est toujours épargnée par les recrystallisations. La chlorite apparaît également parfois, toujours cryptocristalline et formant des plages vert pâle à contour irrégulier. La damouritisation reste faible (fig. 82).

. **Le pyroxène:** Il s'agit d'augite incolore à vert pâle, plus ou moins craquelée, riche en inclusions de granules d'oxydes. Dans les faciès les plus basaltiques, elle peut représenter jusqu'à 20% du volume total de la roche. Sa taille est variable; elle est souvent de l'ordre de 2mm, mais dans quelques faciès exceptionnels (andésite basaltique de Razak), elle peut atteindre 30mm. L'augite est assez souvent fortement déstabilisée, et elle n'existe qu'à l'état de reliques dans un fantôme automorphe (fig. 79).

Cette déstabilisation se traduit par une oxydation du minéral; dans un squelette opaque d'oxydes apparaissent: calcite, et chlorite microcristallines, épidote, albite et sphène (leucoxène).

L'augite est parfois ouralitisée partiellement; des baguettes allongées, aciculaires, d'amphiboles de la série de l'actinote constituent une couronne fibreuse qui entoure les phénocristaux. A partir des craquelures, elle peut aussi se développer à l'intérieur du minéral.

. **Oxydes:** Il s'agit de magnétite primaire en cristaux automorphes à sections cubiques dont la taille peut atteindre 0,3mm. Elle représente parfois 5% du volume total de la roche.

. **Apatite:** Elle est fréquente, en baguettes incluses dans les phénocristaux (feldspaths et pyroxènes) ou alors à l'état libre dans la mésostase.

La mésostase abondante est microlithique. Elle représente 20 à 50 % du volume total de la roche. Elle est constituée par un réseau dense de microlithes plagioclasiques de petite taille allongés et plus ou moins orientés dans le sens de la fluidalité. Il s'agit d'andésine calcique (An42=An50).

L'espace intermicrolithique est généralement le siège de recrystallisations importantes de minéraux secondaires qui constituent parfois de véritables nids. Le verre est remplacé principalement par un assemblage quartzo-albitique microcristallin avec de la chlorite, calcite, épidote, des minéraux argileux et des oxydes (fig. 80).

Andésite basaltique (SANGAK) 76 CM 293		Andésite (ZAMBAR) 76 CM 86	
Analyse	Norme CIPW	Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 50,99	Q : 4,44	SiO ₂ : 52,54	Q : 7,45
Al ₂ O ₃ : 18,29	Or : 6,09	Al ₂ O ₃ : 16,72	Or : 7,09
Fe ₂ O ₃ : 2,21	Pl : 54,97, An : 37,71, Ab : 17,26	Fe ₂ O ₃ : 2,86	Pl : 54,75, An : 27,76, Ab : 26,99
FeO : 7,63	Diop : 12,06, Diop : 6,15, Hed : 5,91	FeO : 5,93	Diop : 12,53, Diop : 7,19, Hed : 5,34
MnO : 0,17	Hyp : 15,62, Enst : 7,43, FS : 8,19	MnO : 0,18	Hyp : 8,21, Enst : 4,44, FS : 3,78
MgO : 4,13	Mgt : 3,12	MgO : 3,12	Mgt : 4,15
CaO : 10,78	Ilm : 1,23	CaO : 9,06	Ilm : 2,58
Na ₂ O : 2,04	Apat : 0,33	Na ₂ O : 3,19	Apat : 0,71
K ₂ O : 1,03	H ₂ O+ : 3,23	K ₂ O : 1,20	H ₂ O+ : 2,73
TiO ₂ : 0,71		TiO ₂ : 1,36	
P ₂ O ₅ : 0,19	Tot. : 100,76	P ₂ O ₅ : 0,30	Tot. : 100,20
PF : 1,99		PF : 2,73	
Tot : 100,16		Tot : 100,19	
CIPW Lacroix : II, '5, 4, 4 Andésite		CIPW Lacroix : II, (4) 5, 4, 4 Andésite	
Streckeisen : Basalte (4)		Streckeisen : Andésite (5)	

Les analyses chimiques montrent une grande variation de la teneur en quartz normatif entre les andésites basaltiques (sans quartz normatif) et les andésites (maximum 7.95 %). Mise à part l'analyse 76 CM 650 qui se rapproche de celle d'une latite-andésite, l'ensemble des andésites et des andésites basaltiques montrent une faible teneur en alcalins, en particulier en K_2O ; ce qui donne seulement de 6 et 9% d'orthose.

Dans le diagramme $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (fig. 73), le champ des andésites basaltiques et des andésites chevauche le domaine des roches calco-alcalines; c'est pourquoi nous préférons le terme d'andésite basaltique à celui de basalte pour désigner les roches les moins riches en silice de ce groupe.

. Les latites: Ce type de roche alcaline, très rare dans l'Ensemble inférieur de l'Eocène, a été trouvé à quelques kilomètres au Nord de Varchand. Macroscopiquement, rien ne les distingue des andésites basaltiques de ce secteur. Ce sont des roches faiblement porphyriques, dont les caractères pétrographiques sont très proches des latite-andésites de l'Ensemble supérieur. L'analyse chimique 76 CM 651 (cf. p. 308) met bien en évidence le caractère alcalin avec 19,32 % d'orthose dans la norme. Le faciès bien que peu représentatif de la série volcanique de l'Ensemble inférieur, est le terme le plus alcalin des roches basiques et intermédiaires de l'Eocène.

4) Les dacites: Ces roches constituent un type particulier de laves sursaturées qui jouent le rôle d'intermédiaire entre les andésites et les rhyolites alcalines de l'Ensemble inférieur.

Leur importance volumétrique n'est pas très grande; nous avons toutefois trouvé ce faciès à trois niveaux séparés dans la série effusive située au Nord du village d'Ardamin.

Macroscopiquement, ce sont des laves vitreuses qui se caractérisent par leur richesse en phénocristaux de plagioclases et de pyroxène.

Au microscope, la structure est glomérophyrique; les phénocristaux de plagioclases et de minéraux ferromagnésiens s'arrangent en agrégats doléritiques arrondis qui baignent dans une mésostase microlithique riche en verre (fig. 83),

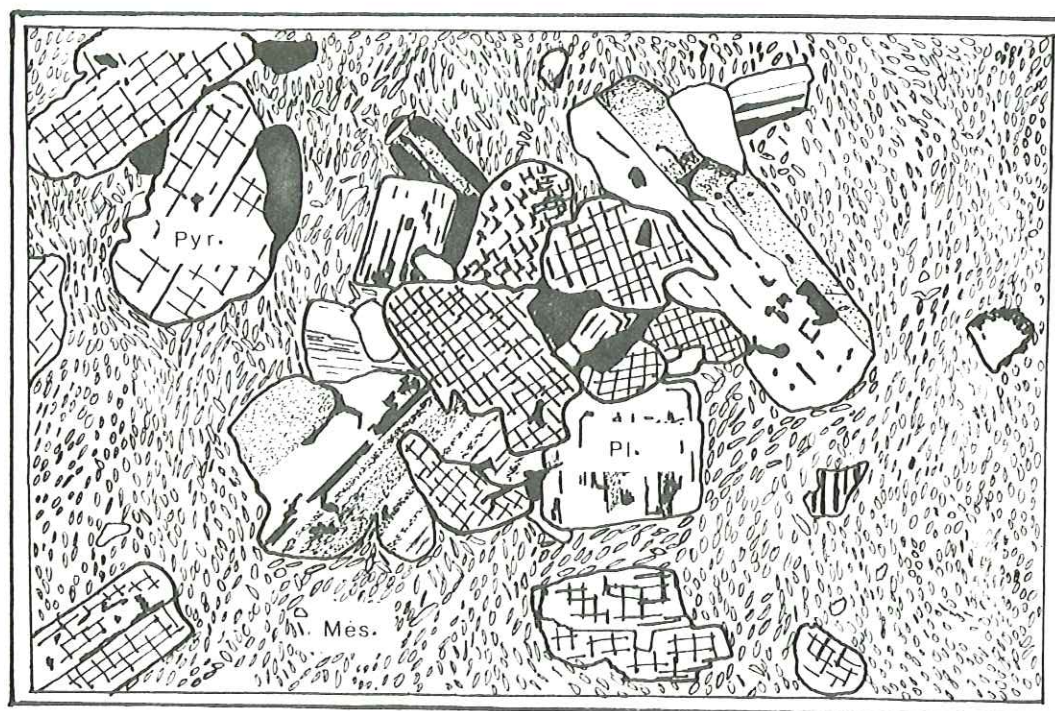


Fig. 83 LE VITROPHYRE DACITIQUE DE BADAMCHALUQ
agrégat doléritique de plagioclase (Pl.) corrodé et de pyroxène (Pyr.)
dans une mésostase (Més.) microlithique de type hyalopilitique

Minéralogie

. Le plagioclase: Il s'agit de labrador (An 57), en phénocristaux de petite taille (2 à 5mm) qui représente 20 à 25 % du volume total de la roche. Les cristaux sont subautomorphes et portent des traces de corrosion. Les bords des minéraux sont légèrement arrondis; en outre, ils possèdent des trous de corrosion remplis par du verre ou des minéraux secondaires. Les minéraux inclus sont représentés par des pyroxènes. Les phénomènes de déstabilisation et les minéraux secondaires qu'ils engendrent possèdent des caractères analogues aux andésites précédentes.

. Le pyroxène: Il s'agit d'augite incolore à jaune-vert pâle, plus ou moins craquelée qui ne représente que 5 à 10% du volume de la roche. La taille des minéraux est toujours faible (2mm le plus souvent). Leur déstabilisation est identique aux pyroxènes des andésites basaltiques, en: actinote, chlorite, calcite, séricite, sphène et oxydes.

. La mésostase, très abondante, représente 65% du volume total de la roche. La structure microlithique est de type hyalopilitique: De nombreux microlithes de plagioclases, des cristaux de pyroxènes de petite taille et des oxydes baignent dans un fond vitreux abondant. Mis à part un faciès vitrophyrique exceptionnellement bien conservé (76 CM 188), trouvé à proximité du village de Badamchaluq, le verre a complètement disparu, cristallisé en un assemblage quartzo-feldspathique microcristallin, de la calcite et des oxydes.

Dacite - BADAMTCHALUQ - 76 CM 188	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 59.14	Q : 18.40
Al ₂ O ₃ : 16.00	Or : 10.46
Fe ₂ O ₃ : 2.19	Pl : 49.04. An: 26.45, Ab: 22.59
FeO : 4.12	Diop : 3.40. Diop : 2.04, Hed. : 1.36
MnO : 0.18	Hyp : 9.73. Enst : 5.51, FS. : 4.23
MgO : 2.59	Mgt : 3.18
CaO : 6.47	Ilm : 1.31
Na ₂ O : 2.67	Apat : 0.54
K ₂ O : 1.77	H ₂ O+ : 4.00
TiO ₂ : 0.69	
P ₂ O ₅ : 0.23	Tot. : 100.06
PF : 4.00	
Tot. : 100.05	
CIPW Lacroix : II, 4 (3) 4, 4 Dacite	
Streckeisen : Latite-andésite (6)	

Les analyses chimiques des dacites montrent une grande homogénéité de la teneur en silice (59-60%), ainsi que de fortes teneurs normatives en anorthite et pyroxènes.

Les teneurs en alcalins fluctuent beaucoup (4.44 à 7.02 %). Sur le diagramme Na₂O + K₂O-SiO₂, le champ des dacites recouvre surtout le domaine des laves calco-alcalines, ce qui justifie leur terminologie.

5) Les rhyolites: Les rhyolites constituent une masse importante de produits acides émis dans l'Ensemble inférieur de l'Eocène. Les laves sont très abondantes dans cet ensemble; les ignimbrites, par contre, sont plutôt rares. Nous nous attacherons à décrire ici, les laves rhyolitiques et leur minéralogie qui est commune avec celle des ignimbrites.

Les rhyolites sont constituées par une matrice vitreuse abondante, brun rougeâtre à rose, où baigne quelques phénocristaux de plagioclases altérés et de biotite oxydée (fig. 84).

Les laves sont épanchées sous forme de dômes et de dômes-coulées. Leur viscosité, relativement faible, a toutefois conditionné pour chacun des épanchements une extension assez importante. Les restes d'édifices volcaniques sont

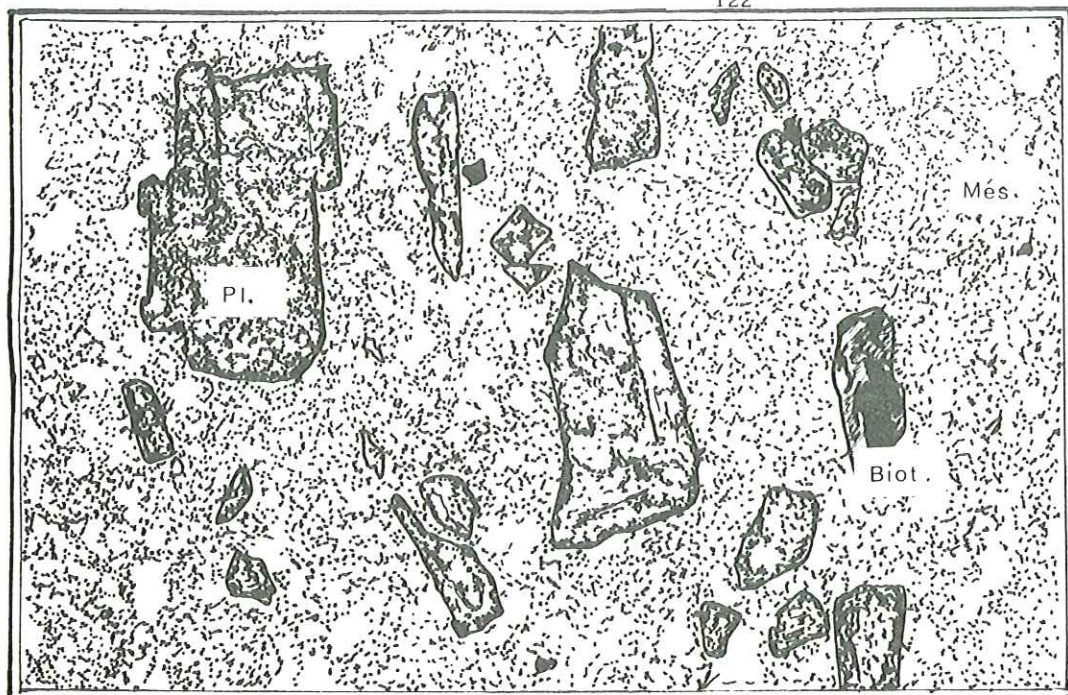


Fig. 84 LES RHYOLITES

Pl. : fantômes de plagioclases albitisés et calcitisés

Biot. : biotite corrodée et oxydée

Més. : mésostase vitreuse abondante cristallisée (structure felsitique)

12 mm

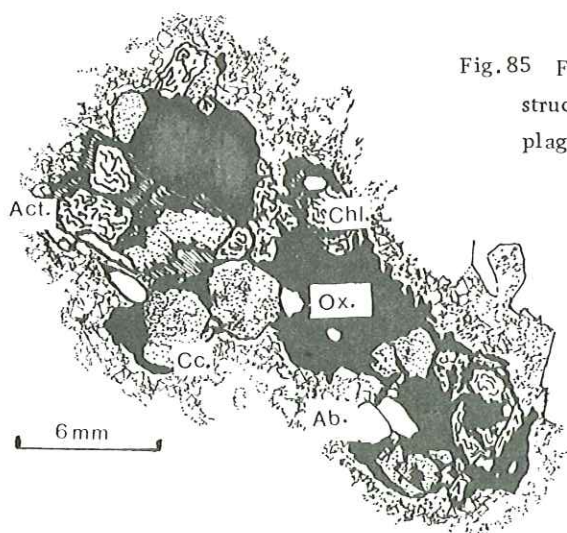


Fig. 85 Fantôme d'agrégat à structure doléritique de plagioclase et de pyroxène

Act. : actinote fibreuse

Chl. : chlorite

Ab. : albite

Ox. : oxydes

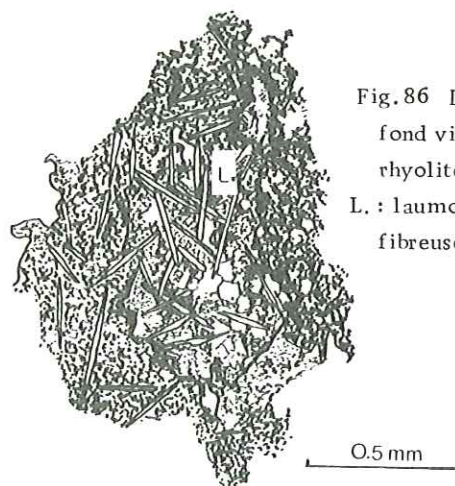


Fig. 86 Détail du fond vitreux des rhyolites de Sangak
L. : laumontite fibreuse

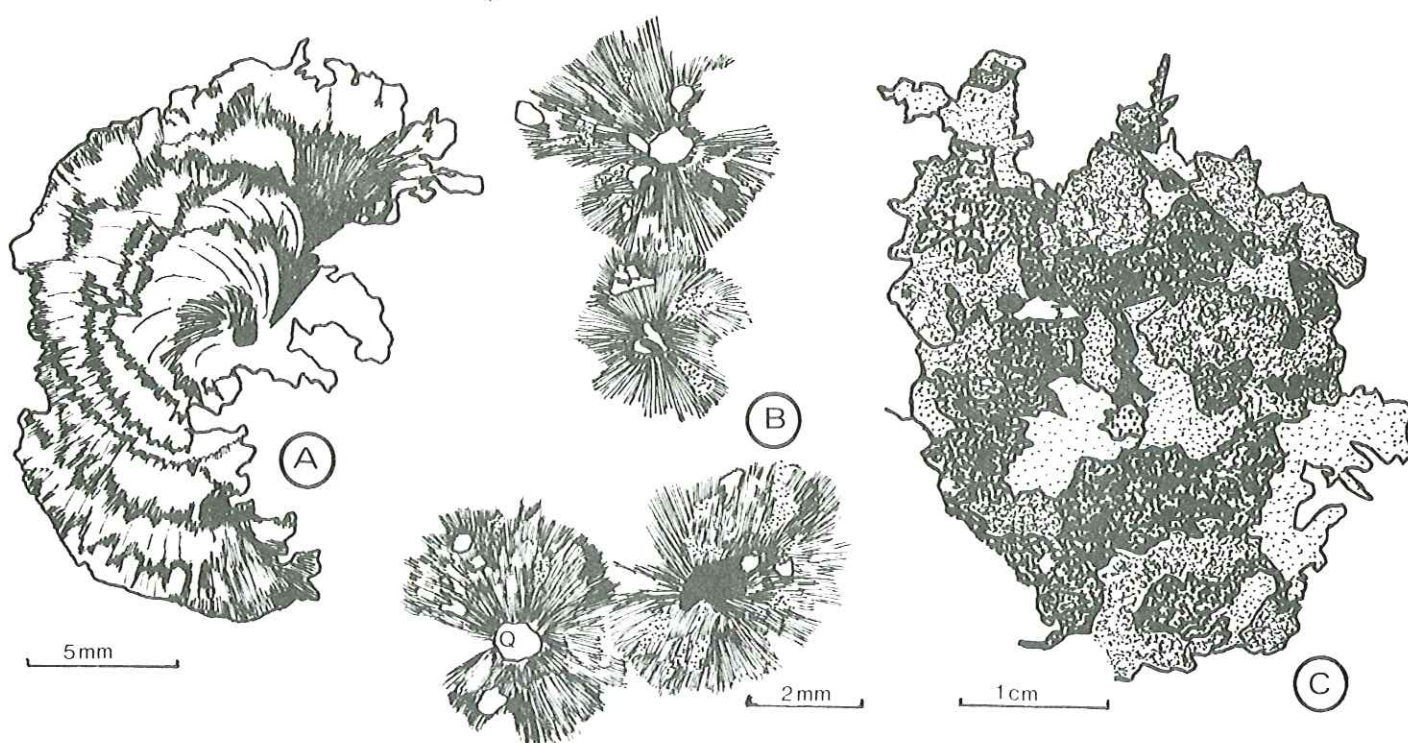


Fig. 87 Structures de dévitrification: a) en galaxie; b) sphérolitique; c) en "snow flakes"

difficiles à mettre en évidence dans cet Ensemble inférieur, généralement très tectonisé; on en trouve encore quelques uns avec leur bordure autobréchifiée typique, au Nord des villages de Sangak et de Ardamin. Si, au coeur de l'édifice, ces laves ne présentent pas de textures particulières, dans les coulées, elles montrent un litage parfois très fin. Il s'agit de plans de dévitrification grossière particuliers, tous parallèles, qui soulignent les plans de fluidalité individualisés lors de l'écoulement laminaire.

La structure des rhyolites est hyaloporphyrrique; dans une mésostase vitreuse cristallisée abondante, flottent quelques phénocristaux de plagioclases et de minéraux ferromagnésiens. L'arrangement de ces phénocristaux se fait souvent sous forme de petits agrégats à structure doléritique composés soit de plagioclases et de minéraux ferromagnésiens, soit de biotite et de pyroxène (fig. 85).

La dévitrification du verre peut présenter plusieurs types de faciès. Il peut s'agir dans le cas le plus simple d'une cristallisation très fine, quartzo-feldspathique du fond de la roche; on a une structure felsitique.

Il peut y avoir développement de grandes plages de quartz poecilitique engrenées, avec des inclusions de feldspath potassique et d'oxydes de fer; on a une structure en "snow flakes" (fig. 87 c).

Dans certains cas, on peut avoir un arrangement fibro-radié de fines aiguilles de quartz et de feldspath potassique; on a une structure sphérolitique (fig. 87 b).

Le verre adopte parfois une structure fluidale. La dévitrification provoque alors la cristallisation grossière d'un assemblage quartzo-feldspathique engrené le long de plans de fluidalité, plus ou moins ondulés ou plissotés.

Minéralogie

Les phénocristaux n'occupent que 30% du volume de la roche.

. Plagioclases: Ce sont les plus abondants des phénocristaux. Il s'agit d'andésine (An 36 à An 45) en cristaux subautomorphes légèrement corrodés et dont la taille n'excède pas 2,5 mm. Les déstabilisations sont fréquentes, les plagioclases ne subsistent alors qu'à l'état de fantômes plus ou moins pseudomorphosés par un assemblage microcristallin d'albite, de calcite et de séricite. La chlorite cryptocristalline s'arrange parfois selon les plans de clivages des cristaux.

. Pyroxènes: Ce sont d'anciennes augites qui n'existent qu'à l'état de fantômes subautomorphes, de 1 mm, pseudomorphosés par un assemblage microcristallin de chlorite, calcite, oxydes, avec un peu d'albite, de mica blanc et parfois de petites baguettes aciculaires d'amphiboles de la série de l'actinote et par un peu d'épidote.

. Biotite: Elle est toujours présente dans toutes ces laves bien qu'elle ne représente jamais plus de 5% du volume de la roche. Les cristaux sont subautomorphes et toujours déstabilisés en oxydes opaques qui constituent le squelette des fantômes, en chlorite verte et mica blanc.

. Le verre: La mésostase dévitrifiée est constituée par du quartz, de l'albite et du microcline BT d'après un diffractogramme aux R. X.

A très fort grossissement, on distingue dans le fond de certains faciès de très nombreuses baguettes fibreuses, en groupe-ment presque radié d'un minéral incolore et faiblement réfringent. Ses caractères optiques ($n: 1,52$ à $1,55$, $ng\wedge c: 32^\circ$, blanc à jaune pâle du premier ordre en lumière polarisée) semblent indiquer qu'il s'agirait de zéolites fibreuses du type laumontite; nous verrons dans un paragraphe particulier comment interpréter la présence de ce minéral de métamorphisme de très faible degré (fig. 86).

La pigmentation rougeâtre de la lave est donnée par la présence d'hématite finement dispersée. Les variations de nuances dans les teintes du verre, qui soulignent un certain litage, ne correspondent pas seulement à des variations de structures de dévitrifications; le rubannement est également provoqué par une cristallisation variable de la mésostase en zones plus ou moins riches en oxydes et argiles.

Analyses chimiques

La présence de quartz primaire n'a jamais été observée dans ces rhyolites qui devraient donc s'appeler "rhyolitoides". La norme fait parfois apparaître du corindon normatif, ce qui implique un verre hyperalumineux qui pourra facilement s'argiliser lors de la dévitrification.

Les teneurs en alcalins fluctuent beaucoup dans les analyses de rhyolites. L'échantillon 76 CM 269 est un des plus riches en potassium. La teneur en plagioclase sodique normatif est très forte dans toutes les analyses. La plupart des verres siliceux des rhyolites sont donc très riches en alcalins.

Rhyolite - BIVARAN - 76 CM 269		Rhyolite (Ignimbrite). ZAMBAR - 76 CM 89	
Analyse	Norme CIPW	Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 71.08	Q : 31.02	SiO ₂ : 68.51	Q : 34.39
Al ₂ O ₃ : 15.02	Or : 36.22	Al ₂ O ₃ : 11.46	Or : 15.13
Fe ₂ O ₃ : 2.04	Pl : 23.75, An:1.67, Ab:22.09	Fe ₂ O ₃ : 3.54	Pl : 35.63, An:10.24, Ab:25.39
FeO : 0.20	Co : 3.48	FeO : 0.20	Wo : 1.87
MnO : 0.04	Hyp : 1.17, Enst:1.17, Fs:0.0	MnO : 0.10	Diop : 2.52, Diop. :2.52, Hdb. :0.0
MgO : 0.47	Hém : 2.04	MgO : 0.47	Hém : 3.54
CaO : 0.85	Ilm : 0.51	CaO : 3.95	Ilm : 0.64
Na ₂ O : 2.61	Rut : 0.18	Na ₂ O : 3.00	Sph : 0.28
K ₂ O : 6.13	Apat : 0.92	K ₂ O : 2.56	Apat : 0.45
TiO ₂ : 0.45	H ₂ O+ : 1.11	TiO ₂ : 0.45	H ₂ O+ : 4.51
P ₂ O ₅ : 0.39		P ₂ O ₅ : 0.19	Tot. : 98.95
PF : 1.11	Tot. : 100.41	PF : 4.51	
Tot. : 100.39		Tot. : 98.94	
CIPW Lacroix : I, '4, 1(2), (2)3 Rhyolite alcaline		CIPW Lacroix : I (2), 3', 3, 4 Rhyolite calco-alcaline	
Streckeisen: Rhyolite alcaline (7)		Streckeisen : Rhyodacite (8)	

6) Les rhyolites holoalcaliques à quartz : Les laves rhyolitiques holoalcaliques à quartz représentent une part très importante du volume des émissions acides de l'Ensemble inférieur (fig. 88, fig. 89)

Dans l'Ensemble inférieur, les émissions rhyolitiques sont localisées à quelques kilomètres au Nord du village de Varchand dans une zone particulièrement affectée par des phénomènes hydrothermaux.

Il s'agit d'extrusions dômeennes de rhyolites blanches dans les volcanites de la base de l'Eocène. Le repérage de ce type de dôme est très facile, car le contraste de couleur entre les rhyolites et l'encaissant gris ou brun est très net.

L'appareil rhyolitique étudié au Nord du village de Varchand fait 300 à 400m de diamètre. Seule sa partie est très bien conservée. A la périphérie du dôme, la lave possède un débit en pelure d'oignon caractéristique. Au coeur du dôme, ce débit est prismatique et on assiste alors à la juxtaposition serrée de très nombreuses colonnes à sections polygonales. A l'affleurement, la couleur blanche de ces roches est ternie par un enduit rouille limonitique qui se loge dans les joints et qui provient de l'oxydation de nombreux cubes millimétriques de pyrite dispersés dans la matrice de la roche.

Ce sont des laves à structure hyaloporphyrrique. Quelques phénocristaux baignent dans une mésostase initialement vitreuse, entièrement cristallisée (fig. 89 a).

Aucune structure de fluidalité n'existe dans ces laves.

Minéralogie

. Le quartz : en gros cristaux subautomorphes limpides, possède des golfes de corrosion et représente environ 5% du volume de la roche.

. Les feldspaths sont entièrement déstabilisés. Les fantômes peu nombreux, sont subautomorphes et entièrement pseudomorphosés par de la séricite microcristalline et du quartz.

. La biotite représente une très faible part du volume total de la roche. Elle n'existe qu'à l'état de fantômes subautomorphes disséminés dans la roche. La déstabilisation est absolument complète. La pseudomorphose des minéraux est assurée par du mica blanc et des oxydes qui s'arrangent parallèlement aux plans de clivage.

. La mésostase vitreuse représente 85% du volume de la roche. Elle est grossièrement dévitrifiée et le siège d'une altération poussée. A la périphérie des phénocristaux de quartz, la dévitrification est très fine si bien que ces minéraux sont entourés d'un halo grisâtre de quartz secondaire et de kaolinite microcristallins. Le fond est constitué par un assemblage quartzo-feldspathique engrené et grossier. Le feldspath secondaire est un feldspath potassique entièrement kaolinisé d'allure grisâtre. La kaolinite constitue également quelques nids de cristaux automorphes disséminés dans le fond. Le sphène et la pyrite oxydée sont les seuls minéraux accessoires de la roche.

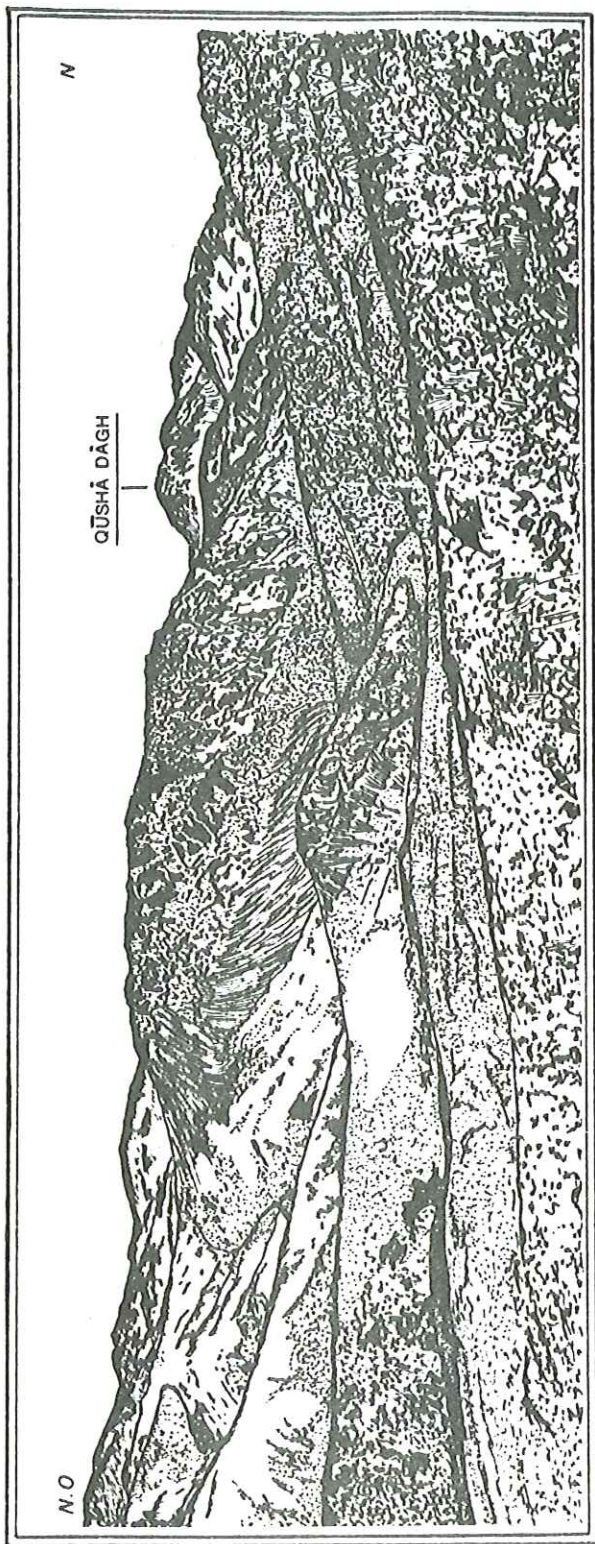


Fig. 88 Le dôme de rhyolites à quartz de Varchand et son environnement
(Sous-zone nord).

Ensemble inférieur : 1) andésites basaltiques

2) laves et ignimbrites rhyolitiques

3) rhyolites hololeucocrates à quartz
(dôme)

Ensemble moyen :

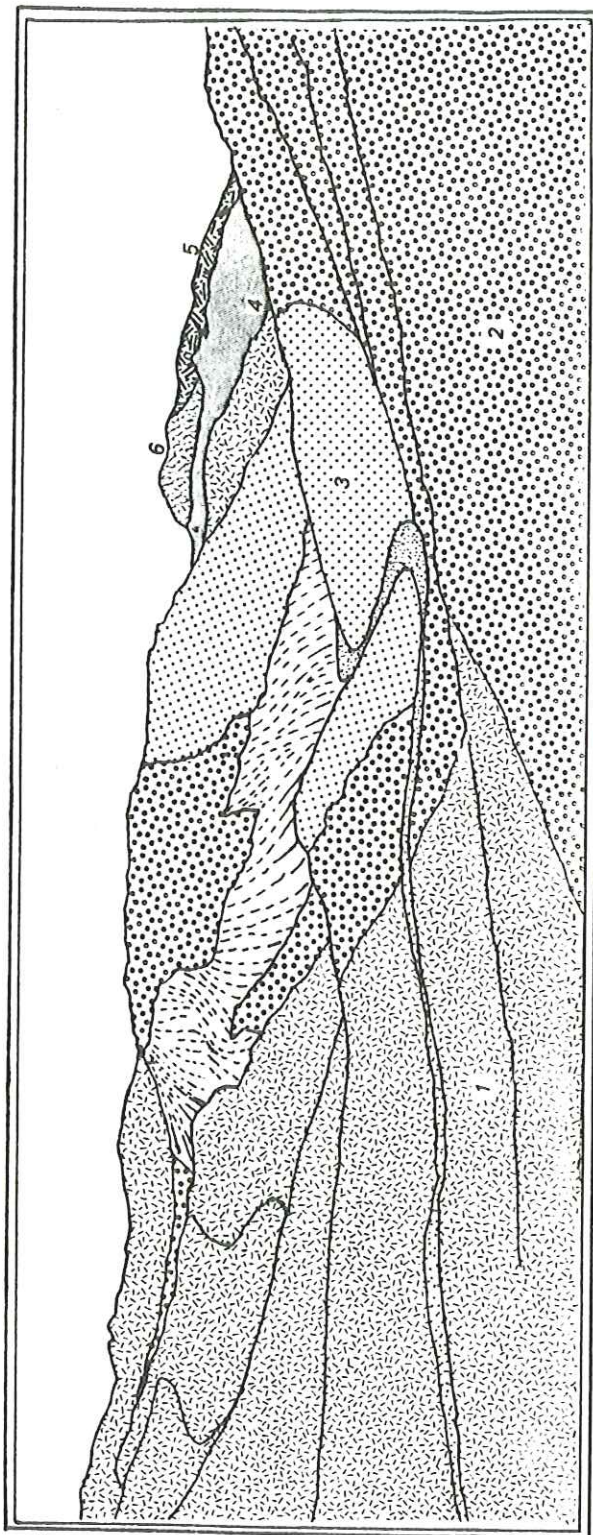
4) Série verte réduite

Ensemble supérieur :

5) laves et tufs

6) Trachyandésites à amphibole
(dôme)

Oligo-Miocène



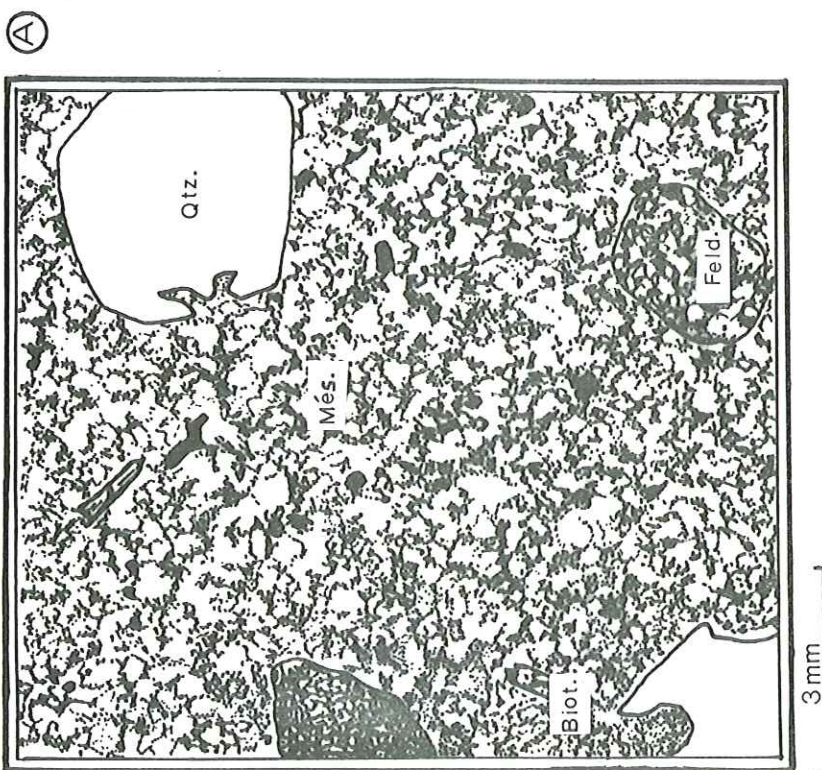


Fig. 89 A - Microscopie: Qtz. : quartz corrodé

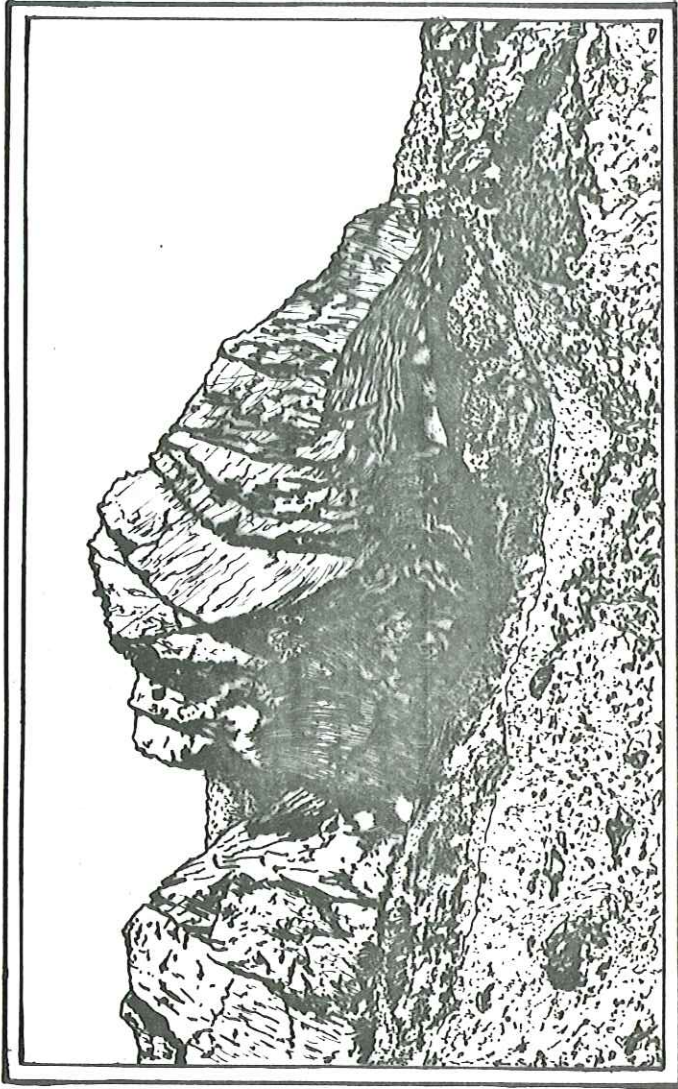
Feld. : fantômes de plagioclases séricitisés

Biot. : biotite séricitisée et oxydée

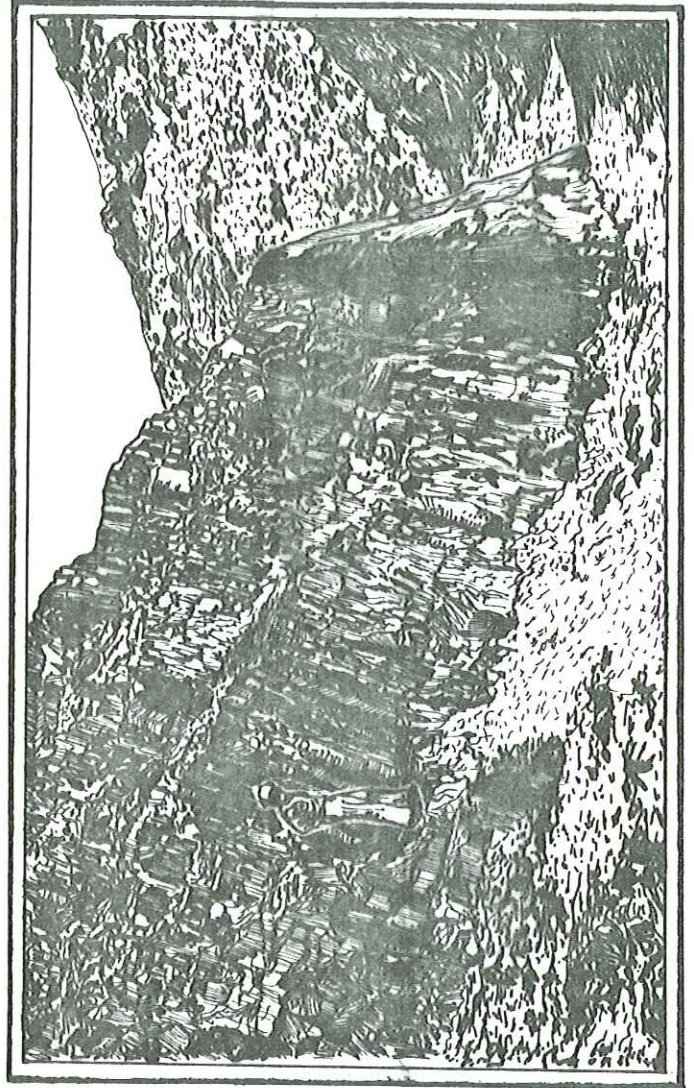
Més. : fond vitreux kaolinisé

Fig. 89 B - Bordure du dôme: débit en pelure d'oignon (hauteur de la falaise: 15 m)

Fig. 89 C - Cœur du dôme: débit prismatique



(B)



(C)

Fig. 89 LES RHYOLITES HOLOLEUCOCRATES A QUARTZ DE VARCHAND

Rhyolite à quartz - VARCHAND - 76 CM 646	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 81.00	Q : 75.20
Al ₂ O ₃ : 12.62	Or : 7.50
Fe ₂ O ₃ : 0.19	Pl : 0.83. An: 0.83, Ab: 0.0
FeO : 0.20	Co : 10.94
MnO : 0.00	Hyp. : 0.97. Enst.: 0.97, F.S: 0.0
MgO : 0.39	Mgt. : 0.27
CaO : 0.18	Ném. : 0.01
Na ₂ O : 0.00	Ilm. : 0.25
K ₂ O : 1.27	Ap. : 0.02
TiO ₂ : 0.13	H ₂ O ⁺ : 3.71
P ₂ O ₅ : 0.01	
PF : 3.71	Tot. : : 99.69
Tot. : : 99.70	
CIPW Lacroix	I, 1(2), 2, 1 Rhyolite
Streckeisen	Rhyolite (9)

Les rhyolites sont hypersiliceuses et la kaolinisation du verre explique leur teneur très élevées en corindon normatif.

B) L'ENSEMBLE MOYEN DE L'EOCENE

Le volcanisme sous-marin associé aux séries vertes de l'Ensemble moyen est marqué par une très grande abondance de matériel pyroclastique acide et par la rareté du matériel effusif basique (cf. p. 21).

1) Les tufs et les ignimbrites rhyolitiques: Le volcanisme acide est représenté par des tufs et des ignimbrites rhyolitiques dont les structures sont décrites p. 93 . Nous ne citerons ici que leurs caractères pétrographiques principaux car la minéralogie de ces roches est très décevante. Leur caractère acide se traduit par une abondance de ponces et de quartz corrodés. Le plagioclase est représenté par de l'oligoclase-andésine. L'apatite est fréquente. Les minéraux ferromagnésiens, entièrement oxydés, sont rarement reconnaissables. Dans la mésostase vitreuse, argilisée lors de la mise en place sous-marine, l'illite est très abondante.

Tuf rhyolitique - AZBEZAN - 76 CM 226	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 70.21	Q : 48.00
Al ₂ O ₃ : 11.53	Or : : 14.00
Fe ₂ O ₃ : 0.87	Pe : 24.76. An:24.00, Ab:0.76
FeO : 0.20	Diop. : 1.35. Diop:1.35, Hed: 0.00
MnO : 0.03	Wo. : 2.59
MgO : 0.54	Mgt. : 0.14
CaO : 6.17	Hemt. : 0.77
Na ₂ O : 0.09	Ilm. : 0.32
K ₂ O : 2.37	Apat. : 0.14
TiO ₂ : 0.17	H ₂ O ⁺ : 8
P ₂ O ₅ : 0.06	
PF : 8	Tot. : : 100.07
Tot. : : 100.24	
CIPW Lacroix: I, 3, 5, (2) 3 Rhyolite calco-alcaline	
Streckeisen: Rhyodacite (10)	

Les tufs et les ignimbrites rhyolitiques de l'Ensemble moyen représentent un volume important de magma identique minéralogiquement et chimiquement aux rhyolites holoalcaliques à quartz.

Nous ne devons donc pas sous-estimer l'importance volumétrique de tous ces faciès qui représentent, finalement, une bonne part du magmatisme éocène.

2) Les dolérites basaltiques : Ce type de faciès constitue un des rares témoins d'une activité volcanique basique interstratifiée dans les séries vertes de l'Eocène moyen. Les dolérites affleurent sous forme de sills, généralement très peu épais (± 50 cm), notamment aux abords du village de Badamchaluq. Elles sont très sombres d'aspect et possèdent un débit caractéristique en boules légèrement aplaties.

La structure est doléritique intersertale. Des phénocristaux tabulaires de plagioclases, de tailles variables, entourent une multitude de petits cristaux automorphes de pyroxènes et quelques grosses olivines (fig. 90).

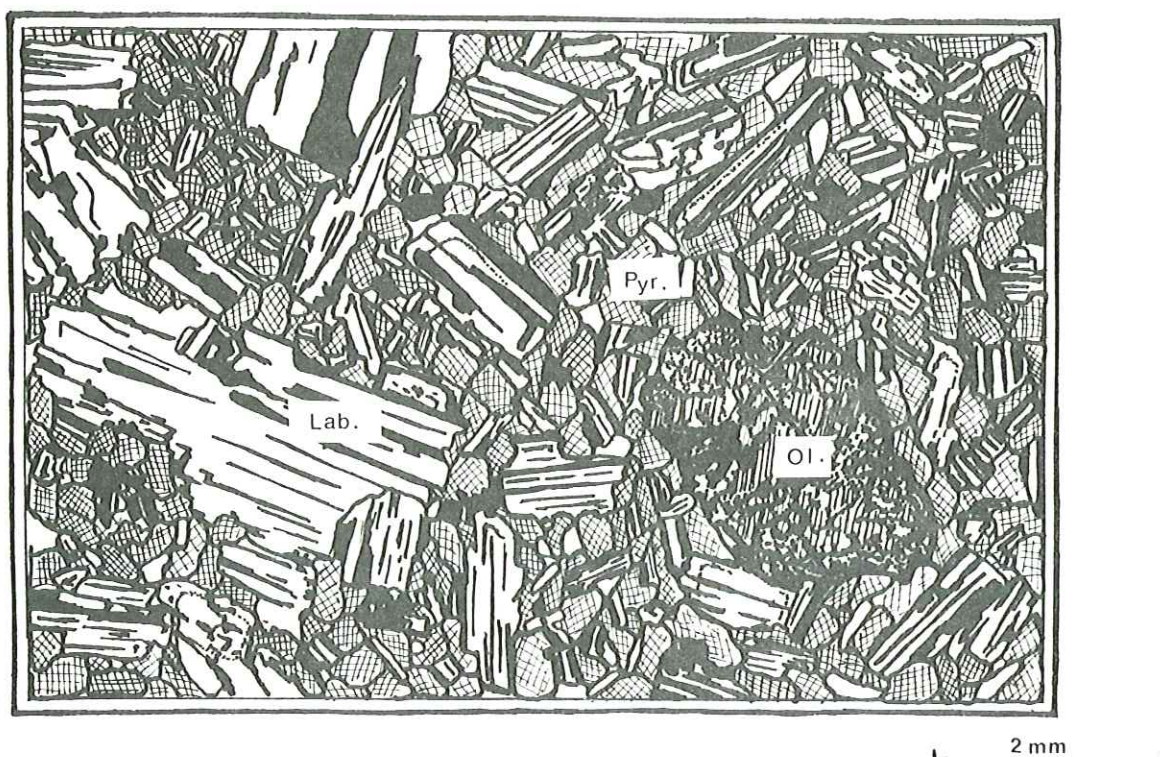


Fig. 90 LES DOLERITES BASALTQUES DE BADAMCHALUQ

Lab. : labrador Pyr. : augite Ol. : fantôme d'olivine serpentinisée

Minéralogie

. Les plagioclases: Ils constituent environ 40% du volume total de la roche. Il s'agit de labrador (An 58-60), en cristaux automorphes dont la taille ne dépasse pas 3mm et qui se regroupent parfois en amas glomérporphyriques. Leur zonation est soulignée par des zones plus riches en inclusions de petits pyroxènes.

. Les pyroxènes: Il s'agit d'augite. Les plus gros cristaux (2mm) sont toujours déstabilisés et pseudomorphosés plus ou moins totalement par de la calcite, de la chlorite, de l'actinote, des plagioclases et des oxydes.

Les minéraux sont généralement de petite taille (0, 2mm) et constituent près de 50% du volume de la roche.

. Les olivines: Elles se présentent sous forme de fantômes de phénocristaux automorphes entièrement serpentinisés et iddingsitisés de 2mm de diamètre.

. Les oxydes: Les minéraux opaques sont relativement nombreux (5% du volume de la roche) et de grosse taille (0,5mm).

L'apatite est un minéral accessoire rare.

Le fond vitreux intercrystallin est quasiment inexistant, en outre, il est complètement remplacé par de la chlorite et des argilles.

Dolérite basaltique - BADAMCHALUQ - 76 CM 178	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 50,34	Q : 4,37
Al ₂ O ₃ : 16,68	Or : 3,55
Fe ₂ O ₃ : 2,43	Pl : 50,49. An: 36,11, Ab: 14,38
FeO : 9,14	Diop. : 13,32. Diop : 7,24, Hed: 6,07
MnO : 0,22	Hyp : 21,26. Enst: 10,84, FS: 10,42
MgO : 5,70	Mgt : 3,52
CaO : 10,83	Ilm. : 1,77
Na ₂ O : 1,70	Apat : 0,54
K ₂ O : 0,60	H ₂ O+ : 0,88
TiO ₂ : 0,93	
P ₂ O ₅ : 0,23	Tot. : 99,69
PF : 0,88	
Tot. : 99,68	
C.I.P.W. Lacroix: 'III, '5, 4', 4 Basalte.	
Streckeisen : Basalte (11)	

Les dolérites basaltiques sont très pauvres en alcalins; dans le diagramme Na₂O + K₂O-SiO₂, elles appartiennent au domaine des roches subalcalines. Ce sont des tholéiites selon Kuno (1960). Ces dolérites sont chimiquement identiques aux basaltes de l'Ensemble inférieur.

C) L'ENSEMBLE SUPERIEUR DE L'EOCENE

L'activité volcanique de l'Ensemble supérieur de l'Eocène est marquée par la prédominance des produits pyroclastiques sur les laves qui n'en sont pas moins abondantes.

Nous avons distingué sept types pétrographiques parmi les roches effusives de cet ensemble.

. Les roches effusives:

Les laves intermédiaires sont représentées, en majorité, par un groupe important de roches alcalines, les latite-basaltes, les latite-andésites et les basaltes, ainsi que par un groupe bien représenté également de laves calco-alcalines: les andésites.

Les laves acides sont également plus abondantes dans cet ensemble; nous y avons distingué, les rhyolites et les rhyolites hololeucocrates à quartz.

1) Les basaltes: Ce type de laves alcalines n'occupent pas de place stratigraphique précise dans l'Ensemble supérieur de l'Eocène. Le volume des effusions est très faible. Deux niveaux sont remarquables, car ils sont associés, sous forme de dykes aux hyaloclastites de Bijgerd et du Nord du lac de sel. (cf. p. 65).

Macroscopiquement, le caractère principal de ces laves est leur richesse en minéraux ferromagnésiens (pyroxènes) qui s'accompagne d'une couleur sombre, gris sombre, à noir de la roche.

Ce sont des laves à structure microlithique porphyrique.

Minéralogie

- . Le plagioclase: Il s'agit de labrador (An₆₂₋₆₅, le plus souvent) qui constitue 50% du volume de la roche. Les phénocristaux automorphes sont fréquemment zonés et portent quelques traces de corrosion; leur taille est de l'ordre de 5mm. Ils contiennent en inclusions de petites augites et sont légèrement séricitisés.
- . Le pyroxène: Il s'agit d'augite. Les phénocristaux, assez rares, atteignent 7mm; ils sont alors souvent calcitisés et chloritisés. L'augite est généralement de petite taille (0,2 à 0,5mm), disséminée dans la mésostase microlithique où elle représente 30 à 35% du volume de la roche.
- . L'olivine: Elle est toujours serpentinisée et les fantômes automorphes des cristaux sont souvent pseudomorphosés par de la calcite et de la chlorite. Leur taille est comprise entre 2,5 et 5mm. L'olivine ne représente que 5% du volume total de la roche.
- . La mésostase microlithique est constituée par un assemblage doléritique de microlithes de labrador parfois trapus, de petites augites et d'oxydes. Le fond est très peu abondant, toujours remplacé par des minéraux secondaires.

Basalte - BIJGERD - 76 CM 192	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 49.86	Q : 0.0
Al ₂ O ₃ : 20.73	Or : 6.62
Fe ₂ O ₃ : 2.34	Pl : 67.28, An: 36.96, Ab: 30.72
FeO : 7.39	Diop : 4.00, Diop. : 1.87, Hed: 2.14
MnO : 0.04	Hyp : 8.64, Enst : 3.74, FS: 4.90
MgO : 3.16	Ol : 5.60, Fo : 2.29, Fa : 3.31
CaO : 8.72	Mgt : 3.39
Na ₂ O : 3.63	Ilm : 1.60
K ₂ O : 1.12	Apat : 0.54
TiO ₂ : 0.84	H ₂ O+ : 1.67
P ₂ O ₅ : 0.23	
PF : 1.67	Tot. : 99.74
Tot. : 99.73	
CIPW Lacroix: II, 5, 4, 4' Andésite	
Streckeisen Basalte (12)	

Les basaltes de l'Ensemble supérieur appartiennent au domaine des roches alcalines d'après le diagramme: Na₂O+K₂O-SiO₂, ce qui les différencie nettement des basaltes de l'Ensemble inférieur et des dolérites de l'Ensemble moyen.

Ce sont des basaltes alcalins selon Kuno (1960). Ils sont nettement sous-saturés; ce qui mène à la formation d'olivine normative.

La terminologie de Streckeisen nous semble donc la mieux appropriée pour désigner ces roches riches en sodium.

2) Les latite-basaltes porphyriques: L'apparition des premiers niveaux de ces laves correspond très nettement avec la base de l'Ensemble supérieur. Macroscopiquement, elles se caractérisent par une texture très porphyrique, où les phénocristaux de plagioclases, de taille centimétrique baignent dans une mésostase isotrope gris vert, verte ou brunâtre; toutefois, un certain hétéromorphisme affecte toute cette famille (fig. 91).

Le pourcentage relatif de phénocristaux de plagioclases par rapport à la mésostase de la lave est très variable. Dans certains faciès, cette dernière est quasiment inexistante et les phénocristaux presque jointifs.

La forme des phénocristaux, elle-même, est très variable; ils peuvent être trapus et grossièrement arrondis en section avec un diamètre avoisinant parfois 20mm, en lattes ou en baguettes allongées dont la longueur varie entre 15 et 30mm.

Toutes ces laves sont très abondantes dans l'Ensemble supérieur, où elles alternent le plus souvent avec des tufs et des brèches pyroclastiques. Elles affleurent sous forme des coulées, en forme de galettes assez épaisses, mais de faible extension; ce qui traduirait une viscosité relativement élevée de la lave lors de son épanchement.

L'altération hydrothermale et le métamorphisme affectent généralement toutes ces roches (cf. p. 196).

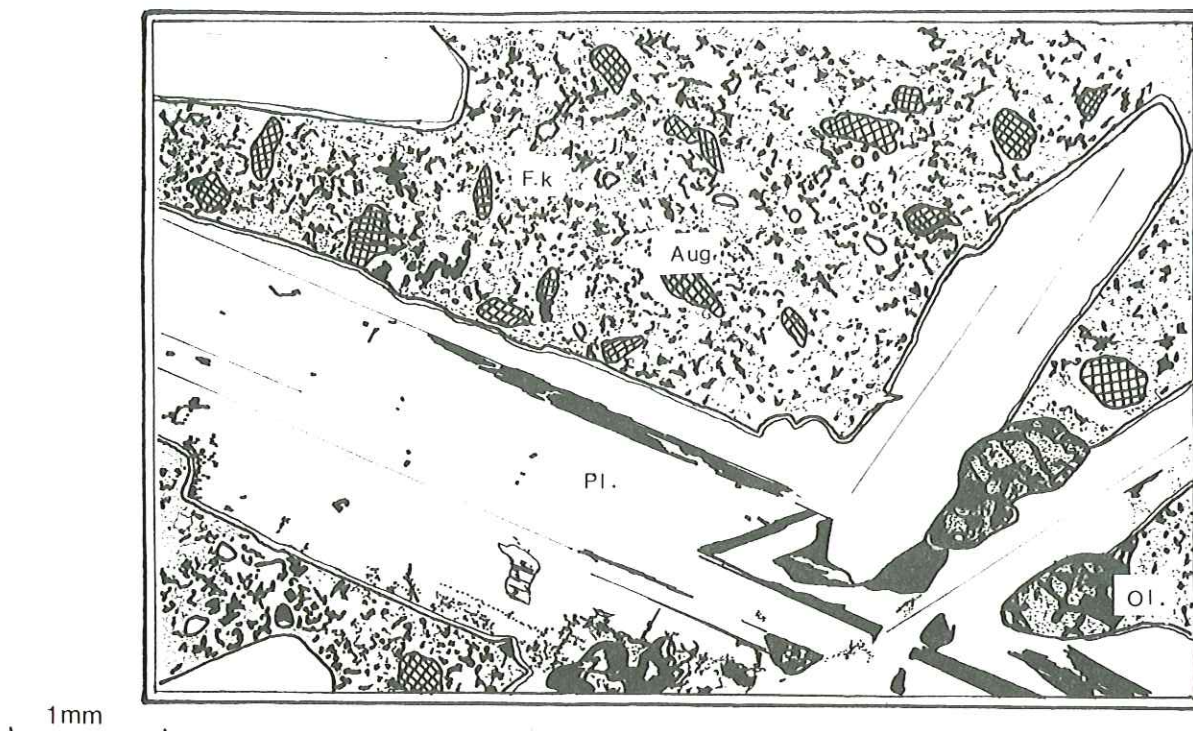


Fig. 91 LES LATITE-BASALTES DU KUH-E-ZIRE

Pl. : phénocrystal de labrador entouré par une bordure de feldspath potassique

Aug. : augite

Ol. : fantôme d'olivine serpentinisée

F. k. : mésostase engrenée très riche en feldspath potassique

Ce sont des laves à structures porphyriques ou mégaporphyriques. Les phénocristaux de plagioclases ont une taille qui peut atteindre 3cm dans certains cas.

La mésostase est occasionnellement microlithique; elle est généralement engrenée.

Minéralogie:

. Le plagioclase: Il représente entre 25 et 60 % du volume de la lave. Un faciès exceptionnel très riche en phénocristaux de grande taille (70 % du volume de la roche) a été échantillonné dans la série épaisse de latite-basaltes du Kuh-e-Ziré. Le plagioclase est calcique, limpide et souvent craquelé. Sa composition peut varier entre An 52 et An 76; une composition voisine d'An 60 semble toutefois plus courante. Les cristaux sont rarement zonés et les limites entre les différentes zones d'accroissement sont difficiles à mettre en évidence nettement. On peut noter occasionnellement la présence d'une couronne de corrosion vers l'extérieur des cristaux. La corrosion se traduit également par l'apparition de trous au sein même du cristal, qui se développent préférentiellement au niveau des plans de clivage et lui donnent un aspect tacheté.

Les phénocristaux sont généralement entourés par une bordure alcaline faiblement réfringente que les méthodes de coloration sélective révèlent être du feldspath potassique. Les minéraux inclus consistent essentiellement en apatite, pyroxènes et oxydes. Les phénomènes de déstabilisation n'affectent que très rarement ces phénocristaux; ils sont toutefois légèrement séricitisés et la calcite, l'albite, la chlorite épigénisent faiblement ces minéraux, préférentiellement le long de leurs plans de clivage.

. Le pyroxène: Il s'agit d'augite subautomorphe dont la taille variable avoisine parfois 6mm. Elle est souvent plus ou moins déstabilisée en un assemblage chlorite + calcite qui se développe à partir de la bordure des cristaux. Il s'agit d'abord d'un liseré qui souligne le contour du cristal et qui envahit progressivement le minéral dont les formes sont parfaitement conservées. L'augite représente au maximum 10% du volume de la roche.

. L'olivine: Les reliques de ce minéral toujours déstabilisé sont rares. Les fantômes sont automorphes. La taille des minéraux ne dépasse pas 0,5mm, et ils représentent de 5 à 10% du volume de la roche. Les minéraux de déstabilisation sont les oxydes de fer, qui se logent préférentiellement dans les craquelures, et la serpentine. Souvent, par métasomatisme, le remplissage est assuré par de la chlorite et de la calcite.

. La magnétite: La magnétite automorphe, en cristaux cubiques est abondante également. Elle arrive à représenter 10% du volume total de la roche.

. L'apatite: De nombreuses baguettes d'apatite, parfois en inclusions dans les feldspaths constituent un minéral accessoire important de la lave.

. La mésostase de la roche est constituée par un assemblage microdoléritique de baguettes de feldspath potassique plus ou moins séricitisé, de microlithes trapus de plagioclases et de minéraux ferromagnésiens (augite, olivine et oxydes) en proportions variables.

Dans les faciès les plus latitiques, le feldspath potassique représente 50% du volume du fond de la roche; il s'agit de sanidine, facilement mise en évidence par coloration sélective sur plaque mince.

Ce minéral de fin de cristallisation est souvent transformé en microcline, identifiable par diffractométrie des RX, lors du métamorphisme de contact.

Latite - basalte porphyrique - ZALIBOLAGH - 76 CM 844		Latite - basalte porphyrique - ZALIBOLAGH 76 CM 840 (tendance shoshonitique)	
Analyse	Norme CIPW	Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 50.16	Q : 0.0	SiO ₂ : 46.72	Q : 0.0
Al ₂ O ₃ : 18.61	Or : 13.89	Al ₂ O ₃ : 18.58	Or : 20.21
Fe ₂ O ₃ : 2.43	Pl : 55.48. An:30.69, Ab:24.79	Fe ₂ O ₃ : 2.33	Pl : 48.31. An:30.63, Ab:17.68
FeO : 7.50	Diop : 10.94. Diop:5.41, Hed:5.53	FeO : 9.93	Néph : 0.60
MnO : 0.22	Hyp : 5.66. Enst.:2.61, FS: 3.05	MnO : 0.13	Diop : 1.70. Diop. 0.84, Hed: 0.86
MgO : 3.64	Ol : 6.36. Fo:2.77, Fay: 3.59	MgO : 5.20	Ol : 20.17. Forst:8.80, Fay:11.37
CaO : 9.60	Mgt : 3.52	CaO : 6.89	Mgt : 3.38
Na ₂ O : 2.93	Ilm : 1.77	Na ₂ O : 2.22	Ilm : 1.58
K ₂ O : 2.35	Apat : 1.37	K ₂ O : 3.42	Apat : 0.54
TiO ₂ : 0.93	H ₂ O+ : 1.93	TiO ₂ : 0.83	H ₂ O+ : 3.49
P ₂ O ₅ : 0.58		P ₂ O ₅ : 0.23	
PF : 1.93	Tot. : 100.91	PF. : 3.49	Tot. : 99.98
Tot. : 100.88		Tot. : 99.97	
CIPW Lacroix: II, 5, 3, (3) 4 Trachyandésite		CIPW Lacroix: II, 5, (3) 4, 3 Trachyandésite (Shoshonite)	
Streckeisen: Latite-basalte (13)		Streckeisen : Latite (14)	

Malgré leur aspect très porphyrique, les altérations ou le métamorphisme subis, le groupe des latites-basaltes porphyriques présente de grandes similitudes chimiques.

Ce sont des roches alcalines potassiques, dont la teneur en quartz normatif est inférieure à 5, 25 %. Le terme le plus riche en K₂O de ce groupe, 76 CM 840, possède des paramètres CIPW de shoshonites; ce caractère est visible également sur un diagramme Na₂O + K₂O - SiO₂. Il s'agit d'une authentique latite porphyrique.

3) Les latite-andésites : Ces laves sont les plus communes des roches intermédiaires de l'Ensemble supérieur. Elles se caractérisent par une texture faiblement porphyrique où les phénocristaux de plagioclase, de pyroxène et d'olivine baignent dans une mésostase constituée, en grande partie, de microlithes trapus (fig.92).

Minéralogie

. Le plagioclase: Il s'agit de plagioclase calcique (An₅₂ à An₇₃), le plus souvent de labrador (An₆₃). Les phénocristaux sont généralement subautomorphes et tabulaires, souvent craquelés; leur taille la plus courante avoisine 6mm. Ils représentent 40% du volume de la roche.

La bordure des cristaux est souvent légèrement arrondie. Ils portent des traces de corrosions qui se traduisent par l'apparition d'une couronne de fausses perthites et de trous qui leur donnent un aspect tacheté souvent prononcé. Une couronne basique, plus ou moins épaisse, entoure les phénocristaux corrodés. Ils sont quelquefois zonés, ou ne possèdent que quelques stries d'accroissement. Ces plagioclases sont fréquemment séricitisés, et ils peuvent être partiellement épigénisés par de l'albite, de la calcite, de la chlorite. Les minéraux inclus sont essentiellement des pyroxènes et de l'apatite.

. Le pyroxène: L'augite, en phénocristaux millimétriques (L=4mm parfois), ou en cristaux de petite taille disséminés dans la mésostase, représente de 10 à 15 % de la roche. Les cristaux subautomorphes, légèrement craquelés et de couleur jaune verdâtre à incolore, possèdent parfois une couronne de fausses perthites semblable à celle des plagioclases. Leur bordure est généralement soulignée par de la calcite et de la chlorite.

. L'olivine, déstabilisée, existe en plus faible quantité (5 à 10% du volume de la roche). Les fantômes automorphes de périclites sont constitués par un squelette d'iddingsite ou d'oxydes qui cloisonne un remplissage de serpentine parfois pseudomorphosé, par métasomatisme, par de la calcite et de la chlorite. Leur taille est généralement petite (0,5mm). Dans quelques faciès particuliers, elle peut atteindre 3mm.

. La mésostase microlithique est abondante (40 à 50% du volume de la roche). Elle est constituée pour près de la moitié par de petits microlithes de labrador trapus, automorphes, qui baignent associés à de petits cristaux de pyroxène, d'olivine et de magnétite, dans un fond engrené. Le feldspath potassique, mêlé à des oxydes, de la chlorite, de la calcite et du quartz secondaires, forme le fond peu visible de ces laves.

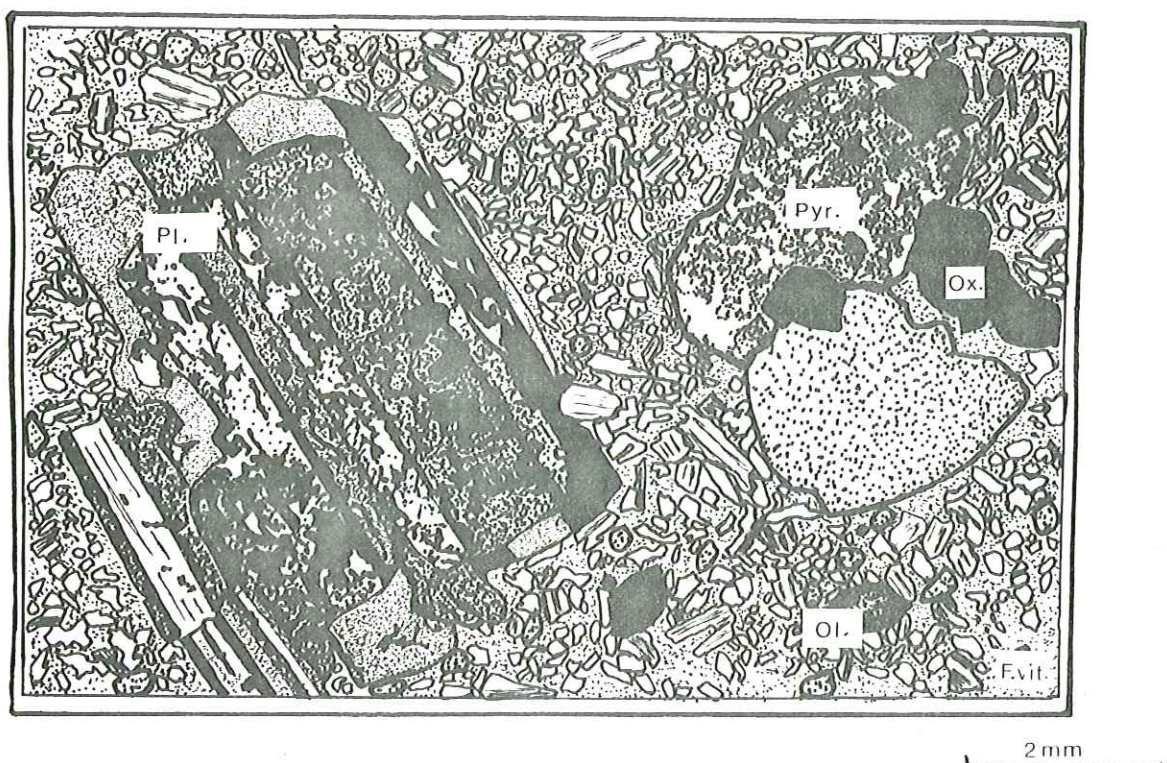


Fig. 92 LES LATITE-ANDESITES DE TORSHAK

Pl. : plagioclase zoné et corrodé

Pyr. : augite craquelée

Ol. : fantôme d'olivine déstabilisée

Ox. : oxydes

F. vit. : fond vitreux alcalin

Latite-andésite - TORSHAK 76 CM 490	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 55.44	Q : 10.29
Al ₂ O ₃ : 17.35	Or : 12.88
Fe ₂ O ₃ : 2.34	Pl : 51.55, An: 28.87, Ab: 22.68
FeO : 6.21	Diop : 3.34, Diop 1.60, Hed : 1.74
MnO : 0.19	Hyp : 13.52, Enst : 6.01, FS: 7.51
MgO : 2.71	Mgt : 3.39
CaO : 6.97	Ilm : 1.60
Na ₂ O : 2.68	Apat : 0.62
K ₂ O : 2.18	H ₂ O : 2.93
TiO ₂ : 0.84	
P ₂ O ₅ : 0.26	Tot. : 100.12
PF : 2.93	
Tot. : 100.10	
CIPW Lacroix: II, (4) 5, (3) 4, (3) 4 Andésite	
Streckeisen: Latite-andésite (15)	

Le terme de latite-andésite est utilisé de préférence au terme d'andésite de manière à bien mettre en évidence la richesse en potassium de ces roches. L'abondance de quartz normatif, toujours supérieur à 5,25 % dans toutes ces roches, témoigne d'un fond acide déjà confirmé par l'étude pétrographique.

4) Les andésites et les andésites porphyriques : Les andésites ne constituent pas de formation proprement dite et on les retrouve en coulées successives intercalées dans tout l'Ensemble supérieur, où elles représentent une part importante du volcanisme effusif.

Macroscopiquement, il est très difficile de séparer ces laves calco-alcalines des latite-andésites et des latite-basaltes. Elles présentent une très grande variation de texture, allant des faciès porphyriques à grands phénocristaux trapus de plagioclases (30mm) jusqu'aux faciès riches en phénocristaux de petite taille (5mm).

Seule l'étude pétrographique et l'analyse chimique permettent de les distinguer du groupe latitique.

Ce sont des roches à structure microlithique porphyrique, où les phénocristaux de plagioclase et d'olivine baignent dans un fond microlithique abondant, riche en pyroxènes de petite taille (fig.93).

Minéralogie:

. Le plagioclase: Il est très nettement zoné et occupe de 20 à 50% du volume de la roche. Sa composition varie de An 70 - 80 à An 62. Il se présente sous forme de cristaux automorphes et trapus dont le zonage est souligné par la présence d'une couronne de fausses perthites provoquée par la corrosion générale. Les plagioclases montrent souvent le faciès tacheté. Les inclusions de pyroxènes sont nombreuses et les déstabilisations rares.

. Olivine: Les cristaux automorphes d'olivine, dont la taille peut atteindre 5mm représentent parfois de 5 à 7% du volume total de la roche. Elles ne sont jamais conservées et leur fantômes sont pseudomorphosés par de l'augite et des oxydes, ou par métasomatisme, par de la chlorite et de la calcite.

. La mésostase microlithique représente de 40% à 60% du volume de la roche. Elle est constituée par un assemblage de microlithes de plagioclase, de grain d'oxydes et de nombreuses augites automorphes de très petite taille (0,2 à 0,5mm) baignent dans un fond vitreux assez abondant. Les microlithes sont généralement trapus, mais on peut les trouver sous forme d'aiguilles allongées et creuses à leurs extrémités. Le pyroxène représente de 20 à 60% du volume de la mésostase. Il est rarement déstabilisé.

. Le fond vitreux peut représenter 15% du volume de la roche. Il est entièrement remplacé par des minéraux secondaires.



Fig. 93 LES ANDESITES A PETITS PHENOCRISTAUX

Pl. : plagioclase zoné

Pyr. : augite

F.v. : fond vitreux abondant

Cc+Sé. : calcite + séricite

Andésite porphyrique - ZALIBOLAGH - 76 CM 837		Andésite (à petits phénocristaux) N. LAC DE SEL - 76 CM 754	
Analyse	Norme CIPW	Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 51.56	Q : 9.44	SiO ₂ : 50.51	Q : 5.29
Al ₂ O ₃ : 21.41	Or : 4.20	Al ₂ O ₃ : 18.36	Or : 1.60
Fe ₂ O ₃ : 2.45	Pl : 66.95, An:44.65, Ab:22.00	Fe ₂ O ₃ : 2.49	Pl : 58.56, An:38.84, Alb:19.72
FeO : 4.14	Diop : 7.48, Diop:2.43, Hed:5.05	FeO : 8.17	Diop : 7.29, Diop:3.77, Hed:3.52
MnO : 0.20	Hyp : 2.41, Enst:0.71, FS:1.70	MnO : 0.26	Hyp : 19.18, Enst: 9.26, FS:9.92
MgO : 0.74	Mgt : 3.55	MgO : 4.42	Mgt : 3.61
CaO : 11.14	Ilm : 1.80	CaO : 9.89	Ilm : 1.88
Na ₂ O : 2.60	Apat : 0.66	Na ₂ O : 2.33	Apat : 0.52
K ₂ O : 0.71	H ₂ O+ : 4.59	K ₂ O : 0.27	H ₂ O+ : 2.14
TiO ₂ : 0.95		TiO ₂ : 0.99	
P ₂ O ₅ : 0.28	Tot. : 100.78	P ₂ O ₅ : 0.22	Tot. : 100.06
PF : 4.59		PF : 2.14	
Tot. : 100.97		Tot. : 100.05	
CIPW Lacroix: 'II, (4) 5, 4, 4 (5) Andésite		CIPW Lacroix: II, '5, 2, '5 Andésite	
Streckeisen : Andésite (16)		Streckeisen: Andésite (17)	

Sur le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, les points représentatifs des andésites et des andésites porphyriques se répartissent dans les domaines des roches calco-alcalines et subalcalines. Nous utiliserons donc la terminologie CIPW Lacroix pour les désigner. Elles se caractérisent chimiquement par une légère sursaturation en silice (la teneur en quartz normatif est comprise entre 2.36 et 9.44 %), et une très faible teneur en K_2O qui, contrairement à ce qu'indique la norme, ne s'exprime pas dans la roche sous forme de sanidine, mais entre dans la composition du plagioclase.

5) Les dacites : Les dacites représentent une très faible part du volcanisme de l'Ensemble supérieur. Nous les avons rencontrées sous forme de coulées isolées, à proximité du village de Torshak et à l'Est de la région étudiée, à proximité du Kuh-e-Pang. Macroscopiquement, ces laves possèdent des caractères très proches des rhyolites de l'Ensemble supérieur. Ce sont des laves vitreuses rougeâtres que seule une plus grande abondance en phénocristaux distingue des rhyolites.

La structure est hyaloporphyrrique et hypohyaline. Les phénocristaux de plagioclase et de pyroxène sont emballés dans une matrice vitreuse qui ne représente que 30 à 35 % de la roche.

Minéralogie

. Le plagioclase : Les cristaux subautomorphes de plagioclase de petite taille (4mm) sont zonés, corrodés (faciès tacheté fréquent) et sont entourés par une frange alcaline importante. Le coeur des cristaux est épigénisé par les minéraux secondaires, ce qui ne les rend pas déterminables. Ils représentent 5 à 10% du volume de la roche.

. Les pyroxènes : Ils n'existent plus qu'à l'état de fantômes automorphes, de petite taille (1,5mm), serpentinisés, calcitisés et oxydés. Ils représentent 5 à 10% du volume de la roche.

. La biotite : Elle est assez abondante, à l'état de fantômes automorphes de petite taille (0,25mm) entièrement séricitisés et oxydés, disséminés dans le fond vitreux. Elle représente 5% du volume de la roche.

Le fond vitreux est entièrement cristallisé en un assemblage quartzo-feldspathique microcristallin riche en petits grains d'oxydes.

Dacite - TORSHAK - 76 CM 489	
A. analyse	Norme CIPW
SiO_2 : 63.03	Q : 25.39
Al_2O_3 : 15.35	Or : 17.67
Fe_2O_3 : 5.14	Pl : 43.70. An: 21.02, Ab: 22.68
FeO : 0.20	Diop : 0.79. Diop : 0.79, Hdb: 0.0
MnO : 0.12	Hyp : 1.43. Enst : 1.43. FS: 0.0
MgO : 0.72	Hém : 5.14
CaO : 4.99	Ilm : 0.68
Na_2O : 2.68	Sph : 0.77
K_2O : 2.99	Apat : 0.59
TiO_2 : 0.67	H_2O^+ : 4.11
P_2O_5 : 0.25	
	Tot. : 100.26
PF : 4.11	
Tot. : 100.25	
CIPW Lacroix : I(II), 4, 3, 3' Dacite	
Streckeisen: Rhyodacite (18)	

Sur le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, ces laves se placent dans le champ des roches calco-alcalines ; nous emploierons donc la terminologie CIPW Lacroix pour les désigner.

Elles se différencient des dacites de l'Ensemble inférieur par une plus grande richesse en silice, ce qui les fait appeler rhyodacites, au lieu de latite -andésites, dans la classification Streckeisen.

6) Les rhyolites: Les rhyolites constituent la part la plus importante du volcanisme acide abondant de l'Ensemble supérieur.

Elles se présentent sous forme d'ignimbrites à structure lavique ou vitroclastique. Les structures des ignimbrites sont décrites p. 74.

Les émissions rhyolitiques, sous forme de dômes et de dômes-coulées, sont moins fréquentes; on les rencontre surtout entre la route de Saveh à Tehran et le Kuh-e-Pang.

Les ignimbrites et les laves rhyolitiques présentent de fortes analogies minéralogiques; nous ne décrirons ici que les faciès laviques.

Les appareils sont toujours mal conservés; un dôme-coulée situé à quelques kilomètres au Sud du village de Farajabad ne se reconnaît que par sa forme grossièrement circulaire et la prismation de la lave qui part localement en éventail dans sa partie Nord-Ouest.

Mise à part cette prismation, la lave ne possède aucune texture particulière aux abords du centre éruptif; dans la partie externe de l'appareil, à l'Est, on passe à une coulée. Les laves rhyolitiques adoptent alors une texture planaire qui est caractérisée par l'apparition dans la mésostase de plans de dévitrification grossiers, parallèles à la stratification, qui débitent la lave en niveaux décimétriques.

Les rhyolites sont des laves vitreuses brun-rouge, très pauvres en phénocristaux; leur structure est hyaloporphyrrique.

Minéralogie

. Le quartz primaire est occasionnel, en phénocristaux corrodés de petite taille. Nous ne l'avons rencontré que dans de très rares faciès d'ignimbrites.

. La sanidine, elle aussi, est occasionnelle. Nous ne l'avons mis en évidence que dans de très rares échantillons d'ignimbrites, à proximité de la route de Qom à Tehran.

. Le plagioclase: Il s'agit d'oligoclase qui représente 15% du volume de la roche. Il se présente sous forme de baguettes subautomorphes allongées, albitisées et séricitisées.

. La biotite en paillettes subautomorphes allongées est parfois très abondante dans les rhyolites. Elle est toujours corrodée plus ou moins déstabilisée en séricite + oxydes. Elle disparaît, complètement oxydée. On la trouve souvent en inclusions dans le plagioclase

. Minéraux ferromagnésiens: Des fantômes de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes ?), complètement serpentinisés, sont fréquents autant dans les laves que dans les ignimbrites rhyolitiques. Dans les rhyolites du dôme de Farajabad, il constitue de petits agrégats à structure doléritique en association avec le plagioclase.

. La magnétite et l'apatite sont des minéraux accessoires importants des rhyolites. La mésostase vitreuse abondante est toujours dévitrifiée en un assemblage quartzo-feldspathique microcristallin riche en hématite. Les structures de dévitrification peuvent être felsitiques, en "snow flakes" ou sphérolitiques.

Rhyolite-Dôme de FARAJABAD 76 CM 639		Ignimbrite rhyolitique - Route QOM- TEHRAN 76 CM 822 (faciès lavique)	
Analyse	Norme CIPW	Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 67.20	Q : 27.78	SiO ₂ : 66.90	Q : 21.95
Al ₂ O ₃ : 14.14	Or : 32.21	Al ₂ O ₃ : 14.36	Or : 56.85
Fe ₂ O ₃ : 4.54	Pl : 26.16. An:5.17, Ab:20.99	Fe ₂ O ₃ : 2.56	Pl : 13.75. An: 7.41, Ab: 6.35
FeO : 0.20	Co : 2.27	FeO : 0.20	Hyp : 0.65. Enst : 0.65, F S. : 0.0
MnO : 0.33	Hyp : 3.19. Enst:3.19, FS:0.0	MnO : 0.00	Hém : 2.56
MgO : 1.28	Hém : 4.54	MgO : 0.26	Ilm : 0.42
CaO : 1.24	Ilm : 1.13	CaO : 1.85	Sph : 0.60
Na ₂ O : 2.48	Rut : 0.06	Na ₂ O : 0.75	Rut : 0.20
K ₂ O : 5.45	Apat : 0.36	K ₂ O : 9.62	Apat : 0.33
TiO ₂ : 0.65	H ₂ O+ : 2.33	TiO ₂ : 0.67	H ₂ O+ : 2.44
P ₂ O ₅ : 0.15	Tot. : 100.00	P ₂ O ₅ : 0.14	Tot. : 99.75
PF : 2.33		PF : 2.44	
Tot. : 99.99		Tot. : 99.75	
CIPW Lacroix: I (2), '4, '2, '3 Rhyolite		CIPW Lacroix: I, 4, 2, 1(2) Rhyolite	
Streckeisen : Rhyolite alcaline (19)		Streckeisen: Trachyte alcalin (20)	

Ignimbrite rhyolitique. N. Lac de Sel - 76 CM 610 (faciès vitroclastique)	
Analyse	Norme
SiO ₂ : 69.55	Q : 27.21
Al ₂ O ₃ : 13.98	Or : 20.62
Fe ₂ O ₃ : 2.80	Pl : 39.35. An: 1.69, Ab: 37.65
FeO : 0.20	Co : 2.26
MnO : 0.03	Hyp : 3.96. Enst: 3.96, FS: 0.0
MgO : 1.59	Hém : 2.81
CaO : 0.46	Ilm : 0.49
Na ₂ O : 4.45	Rut : 0.24
K ₂ O : 3.49	Apat : 0.21
TiO ₂ : 0.50	H ₂ O ⁺ : 2.09
P ₂ O ₅ : 0.09	
PF : 2.09	Tot. : 99.24
Tot : 99.24	
CIPW Lacroix: I', 4, 1', 4 Rhyolite alcaline	
Streckeisen: Rhyolite alcaline (21)	

L'ensemble des points représentatifs de ces rhyolites se situent dans le champ des roches alcalines sur le diagramme: Na₂O + K₂O—SiO₂ (cf. fig.73 a, p. 112). D'une manière générale, leur composition en feldspath potassique normatif est un peu plus forte que dans les rhyolites de l'Ensemble inférieur.

A l'opposé, leur composition en quartz normatif est légèrement plus faible.

Ceci se traduit par une distribution des termes entre les rhyolites alcalines et les trachytes alcalins, dans la classification de Streckeisen. Nous continuerons à parler de rhyolite par souci de commodité, tout en sachant que dans l'Ensemble supérieur, leur verre est moins siliceux et plus alcalin.

7) Les rhyolites hololeucocrates à quartz: Les rhyolites hololeucocrates à quartz ne constituent qu'une faible part du magmatisme acide de l'Ensemble supérieur.

L'affleurement le plus important de ces roches, localisé à proximité du Kuh-e-Palang, au Nord-Est de Saveh, correspond à une extrusion très mal conservée.

A l'Ouest du village de Allah-Yar, des laves et des ignimbrites rhyolitiques à quartz constituent quelques autres affleurements très réduits. Tous ces faciès sont minéralogiquement semblables, nous ne décrivons que les faciès laviques.

Ce sont des laves à structure hyaloporphyrrique.

Minéralogie

. Le quartz, limpide, en cristaux automorphes affectés de golfes de corrosion représente 10% du volume de la roche. Son diamètre est de l'ordre de 4mm.

. L'andésine sodique (An 30-32), en cristaux automorphes souvent entièrement calcitisés contient du quartz automorphe en inclusions. Sa taille ne dépasse pas 5mm.

. La biotite est très peu abondante, corrodée avec une bordure opaque d'oxydes.

. La mésostase vitreuse est très abondante; elle représente 75% du volume total de la roche. Elle est entièrement dévitrifiée et recristallisée en un assemblage quartzo-feldspathique grossier dans lequel quelques gros grains de magnétite automorphe sont disséminés.

Analyse chimique

Le diagramme Na₂O + K₂O—SiO₂ montre la pauvreté en alcalins de ces faciès par rapport aux autres laves sursaturées de l'Eocène.

Ce caractère les rapproche des rhyolites hololeucocrates de l'Ensemble inférieur et des tufs rhyolitiques de l'Ensemble moyen.

Il faut noter le net partage entre le potassium et le sodium entre les deux analyses présentées ici, traduisant des tendances soit hyperpotassiques, soit hypersodiques du verre de ces rhyolites.

Rhyolite . N.E DE SAVEH - 76 CM 772 hololeucocrate à quartz		Ignimbrite . OUEST D'ALLAH-YAR - 76 CM 707 hololeucocrate à quartz	
SiO ₂ : 72.48	Q : 45.09	SiO ₂ : 76.18	Q : 35.23
Al ₂ O ₃ : 12.87	Or : 30.96	Al ₂ O ₃ : 11.50	Or : 0.30
Fe ₂ O ₃ : 0.75	Pl : 14.93. An:12.9, Ab:2.03	Fe ₂ O ₃ : 1.43	Pl : 57.49, An:1.56, Ab : 55.93
FeO : 0.20	Co : 2.08	FeO : 0.20	Wo : 2.57
MnO : 0.03	Enst : 0.62. Enst:0.62, FS:0.0	MnO : 0.0	Diop : 0.38, Diop 0.38, Hdb: 0.0
MgO : 0.25	Mgt : 0.45	MgO : 0.07	Hém : 1.43
CaO : 2.64	Hém : 0.44	CaO : 1.84	Ilm : 0.42
Na ₂ O : 0.24	Ilm : 0.19	Na ₂ O : 6.61	Sph : 0.34
K ₂ O : 5.24	Apat : 0.07	K ₂ O : 0.05	Apat : 0.17
TiO ₂ : 0.10	H ₂ O : 4.80	TiO ₂ : 0.36	H ₂ O : 1.42
P ₂ O ₅ : 0.03		P ₂ O ₅ : 0.07	
PF : 4.80	Tot. : 99.63	PF : 1.42	Tot. : 99.73
Tot. : 99.63		Tot. : 99.73	
CIPW Lacroix: I, 3, 3, I Rhyolite		CIPW Lacroix: I, 3 (4), 2, 5 Dacite	
Streckeisen: Rhyolite (22)		Streckeisen: Rhyolite.	

D) CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAVES EOCENES

Au terme de l'étude pétrographique, on peut diviser les roches volcaniques éocènes de la région de Saveh en deux groupes d'importance inégale.

1) Le groupe des roches acides, le plus important, comprend les rhyolites (laves et ignimbrites), les rhyolites hololeucocrates à quartz (laves et ignimbrites), les tufs rhyolitiques et les laves dacitiques.

Ces roches se caractérisent minéralogiquement par la présence de phénocristaux d'oligoclase et par la rareté en minéraux ferromagnésiens (sauf dans les dacites où le pyroxène est abondant, en présence de labrador). La sanidine est généralement absente. Le quartz n'est présent que dans les rhyolites hololeucocrates et les tufs rhyolitiques. La mésostase vitreuse est toujours abondante, sursaturée en silice. Elle évolue faiblement de la base au sommet de l'Eocène avec un léger appauvrissement en silice et un léger enrichissement en feldspath potassique.

2) Le groupe des roches basiques et intermédiaires comprend les basaltes à hornblende, les andésites, les andésites basaltiques et les latites de l'Ensemble inférieur, les basaltes de l'Ensemble moyen ainsi que les basaltes, les latite-basaltes, les latite-andésites, les andésites et la majeure partie des téphras de l'Ensemble supérieur.

Ces roches sont caractérisées minéralogiquement par la présence de plagioclase calcique (labrador à bytownite), d'augite, d'olivine (sauf dans les andésites et les basaltes à hornblende de l'Ensemble inférieur) dans une mésostase feldspathique, parfois riche en feldspath potassique (latite-basaltes et latite-andésites de l'Ensemble supérieur). La hornblende verte n'a été observée que dans les basaltes de l'Ensemble inférieur, où elle est très abondante.

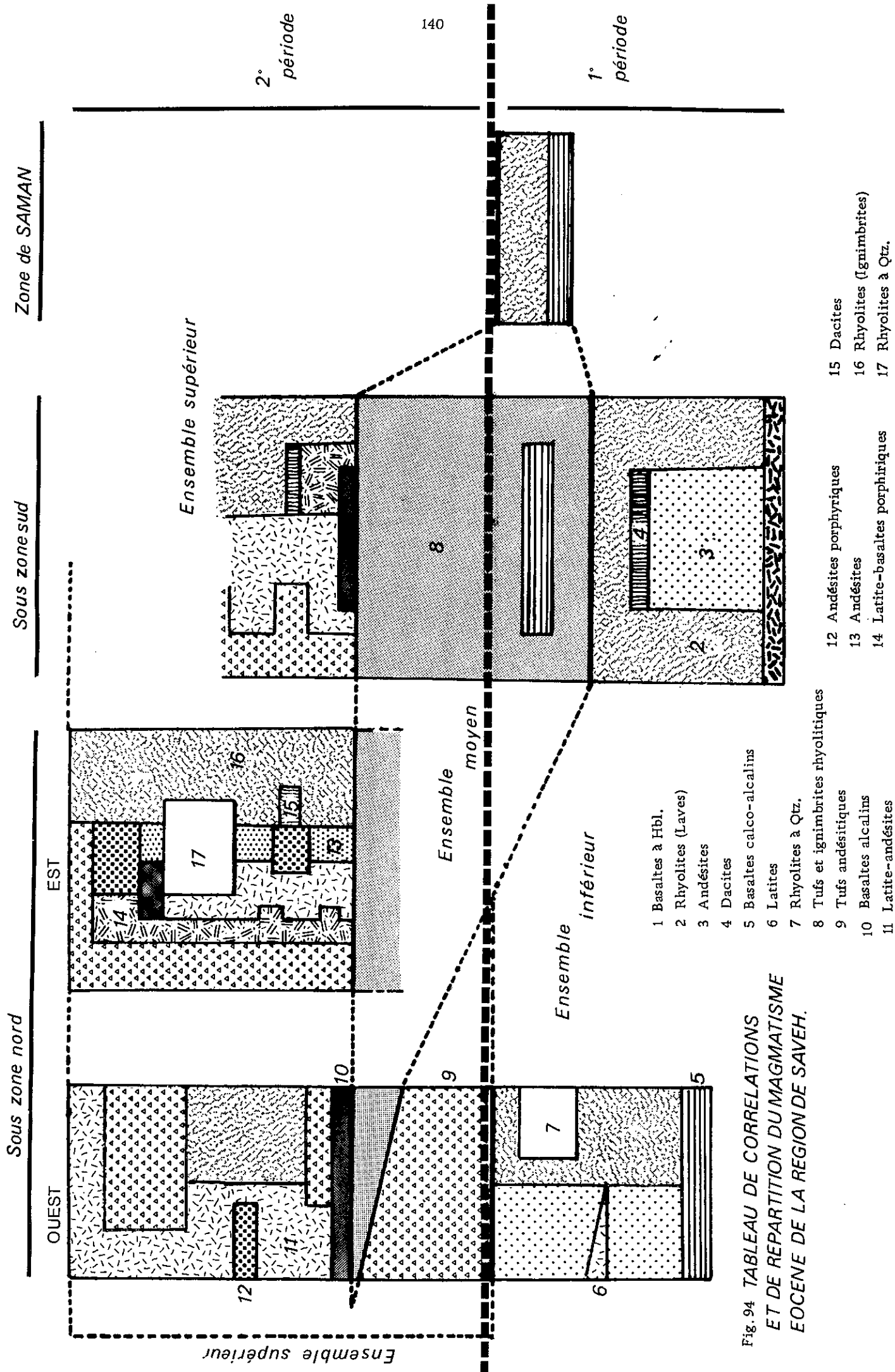


Fig. 94 **TABEAU DE CORRELATIONS
ET DE REPARTITION DU MAGMATISME
EOCENE DE LA REGION DE SAVEH.**

E) CORRELATIONS MAGMATIQUES DANS LA REGION DE SAVEH

L'étude pétrographique et géochimique permet d'établir un certain nombre de corrélations ou de séparer les différents événements magmatiques de l'Eocène dans la région de Saveh (fig. 94) ;

Les principaux niveaux de corrélations sont les suivants :

- Les basaltes subalcalins à olivine se retrouvent aussi bien dans l'Ensemble inférieur de la Sous-zone nord que dans l'Ensemble moyen de la Sous-zone sud et dans la série volcanique réduite de la Zone de Saman.
- Les basaltes alcalins sodiques sont caractéristiques de l'Ensemble supérieur où nous les avons retrouvés à tous les niveaux ; et en particulier, dans la partie orientale de la Sous-zone nord juste au-dessus de la série verte de l'Ensemble moyen réduit au Nord de Bagh-Gara.
- Les faciès porphyriques (andésites et latite-basaltes) sont caractéristiques de l'Ensemble supérieur.

Toutes ces considérations nous amènent à proposer une limite magmatique qui partage le cycle volcanique éocène en deux périodes.

- La première période comprend l'Ensemble inférieur, ainsi qu'une part importante de l'Ensemble moyen de la Sous-zone sud et de son équivalent biostratigraphique : la série volcanique réduite de la Zone de Saman.
- La partie supérieure de l'Ensemble moyen est rattachée à une deuxième période avec l'Ensemble supérieur.

Stratigraphiquement, cette limite magmatique correspond approximativement à la limite Bartonien-Priabonien.

- La première période correspond à un volcanisme effusif abondant, d'âge lutétien, dont les roches basaltiques et andésitiques caractérisent une tendance calco-alcaline, voire subalcaline, très dominante.
- La deuxième période correspond à un volcanisme pyroclastique abondant, d'âge priabonien. Les roches basaltiques et andésitiques traduisent deux tendances :
 - . Une tendance alcaline majeure, caractérisée par l'émission de basaltes, de latite-basaltes et de latite-andésites.
 - . Une tendance calco-alcaline importante représentée par des émissions d'andésites.

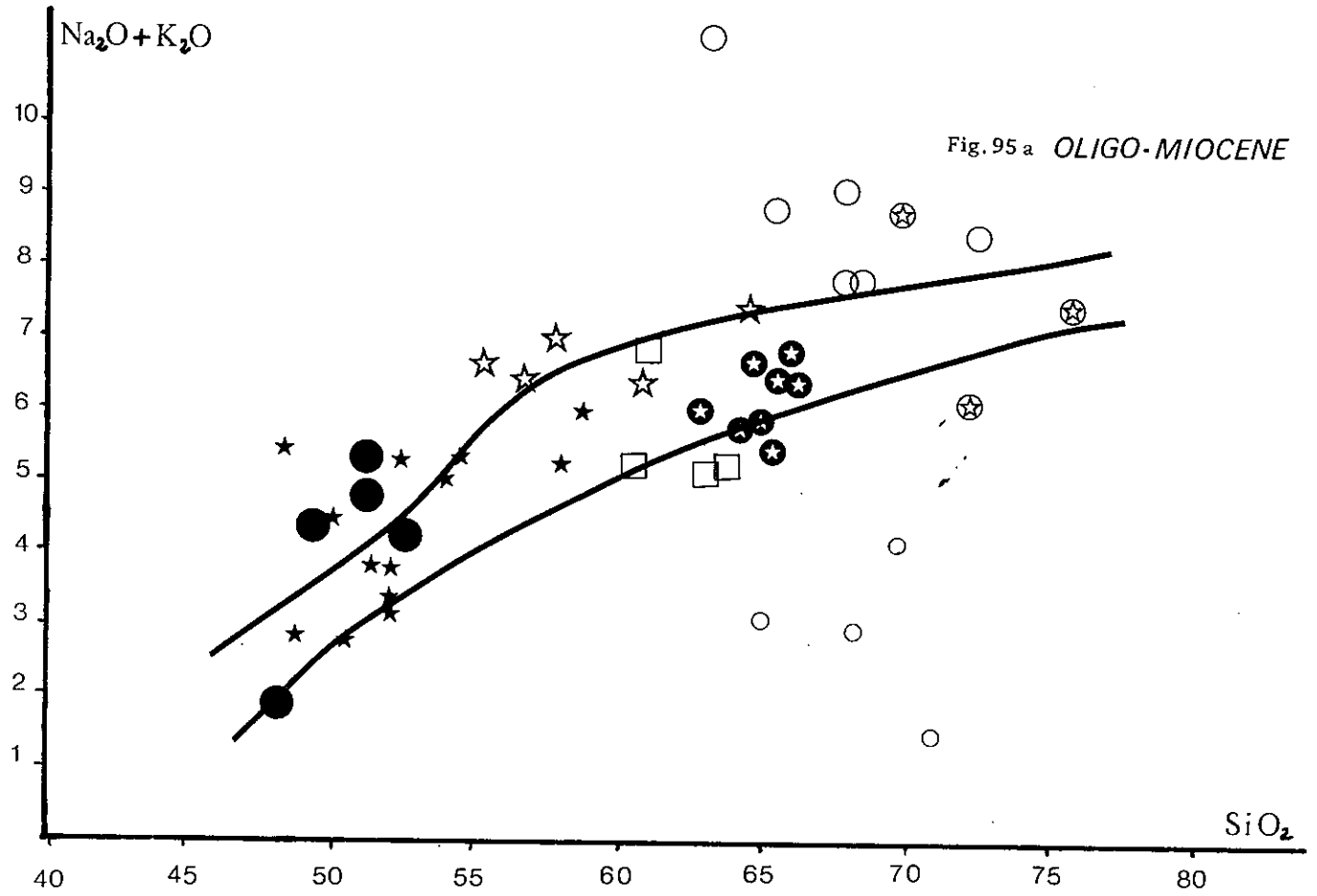
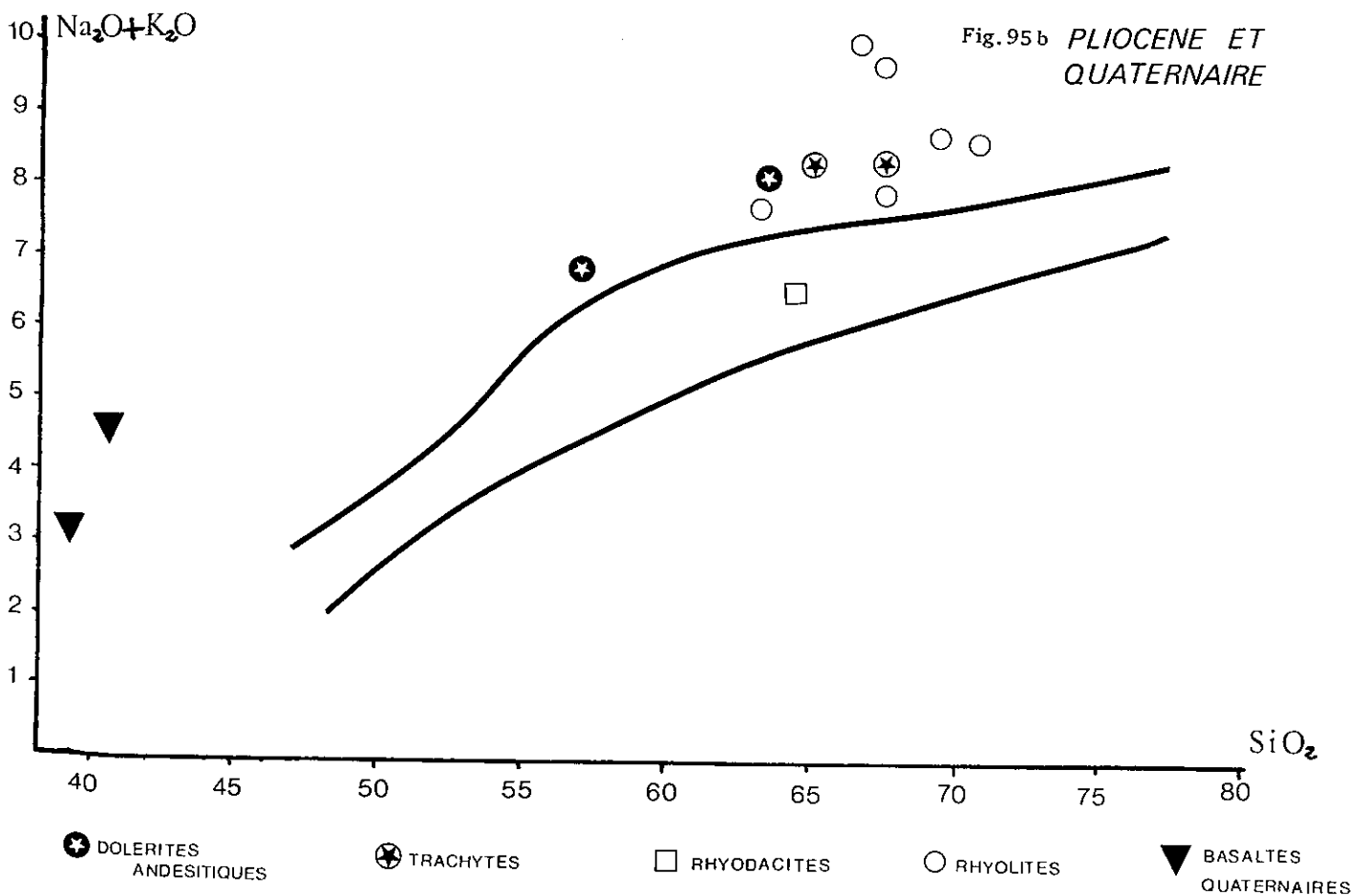


Fig. 95

DIAGRAMMES DE KUNO. 1959.

- ★ INTRUSIONS BASIQUES
- GRANITES
- ⊙ GRANITES LEUCOCRATES & APLITES

- BASALTES ALCALINS A OL
- ☆ TRACHYANDESITES
- DACITES
- RHYOLITES str lavique
str vitroclastique



IV - LA PERIODE OLIGO-MIOCENE

A) LE PLUTONISME OLIGOCENE INFERIEUR

1) Introduction : La mise en place des nombreux massifs plutoniques de la région de Saveh, intrusifs jusque dans les derniers niveaux de l'Eocène, a été datée du début de l'Oligocène (K/Ar). Ils se présentent sous forme de petits massifs subaffleureurs, d'extension généralement faible.

Dans la partie septentrionale du quadrangle, quatre massifs ont été reconnus: celui de Razak, de Dehbala, d'Hadjabad et du Kuh-e-Kordha (fig. 96). Dans la partie méridionale, la masse plutonique principale se trouve au Nord-Ouest de Saveh. Au Nord et à l'Ouest du village de Darband, de multiples petits pointements se présentent sans doute les apophyses d'une même masse plutonique, en profondeur.

Ces massifs circonscrits sont souvent recouverts par une partie de la série volcanosédimentaire éocène dans laquelle on trouve de nombreux sills et dykes aplitiques. Ils ne représentent donc que des apophyses de la coupole des batholithes ayant sans doute une grande extension en profondeur. A l'exception du massif situé au Nord-Ouest de Saveh qui constitue un vaste relief culminant à 2642 m, tous les autres affleurements ne se présentent que sous forme de collines molles.

Les nombreux faciès granophyriques montrent l'origine hypovolcanique de ces plutons. Dans quelques cas on voit même le passage entre un faciès grenu et un faciès lavique. A leur périphérie, se trouvent généralement des faciès de roches basiques sombres de faible extension.

Au Nord de Nivesht, quelques enclaves d'un microgranite représentent les restes d'une génération antérieure. Les aplites constituent des masses importantes, interstratifiées dans les terrains encaissants. A l'intérieur du pluton lui-même, on trouve de très rares filons de micropegmatites ou de microgabbros.

Tous ces massifs possèdent une auréole de métamorphisme de contact peu développée. Les minéralisations associées à ces plutons sont peu importantes; quelques petits filons d'oligiste, un peu de magnétite dans les diaclasses ou bien des taches de pyrite dans les roches volcaniques métamorphisées au contact des plutons.

Enfin, il faut souligner l'importance de la tectonique dans la mise en place de ces plutons. En effet, ils semblent étroitement liés aux grandes failles, notamment le massif plutonique principal au Nord-Ouest de Saveh, qui se trouve sur les failles d'Avaj et de Kushk-e Nosrat. Cette fracturation préexistante a dû jouer un rôle important lors de la mise en place de ces plutons pendant la phase éo-oligocène.

2) Localisation des massifs : Nous avons reconnu neuf massifs dont quatre se trouvent dans la partie nord et cinq dans la partie sud (fig. 96).

Massif de Kuh-e-Kordha; il se situe à 30km à l'Est de la ville d'Eshtehard. Il est isolé, subaffleurant et homogène, avec des caractères pétrographiques particuliers. Ce massif s'est mis en place dans les roches volcaniques de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

Massif d'Hajiabad; il se trouve au Nord du village d'Hajiabad (Sous-zone nord), toujours subaffleurant et limité dans sa partie sud par une grande faille, avec une importante quantité d'aplite.

Massif de Dehbala; il se trouve au Nord-Ouest du village de Dehbala (Sous-zone nord), intrusif dans les volcanites de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

Massif de Razak; c'est un petit massif homogène et isolé se trouvant au Nord du village de Razak (Sous-zone nord) subaffleurant et intrusif dans les volcanites de l'Ensemble inférieur de l'Eocène.

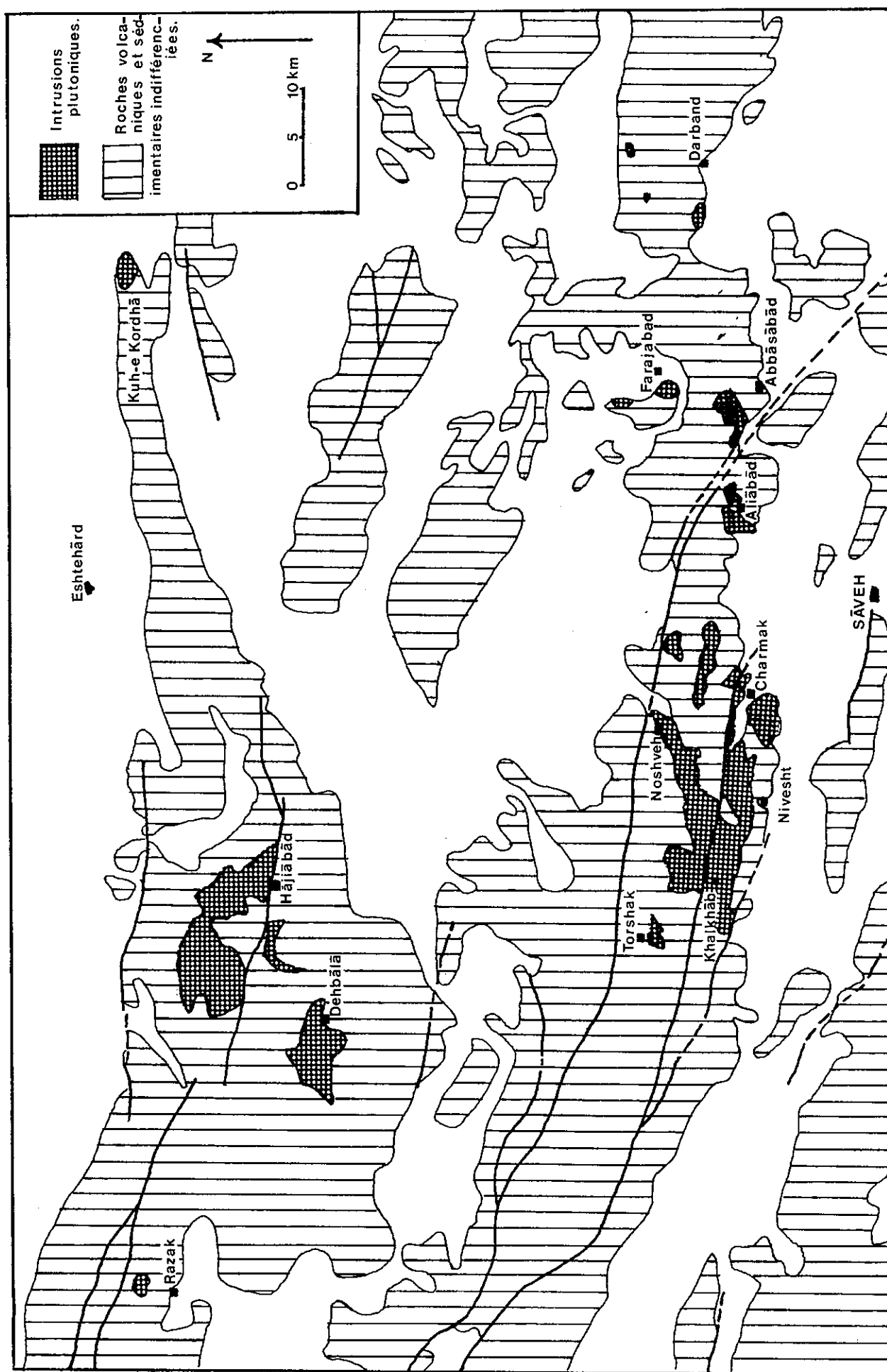


Fig.96 - Carte de la situation de différents massifs plutoniques.

Massif de Darband; il s'agit d'un batholite profond qui n'affleure en surface qu'en trois endroits situés au Nord-Ouest du village de Darband. Il a métamorphisé une puissante série porphyrique d'andésites et de latite-basaltes.

Massif d'Abbasabad; il se situe au Nord-Ouest du village d'Abbasabad (Sous-zone sud), formant des collines, souvent altéré et recoupant les volcanites de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

Massif d'Aliabad; c'est un petit massif situé au Nord-Ouest du village d'Aliabad (Sous-zone sud), intrusif dans les roches de l'Ensemble supérieur de l'Eocène. Il est hétérogène.

Massif de Farajabad; il est uniquement formé de gabbros et situé à l'Est du village de Farajabad, avec une morphologie douce.

Massif du Nord-Ouest de Saveh; c'est le massif le plus important dans la région, occupant une surface de 250 km², situé entre les villages de Charmak, Noshveh, Torshak, Khalkhab et Nivesht, au Nord-Ouest de Saveh. Un grand accident traverse le massif et il le limite par endroit. Il est hétérogène, surectionné et diacaté par le jeu des failles. Ce massif est intrusif dans les volcanites de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

3) Les différents faciès de roches plutoniques : En fonction du gisement et de la pétrographie, trois types de roches plutoniques ont été individualisées: les granites, les intrusions basiques et le cortège filonien. Tous ces faciès ont une tendance calco-alkaline (fig. 95 - Kuno 1959).

Dans la classification de Lacroix et Streckeisen, les granites se trouvent en fait dans le champ des granodiorites, sauf les deux faciès leucocrates de Kuh-e-Kordha et d'Abbasabad, qui eux sont de vrais granites.

Les roches basiques vont des gabbros aux diorites. Les bordures basiques individualisées lors du levé de carte sont des dolérites et des gabbros.

a) Les granites : Ils dominent largement tous les autres faciès. Pétrographiquement on distingue des faciès centraux, granites à grain fin, et des faciès de bordure (microgranites et granophyres) moins développés.

aa) Les faciès centraux: en fonction du pourcentage de minéraux leucocrates, mélanocrates et de leurs variétés on peut distinguer trois types: les granites à amphibole, les granites à amphibole et biotite et les granites leucocrates.

- Dans les granites à amphibole (fig. 97 a) les quartz, feldspaths et amphiboles sont visibles à l'oeil nu. Au microscope, la structure apparaît granophyrique, équi-granulaire. La paragenèse habituelle est la suivante: quartz 30%, feldspath potassique 15 à 20%, plagioclase 35 à 45 %, amphibole 15%, rares pyroxène, apatite, sphène et minéraux opaques.

. Le quartz peut être xénomorphe ou subautomorphe. Dans la structure graphique de la roche, les cristaux de quartz et de feldspaths potassiques s'interpénètrent les uns les autres. Les quartz de plus grande taille contiennent souvent des inclusions d'apatite, d'amphibole et de feldspath. Ils sont souvent fissurés, et les fissures sont remplies de calcite ou de séricite.

. Le feldspath potassique est soit automorphe, soit xénomorphe, de taille variable, mais il ne se présente jamais sous forme de phénoblastes. Ils sont rarement perthitiques. Ce sont des orthoses (R.X.), rarement maclées Carlsbad et faiblement séricitisées.

. Le plagioclase est automorphe ou subautomorphe, de taille souvent grande, en général maclé Carlsbad ou Albite-Carlsbad, plus rarement péricline; il est zoné avec parfois une zonation continue qui se suit jusqu'au coeur du cristal. Ces plagioclases sont séricitisés, parfois avec une densité assez forte le long des cassures, des plans de macles ou de zonation. Ils sont craquelés et possèdent une mince bordure albitique. Il s'agit d'andésine. L'apatite existe en inclusions.

. L'amphibole (hornblende) est en cristaux subautomorphes, de teinte vert clair à vert olive (L.N.), parfois brunâtre, de taille variable, souvent altérés et remplacés par de la chlorite avec des oxydes de fer et de la calcite.

. Le pyroxène (augite) n'a été rencontré que dans un seul échantillon en cristaux automorphes ou subautomorphes de taille variable, altérés, maclés où on peut voir des traces d'exsolution.

Les minéraux accessoires et tardifs sont: chlorite, sous forme de paillettes ou de plages xénomorphes provenant de l'altération des amphiboles, l'épidote soulignant les plans de clivage; calcite, en plages xénomorphes associée à la chlorite; sphène, en petits cristaux automorphes répartis dans la roche; épidote, sous forme de granules associés aux chlorites; apatite, souvent en prismes allongés ou trapus de petite taille en inclusions dans les autres cristaux.

Granite à amphibole (Massif du NW de SAVEH) 76 CM 496			
Analyse		Norme CIPW	
SiO ₂	: 64.25	Q	: 22.53
Al ₂ O ₃	: 14.35	Or	: 12.70
Fe ₂ O ₃	: 2.33	Plag	: 47.11 (An:16.65, Ab:30.46)
FeO	: 3.53	Diop	: 4.14 (Diop:2.49, Hed:1.64)
MnO	: 0.13	Hyp	: 5.93 (Ens:3.38, FS:2.55)
MgO	: 1.82	Mag	: 3.38
CaO	: 4.61	Ilm	: 1.58
Na ₂ O	: 3.60	Apt	: 0.43
K ₂ O	: 2.15	H ₂ O+	: 1.30
TiO ₂	: 0.83		
P ₂ O ₅	: 0.18	Tot.	: 99.10
PF	: 1.30		
Tot.	: 99.08		
CIPW Lacroix		'II, 4, 3, 4 Granodiorite	
Streckeisen		Monzodiorite	

L'analyse chimique montre leur tendance nettement plus sodique que potassique avec des teneurs moyennes en calcium.

- Les granites à biotite et amphibole (fig.97b) se trouvent dans les massifs du NW de Saveh et de Dehbal. A l'affleurement ces roches ont les mêmes particularités que les granites à amphibole.

Au microscope, la structure apparaît équi-granulaire et granophyrique avec des quartz xénomorphes de fin de cristallisation. Les feldspaths potassiques prennent quelquefois un aspect phénoblastique.

La paragenèse habituelle est la suivante: quartz 25%, plagioclase 45 %, biotite et amphibole 10%, feldspaths potassiques 20%, rares pyroxènes et minéraux accessoires.

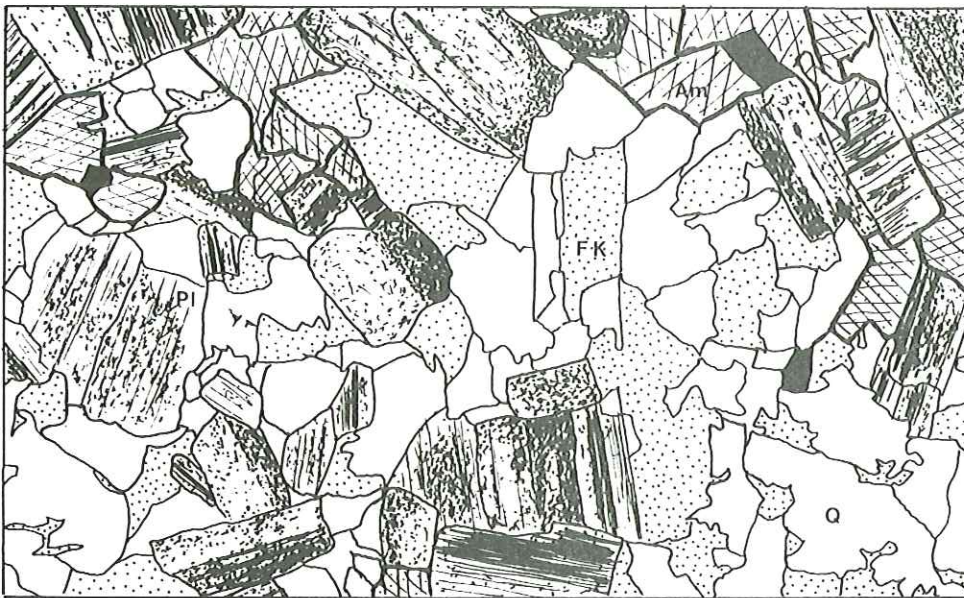
. Le quartz est en cristaux xénomorphes de taille variable à extinction parfois roulante, et ils s'interpénètrent avec des feldspaths potassiques pour donner une structure granophyrique. L'apatite, le plagioclase et la biotite s'y trouvent en inclusions.

. Le plagioclase (Andésine); cristaux presque toujours automorphes, maclés Carlsbad et Albite, lorsqu'ils sont zonés montrant parfois une zonation continue jusqu'au coeur du cristal; quelque fois ils ont une mince bordure d'albite. La séricitisation, toujours présente, a affecté en général le coeur du cristal ou bien les plans de macle.

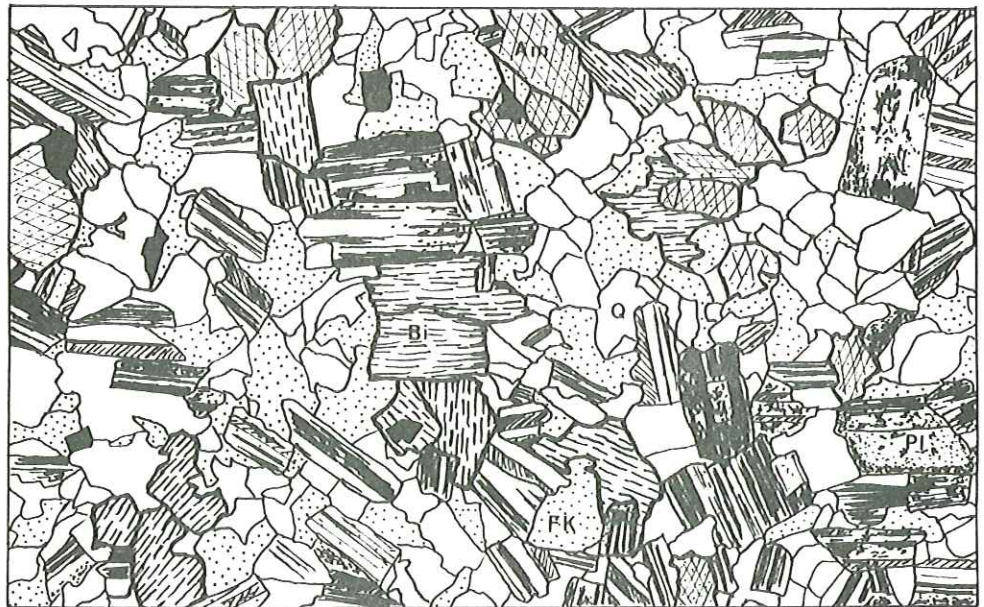
. L'orthose, en cristaux xénomorphes, rarement perthitiques, peu séricitisés, parfois maclés, de taille variable.

. L'amphibole; il s'agit de hornblende verte sous forme de cristaux subautomorphes ou xénomorphes parfois altérés en chlorite, calcite, épidote et oxyde de fer, ou transformés en actinote, biotite, plagioclase et apatite s'y trouvent en inclusions.

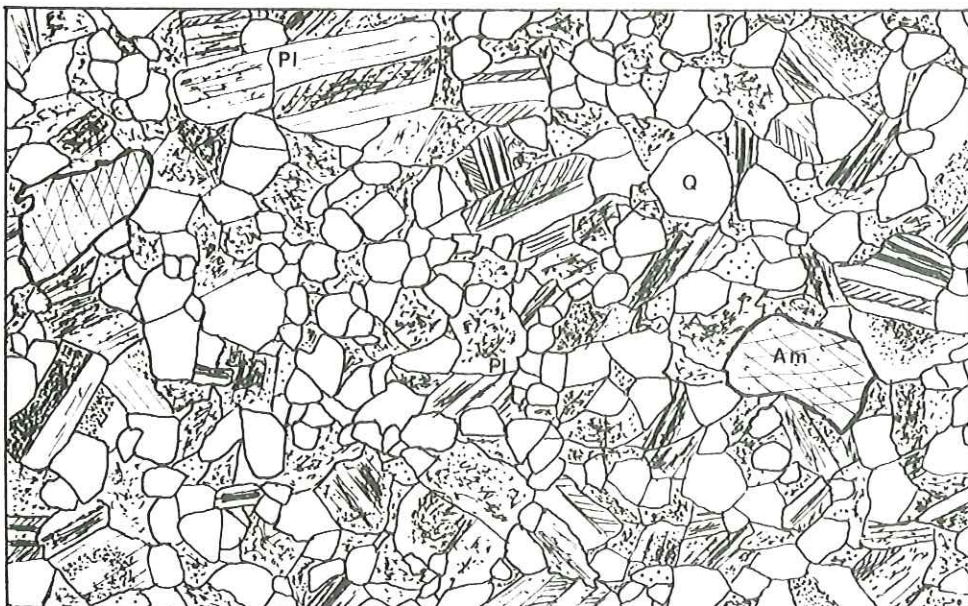
. Le pyroxène est rare, toujours déstabilisés en actinote et épidote, souvent à l'état de fantôme; ces cristaux sont peut-être des augites.



a
X 30



b
X 30



c
X 10

Am: amphibole
Bi: biotite
FK: feldspath
potassique
Pl: plagioclase
Q: quartz

Fig. 97 LES DIFFERENTS FACIES DES GRANITES CENTRAUX

a) granite à amphibole b) granite à amphibole et biotite c) granite leucocrate

. La biotite est souvent en cristaux automorphes, de taille variable, fortement pléochroïques, par endroit altérés en chlorite, épidote, sphène et oxyde de fer. L'épidote accompagne souvent la biotite et souligne les plans de clivage.

Les minéraux accessoires:

. Apatite: sous forme de petits cristaux prismatiques, allongés ou rarement en section hexagonale, avec un faible pourcentage volumétrique.

. Sphène: en cristaux subautomorphes associés aux chlorites.

. Zircon: rares granules de petite taille,

. Epidote: en agrégats informes dans les clivages des biotites et surtout des chlorites.

Granite à amphibole et biotite (Massif du NW de SAVEH) 76 CM 406	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 62.64	Q : 18.66,
Al ₂ O ₃ : 16.29	Or : 16.43
Fe ₂ O ₃ : 2.11	Plag : 48.91 (An:21.74, Ab:27.16)
FeO : 3.78	Cor : 0.03
MnO : 0.12	Hyp : 9.87 (Ens:5.45, FS:4.41)
MgO : 2.19	Mag : 3.06
CaO : 4.62	Ilm : 1.16
Na ₂ O : 3.21	Apt : 0.43
K ₂ O : 2.78	H ₂ O+ : 0.75
TiO ₂ : 0.61	
P ₂ O ₅ : 0.18	Tot. : 99.30
PF : 0.75	
Tot. : 99.28	
CIPW Lacroix	(I) II, 4, 3, (3) 4 Granodiorite
Streckeisen	Monzodiorite

Les analyses chimiques de ces roches montrent les mêmes particularités que celles des granites à amphiboles.

- Les granites leucocrates ont été rencontrés en deux endroits: dans le massif de Kuh-e-Kordha et d'Abbasabad.

Au Kuh-e-Khordha, la roche est blanche ou légèrement rose, à grain fin et sans minéraux ferromagnésiens visibles à l'oeil.

Au microscope, la structure est grenue et granophyrique. Le quartz représentant 30% du volume de la roche est sous forme de cristaux subautomorphes ou xénomorphes, de taille variable. Les plagioclases, de type oligoclase sont peu abondants. Les feldspaths potassiques sont assez abondants, par endroit perthitiques et séricitisés, ils sont parfois maclés Carlsbad. Ces feldspaths potassiques représentent 30% du volume de la roche. Les minéraux ferromagnésiens (hornblendes vertes et quelques biotites) constituent moins de 5% du volume de la roche. Les hornblendes sont toujours altérées en actinote ou plus souvent en chlorite et calcite avec de l'épidote et du sphène.

Les minéraux tardifs et accessoires sont abondants, apatite, en petites baguettes allongées et en inclusions dans les feldspaths et quartz; épidote, soit en granules, soit en plages subautomorphes de petite taille, associée aux chlorites ou répandue dans la roche; sphène, en petits cristaux associés aux chlorites ou disséminés dans la roche; oxydes de fer.

L'altération est très poussée et tous les cristaux sauf le quartz ont été touchés. La séricitisation a surtout affecté les plagioclases. La chlorite est sous forme de paillettes associées à la calcite ou en fibres fines à structure sphérolitique remplissant l'intervalle entre les cristaux. La calcite est assez abondante, en cristaux xénomorphes ou en taches.

Granite leucocrate (KUH-E-KORDHA) 76 CM 466			
Analyse		Norme CIPW	
SiO ₂	: 69.53	Q	: 23.25
Al ₂ O ₃	: 15.70	Or	: 27.06
Fe ₂ O ₃	: 1.51	Plag	: 44.12 (An: 8.92, Ab: 35.20)
MnO	: -	Cor	: 0.63
MgO	: 0.47	Hyp	: 1.17 (Ens: 1.17)
CaO	: 1.85	Hem	: 1.51
Na ₂ O	: 4.16	Ilm	: 0.42
K ₂ O	: 4.58	Rut	: 0.16
TiO ₂	: 0.38	Apat	: 0.09
P ₂ O ₅	: 0.04	H ₂ O ⁺	: 1.34
PF	: 1.34	Tot.	: 99.75
Tot.	: 99.76		
CIPW Lacroix :		I, 4, 2, 3' Granite monzonitique	
Streckeisen		Granite monzonitique	

Cette analyse montre le caractère franchement granitique et alcalin de ce faciès.

Dans le massif d'Abbasabad (fig. 97 c) la roche présente un aspect grenu à grain fin d'une couleur claire, sans minéraux ferromagnésiens visibles à l'oeil nu.

Le quartz, parfois en inclusions dans les plagioclases, est sans doute de cristallisation précoce. Les plagioclases, de type oligoclase sont abondants et montrent parfois une zonation continue. Le feldspath potassique, peu abondant, séricitisé, subautomorphe, est rarement maclé Carlsbad et perthitique. Les minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende verte) sont assez rares (moins de 5% du volume), et souvent déstabilisés. Comme minéraux accessoires et tardifs on peut signaler: l'apatite et le zircon en inclusions, l'épidote, le sphène, la chlorite, la calcite et l'actinote avec peu de séricite et oxyde de fer.

Granite leucocrate (Massif d'ABBASABAD) 76 CM 730			
Analyse		Norme CIPW	
SiO ₂	: 71.96	Q	: 30.34
Al ₂ O ₃	: 15.61	Or	: 5.85
Fe ₂ O ₃	: 0.43	Plag	: 58.98 (An:16, Ab: 42.98)
FeO	: 0.20	Cor	: 0.32
MnO	: -	Hyp	: 2.29 (Ens: 2.29)
MgO	: 0.92	Hem	: 0.43
CaO	: 3.33	Ilm	: 0.42
Na ₂ O	: 5.08	Apat	: 0.19
K ₂ O	: 0.99	H ₂ O ⁺	: 1.09
TiO ₂	: 0.35		
P ₂ O ₅	: 0.08	Tot	: 99.91
PF	: 1.09		
Tot.	: 100.14		
CIPW Lacroix		I', 4, (2) 3, (4) 5 Diorite quartzique	
Streckeisen		Diorite quartzique	

Cette analyse chimique montre les différences existant entre le faciès leucocrate d'Abbasabad et du Kuh-e-Kordha. Le premier est moins alcalin, très pauvre en potassium, mais plus riche en sodium et en silice.

ab) Les faciès de bordure: en fonction de leur texture, deux faciès ont été distingués: Les granophyres et les micro granites porphyriques;

Il n'a pas été possible d'établir les relations ou la chronologie de mise en place de ces faciès de bordure, car on ne les a jamais rencontrés ensemble. Certains massifs comme celui de Dehbala ne possèdent pas de faciès de bordure. Leur passage aux granites centraux associés n'est pas très net.

- Les microgranites porphyriques (fig. 98 a) Ils présentent une couleur assez claire, un grain fin. Ils sont altérés. Leur minéralogie est identique à celle des faciès centraux associés (faciès à amphibole, faciès à amphibole et biotite), mais leur structure est microgrenue porphyrique à phénocristaux de feldspaths avec un pourcentage variable. On les rencontre dans le massif du Nord-Ouest de Saveh et d'Hajiabad.

Les analyses chimiques (en annexes) montrent bien une analogie entre ces roches et les faciès centraux associés.

- Les granophyres (fig. 98 b) se rencontrent dans les massifs d'Abbasabad, d'Hajiabad et à l'extrémité est du massif du Nord-Ouest de Saveh. Ils montrent le passage des roches plutoniques aux laves. A l'affleurement, ils sont de couleur blanche à grain très fin avec quelques phénocristaux.

Au microscope, on distingue des phénocristaux de plagioclases (andésine), parfois maclés Albite et Carlsbad, séricitisés, automorphes à subautomorphes, en quantité variable. On trouve rarement des phénocristaux de quartz de taille plus petite.

Ces phénocristaux se trouvent dans une pâte finement grenue à structure submicrolithique. L'abondance de la pâte et la dimension des grains sont variables d'une roche à l'autre. Les feldspaths existant dans la pâte sont en général des albites. Le feldspath potassique est pratiquement inexistant. Quelques cristaux d'amphibole et de rares pyroxènes de petite taille existent dans le fond. Le zircon est assez abondant sous forme de granules, l'apatite existe en prismes fins et allongés, en inclusion, on peut également noter la présence de sphène, de chlorite et de calcite.

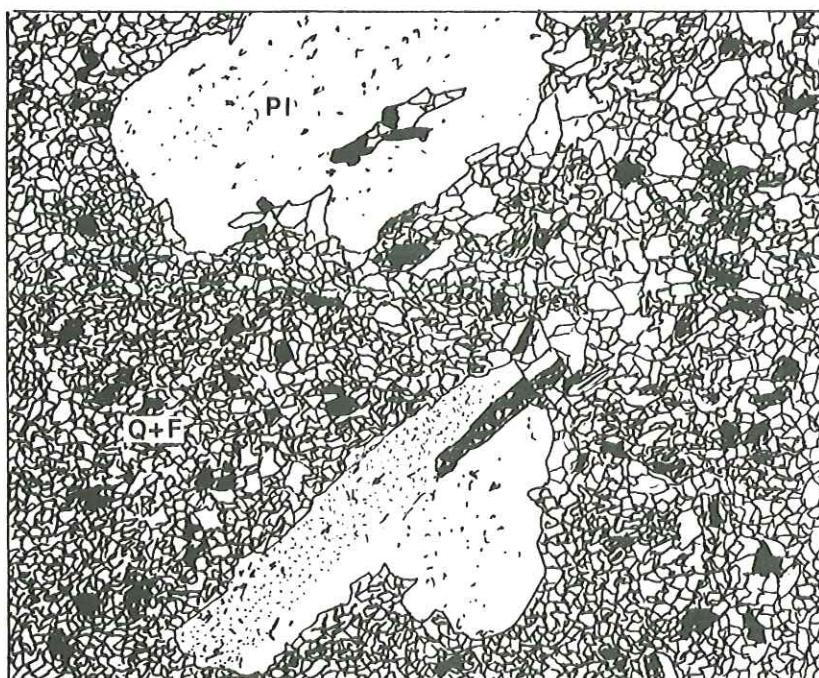
Granophyre (Massif d'ABBASABAD) 76 CM 728	
Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 64.47	Q : 13.07
Al ₂ O ₃ : 16.67	Or : 1.42
Fe ₂ O ₃ : 0.58	Plag : 70.28 (An: 15.96, Ab: 54.32)
FeO : 0.20	Diop : 8.60 (Diop: 8.60)
MnO : -	Hyp : 1.04 (Ens: 1.04)
MgO : 2.02	Hem : 0.58
CaO : 6.75	Ilm : 0.42
Na ₂ O : 6.42	Sph : 2.77
K ₂ O : 0.24	Apat : 0.92
TiO ₂ : 1.35	H ₂ O ⁺ : 0.86
P ₂ O ₅ : 0.39	Tot. : 99.96
PF : 0.86	
Tot. : 99.95	
CIPW Lacroix	(I) II, 4(5), 3, 5 Diorite
Streckeisen	Diorite

L'analyse chimique de cette roche montre bien sa pauvreté en potassium et sa richesse en sodium et calcium. Comme ce faciès est très riche en plagioclase, il tombe, dans la classification de Lacroix et Streckeisen, dans le domaine des diorites.



a

X 25



b

X 25

Am : amphibole
 F : feldspath
 Pl : plagioclase
 Q : quartz

Fig. 98 LES DIFFERENTS FACIES DE BORDURE DES GRANITES

a) microgranite b) granophyre

ac) Les enclaves: Elles n'ont été rencontrées que dans le massif du Nord-Ouest de Saveh. Ce sont des boules décimétriques, à bords francs, de microgranites. Leur géochimie, leur minéralogie et leur structure tendent à les rapprocher des faciès de bordure précédemment décrits. Il semblerait donc y avoir eu une première phase de granitisation mettant en place des microgranites, suivie d'une deuxième phase aboutissant aux faciès centraux. Cette hypothèse semble être confirmée par plusieurs observations. Tout d'abord, on trouve deux types de biotites: des biotites fortement chloritisées par la seconde granitisation, donc appartenant à la phase de cristallisation première, et des biotites de néoformation de petite taille, développées lors de la reprise des enclaves dans la deuxième phase de granitisation. Ensuite, les feldspaths potassiques se développant en grandes plages xénomorphes à structure poecilitique (englobant des biotites, des amphiboles et des plagioclases) n'ont pu être remobilisés que lors de cette deuxième phase de granitisation.

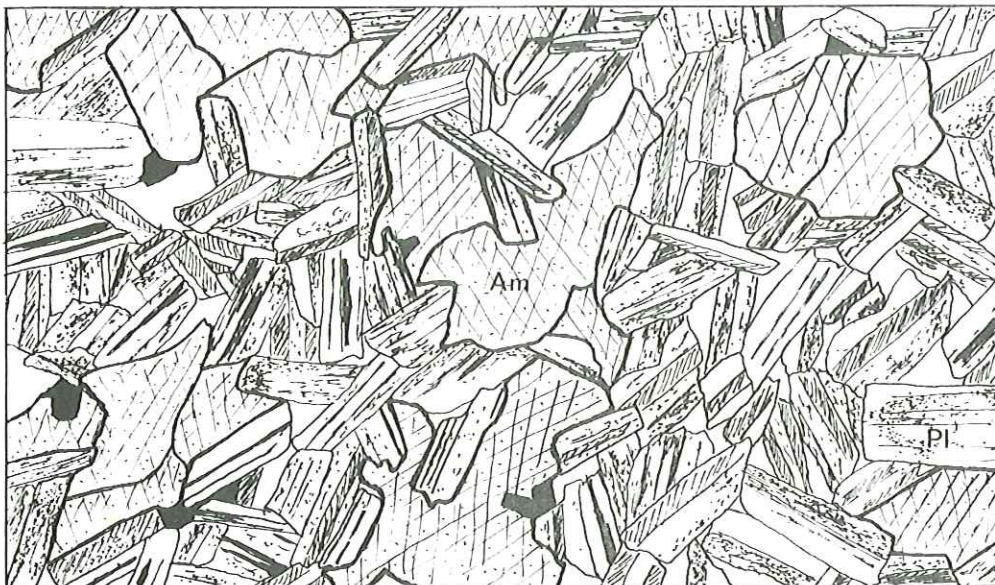
b) Les intrusions basiques: Lors du levé de carte, nous les avons désignées sous le terme de "bordures basiques" car elles se trouvent dans la zone bordière des différents massifs plutoniques. Même lorsqu'elles affleurent en pointements séparés, elles ne sont jamais très loin des massifs. Leur extension est faible, et le contact avec les granites est net; les contours montrent bien que les granites sont venus postérieurement. A l'affleurement, elles montrent une couleur sombre qui les caractérise, avec une altération faible. Trois types pétrographiques peuvent être distingués: les diorites, les gabbros et les dolérites.

ba) Les diorites (fig. 99 a) sont des roches grenues avec un pourcentage élevé de minéraux ferromagnésiens. Les cristaux d'amphibole et de feldspath sont visibles à l'œil nu. On les rencontre surtout dans la zone bordière du massif du Nord-Ouest de Saveh.

Au microscope, elles montrent une structure grenue à plagioclases subautomorphes. On distingue les minéraux suivants: amphibole, plagioclase, faible pourcentage de quartz, feldspath potassique et biotite.

Les amphiboles (hornblendes vertes) sont des cristaux de grande taille, subautomorphes de teinte vert clair à vert olive. Les plagioclases (labrador) sont subautomorphes, maclés, plus rarement zonés, peu altérés et de grande taille. Les cristaux xénomorphes de feldspath potassique sont rares et remplissent les espaces entre les autres cristaux. Le quartz, peu abondant, est en cristaux xénomorphes de petite taille. La biotite est subautomorphe et par endroit altérée en chlorite; c'est l'épidote qui souligne les plans de clivage. Ces biotites peuvent être soit primaires, soit néoformées à partir des amphiboles. On trouve également très peu de zircon, et d'apatite en inclusions.

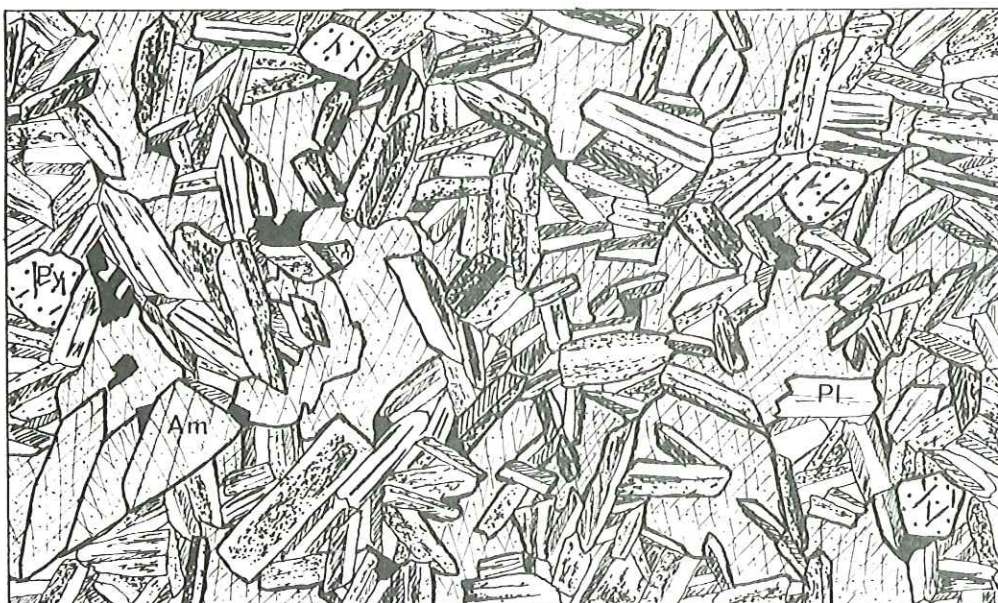
Diorite (Massif de NW de SAVEH) 76 CM 348		
Analyse		Norme CIPW
SiO ₂	: 53.68	Q : 5.98
Al ₂ O ₃	: 16.65	Or : 14.06
Fe ₂ O ₃	: 2.50	Plag : 48.89 (An:26.55, Ab:22.34)
FeO	: 7.30	Diop : 7.55 (Diop: 3.60, Hed: 3.96)
MnO	: 0.33	Hyp : 15.15 (Ens: 6.70, FS : 8.45)
MgO	: 3.36	Mag : 3.62
CaO	: 7.56	Ilm : 1.61
Na ₂ O	: 2.64	Apat : 0.69
K ₂ O	: 2.38	H ₂ O+ : 1.57
TiO ₂	: 0.85	Tot. :99.12
P ₂ O ₅	: 0.29	
PF	: 1.57	
Tot.	:99.19	
CIPW Lacroix		II', 5', 4, (3) 4 Diorite
Streckeisen		Diorite



a
X 30



b
X 25



c
X 30

Am: amphibole
Pl: plagioclase
Py: pyroxène

Fig. 99 LES DIFFERENTS FACIES DES INTRUSIONS BASIQUES

a) diorite b) gabbro c) dolérite

bb) Les gabbros: (fig. 99 b) présentent à l'oeil nu un aspect grenu à grain fin avec beaucoup de minéraux ferromagnésiens. Au microscope, la structure est grenue, à tendance doléritique.

Les plagioclases (labrador) sont automorphes ou subautomorphes, avec une zonation pas toujours continue. Il y a très peu de cristaux xénomorphes de feldspath potassique de petite taille remplissant les espaces entre les cristaux.

Minéraux ferromagnésiens: hypersthène, augite, hornblende.

Comme minéraux accessoires on trouve de l'apatite sous forme de fines aiguilles en inclusions. Il y a très peu de chlorite, calcite et oxyde de fer.

Gabbro (massif du NW de SAVEH) 76 CM 398		Gabbro (massif de FARAJABAD) 76 CM 726	
Analyse	Norme CIPW	Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 48.80	Q : 0.0	SiO ₂ : 52.03	Q : 3.84
Al ₂ O ₃ : 18.50	Or : 2.19	Al ₂ O ₃ : 17.79	Or : 6.38
Fe ₂ O ₃ : 2.18	Plag : 59.20 (An:38.30, Ab:20.90)	Fe ₂ O ₃ : 2.25	Plag : 54.37 (An:35.16, Ab: 19.21)
FeO : 6.38	Diop: 18.72 (Diop:12.13, Hed:6.59)	FeO : 7.81	Diop : 10.69 (Diop:5.91, Hed: 4.78)
MnO : 0.19	Hyp : 9.42 (Enst:5.80, FS:3.62)	MnO : 0.24	Hyp : 19.01 (Enst:9.86, FS: 9.15)
MgO : 5.89	Oliv : 3.84 (Fors:2.27, Fay:1.56)	MgO : 5.06	Mag : 3.26
CaO : 12.47	Mag : 3.16	CaO : 9.91	Ilm : 1.42
Na ₂ O : 2.47	Ilm : 1.29	Na ₂ O : 2.27	Apat : 0.38
K ₂ O : 0.37	Apat: 0.21	K ₂ O : 1.08	H ₂ O+ : 0.66
TiO ₂ : 0.68	H ₂ O+ : 1.22	TiO ₂ : 0.75	
P ₂ O ₅ : 0.09		P ₂ O ₅ : 0.16	Tot : 100.01
PF : 1.22	Tot. : 99.25	PF : 0.66	
Tot. : 99.34		Tot. : 100.01	
CIPW Lacroix II(III), 5, 4', '5 Gabbro.		CIPW Lacroix II(III), 5, 4, 4 Gabbro	
Streckeisen	Gabbro	Streckeisen	Gabbro

Les analyses chimiques montrent que les gabbros ont des teneurs variables en potassium.

bc) Les dolérites (fig. 99 c) comme les gabbros, à l'affleurement ont une couleur sombre à patine noire, mais elles sont moins abondantes. A l'oeil nu elles apparaissent microgrenues et riches en minéraux ferromagnésiens. Au microscope, elles montrent une structure doléritique intersertale. On peut distinguer l'association minérale suivante: plagioclase, amphibole (hornblende), pyroxène (augite), biotite et apatite. Les plagioclases (labrador) sont subautomorphes, de taille variable, toujours maclés et altérés, rarement zonés. Les augites sont parfois ouralitisées sur leur bordure.

Les hornblendes sont subautomorphes, de grande taille et de teinte vert olive. Les biotites sont sous forme de très petits cristaux, souvent associés aux amphiboles. Les prismes fins et allongés d'apatite sont abondants.

Analyse chimique

L'analyse chimique montre que ces roches sont, comme les gabbros, pauvres en alcalins et légèrement excédentaires en SiO₂.

Dolérite (Massif du NW de SAVEH) 76 CM 482		
Analyse	Norme CIPW	
SiO ₂ : 51.95	Q : 1.40	
Al ₂ O ₃ : 16.10	Or : 7.33	
Fe ₂ O ₃ : 2.31	Plag : 50.48 (An:28.73, Ab: 21.75)	
FeO : 7.82	Diop : 14.67 (Diop: 8.84, Hed: 5.83)	
MnO : 0.31	Hyp : 19.96 (Ens: 11.37, FS: 8.59)	
MgO : 6.21	Mag : 3.35	
CaO : 9.74	Ilm : 1.54	
Na ₂ O : 2.57	Apat : 0.62	
K ₂ O : 1.24	H ₂ O+ : 0.69	
TiO ₂ : 0.81		
P ₂ O ₅ : 0.26	Tot. : 100.04	
PF : 0.69		
Tot. : 100.01		
CIPW Lacroix	(II) III, 5, 4, 4	Dolérite
Streckeisen	Gabbro	

c) Cortège filonien: Mis à part les aplites, les roches filoniennes sont rares. On peut distinguer les filons acides et les filons basiques.

ca) Les filons acides;

- Les aplites, contrairement aux autres roches filoniennes, se rencontrent dans plusieurs massifs en quantité importante. Les filons aplitiques se trouvent sur les bordures des massifs, mais plus souvent sous forme de filons-couches dans les roches encaissantes. La roche est blanche ou rose, à grain très fin. Au microscope, on voit un assemblage quartzo-feldspathique très fin et sans feldspath potassique, avec une structure microgrenue. Une analyse chimique de ces roches donne une teneur de 75.47% pour SiO₂. On notera la faible teneur en K₂O (0.66%) et CaO (0.57%) et la forte teneur en Na₂O (6.79%). Il s'agit donc d'une aplitite alcaline, mais sodique.

- Les micropegmatites se rencontrent dans le massif du Nord-Ouest de Saveh. Ce sont des filons de quelques mètres de long et d'un à deux mètres d'épaisseur; macroscopiquement, on peut observer des tourmalines en amas sphérolitiques, avec des taches de chlorite; on trouve également des amphiboles en grosses taches. Au microscope, on distingue l'association minérale de quartz, plagioclase, feldspath potassique, amphibole et sphène.

cb) Les filons basiques, du type microgabbro, sont peu fréquents et à l'affleurement montrent une teinte vert sombre; ils sont très altérés. En lame mince, ils montrent une structure doléritique fine avec des minéraux ferromagnésiens altérés ou à l'état de fantôme et de petits cristaux de plagioclase. Une analyse chimique de ces roches montre une faible teneur en SiO₂, Al₂O₃ et K₂O; elles sont plus sodiques que potassiques.

4) Conclusion

Le magmatisme oligocène dans la région de Saveh débute par la mise en place de roches intrusives lors de la phase tectonique éo-oligocène (39 Ma). Ces roches sont relativement peu représentées en surface et sont probablement largement développées en profondeur. Elles conservent presque toujours leur caractère hypovolcanique.

Elles vont des gabbros à des granites aplitiques avec un chimisme à tendance calcoalcaline et une forte teneur en calcium et sodium.

La chronologie des événements est sans doute la suivante: tout d'abord une intrusion basique, puis deux phases de granitisation successives suivies d'une activité filonienne. La phase pneumatolytique terminale provoque la déstabilisation de nombreux minéraux ferromagnésiens, la séricitisation des feldspaths et des calcifications dans les faciès granitiques. Par contre, les roches basiques ont été peu touchées par cette phase et ne sont que faiblement altérées.

B) ETUDES GEOCHRONOMETRIQUES

1) Généralités

Les massifs plutoniques de Dehbala (76 CM 453, 76 CM 454), de Hajiabad (76 CM 474) et du Nord-Ouest de Saveh (76 CM 477, 76 CM 406) ont fait l'objet d'études géochronologiques. Nous avons utilisé la méthode de K/Ar sur divers minéraux (amphibole, biotite et feldspath potassique) et sur la roche totale. Les dosages ont été effectués dans le laboratoire de géochronologie de l'Institut Dolomieu. Le potassium est dosé par fluorescence X (CGR Alpha 2020) et l'argon est dosé par spectrométrie de masse (Micromass 600) selon la méthode classique (Dalrymple, 1969). Les isochrones sont calculées par la méthode de Roddick et Farrar (1971). Les constantes analytiques et les résultats sont résumés dans le tableau (cf. p. 159).

2) Interprétation des résultats obtenus, conclusion

Les âges conventionnels obtenus sur ces massifs sont variables en fonction des milieux :

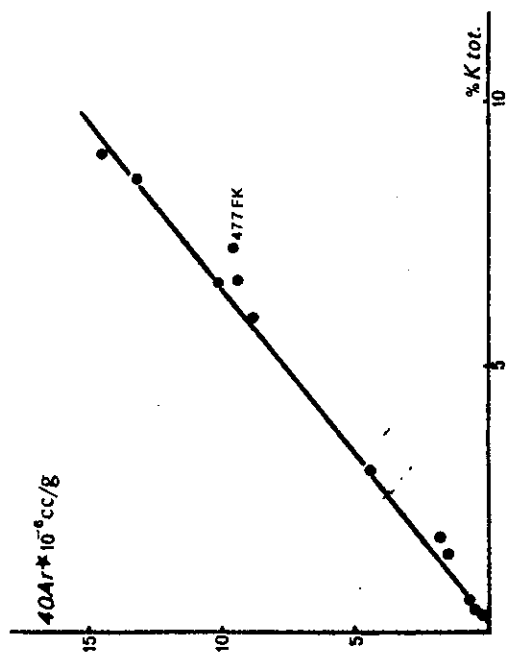
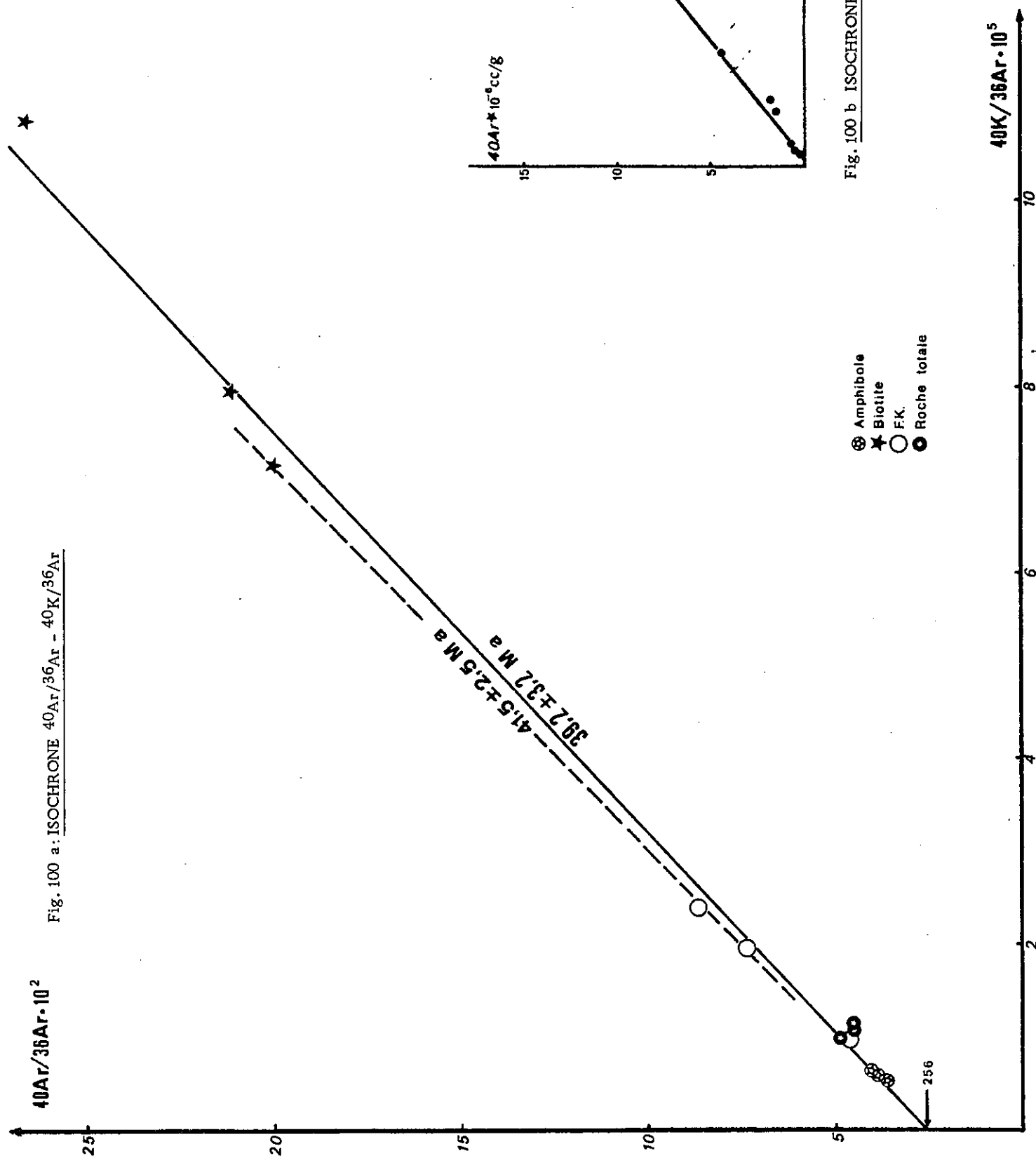
biotites	: 37 - 41 Ma
amphiboles	: 31 - 38 Ma
feldspaths alcalins	: 35 - 42 Ma
roches totales	: 28 - 39 Ma

On remarquera que parmi les minéraux les milieux les plus pauvres en potassium fournissent les âges les plus jeunes et que les roches totales sont légèrement discordantes et possèdent des erreurs plus importantes, ce milieu étant moins favorable à l'utilisation de la méthode K/Ar. L'échantillon 477 possède un feldspath perthitique qui fournit logiquement un âge jeune (35 Ma) ; on notera par ailleurs que la roche totale du même échantillon présente également l'âge le plus jeune, en calcul conventionnel : 28 Ma. Parmi les échantillons étudiés une roche (76 CM 453) permet de construire à elle seule une isochrone bien définie avec l'amphibole, la roche totale, le feldspath potassique et la biotite (fig. 100 a, trait pointillé) :

$$t = 41.5 \pm 2.5 \text{ Ma} \quad ({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_0 = 260$$

Compte-tenu de la très bonne superposition des autres points sur cette droite nous avons résolu de définir une isochrone générale (figs. 100 a et 100 b, traits pleins) pour tous les échantillons sur tous les milieux qui possède certes une plus grande erreur analytique mais qui permet de prendre en compte tous les faciès. Seul le feldspath potassique de l'échantillon 477 a été écarté du calcul et son caractère perthitique et aberrant apparaît parfaitement sur le diagramme ${}^{40}\text{Ar}^* - \% \text{K tot}$ (fig. 100 b). Cette isochrone définit un âge de $39.2 \pm 3.2 \text{ Ma}$ pour un rapport à l'origine de ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 256$ qui représente une très légère "sous pression d'argon" peu significative compte tenu du fractionnement de l'appareillage au moment des mesures (${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ de l'air = 266) et de l'alignement à l'origine sur le diagramme ${}^{40}\text{Ar}^* - \% \text{K tot}$: ${}^{40}\text{Ar}$ à l'origine = $-0.4 \cdot 10^{-6} \text{ cc TPN/g}$. Cette valeur correspond à une erreur sur l'âge d'environ 2 Ma par rapport à une origine nulle. Cet écart est largement compris dans l'erreur de mesure de l'isochrone.

Cet âge de 39 Ma s'intégrant parfaitement dans le contexte régional, précise donc l'âge de la mise en place des plutons de la région de Saveh et par là-même date l'importante phase tectonique éo-oligocène à laquelle ils sont liés.

Fig. 100 b ISOCHRON $^{40}\text{Ar}^* - \%K_{\text{tot}}$

Ceci confirme donc l'opinion de certains auteurs qui avaient mis en évidence un stade plutonique dans le Tertiaire de l'Iran Central à la limite éo-oligocène par des arguments stratigraphiques (J. Stöcklin, 1968) en d'autres régions de l'Iran. Ainsi la phase plutonique éo-oligocène (39 Ma) semble-t-elle générale, tandis que la deuxième phase présumée stratigraphiquement du Miocène moyen dans la région d'Avaj (Bolourchi, 1975) et dans l'Alborz (Annels et al., 1975) n'apparaît pas dans la région de Saveh.

Tableau récapitulatif des résultats géochronométriques

Roche	Milieu	$^{40}\text{Ar}^*$ 10^{-6} ccTPN/g	% Rad	% Ktot	Age Ma	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ $\times 10^3$	Ages isochrones Ma
Granite (453)	R. T.	4.597	46.56	3.087	39 ± 2	493.958	100.464	41.5 \pm 2.5 $R_0=260$
	Amphibole	0.648	35.08	0.442	38 ± 2	410.206	63.887	
	F. K	14.634	69.27	8.985	42 ± 2	866.654	239.787	
	Biotite	10.324	86.72	6.545	41 ± 2	2005.021	717.080	
Granite (477)	R. T.	1.927	41.56	1.811	28 ± 1	451.713	114.766	39.2 \pm 3.2 $R_0=256$
	Amphibole	0.758	32.80	0.543	36 ± 1	396.278	60.572	
	F. K	9.710	42.25	7.233	35 ± 1	469.262	98.341	
Microgranite (474)	R. T.	1.578	41.54	1.396	30 ± 1	451.551	107.992	
	Amphibole	0.355	26.98	0.296	31 ± 1	364.687	53.486	
	F. K	13.326	63.84	8.520	41 ± 2	736.511	195.566	
Granite (454)	Biotite	8.934	87.45	5.890	40 ± 2	2122.766	796.098	
Granite (406)	Biotite	9.460	90.03	6.581	37 ± 2	2670.177	1087.906	

Constantes utilisées:

$$\lambda_g = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_o = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \cdot 10^{-2} \text{ atomes } \%$$

in R.H. Steiger et E. Jäger (1977)

Pour comparaison avec des données K/Ar antérieures

à 1978, minorer les valeurs de 2.7 %.

$$R_0 = ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \text{ à l'origine}$$

Spike de Schumacher, Bern; impuretés < 0.01 %



Fig. 101 LES BASALTES ALCALINS A OLIVINE DE MESERGHAN
(structure doléritique intersertale)

2 mm

Ol. : olivine magnésienne - Pyr. : augite intergranulaire
Pl. : lattes de labrador - San. : sanidine interstitielle



Fig. 102 LES BASALTES A OLIVINE DE BARHAMUM
(structure microlithique porphyrique)

Ol. : olivine serpentinisée
Pyr. : augite
Pl. : phénocristaux et microlithes de labrador

2 mm.

C) LE VOLCANISME OLIGO-MIOCENE

L'importante phase volcanique oligo-miocène que nous avons mise en évidence est marquée par l'abondance des émissions acides, par rapport aux effusions basiques et intermédiaires.

Les roches basiques et intermédiaires. Le volcanisme basique et intermédiaire est exprimé par les émissions de basaltes alcalins à olivine et de trachyandésites.

1) Les basaltes alcalins à olivine: Ces basaltes présentent des caractères pétrographiques qui les différencient fortement des laves basiques de l'Ensemble supérieur de l'Eocène. Ils affleurent toujours sous la forme de coulées sombres de quelques mètres d'épaisseur seulement. La fluidité de cette lave était importante, comme en témoigne l'extension des coulées vers la terminaison est du Kuh-e Ordu Neshin.

Ce sont des roches sombres, grises à noires, à diaclasage grossier. Leur texture est souvent aphanitique, ce qui les différencie très nettement des porphyres de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

La structure de ces basaltes est de deux types:

- la structure microlithique porphyrique est la plus fréquente: des phénocristaux millimétriques d'olivine, pyroxène et plagioclase baignent dans une mésostase constituée par un assemblage doléritique de petits cristaux de pyroxènes et de microlithes de plagioclases (fig. 102).
- la structure doléritique intersertale est moins fréquente: des phénocristaux d'olivine et de petits cristaux de pyroxène sont entourés par des lattes de plagioclase (fig. 101).

Minéralogie

. L'olivine: Elle est toujours très abondante; elle représente environ 15% du volume de la roche.

Les cristaux automorphes, légèrement craquelés, ont une taille assez variable. Ils présentent toujours des sections plus ou moins arrondies voisines de 2,5 mm, sans structures de corrosion. La détermination par diffractométrie des rayons X de cette olivine avec la méthode de mesure du déplacement de la raie 130 (Yoder et Sahama, 1957) indique qu'il s'agit d'une olivine magnésienne du type chrysolite ($For_{77} \pm 3\%$).

Le degré de leur déstabilisation est très variable. Les bordures de cristaux sont toujours iddingsitisées, alors que dans les craquelures apparaissent des minéraux secondaires tels que la chlorite verte, la serpentine beige et de la calcite. Lorsque les minéraux sont complètement déstabilisés, les fantômes sont constitués par un squelette d'oxydes opaques dans lequel se développent généralement de la serpentine fibreuse verdâtre (antigorite) et de l'iddingsite brun-rouge.

. Le pyroxène: Il s'agit d'augite intergranulaire, incolore à légèrement jaune-verdâtre qui se présente généralement sous la forme de nombreuses baguettes prismatiques automorphes de petite taille.

Leur taille la plus fréquente est de 0,15 mm; elle n'excède jamais 0,5 mm. Les minéraux ne présentent pas de trace de déstabilisation, ils sont toujours très bien conservés. L'augite contient souvent en inclusions des baguettes de plagioclases et des grains d'oxydes. Elle constitue 20 à 30% du volume total de la roche.

. Les plagioclases:

- Dans les faciès à structure microlithique porphyrique, il s'agit de phénocristaux de labrador (An_{55-70}), tabulaires, subautomorphes dont la taille maximale ne dépasse jamais 5 mm (en moyenne: 2 mm) et qui occupent 40% du volume de la roche. Ils présentent parfois des structures de zonage soulignées, dans certains faciès par une couronne de minuscules grains opaques d'oxydes.

Les minéraux de déstabilisation sont généralement inexistants, sauf dans les faciès où des phénomènes de cataclases importants sont intervenus. Les inclusions sont fréquentes dans ces plagioclases; il s'agit généralement d'oxydes, d'augite ou d'olivine serpentinisée.

Les microlithes de la mésostase sont du labrador également et représentent environ 30% du volume de la roche. Ils adoptent souvent une structure fluidale.

- Dans les faciès à structure doléritique intersertale, le labrador (An_{55}) se présente sous forme de lattes allongées automorphes de taille variable qui occupent 65% du volume total de la roche. Il n'y a pas de structures de zonage et les minéraux contiennent de minuscules augites en inclusions.

. La sanidine (déterminée par diffractométrie des rayons X): Il s'agit de sanidine interstitielle de fin de cristallisation qui occupe les espaces intercrystallites, laissés par les minéraux ferromagnésiens et les plagioclases. Elle est de très petite taille et constitue de minuscules plages à relief négatif qui représentent à peine 5% du volume de la roche chez les faciès les plus riches. Ces plages apparaissent parfois grisées par la damouritisation.

. Les oxydes: Des granules de magnétite abondants sont disséminés dans toute la roche; ils peuvent représenter 5 à 10% du volume de la lave. La lave est parfois vésiculée, l'épigenisation des vides de la roche se fait avec les minéraux secondaires suivants: calcite, serpentine, argile, chlorite, microcristalline.

Basalte - MESERGHAN - 76 CM 106		Basalte - BARHAMUM - 76 CM 119	
Analyse	Norme CIPW	Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 51.37	Q : 0	SiO ₂ : 48.15	Q : 1.93
Al ₂ O ₃ : 16.22	Or : 16.43	Al ₂ O ₃ : 18.27	Or : 3.49
Fe ₂ O ₃ : 2.86	Pl : 46.34, An:24.42, Ab:21.92	Fe ₂ O ₃ : 2.23	Pl : 53.63, An:41.87, Ab:11.76
FeO : 5.29	Diop : 11.56, Diop:8.46, Hed :3.10	FeO : 8.97	Diop : 11.20, Diop:6.11, Hed:5.10
MnO : 1.23	Hyp : 12.68, Enst:8.93, FS:3.75	MnO : 0.18	Hyp : 22.59, Enst:11.54, FS:11.05
MgO : 7.06	Ol : 4.85, Fo:3.32, Fay: 1.54	MgO : 5.77	Mgt : 3.23
CaO : 8.34	Mgt : 4.15	CaO : 11.41	Ilm : 1.39
Na ₂ O : 2.59	Ilm : 2.58	Na ₂ O : 1.39	Apat : 0.43
K ₂ O : 2.78	Apat : 0.95	K ₂ O : 0.59	H ₂ O+ : 2.66
TiO ₂ : 1.36	H ₂ O+ : 1.47	TiO ₂ : 0.73	
P ₂ O ₅ : 0.40	Tot. : 101.00	P ₂ O ₅ : 0.18	Tot. : 100.54
PF : 1.47		PF : 2.66	
Tot : 100.97		Tot. : 100.53	
CIPW Lacroix : II(III), 5, '4, 3' Basalte		CIPW Lacroix: (II) III, 5, (4) 5, 4 Basalte (tendance andésitique)	
Streckeisen: Latite-basalte (23)		Streckeisen: Basalte (24)	

Basalte - MESERGHAN - 76 CM 105

Analyse	Norme CIPW
SiO ₂ : 49.41	Q : 0.0
Al ₂ O ₃ : 16.97	Or : 4.49
Fe ₂ O ₃ : 2.73	Pl : 58.44, An:27.81, Ab:30.63
FeO : 6.29	Diop : 8.22, Diop:5.90, Hed:2.33
MnO : 0.17	Hyp : 12.25, Enst:8.43, FS:3.81
MgO : 6.73	Ol : 5.87, Fo: 3.92, Fay: 1.95
CaO : 8.12	Mgt : 3.96
Na ₂ O : 3.62	Ilm : 2.34
K ₂ O : 0.76	Apat : 0.83
TiO ₂ : 1.23	H ₂ O+ : 3.01
P ₂ O ₅ : 0.35	
PF : 3.01	Tot : 99.41
Tot : 99.39	
CIPW Lacroix: II(III), 5, '4, (4)5 Basalte	
Streckeisen: Basalte (25)	

Les analyses effectuées sur les basaltes oligo-miocènes montrent des variations importantes des teneurs en silice et en alcalins.

La norme de ces basaltes peut ainsi faire apparaître du quartz normatif, au lieu d'olivine (76 CM 119). La teneur en alcalins, parfois élevée (CM 105, 106) s'explique par l'apparition de sanidine interstitielle. Selon Kuno (1960), il s'agit de tholéiites (CM 119) et de basaltes alcalins (CM 105, 106). Une forte teneur en MgO est caractéristique de ces basaltes. Elle traduit leur richesse en olivine. Nous les regrouperons tous sous le terme de basalte alcalins à olivine.

2) Les trachyandésites : Ces laves constituent les termes les plus évolués des roches basiques de l'Oligo-Miocène. Elles représentent un volume important de laves émises sous forme de dômes. Nous les avons rencontrées à de nombreux endroits dans la région étudiée.

. Au Nord-Est du village de Chelasban, les trachyandésites sont subaffleurantes sous les éboulis des calcaires de la Formation de Qom transgressive. Elles se caractérisent dans ce secteur par la présence de phénocristaux centimétriques automorphes de quartz emballés dans une matrice claire.

. Au Sud de la piste qui mène de Torshak à celui de Band-Amir, les trachyandésites affleurent sous forme d'un dôme parfaitement circulaire d'un diamètre de 800 m reposant sur les latite-andésites altérées de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

. Dans la Sous-zone nord, une très importante ~~extrusion~~ dômeenne de trachyandésites forme le Kusha Dag, sommet culminant du secteur de Bagh-Gara.

. Dans la Zone de Saman, le Kuh-e Qajir est un édifice volcanique tectonisé, constitué par des trachyandésites hydrothermalisées.

La structure de ces laves peut être trachytique, ou porphyrique vitreuse.

Les phénocristaux de plagioclases et de minéraux ferromagnésiens baignent dans une mésostase microlithique où le verre occupe parfois une part assez importante (fig. 103).

Minéralogie

. Le plagioclase: Il s'agit de labrador (An 62), en tablettes subautomorphes dont la taille ne dépasse pas 1mm. Il est généralement peu abondant; dans les faciès les plus porphyriques, sa teneur ne dépasse pas 15% du volume de la roche. Les cristaux présentent un zonage souligné par des couronnes de corrosion; les minéraux inclus consistent en fines baguettes d'apatite et en pyroxènes.

. L'amphibole: Il s'agit de hornblende plus ou moins basaltique.

Dans les trachyandésites de Chelasban, il s'agit de hornblende basaltique ($Ng^{\wedge}c=5^{\circ}$) de couleur brune, très pléochroïque.

Les trachyandésites de Torshak, de Varchand et du Kusha Dag montrent de la hornblende verte ($Ng^{\wedge}c=20^{\circ}$).

La hornblende occupe jusqu'à 25% du volume de la roche. Elle se présente en aiguilles automorphes allongées de 3mm environ, entourées par une bordure de réaction constituée d'oxydes opaques. Elle est zonée, et on distingue facilement deux stades de croissance soulignés par une zone riche en oxydes opaques. La couronne périphérique du minéral, très pâle, est actinotique. Le cœur du minéral plus basaltique est parfois très oxydé; il peut être absolument opaque (fig. 106).

Les minéraux de déstabilisation les plus courants sont la calcite, le plagioclase, la chlorite microcristalline et le sphène.

. La biotite: la biotite n'a été observée que dans les trachyandésites de Varchand où elle représente 10% du volume de la roche. Elle se présente en plaquettes subautomorphes de petite taille entourées par un liseré d'oxydés opaques (fig. 105).

. Le pyroxène: Il s'agit d'augite automorphe. Elle n'existe qu'en très faible quantité dans les trachyandésites de Torshak et de Chelasban où sa taille ne dépasse pas 300 μ . Dans les trachyandésites du Kusha Dag et de Varchand, elle représente 5 à 10% du volume total de la roche et sa taille est de l'ordre de 2,5mm. Le plagioclase y existe parfois en inclusions. La bordure des cristaux et les craquelures sont soulignées par un très fin liseré calcitique.

. Olivine (?): Elle n'a jamais été observée. Toutefois, certains granules d'oxydes des trachyandésites de Varchand ont une forme qui pourrait être les seuls vestiges d'olivine déstabilisée.

. Les minéraux accessoires: La magnétite, en petits grains, existe en quantité plus ou moins abondante, disséminée dans toute la roche.

. La mésostase représente 60% du volume de la roche. Elle est microlithique.

-Dans les trachyandésites de Chelasban, les microlithes de plagioclase (labrador) baignent dans un fond vitreux abondant, à peine dévitrifié; la structure est hyalopilitique.

-Dans les trachyandésites de Torshak, le fond vitreux est quasiment inexistant, les microlithes sont pratiquement jointifs et orientés; la structure est trachytique.

La mésostase microlithique contient de nombreux oxydes et des minéraux d'altération tels que la calcite. On y rencontre parfois de la tridymite.

Fig. 103 LES TRACHYANDESITES
DE CHELASBAN

Pl. : plagioclase zoné
Hb. b. : hornblende brune
Més. : mésostase vitreuse à
structure hyalopilitique



Fig. 104 Bordure de réaction autour d'un xénocrystal de quartz
des trachyandésites de Chelasban

Qtz. : xénocrystal corrodé de quartz
Pyr. : baguettes d'augite titanifère de réaction
Cc+Ab. : calcite et albite



Fig. 105 LES TRACHYANDESITES DE VARCHAND

Pyr. : augite - Hb. v. : hornblende verte
Biot. : biotite - Més. : mésostase vitreuse acide

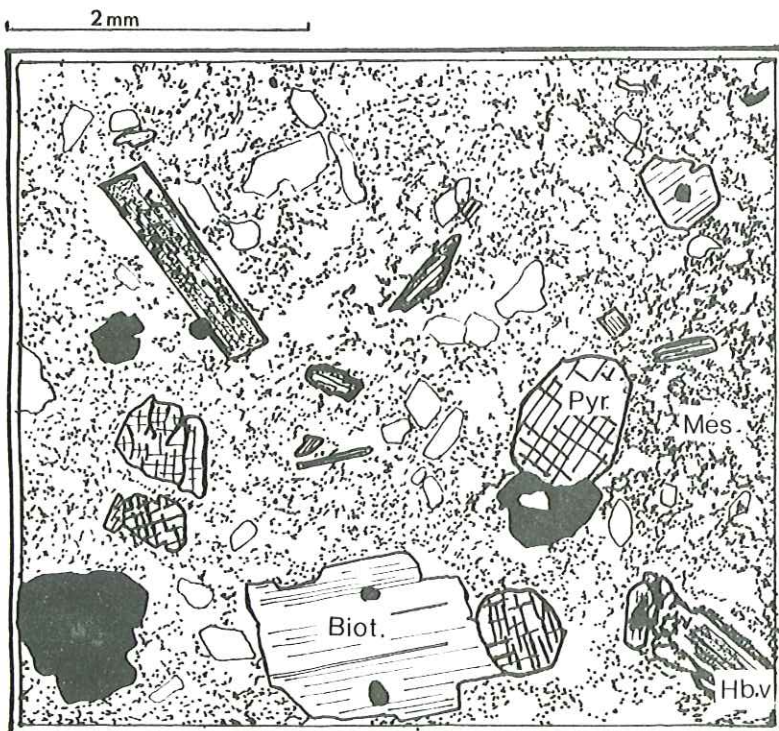
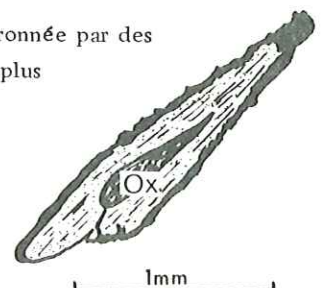


Fig. 106 Détail du zonage d'une hornblende verte
des trachyandésites de Torshak.

La hornblende verte couronnée par des
oxydes entoure un cœur plus
basaltique, lui-même
oxydé (Ox.).



. Xénocristaux: Dans la mésostase des trachyandésites de Chelasban, quelques xénocristaux de quartz de taille centimétrique sont entourés par une très fine bordure de réaction brun-rouge. A très fort grossissement, cette auréole est constituée par de petites baguettes réfringentes de pyroxène monoclinique brun qui semble être de l'augite titanifère, par de l'albite et par de la calcite (fig. 104).

Trachyandésite - CHELASBAN - 76 CM 114		Trachyandésite - TORSHAK - 76 CM 341	
Analyse	Norme	Analyse	Norme
SiO ₂ : 55.15	Q : 5.46	SiO ₂ : 64.26	Q : 18.08
Al ₂ O ₃ : 15.63	Or : 21.39	Al ₂ O ₃ : 16.81	Or : 18.32
Fe ₂ O ₃ : 2.02	Pl : 43.76, An: 18.63, Ab: 25.13	Fe ₂ O ₃ : 3.23	Pl : 53.60, An: 17.64, Ab: 35.96
FeO : 2.05	Woll : 7.47	FeO : 0.20	Diop : 0.12, Diop: 0.12, Hdb: 0.0
MnO : 0.13	Diop : 12.34, Diop: 9.56, Hdb: 2.78	MnO : 0.04	Hyp : 3.13, Enst: 3.13, F.S. : 0.0
MgO : 1.78	Mgt : 2.93	MgO : 1.28	Hem : 3.23
CaO : 10.81	Ilm : 0.99	CaO : 3.82	Ilm : 0.51
Na ₂ O : 2.97	Apat : 0.62	Na ₂ O : 4.25	Sph : 0.13
K ₂ O : 3.62	H ₂ O+ : 5.06	K ₂ O : 3.10	Apat : 0.36
TiO ₂ : 0.52		TiO ₂ : 0.32	H ₂ O+ : 2.62
P ₂ O ₅ : 0.26	Tot. : 100.01	P ₂ O ₅ : 0.15	Tot. : 100.10
PF : 5.06		PF : 2.62	
Tot. : 100.00		Tot : 100.08	
CIPW Lacroix: II, 5, 4, 3 Trachyandésite		CIPW Lacroix: I', 4, (2) 3, '4 Rhyolite calco-alcaline	
Streckeisen: Latite quartzifère (26)		Streckeisen : Latite quartzifère (27)	

Ces roches possèdent des compositions chimiques assez hétérogènes. Toujours saturées, elles se caractérisent par des valeurs élevées de la teneur en silice (de 55.15 à 64.26 %) qui traduisent l'acidité du fond vitreux de certains faciès et qui s'expriment minéralogiquement par l'apparition de tridymite.

Leur composition en Na₂O et K₂O en fait des roches légèrement alcalines, ce qui nous pousse à les désigner grâce à la terminologie de Streckeisen. Leur désignation oscille entre des latites - basaltes et des latites quartzifères c'est pourquoi nous les regroupons sous le terme plus global de trachyandésites. Nous les individualisons ainsi des latites -andésites de l'Eocène (où la hornblende et la biotite sont absentes) et des dacites de l'Oligo-Miocène, moins alcalines et au comportement dynamique différent.

. Le problème du zonage des amphiboles: La présence de hornblende de composition variable est à mettre en relation avec les différences d'acidité des trachyandésites. On trouve en effet, la hornblende basaltique dans les faciès les plus pauvres en silice.

La hornblende verte, par contre, se rencontre dans les faciès riches en silice, et la hornblende actinotique est une amphibole tardive dans les trachyandésites de Torshak, les plus acides.

Il faut donc envisager une filiation évolutive entre toutes ces trachyandésites. Les faciès à hornblende basaltique seraient les plus proches d'un magma primaire dans lequel cette amphibole aurait cristallisé.

La composition du bain résiduel subirait un enrichissement en silice qui provoquerait successivement la cristallisation de hornblende verte et de hornblende actinotique. Le zonage brutal des amphiboles tel que nous pouvons l'observer, ainsi que la présence d'auréoles de réaction, soit à la périphérie des minéraux, soit à l'intérieur du minéral à la limite de deux zones de composition différente, permet de penser que cette silicification a pu se produire brutalement, entraînant, à chaque fois, la déstabilisation partielle ou totale de l'amphibole primitive.

. Les roches acides

Le volcanisme acide oligo-miocène, très développé, s'exprime essentiellement sous forme d'effusions de laves et d'ignimbrites rhyolitiques, et pour une moindre part d'ignimbrites dacitiques.

Les laves et les ignimbrites rhyolitiques présentent une très grande analogie de minéralogie; nous ne décrivons que les faciès laviques.

Les ignimbrites dacitiques possèdent des caractères minéralogiques particuliers que nous décrivons ici; l'étude de leurs structures est regroupée avec celle de toutes les ignimbrites (p.74).

1) Les rhyolites : Les ignimbrites sont abondantes parmi les effusions rhyolitiques de l'Oligo-Miocène. Les laves rhyolitiques, moins abondantes, constituent des dômes et des dômes-coulées, parfois très importants; on peut citer:

- le sommet culminant de la région étudiée (Kuh-e Injeh Qareh, 2944m), constitué par une très importante extrusion dômeenne rhyolitique oligo-miocène, mise en place sur l'Ensemble supérieur de l'Eocène réduit, dans ce secteur.

- les dômes-coulées rhyolitiques situés juste au Nord du village de Varchand et qui sont discordants sur les conglomérats et les volcanites de la base de l'Ensemble inférieur dans ce secteur.

La structure des laves est hyaloporphyrrique.

Minéralogie

. Quartz: le quartz primaire est occasionnel. Nous ne l'avons rencontré que dans quelques faciès d'ignimbrites en phénocristaux de petite taille arrondis.

. Plagioclase: Il se présente sous forme de cristaux, de petite taille, subautomorphes, légèrement corrodés. Il s'agit d'oligoclase-andésine (An 25 à An 45) fréquemment déstabilisé et pseudomorphosé partiellement par de l'albite et de la calcite microcristallines. Il peut représenter jusqu'à 30% du volume de la roche.

. La biotite en grandes paillettes subautomorphes, parfois flexueuses, est abondante dans toutes les laves et ignimbrites rhyolitiques de l'Oligo-Miocène, où elle est toujours corrodée et bordée par une frange d'oxydes opaques. Elle est parfois complètement déstabilisée et pseudomorphosée par de la séricite et des oxydes.

. Sanidine: le feldspath potassique est parfois visible, en phénocristaux subautomorphes légèrement corrodés, dans quelques faciès de laves et d'ignimbrites rhyolitiques. La sanidine possède généralement des inclusions d'oxydes opaques; elle peut être légèrement séricitisée. Elle n'est jamais très abondante.

. Minéraux ferromagnésiens: Des fantômes de pyroxènes (?), trapus, entièrement déstabilisés et pseudomorphosés par de la serpentine et des oxydes opaques, peuvent représenter jusqu'à 5% du volume total de la roche.

. Apatite: en petites baguettes, elle est le seul minéral accessoire important de ces rhyolites; en inclusions dans les plagioclases, la biotite, et dispersée dans la mésostase vitreuse de la roche.

. La mésostase vitreuse des laves et des ignimbrites rhyolitiques est abondante. Elle est toujours dévitrifiée en un assemblage quartzo-feldspathique microcristallin riche en hématite, et parfois en minuscules aiguilles de rutile.

Le fond des laves est vitreux, très souvent isotrope; il présente les mêmes caractères que celui des laves rhyolitiques éocènes déjà décrites (p.123). Les structures de dévitrification sont felsitiques, en "snow flakes", ou sphérolitiques.

Rhyolite - VARCHAND - 76 CM 654 Dôme-coulée		Rhyolite: Dôme (KUH-E INJEH QAREH) 76 CM 205	
Analyse	Norme	Analyse	Norme
SiO ₂ : 68.82	Q : 7.79	SiO ₂ : 62.38	Q : 29.26
Al ₂ O ₃ : 17.92	Or : 38.23	Al ₂ O ₃ : 15.45	Or : 32.50
Fe ₂ O ₃ : 3.78	Pl : 44.67. An:5.32, Ab:39.45	Fe ₂ O ₃ : 1.94	Pl : 28.73. An: 9.35, Ab: 19.38
FeO : 0.20	Co : 1.32	FeO : 0.20	Co : 2.30
MnO : 0.10	Hyp : 1.54. Enst:1.54, FS:0.0	MnO : 0.01	Hyp : 1.20. Enst:1.20, FS: 0.0
MgO : 0.62	Hem : 3.78	MgO : 0.48	Hem: 1.94
CaO : 1.31	Ilm : 0.64	CaO : 1.99	Ilm : 0.44
Na ₂ O : 4.65	Rut : 0.23	Na ₂ O : 2.29	Rut : 0.29
K ₂ O : 6.47	Ap : 0.43	K ₂ O : 5.50	Apat: 0.19
TiO ₂ : 0.57	H ₂ O+ : 0.80	TiO ₂ : 0.52	H ₂ O+: 2.77
P ₂ O ₅ : 0.18		P ₂ O ₅ : 0.08	
PF : 0.80	Tot : 99.43	PF : 2.77	Tot : 99.61
Tot. : 99.42		Tot : 99.61	
CIPW Lacroix : I', 3, (1)2, (1)2 Rhyolite alcaline		CIPW Lacroix: I, 2(3), 2, 1 Rhyolite	
Streckeisen : Trachyte alcalin (28)		Streckeisen: Rhyolite (29)	

Rhyolite: Ignimbrite - BIJGERD - 76 CM 166 (faciès vitroclastique)	
Analyse	Norme
SiO ₂ : 69.64	Q : 51.05
Al ₂ O ₃ : 16.31	Or : 23.81
Fe ₂ O ₃ : 2.33	Pl : 4.66. An: 3.64, Ab: 1.02
FeO : 0.20	Co : 10.42
MnO : 0.10	Hyp : 1.49. Enst:1.49, FS:0.0
MgO : 0.60	Hem : 2.33
CaO : 0.80	Ilm : 0.64
Na ₂ O : 0.12	Rut : 0.15
K ₂ O : 4.03	Apat : 0.12
TiO ₂ : 0.49	H ₂ O+ : 4.44
P ₂ O ₅ : 0.05	
PF : 4.44	Tot. : 99.11
Tot. : 99.11	
CIPW Lacroix: I, 2(3), 2, 1 Rhyolite	

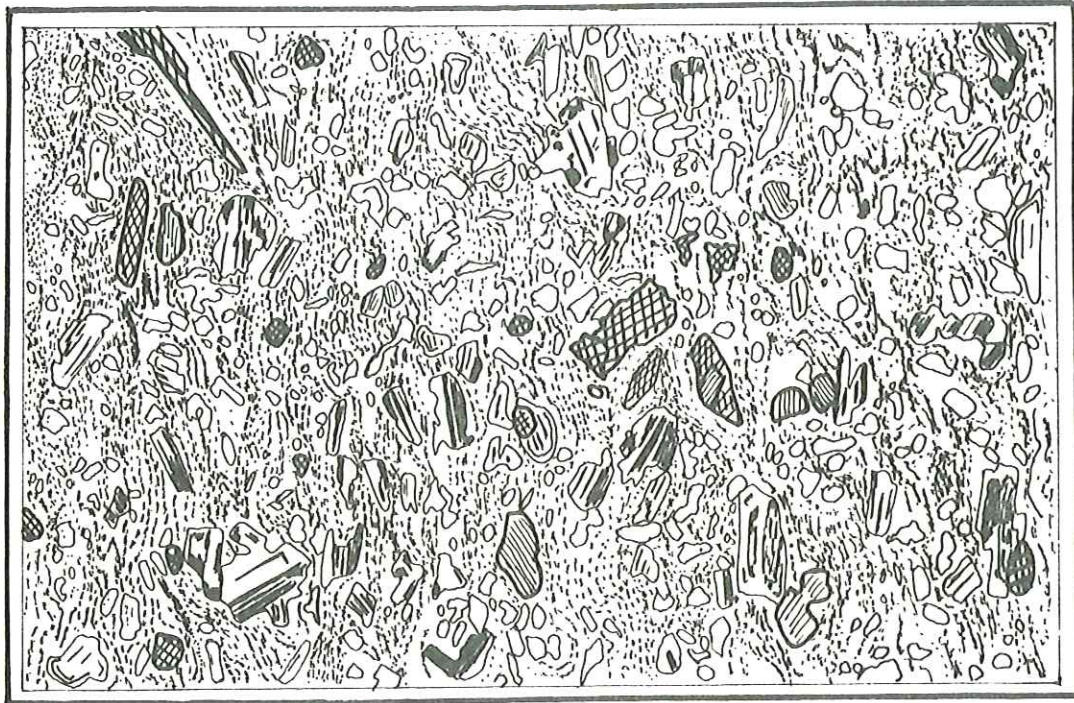


Fig. 107 VITROPHYRE DACITIQUE DE BAND AMIR

3mm

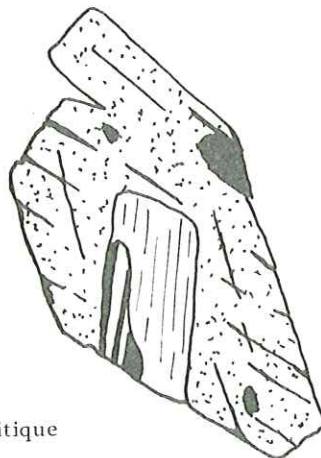
Amph: Hornblende verte pœcilitique

Pyr : Augite

Pl : Labrador

Biot : Biotite

Mest : Mésostase vitreuse



1mm

Fig. 108 Détail d'une hornblende verte pœcilitique

Amph: Hornblende verte

Biot : Biotite

Lab : Labrador

2) Les dacites : Les ignimbrites dacitiques constituent une part importante du volcanisme effusif oligo-miocène de notre région; elles sont localisées le long de la bordure sud du bassin oligo-miocène de Chelasban-Alishar entre les villages de Barhamum et Golak.

Les dacites sont caractérisées par l'association minéralogique suivante: hornblende verte, biotite, plagioclase calcique.

L'étude de la structure des verres étant faite (p. 74), nous ne présenterons ici que la description minéralogique des faciès laviques vitrophyriques. La structure est hyaloporphyrique (fig. 107)

Minéralogie

. Pyroxènes: Il s'agit d'augite, en phénocristaux automorphes craquelés qui représentent 15% du volume de la roche; les craquelures sont remplies par de l'actinote fibreuse et le contour du minéral est légèrement souligné par un liseré d'oxydes opaques.

L'augite est très riche en inclusions de gros grains cubiques de magnétite. Sa taille ne dépasse pas 0,6mm.

. Plagioclases: Il s'agit de Labrador (An 60) zoné, en tablettes subautomorphes plus ou moins corrodées dont la taille ne dépasse pas 2,5mm. Le zonage est souligné par des inclusions nombreuses d'oxydes, de pyroxènes et d'apatite. Il représente 15% du volume de la roche.

. La biotite: se présente sous forme de nombreuses paillettes de 1,5 mm de long très légèrement oxydées à leurs extrémités, et contenant du plagioclase en inclusions.

Dans l'échantillon (76 CM 127), elle constitue de petits agrégats à structure doléritique, associée avec de l'apatite et du plagioclase.

. Amphibole: Il s'agit de hornblende verte ($Ng \wedge c = 25^\circ$), en fines paillettes vertes fortement pléochroïques qui représentent parfois 5% du volume total de la roche. Sa taille maximale avoisine 1,5mm. Elle contient de la biotite et du labrador en inclusions (fig. 108).

. Quartz: Il est occasionnel (Ech. 76 CM 127) dans les dacites oligo-miocènes où on le trouve en petits cristaux à golfes de corrosion de 0,3mm de diamètre.

La mésostase vitreuse est très abondante; elle représente 50 à 60 % du volume total de la roche. Elle peut être très riche en petites baguettes de rutile. Sa structure est soit fluidale, soit vitroclastique.

Dacite (Vitrophyre) - BAND AMIR - 76 CM 141	
Analyse	Norme
SiO ₂ : 61.03	Q : 19.34
Al ₂ O ₃ : 16.12	Or : 12.23
Fe ₂ O ₃ : 2.06	Pl : 50.58, An: 23.51, Ab: 27.08
FeO : 3.26	Diop : 0.65.
MnO : 0.09	Hyp : 8.59. Enst: 5.19, FS: 3.40
MgO : 2.16	Mgt : 2.99
CaO : 5.11	Ilm : 1.06
Na ₂ O : 3.20	Apat : 0.38
K ₂ O : 2.07	H ₂ O ⁺ : 3.81
TiO ₂ : 0.56	
P ₂ O ₅ : 0.16	Tot : 99.64
PF : 3.81	
Tot. : 99.63	
CIPW Lacroix: (I) 2, 4, 3, 4 Dacite	
Streckeisen: Latite-andésite (31)	

D) LE VOLCANISME PALEOGENE DE L'IRAN : CORRELATIONS (Fig.109)

Des corrélations dans la série volcanique éocène de l'Iran ont déjà été envisagées par J.L. Lescuyer et R. Riou (1976). Nous ne reprendrons que partiellement ce travail très complet qui synthétise toutes les données disponibles sur l'Eocène à cette date.

Nous avons essayé dans ce travail de corrélation de retrouver dans les régions voisines des caractères pétrographiques et géochimiques caractéristiques des différentes périodes magmatiques de la région de Saveh. Nous avons pour cela, en particulier lorsque nous pouvions disposer d'analyses chimiques, recalculé les normes des roches alcalines de manière à avoir des paramètres directement comparables avec ceux de nos roches. Nous établissons une corrélation lorsque nous arrivons à une similitude à la fois chronologique, pétrographique et géochimique.

1) Bordure méridionale de l'Alborz : La place de la séquence volcanique dans la stratigraphie de l'Eocène a déjà été abordée par plusieurs auteurs: Hirayama et al. (1966), Stocklin et al. (1972), Bolourchi (1975). L'activité volcanique éocène débute dès le Lutétien inférieur dans la région d'Avaj, alors que plus à l'Ouest, elle ne semble débiter qu'au Lutétien supérieur dans la région de Soltanieh (Stocklin, 1972). Le volcanisme est caractérisée par l'abondance de produits andésitiques (laves et tufs) et acides (ignimbrites). Seul, M. Bolourchi (1975) y a signalé la présence de téphrites à analcime.

Mis à part quelques intercalations volcano-sédimentaires dans la formation de Qom, aucun de ces auteurs n'y signale de cycle volcanique oligo-miocène développé. L'absence de données pétrographiques et géochimiques plus précises nous forcent à baser nos corrélations sur la biostratigraphie. L'essentiel du volcanisme dans les régions bordières de l'Alborz est à corréler avec notre deuxième période de magmatisme.

Seul M. Bolourchi décrit des volcanites contemporaines de notre première période dans la région d'Avaj. Le niveau stratigraphique des laves à analcime n'est pas connu avec précision dans la série volcanique éocène de cette région. Nous pensons, néanmoins, que cet épisode se situe vers la fin de l'Eocène.

2) Région de Natanz-Nain-Surk : S.M. Amidi a fourni une chronologie détaillée des différents événements magmatiques du Paléogène (Eocène et Oligocène). La série éocène est subdivisée en six périodes successives.

Les quatre premières périodes durant lesquelles se mettent en place des volumes importants de roches acides (rhyolites et rhyodacites) et intermédiaires (andésites) sont caractérisées par une suite calco-alcaline importante.

La cinquième période traduit une tendance shoshonitique, avec l'apparition de laves à analcime. La sixième période est représentée par le volcanisme andésitique du "complexe du Karkas", iso'é et légèrement discordant sur les unités antérieures. Il est permis de se demander s'il n'appartient pas à un autre cycle volcanique, postérieur à l'Eocène.

Un certain nombre de roches intermédiaires de la suite calco-alcaline sont riches en K_2O . Le calcul des paramètres de Streckisen est formel et de nombreuses roches peuvent porter les noms de latites, latite-andésites, latite-basaltes. Suivant ce procédé, la deuxième période ou période des andésites basales est marqué par les effusions d'andésites, d'andésites porphyriques, de basaltes alcalins sodiques, et de latites.

La quatrième période ou période des andésites moyennes est constituée par des andésites, des latite-andésites, des latites, des basaltes alcalins sodiques et des latite-basaltes porphyriques.

Conclusion : La présence de faciès porphyriques (andésites porphyriques et latite-basaltes porphyriques) et de basaltes alcalins sodiques nous incite à corréler les quatre premières périodes de l'Eocène de la région de Natanz-Nain-Surk avec notre deuxième période de magmatisme dans la région de Saveh.

L'épisode shoshonitique sommital n'a pas d'équivalent dans la région de Saveh. Biostratigraphiquement la corrélation est très bonne également car les premières manifestations volcaniques sont datées du Lutétien supérieur.

Priabonien inférieur.

L'important volcanisme acide éocène est comparable à celui de notre région.

Fig. 109 LE VOLCANISME
PALEOGENE DE L'IRAN

CORRELATIONS

Oligocène: S.M. Amidi est le premier auteur à avoir décrit une phase volcanique oligocène en Iran. Elle est représentée par un important volcanisme rhyolitique, peu différent de celui de l'Eocène. Les volcanites basiques sont rares et associées aux calcaires oligocènes supérieurs-aquitaniens. Cette abondance des produits acides se retrouve dans les séries oligo-miocènes de la région de Saveh.

3) Région de Kerman : Plus au Sud, H. Forster et al. (1972) ont décrit la succession suivante: des émissions sous-marines d'andésites à olivine, associées aux calcaires lutétiens, suivies par la mise en place d'une puissante série de latites et de latite-andésites riche en tufs. La séquence se termine par des trachyandésites et des phonolites à grands feldspathoïdes datées du Priabonien.

La dernière séquence est facilement corrélable avec l'épisode shoshonitique terminal de Natanz-Nain-Surk. Les andésites basales sont des équivalents chronologiques de la première période de magmatisme éocène dans la région de Saveh. Les latites et les tufs intermédiaires sont des équivalents probables de notre Ensemble supérieur (2e période du magmatisme éocène).

4) Région de Sabzevar (N.E. Iran): H. Forster (1968) signale la présence d'une série constituée de brèches, de tufs et de laves (andésites porphyriques à basaltes) qu'il attribue à l'Eocène. Peut-être cette série est-elle un équivalent de notre deuxième période de magmatisme éocène, où seuls existent des faciès porphyriques ? Une activité volcanique néogène est marquée par des émissions de basaltes alcalins (téphrites et trachyandésites à hornblende brune) et d'ignimbrites. Il existe des similitudes pétrographiques entre les trachyandésites de cette région et celles de la série oligo-miocène de la région de Saveh; peut-être existe-t-il une corrélation entre ces deux séries?

5) Région orientale (Lut): Un important volcanisme continental paléogène, encore peu étudié (J. Stocklin et al. 1971, J. Varet, 1970, G. Conrad et al. 1971) y est surtout représenté par des laves acides et des ignimbrites. Les datations géochronométriques donnent un âge lutétien moyen pour le début de cette activité (Conrad et al. 1977). Des montées de basaltes alcalins sont datés du Priabonien (45 Ma) et de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur (20-27 Ma).

Etablir une corrélation avec une région aussi lointaine et différente de l'Iran Central est évidemment très délicat. Seule l'abondance des produits acides lui donne des caractères qui la rapprochent vraiment de la région de Saveh.

6) Alborz central : La chaîne plissée de l'Alborz a été étudiée par les élèves de A. Gansser (C. Lorenz 1964, E. Dedual 1967, P. Stalder 1971) et par R.N. Annels et al. (1975).

Les "tufs verts" d'âge éocène moyen à supérieur de la Formation de Karadj forment l'essentiel de la séquence volcanique (cf. p. 22).

L'activité volcanique devient ensuite aérienne. Ces premières émissions sont constituées par des trachyandésites porphyriques et des phanéobasaltes porphyriques. Les calculs des paramètres de Streckeisen de ces roches indiquent qu'il s'agit de latites et de latite-basaltes. Leurs caractères minéralogiques sont semblables à ceux de nos latite-basaltes (existence d'une frange de feldspath potassique autour des phénocristaux de plagioclase, composition modale en pyroxène et olivine identique). Il apparaît donc que ces premiers niveaux sont à corréler avec les roches alcalines de notre deuxième période magmatique dont elles sont des équivalents chronologiques.

La série se poursuit par des "basanites" à phénocristaux d'analcime qui doivent être un équivalent de la période shoshonitique de Natanz-Nain-Surk.

Au sommet de la série, Stalder décrit des coulées de "basanites" à olivine. La richesse de ces roches alcalines en olivine iddingsitisée (15%) est à notre avis inhabituelle dans les laves éocènes. En outre, leurs paramètres dans la classification de Streckeisen leur donnent le nom de basaltes. Compte-tenu également de leur richesse en potassium, nous pensons que ces roches sont des équivalents de nos basaltes alcalins à olivine. Nous rattacherons ainsi ces termes ultimes de la Formation de Karadj au cycle volcanique oligo-miocène que Annels et al. (1975) ont déjà décrit près de Qazvin où il est surtout représenté par des roches acides abondantes.

7) Azerbaïdjan : Le volcanisme paléogène de la province azerbe a fait l'objet d'études détaillées (J. Didon, Y.M. Gemain 1976, J.L. Lescuyer et R. Riou 1976 - 1977).

La séquence volcanique éocène, plutôt continentale, est marquée à la base par des émissions de latites porphyriques qui constituent un niveau repère en Azerbaïdjan. Une importante série de tufs auxquels sont associés des coulées de latite -andésites. Le sommet de l'Eocène est représenté par un épisode shoshonitique avec les émissions de trachyan-désites analcimiques. Cette séquence alcaline et hyperalcaline où le volcanisme acide reste limité à la base de la série possède des caractères propres qui les différencient nettement des autres régions volcaniques de la zone de l'Iran central.

Bien que les arguments de corrélation soient faibles, nous pensons que les termes les plus alcalins des latite-basaltes porphyriques de la région de Saveh peuvent être corrélés avec les latites porphyriques d'Azerbaïdjan. Les latite-andésites sont identiques pétrographiquement et chimiquement entre les deux régions. Nous corrèlerons donc les deux premiers ensembles de la série volcanique éocène d'Azerbaïdjan avec la deuxième période magmatique éocène de Saveh.

L'épisode hyperalcalin sommital n'a pas d'équivalent dans la région de Saveh et sera à corréler à la cinquième période (p. shoshonitique) de la région de Natanz-Nain-Surk (Amidi, 1975).

Oligo-Miocène : Le volcanisme y est représenté par d'importantes effusions de rhyolites fluidales, ainsi que par des émissions de basaltes alcalins à olivine, de latite-andésites, d'andésites, de trachyandésites, de rhyodacites et de dacites dont l'âge peut s'étaler jusqu'au Miocène inférieur.

Le caractère alcalin de ce volcanisme oligo-miocène ne fait aucun doute et il possède, en outre, de très grandes analogies pétrographiques avec celui de la région de Saveh; les faciès principaux se retrouvant dans les deux régions.

V - LE VOLCANISME PLIOCENE

Après l'importante phase volcanique d'âge oligocène inférieur-aquitainien, toute activité éruptive cesse jusqu'à la fin du Miocène.

Au début du Pliocène, des tufs témoignent d'une reprise faible et locale de l'activité volcanique pyroclastique, avant une importante phase de volcanisme dôme en le long d'anciennes fractures. Les émissions se traduisent par la mise en place de dolérites andésitiques, de rhyodacites, de trachytes et de rhyolites.

A) LES DOLERITES ANDESITIQUES

Les dolérites constituent la majeure partie des dykes attribués à une phase volcanique pliocène.

Ce sont des roches massives souvent assez claires, toujours affectées par un débit prismatique.

Il s'agit de roche à structure doléritique intersertale. De phénocristaux de clinopyroxène, souvent de grande taille et des minéraux secondaires sont entourés par des lattes de plagioclases de taille variable (fig. 110).

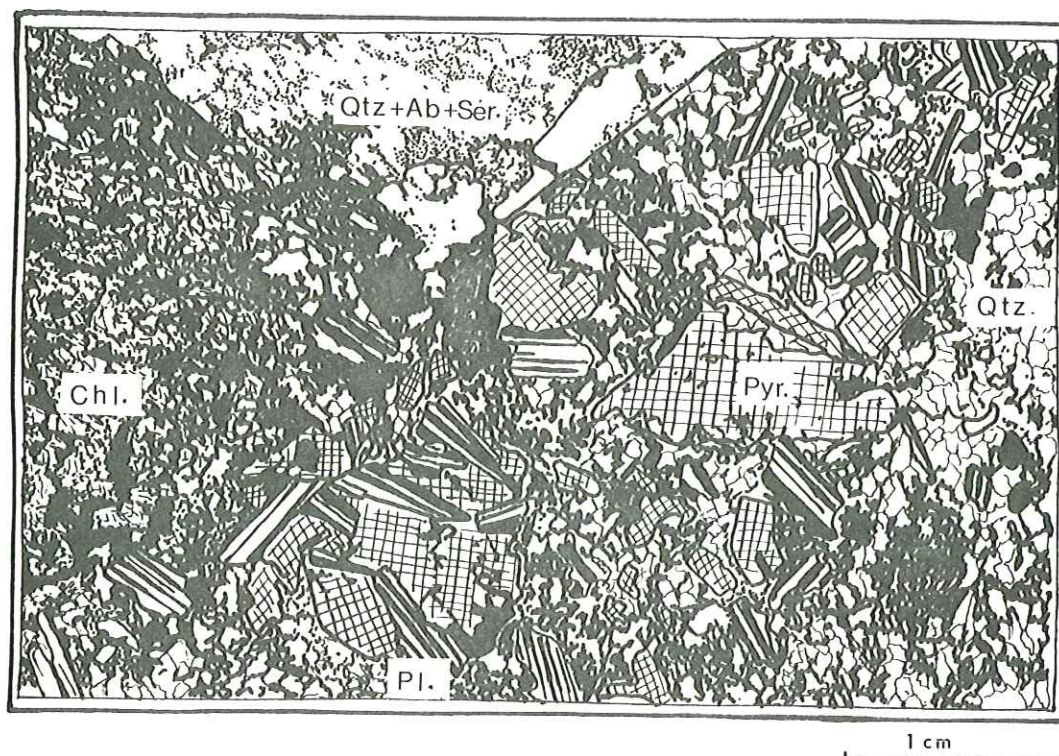


Fig. 110 LES DOLERITES ANDESITIQUES

Pl. : plagioclases altérés - Pyr. : augite

Chl. : chlorite - Qtz+Ab+Sér. : quartz, albite et séricite secondaires microcristallins

Minéralogie:

. Le plagioclase: Il s'agit de Labrador (An 55 - probable) en phénocristaux tabulaires automorphes, qui représentent 75% du volume de la roche. Leur taille variable ne dépasse 4mm. Ils sont généralement entièrement séricitisés et plus ou moins albitisés. Dans quelques échantillons, où ils sont bien conservés, on peut voir un zonage très net souligné par des couronnes de corrosions concentriques. Quelques phénocristaux sont pseudomorphosés par de la chlorite vert pâle et de la calcite microcristalline.

. Le pyroxène: Il s'agit d'augite incolore, en cristaux subautomorphes, légèrement craquelés dont la taille peut atteindre 1cm.

Ces augites sont généralement bien conservées; on note parfois la présence de chlorite, de calcite microcristalline et de serpentine le long des craquelures. Elles représentent 15% du volume de la roche.

. Les minéraux secondaires:

Entre les phénocristaux de la roche, les minéraux secondaires occupent 10% du volume de la roche. Il s'agit surtout de chlorite microcristalline vert pâle, de quartz, de calcite en faible quantité, ainsi que de granules de magnétite et de sphène en petits cristaux très abondants.

Dyke - Est de SAVEH - 76 CM 734		Dolérite andésitique - DARBAND - 76 CM 797	
Analyse	Norme	Analyse	Norme
SiO ₂ : 57.35	Q : 6.56	SiO ₂ : 63.62	Q : 12.12
Al ₂ O ₃ : 17.34	Or : 16.61	Al ₂ O ₃ : 16.02	Or : 7.33
Fe ₂ O ₃ : 12.30	Pl : 54.99. An: 20.97, Ab: 34.02	Fe ₂ O ₃ : 4.85	Pl : 67.62. An: 8.9, Ab: 58.72
FeO : 5.36	Diop : 3.28. Diop: 1.67, Hed: 1.62	FeO : 0.20	Hyp : 3.94. En: 3.94, F.S. : 0.0
MnO : 0.09	Hyp : 11.26. En: 5.33, FS: 5.93	MnO : 0.09	Hém : 4.85
MgO : 2.45	Mgt : 3.33	MgO : 1.58	Ilm : 0.61
CaO : 5.34	Ilm : 1.52	CaO : 2.17	Sph : 0.63
Na ₂ O : 4.02	Apat : 0.57	Na ₂ O : 6.94	Rut : 0.08
K ₂ O : 2.81	H ₂ O+ : 1.7	K ₂ O : 1.24	Apat : 0.36
TiO ₂ : 0.80		TiO ₂ : 0.66	H ₂ O+ : 2.63
P ₂ O ₅ : 0.24	Tot. : 99.81	P ₂ O ₅ : 0.15	
			Tot : 100.15
PF : 1.70		PF : 2.63	
Tot. : 99.80		Tot. : 100.15	
CIPW Lacroix: II, '5, 2 (3), '4 Latite-andésite		CIPW Lacroix: I, (II), 4(5), 2, (4) 5 Andésite	
Streckeisen: Latite-andésite (32)		Streckeisen: Andésite (33)	

Nous garderons le terme d'andésite pour qualifier ces roches alcalines qui se caractérisent par une teneur en sodium généralement élevée. Le terme de latite-andésite sera réservé aux laves potassiques éocènes.

B) LES RHYODACITES

Plusieurs laves extrusives, telles le Kuh-e-Pang, nous ont fourni des laves rhyodacitiques.

Ce sont des roches massives et vitreuses, gris rosé, riches en phénocristaux de feldpaths et de biotites de petite taille. La structure de la roche est hyaloporphyrique (fig. 111)

Minéralogie:

. Le plagioclase: Il s'agit d'andésine, en cristaux tabulaires automorphes, dont la taille ne dépasse pas 6 mm. Les phénocristaux sont légèrement zonés et leur coeur est souvent déstabilisé en albite microcristalline et en calcite. Ils représentent 25% du volume de la roche.

. La sanidine: Le feldspath potassique, toujours très limpide, existe en quantité notable (≈15% du volume de la roche) sous forme de cristaux poecililitiques. Le contour de ces baguettes trapues est légèrement arrondi. Les inclusions de cristaux de biotite sont nombreuses.

. La biotite: C'est le seul minéral ferromagnésien de la roche. Elle est abondante puisqu'elle représente 10% du volume de la roche. On la trouve sous forme de plaquettes subautomorphes, légèrement corrodées, dont la taille ne dépasse pas 2mm. Les cristaux sont toujours bordés par une frange opaque d'oxydes.

. La magnétite et l'apatite constituent les deux principaux minéraux accessoires de la roche. La magnétite automorphe n'est pas abondante, et l'apatite se trouve souvent en inclusions dans la biotite.

. La mésostase vitreuse représente 50% du volume de la roche. Elle est entièrement dévitrifiée en un assemblage quartzo-feldspathique dans lequel on trouve disséminés un peu de sphène, d'oxydes et de calcite.

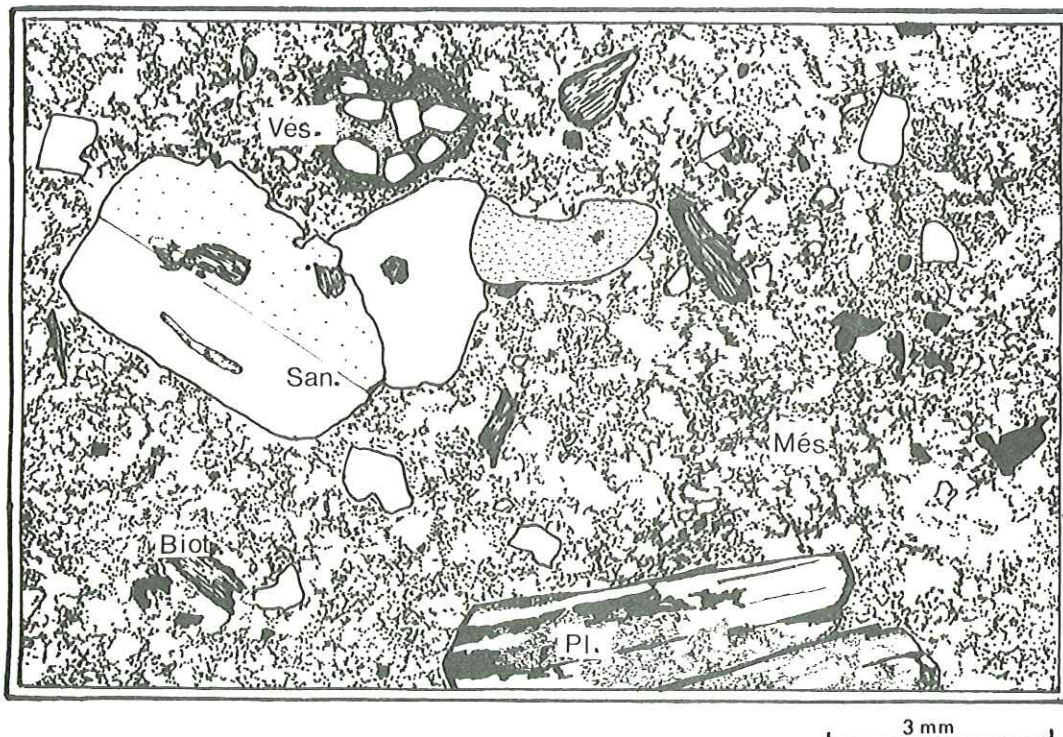


Fig. 111 LES RHYODACITES DU KUH-E-PANG

Pl. : andésine

San. : sanidine poecilitique

Biot. : biotite oxydée

Més. : mésostase vitreuse

Vés. : vésicule remplie par de la calcite et du quartz secondaires

Rhyodacite - KUH E PANG - 76 CM 395	
Analyse	Norme
SiO ₂ : 64,27	Q : 45,09
Al ₂ O ₃ : 14,90	Or : 30,96
Fe ₂ O ₃ : 4,00	Pl : 14,93. An: 12,90, Ab: 2,03
FeO : 0,20	Co : 2,08
MnO : 0,17	Hyp : 0,62. Enst: 0,62, FS: 0,0
MgO : 1,66	Mgt : 0,45
CaO : 2,95	Hém : 0,44
Na ₂ O : 1,95	Ilm : 0,19
K ₂ O : 4,60	Apat : 0,07
TiO ₂ : 0,50	H ₂ O+ : 4,80
P ₂ O ₅ : 0,13	
PF : 4,71	Tot : 99,63
Tot. : 100,04	
CIPW Lacroix: I, 2', (2)3, (2)3 Rhyolite calco-alkaline	
Streckeisen: Rhyolite (34)	

Le calcul de la norme aboutit à faire apparaître 30% d'orthose dans la roche, car il ne tient pas compte de la richesse de cette roche en biotite et du potassium qui est entré dans sa composition au détriment de la sanidine. Nous préférons donc, pour mieux différencier ces roches des rhyolites alcalines la dénomination de rhyodacites qui implique une teneur moins élevée en feldspath potassique.

C) LES TRACHYTES (fig. 112)

Les trachytes constituent l'essentiel des laves extrusives de la région étudiée, elles constituent également quelques dykes contemporains, associés aux complexes dômes. Il s'agit en particulier:

- de dykes associées aux dômes et dômes-coulées du Kuh-e-Seydbabaqa
- de dykes et des laves du complexe du Kuh-e-Palang
- de la plupart des laves extrusives situées dans la plaine de Zavyeh.

Ce sont des roches hypohyalines, où quelques phénocristaux de plagioclases altérés et de minéraux ferromagnésiens oxydés baignent dans une mésostase isotrope, parfois litée, brun vert à gris rosé, à structure trachytique.

Minéralogie

. Le plagioclase: il s'agit d'oligoclase-andésine déstabilisé en calcite, quartz et albite microcristalline. Les fantômes, peu nombreux (15 à 10% du volume de la roche) sont automorphes et leur taille ne dépasse pas 3mm.

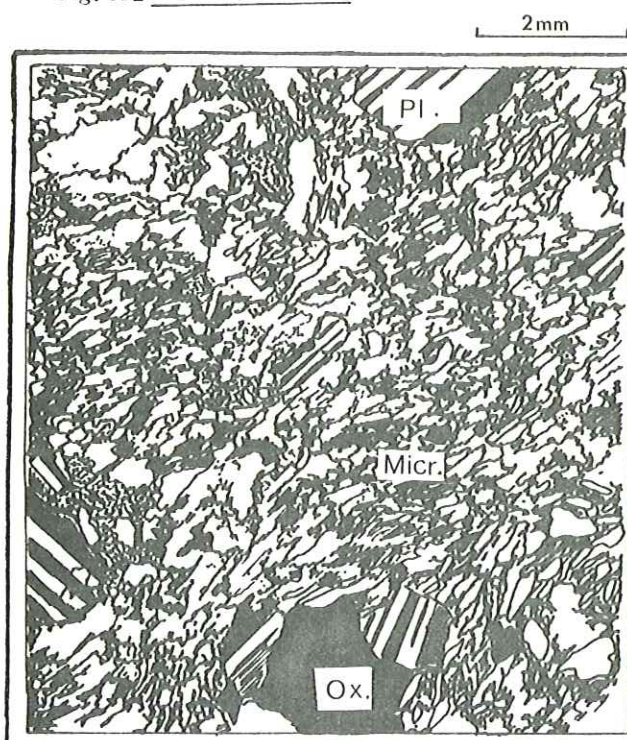
. Les minéraux ferromagnésiens: Il s'agit de pyroxènes craquelés et serpentinisés qui représentent quelques % du volume de la roche. Leur taille maximale est de l'ordre de 0,7mm.

. La mésostase constitue l'essentiel de la roche. Elle est acide et possède une fluidalité marquée par l'orientation des très nombreuses baguettes feldspathiques de très petite taille qui la composent. Il s'agit de très fines baguettes de feldspath potassique entre lesquelles le fond vitreux est recristallisé en un assemblage microcristallin et en hématite. Des plans de dévitrification parallèles, constitués par un assemblage grossier de quartz secondaire, soulignent parfois la fluidalité.

Trachyte - ZAVYEH - 76 CM 718			
Analyse		Norme	
SiO ₂	: 64,60	Q	: 16,60
Al ₂ O ₃	: 16,51	Or	: 14,18
Fe ₂ O ₃	: 3,76	Pl	: 56,06. An: 5,97, Ab: 50,09
Feo	: 0,20	Cor	: 1,99
MnO	: 0,16	Hyp	: 3,01. Enst: 3,01, FS: 0,0
MgO	: 1,21	Hém	: 3,76
CaO	: 1,44	Ilm	: 0,76
Na ₂ O	: 5,92	Rut	: 0,14
K ₂ O	: 2,40	Apat	: 0,43
TiO ₂	: 0,54	H ₂ O ⁺	: 2,29
P ₂ O ₅	: 0,18		
		Tot	: 99,22
PF	: 2,29		
Tot	: 99,21		
CIPW Lacroix: I', 4, '2, 3 Rhyolite			
Streckeisen: Trachyte alcalin (35)			

Ces roches alcalines pauvres en calcium seront désignées par la terminologie de Streckeisen. Tous les intermédiaires existent entre les trachytes et les rhyolites dans ces formations; nous garderons néanmoins le nom des roches les plus pauvres en silice normative, plus fréquentes dans les dykes et les lames extrusives, pour désigner cet ensemble.

Fig. 112 LES TRACHYTES



Pl. : phénocristal d'oligoclase-andésine
 Ox. : oxydes
 Micr. : microlithes de F. k. (str. trachytique)

Fig. 113 LES RHYOLITES



Pl. : phénocristal d'andésine
 Biot. : biotite oxydée
 Ve. : verre

D) LES RHYOLITES (fig. 113)

Les laves rhyolitiques constituent tous les dômes et dômes-coulées pliocènes.

Nous les avons reconnues en particulier:

- dans le dôme et les coulées du complexe du Kuh-e Palang,
 - dans les dômes et dômes-coulées du complexe du Kuh-e Seydbabaqa,
 - dans les dômes pliocènes situés au Nord de Zavyeh,
 - dans les coulées pliocènes situées à proximité de la voie de chemin de fer, à l'Ouest du village de Hajiabad.
- Ce sont des laves vitreuses, rosâtres, à texture plus ou moins fluidale soulignée par des plans de dévitrification grisâtres. Dans les dômes du Nord de Zavyeh, la lave est isotrope et possède un débit prismatique caractéristique, disposé plus ou moins en éventail.
- dans les coulées et dômes-coulées, la texture est fluidale et on peut noter parfois un plissement des plans qui délitent la lave parallèlement à son écoulement (Kuh-e-Palang, en particulier).
 - dans les dômes-coulées du complexe du Kuh-e-Seydbabaqa, la texture est intermédiaire, la lave possède des plans de dévitrification parallèles, grisâtres, mais ne se délite pas. A la bordure des dômes, elle s'autobréchifie et on peut observer de petits paquets xénomorphes de laves fluidales, blanchis lors de la dévitrification.

Ce sont des laves à structure hyaloporphorique dans lesquelles la mésostase acide dévitrifiée occupe une part très importante. Les phénocristaux sont peu abondants.

Minéralogie

. Le plagioclase: Il s'agit d'andésine (An 37), en phénocristaux subautomorphes de petite taille (\approx 3mm) zonés et légèrement corrodés. Les plagioclases sont souvent craquelés et épigénisés par de la calcite, chlorite, séricite et hématite. Ils représentent 15% du volume de la roche.

. La biotite: Des fantômes de biotite, entièrement oxydées sont les seuls minéraux ferromagnésiens de la roche. Elle ne représente que quelques % du volume de la roche.

. La mésostase acide est très abondante, elle représente 80% du volume de la roche. Elle est souvent fluidale dans les coulées. Sa structure est alors soulignée par les plans de dévitrification grossière parallèles. Elle est entièrement dévitrifiée en un assemblage microcristallin quartzo-feldspathique qui adopte une structure en "snow flakes" au cœur des dômes.

La couleur générale rouge de la roche est déterminée par la présence de petits grains d'hématite très finement dispersés dans la mésostase.

Rhyolite - KUH-E-SËYDBABAQA - 76 CM 802		Rhyolite (Coulée pliocène (HAJIABAD) - 76 CM 774	
Analyse	Norme	Analyse	Norme
SiO ₂ : 67.83	Q : 24.06	SiO ₂ : 63.04	Q : 16.87
Al ₂ O ₃ : 14.74	Or : 48.63	Al ₂ O ₃ : 15.46	Or : 19.09
Fe ₂ O ₃ : 2.54	Pl : 19.71, An:7.02, Ab:12.69	Fe ₂ O ₃ : 5.31	Pl : 50.40, An:12.58, Ab:37.82
FeO : 0.20	Co : 0.79	FeO : 0.20	Diop : 1.13, Diop:1.13, Hed:0.0
MnO : 0.04	Hyp : 0.87, Enst:0.87, FS:0.0	MnO : 0.13	Hyp : 2.44, Enst: 2.44, F.S.:0.0
MgO : 0.35	Hém : 2.54	MgO : 1.19	Hém : 5.31
CaO : 1.56	Ilm : 0.51	CaO : 3.40	Ilm : 0.70
Na ₂ O : 1.50	Rut : 0.02	Na ₂ O : 4.47	Sph : 0.94
K ₂ O : 8.23	Apat : 0.26	K ₂ O : 3.23	Apat : 0.54
TiO ₂ : 0.29	H ₂ O+ : 2.36	TiO ₂ : 0.75	H ₂ O+ : 2.49
P ₂ O ₅ : 0.11	Tot : 99.76	P ₂ O ₅ : 0.23	Tot : 99.91
PF : 2.36		PF : 2.49	
Tot. : 99.75		Tot : 99.90	
CIPW Lacroix : I, 4, 2, 2 Rhyolite		CIPW Lacroix: I(II), 4, 2(3), '4 Dacite à Rhyolite calco-alc	
Streckeisen Rhyolite alcaline (36)		Streckeisen: Rhyodacite (37)	

Les laves alcalines des dômes-coulées et des dômes pliocènes possèdent des compositions chimiques variées qui vont de celles de rhyodacites, de rhyolites à celles de rhyolites alcalines. Nous les regroupons toutes sous le terme de rhyolites en remarquant que les laves vitreuses des dômes sont les plus acides.

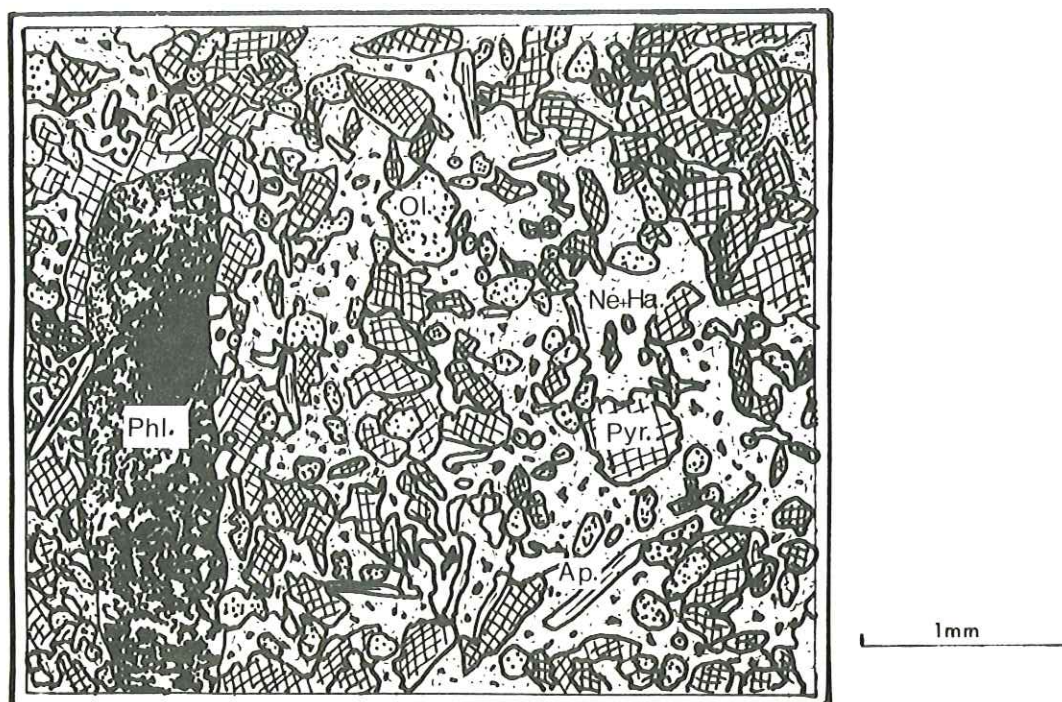


Fig. 114 LES BASALTES QUATERNAIRES DE KHALIFEH KANDY

Phl. : phlogopite transformé en "opacite" - Ap. : apatite - Ol. : olivine
 Pyr. : augite zonée - Né+Ha. : néphéline et hastyne de fin de cristallisation

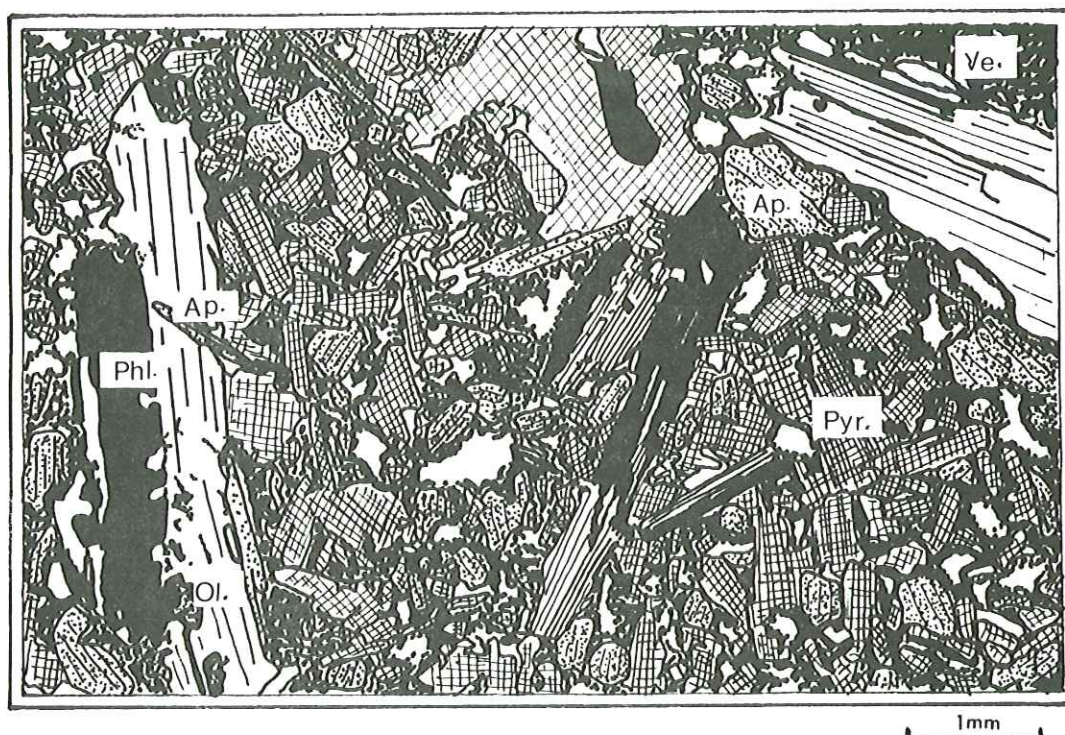


Fig. 115 LES ENCLAVES A PHLOGOPITE

Phl. : plogopite pœcilitique - Ap. : apatite
 Pyr. : augite zonée - Ol. : olivine serpentinisée - Ve. : verre argilisé

VI - LE VOLCANISME QUATERNAIRE

Le Quaternaire ancien est marqué par une faible activité volcanique fissurale qui se manifeste par l'apparition de quelques sorties de basaltes le long de grandes fractures dans la partie occidentale de la région étudiée. Le centre d'émission le plus important, à proximité du village de Khalifeh-Kandy a déjà été décrit p.51.

A) LES BASALTES

Ce sont des roches très massives, aphanitiques et microcristallines. Leur couleur en cassure fraîche est gris cendré. Les seuls minéraux visibles macroscopiquement sont de petites paillettes riches en oxydes sombres. La structure est microporphyrrique; elle est constituée par un assemblage de minéraux ferromagnésiens de très petite taille, sans orientation particulière qui baignent dans un fond feldspathoïdique dépourvu de verre (fig. 114) .

Minéralogie

. L'olivine: l'olivine incolore représente 20% du volume total de la roche. Elle se présente sous forme de petits cristaux automorphes dont la taille ne dépasse pas 0,6mm. Elle ne porte aucune trace d'altération. La détermination de la teneur en Mg de cette olivine, par mesure du déplacement de la raie 130 par diffractométrie des R.X indique qu'il s'agit de Fo 38 (hortonolite).

. Le clinopyroxène: De nombreux prismes trapus de pyroxène monoclinique dont la taille ne dépasse pas 0,7mm représentent 40% du volume de la roche. Ils sont absolument automorphes et zonés. Le coeur du minéral est incolore, l'angle maximal d'extinction ($Ng \wedge c$) ne dépasse pas 42° , il s'agit d'augite.

La périphérie des cristaux est colorée dans les jaune verdâtre; plus ou moins intense, et le relief est plus fort; il s'agit d'augite aegyrinique.

. Le phlogopite: Cette variété de mica n'existe plus qu'à l'état de reliques dans des fantômes de minéraux subautomorphes déstabilisés dont la taille est de l'ordre de 2,5mm. De nombreux granules d'oxydes opaques automorphes et de très petite taille épigénisent en grande partie ces fantômes. Le phlogopite est parfois interstitiel dans le fond de la roche, où on le trouve xénomorphe, avec parfois quelques cristaux de pyroxènes en inclusions. Il constitue 5% du volume de la roche.

. L'apatite en baguettes trapues subautomorphes riches en inclusions opaques représente 10% environ du volume de la roche. Sa taille moyenne est de l'ordre de 0,7mm.

. La néphéline: ce feldspathoïde très limpide occupe une très grande partie du fond interstitiel. L'analyse par diffractométrie des R.X, en a confirmé l'existence. Elle représente 15% du volume de la roche..

. L'hattyne rosâtre, lie de vin, a été trouvée associée à la néphéline dans les basaltes de l'appareil de Khalifeh-Kandy à proximité du village de Fastaq.

. Les minéraux accessoires sont très abondants, disséminés dans toute la roche. Ils représentent 5% du volume total de la roche. Il s'agit de magnétite et de sphène.

B) ENCLAVES A PHLOGOPITE

Dans les scories du centre éruptif situé au Sud-Est du village de Khalifeh-Kandy, on peut trouver localement, par hasard, des enclaves basaltiques très riches en grands cristaux de phlogopite.

La structure de la lave est microporphyrrique. Les micas de grande taille baignent dans une pâte hypohyaline et microcristalline (fig. 115).

Minéralogie

. L'olivine est très rare. Elle n'est représentée que par quelques cristaux complètement iddingsitisés, souvent en inclusions dans le mica.

. Le clinopyroxène: Il s'agit d'augite automorphe et zonée qui représente 35% du volume de la roche; parfois en inclusions dans le mica. Certaines sections montrent une macle en sablier caractéristique.

. L'apatite, en longues baguettes automorphes et limpides, représente 20% du volume de la roche. Elle inclut parfois l'augite; on la trouve elle-même en inclusion dans le mica.

. Le phlogopite se présente sous forme de grands cristaux automorphes lamellaires poecilitiques et zonés dont la taille peut atteindre 5mm. Il est très abondant (40% du volume total de la roche).

. Le verre peu abondant (5% du volume de la roche) est interstitiel et plus ou moins argilisé.

Basalte - KHALIFEH KANDY - 76 CM 296			
Analyse		Norme	
SiO ₂	: 40.60	Q	: 0.0
Al ₂ O ₃	: 10.01	Pl	: 8.91. An: 8.91, Ab: 0.0
Fe ₂ O ₃	: 3.41	Ne	: 14.12
FeO	: 5.82	Leu	: 7.18
MnO	: 0.13	Diop	: 40.70. Diop: 35.15, Hed: 5.58
MgO	: 10.92	Ol	: 9.18
CaO	: 17.15	Orth Sil de Ca	: 2.62
Na ₂ O	: 3.08	Mgt	: 4.94
K ₂ O	: 1.55	Ilm	: 3.63
TiO ₂	: 1.91	Apat	: 5.92
P ₂ O ₅	: 2.50	H ₂ O+	: 2.43
PF	: 2.43	Tot.	: 99.64
Tot	: 99.51		
CIPW Lacroix: IV, 8, 4', 4 Ankaratrite			
Streckeisen - Basanite (38)			

La fabrication de leucite dans la norme provient du potassium du phlogopite qui n'est pas calculé.

Dans la classification CIPW Lacroix, ces roches sont des ankaratrites, c'est-à-dire des néphélinites mélanocrates.

Nous préférons le terme de basanites, plus proche de leur appellation commune, bien qu'impropre de basaltes; en spécifiant bien qu'il s'agit de roches mélanocrates pour faire ressortir leur richesse en pyroxènes et en olivine.

- Le problème du phlogopite et de l'apatite

L'existence de reliques de phlogopite dans ces basaltes feldspathoïdiques, ainsi que la présence localement d'enclaves où il représente 40% du volume de la roche, posent le problème important autant de l'origine de ce minéral que de celui des basaltes.

Les gisements du phlogopite sont le plus souvent les cipolins; on les trouve parfois dans les roches ultrabasiques de type kimberlitique et dans les carbonatites.

Faire du phlogopite un xéno cristal arraché à des cipolins traversés par les montées de basaltes feldspathoïdiques n'est guère possible. Vu que l'augite, minéral magmatique, existe en inclusions dans ce mica, l'origine du phlogopite et de l'apatite, à laquelle il est étroitement associé, semble donc primaire.

Deux hypothèses concernant l'origine primaire de ces minéraux dans les basanites peuvent être retenues.

1) Assimilation de roches carbonatées

La première hypothèse fait intervenir l'assimilation partielle du magma carbonatitique, riche en phlogopite et apatite, en profondeur par le magma basaltique. Cette hypothèse est compatible avec les enseignements que l'on peut tirer de l'étude des gisements de carbonatites dans de nombreux cas annexés aux complexes annulaires

riches en mélilite et en néphéline. Les émissions de basanites possédant du phlogopite seraient alors l'expression superficielle d'un phénomène complexe et profond dont nous ne posséderions que quelques traces secondaires. L'origine de ces carbonatites est difficile à expliquer, surtout dans la mesure où celle de ces roches, en général, reste encore discutée. Encore que l'origine des carbonatites à partir de l'assimilation de calcaires par un magma basaltique soit de plus en plus mise en doute par de nombreux auteurs, un tel phénomène pourrait expliquer les caractéristiques minéralogiques de nos basaltes.

Le magma se désilicifierait au contact des calcaires et se chargerait en matériel carbonaté, CO_2 et H_2O . Le fractionnement minéral dans le basalte qui suivrait cette incorporation pourrait se faire avec le développement de minéraux fumerolliens (apatite et phlogopite) sous l'influence des volatils. Cette ségrégation minérale se traduirait pour le magma par un enrichissement en sodium (métasomatose sodique) du bain résiduel désilicifié. Ce phénomène tardif servirait alors d'explication au zonage des clinopyroxènes, avec formation d'une couronne d'augite aegyrinique autour du coeur primitif d'augite, et la richesse en néphéline du basalte final. Les enclaves riches en phlogopite et apatite représenteraient des termes cumulatifs issus du fractionnement précédent.

2) Fusion partielle d'un manteau supérieur riche en phlogopite

Une étude publiée très récemment (Duda A. et Schmincke H. U. - 1978) discute de l'origine de basanites, néphélinites à mélilite et de téphrites issues de l'activité volcanique quaternaire dans l'Est de l'Eifel, Allemagne. De très fortes similitudes de caractères pétrologiques entre les laves de l'Eifel et celles dont nous disposons nous amènent à envisager une seconde hypothèse, proposée par ces auteurs, qui ne fait pas intervenir de contamination. Les basanites de l'Eifel sont des roches à clinopyroxène, olivine, phlogopite, amphibole, plagioclase, feldspath alcalin, néphéline, leucite, magnétite et apatite.

Les néphélinites sont des roches à clinopyroxène, olivine, phlogopite, néphéline, magnétite, sphène, apatite, hâlyte, mélilite, pérovskite.

La composition minéralogique de nos basanites quaternaires est donc intermédiaire entre celle des basanites et des néphélinites de l'Eifel.

Les pyroxènes possèdent un zonage très accusé dans toutes ces laves, nous en concluons encore une similitude de faciès.

De nombreux nodules ont été trouvés dans ces laves; un type particulier de ceux-ci est similaire aux enclaves que nous avons trouvées. Il s'agit de nodules de pyroxénolites à phlogopite contenant un peu d'olivine et de titanomagnétite. La néphéline y est interstitielle, accompagnée par du feldspath. Le phlogopite n'est pas déstabilisé contrairement à celui des basanites et des néphélinites, transformé en "opacite".

Selon ces auteurs, les basanites et les néphélinites ont la même origine et peuvent dériver de la fusion partielle du manteau sous différents stades de température, de rapport $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, et à la même pression dans la région source. Forbes et Flower (1974) ont pu montrer que le phlogopite pouvait être stable sous de très fortes pressions, correspondant à celles régnant dans le manteau supérieur. C'est ainsi que plusieurs chercheurs pensèrent que le phlogopite pouvait devenir une phase résiduelle sous certaines conditions de fusion (Flower et al. - 1975; Beswick - 1976). C'est ainsi que les magmas néphéliniques devraient selon certains auteurs être formés par fusion du manteau avec du phlogopite résiduel (Sun S. S. et Hanson G. N. - 1975). Ce phénomène se traduirait pour la roche par un enrichissement très notable, en éléments incompatibles tels que P, Ba et Sr, sans rapport avec la composition en K, plutôt faible.

Les caractères des basanites quaternaires de Saveh semblent bien en accord avec ces travaux.

Les teneurs en éléments incompatibles sont très fortes ($\text{P} = 2,50\%$, $\text{Sr} = 3200\text{ppm}$, $\text{Ba} = 1850\text{ ppm}$ (cf. annexes, p. 310). D'autre part, les teneurs les plus fortes en Ba et Sr sont enregistrées dans les échantillons les plus pauvres en K_2O (1,34%), ce qui est l'inverse des lois normales de corrélation entre K, Sr et Ba lors d'un fractionnement.

Il est donc possible d'envisager la fusion partielle d'un manteau riche en phlogopite, pour expliquer à la fois l'origine des basanites et leur minéralogie. Le phlogopite serait un résidu de cette fusion, entraîné par le magma formé.

Conclusions - Deux hypothèses sont donc proposées pour expliquer la minéralogie des basanites quaternaires. Nous avons une nette préférence pour la seconde pour les raisons suivantes.

- Cette hypothèse met en accord tous les caractères pétrologiques et chimiques de nos basanites avec les conclusions des données expérimentales les plus récentes concernant la genèse des basaltes alcalins.

- L'origine de la première hypothèse ne tient seulement compte du fait que le phlogopite n'est pas un minéral dont le gisement est classiquement reconnu dans les roches basaltiques.
- Nous objecterons surtout à la première hypothèse que dans tous les cas de contamination reconnue de laves basaltiques par des calcaires, le phlogopite n'a jamais été observé.

Pétrographie du volcanisme néogène et quaternaire de l'Iran - Comparaisons.

1) Le Pliocène : Dans la région de Qom, M. Emami (comm. or.) a mis en évidence une importante phase extrusive dôméenne pliocène sur laquelle nous n'avons encore aucune donnée pétrographique.

Dans la région de Natanz-Nain-Surk, S.M. Amidi (1975) a également mis en évidence un important volcanisme dôméen pliocène de nature calco-alcaline.

La nature pétrographique des volcanites est répartie entre des andésites, des dacites et des rhyodacites.

Les dacites sont pauvres en K_2O , d'une manière identique aux dolérites andésitiques de la région de Saveh.

Leurs teneurs en Na_2O sont généralement moins fortes, ce qui les rend moins alcalines.

Les rhyodacites sont beaucoup moins riches en K_2O que les rhyolites et les trachytes pliocènes de Saveh.

En Azerbaïdjan, un volcanisme pliocène basaltique et alcalin a été signalé par J.L. Lescuyer et R. Riou (1976) dans la région de Mianeh. L'immense stratovolcan plio-quaternaire du Kuh-e-Sabalan est marqué par des émissions de roches alcalines sodiques (J. Didon et Y.M. Gemain - 1976).

2) Le Quaternaire: Le volcanisme quaternaire est connu dans tout l'Iran (cf. p. 51). Les épanchements principalement basaltiques caractérisent des tendances alcalines ou subalcalines, mais très rarement calco-alcalines. Des basanites, pétrographiquement et géochimiquement semblables à celles que nous possédons, ont été relevées par M. Boccaletti et al. (1976-77) près de Bijar dans l'Ouest de l'Iran, S.M. Amidi (1975) dans la région de Natanz-Nain-Surk décrit des basaltes à olivine saturés.



METAMORPHISMES ET ALTERATIONS HYDROTHERMALES

I - LE METAMORPHISME REGIONAL FINI CRETACE DE LA ZONE DE SAMAN

L'uniformité des faciès et les associations minérales rencontrées dans la très épaisse série des schistes du Jurassique de la région d'Avaj ont déjà amené certains auteurs (Bolourchi, 1975) à considérer que cette formation, ainsi que les calcaires à Orbitolines datés de l'Aptien qui la surmontent, ont subi lors d'une phase plus ou moins contemporaine de l'orogénèse laramienne un métamorphisme régional dans le faciès "schistes verts".

L'étude de cette formation dans la Zone de Saman (cf. p. 9) nous a montré la similitude des caractères de ces schistes avec ceux de la Zone de Razan où ils se composent de calcite, chlorite, albite, quartz, muscovite, biotite, parfois de petites amphiboles, de sphène et d'oxyde de fer.

Nous admettons donc un métamorphisme semblable fini-crétacé dans les limites de cette zone.

II - METAMORPHISMES TERTIAIRES, ALTERATIONS ET PHENOMENES

ASSOCIES DE LA REGION DE SAVEH

La plupart des volcanites tertiaires ont été soumises à des recristallisations plus ou moins importantes qui amènent l'apparition de minéraux secondaires. Ils sont formés lors de processus de transformation d'origine très souvent différente.

Bien qu'il soit souvent difficile de faire la part des choses entre des phénomènes qui ont souvent interféré ou se sont souvent succédé, il nous a été possible de rattacher un certain nombre de paragenèses secondaires des volcanites aux processus successifs que nous allons détailler.

• Chronologie des événements

- Une altération à caractère hydrothermal qui fait apparaître une paragenèse de métamorphisme de très faible degré (zéolite faciès) est liée à l'ambiance subaquatique de certaines effusions (coulées à pillows, hyaloclastiques). C'est un phénomène synchrone des effusions.

- Une fumerollisation des volcanites, liée soit à la proximité d'un centre éruptif, soit au dégazage progressif des laves riches en volatils lors de leur refroidissement (coulée de lave, ignimbrite-lave rhyolitique) s'est localement produite également. Le phénomène qui affecte successivement chaque niveau de volcanite à des degrés variables, intervient dans un laps de temps plus ou moins court après leur émission et développe dans les niveaux qui sont atteints une paragenèse de minéraux de métamorphisme de très faible degré.

- Un métamorphisme régional, provoqué par l'enfouissement progressif des volcanites est également possible, notamment dans les bassins où s'est produit le dépôt des séries vertes et dont nous avons déjà montré le caractère subsident durant l'Eocène.

Ce phénomène doit être fortement minimisé pour les volcanites émises, dans une ambiance continentale, sur les horsts éocènes où l'enfouissement est beaucoup moins important car ni pour les volcanites de l'Ensemble inférieur et encore moins pour les volcanites de l'Ensemble supérieur, la surcharge (≈ 2000 m de série) n'a dû excéder 500 à 600 bars.

- Un métamorphisme de contact lié aux intrusions plutoniques oligo-miocènes provoque, à leur périphérie immédiate, une "cornéification" des volcanites éocènes. La transformation des minéraux de la paragenèse magmatique primaire est très importante. Les minéraux de néoformation de la nouvelle paragenèse sont caractéristiques du stade faible du métamorphisme.

- La fracturation et le diaclasage provoqués par les mouvements orogéniques fini-éocènes jouent le rôle de drains conducteurs de fluides, de volatils et de chaleur lors de la phase tardive de cristallisation des granites. Ce phénomène provoque à l'échelle régionale la néoformation, dans les volcanites éocènes, de minéraux secondaires dont la paragenèse est semblable à celle d'un métamorphisme de très faible, voire de faible degré. Ce type d'altération où la phase fluide et volatile a joué un rôle déterminant et qui fait apparaître de telles paragenèses dans les roches andésitiques et latitiques de l'Eocène est caractéristique d'un phénomène de propylitisation ou d'altération propylitique (Seki, 1973) d'âge oligocène inférieur.
- En même temps que ces deux derniers processus, des phénomènes associés interviennent. Outre les transformations provoquées par les déstabilisations des paragenèses magmatiques des volcanites éocènes, il est possible d'observer très localement une minéralisation pneumatolytique (tourmalinisation) et hydrothermale (remplissage de filons par des solutions en Si, Ba, Fe, Cu, Pb, Zn).
- Un dernier phénomène d'altération intervient au Pliocène durant la mise en place des dykes andésitiques. Une circulation importante de fluides associés à cette phase volcanique s'effectue de manière préférentielle dans ces dykes qui jouent le rôle de drains entre la chambre magmatique et la surface. Ce dernier phénomène fait apparaître dans ces laves une paragenèse de minéraux secondaires semblable à celle d'un métamorphisme de faible degré.

• Modalités des différents types de transformation

A) ALTERATION HYDROTHERMALE LIEE AU VOLCANISME SOUS-MARIN

1) Coulées andésitiques émises en conditions subaquatiques : A l'affleurement ces coulées présentent un aspect très altéré. Ceci s'exprime par une perte importante de cohésion de la roche qui devient très friable et terreuse. La structure porphyrique de la roche est cependant conservée; les grands phénocristaux de plagioclases altérés se détachent désormais dans une mésostase homogène verte fortement argilisée.

Les phénomènes secondaires, générateurs de cette altération sont également responsables du remplissage, dans la mésostase, de géodes ovoïdes ou sphériques de quelques millimètres à quelques centimètres de diamètre par du quartz automorphe pyramidé. Dans certains cas, il peut s'agir de quartz-améthyste (abords de la route de Qom à Tehran). Dans d'autres, le remplissage de ces géodes est assuré par un pavage régulier de calcite automorphe; l'auréole est alors soulignée par un fin liseré de chlorite verte microcristalline. Parfois, c'est toute la géode qui est remplie par la chlorite.

On assiste également à l'apparition, dans des fissures de la roches créées lors de son refroidissement, de plaques plus ou moins épaisses de zéolites blanches automorphes. L'analyse par diffractométrie des rayons X de ces minéraux nous a permis de déterminer de la natrolite.

La natrolite est un minéral authigène que l'on rencontre normalement dans les hyaloclastites (Denayer, 1963 - Hay et Iijima, 1968). Il est probable que la seule mobilisation de la silice (exprimée par l'apparition de géodes de quartz), du sodium (lors du processus d'altération des plagioclases et des pyroxènes), et de l'alumine liée aux mouvements des alcalins (séricitisation et argilisation, en particulier) soit suffisante pour expliquer la formation de cette zéolite dans l'ambiance hydratée à laquelle sont soumises ces émissions.

L'analyse par diffractométrie des rayons X des minéraux argileux qui proviennent de la transformation importante de la mésostase montre qu'il s'agit essentiellement de montmorillonite, d'illite et d'interstratifiés illite-montmorillonite.

2) Les hyaloclastites (s.l.) : Les brèches à pillows qui accompagnent les coulées de latite andésite émises en conditions subaquatiques, les blocs des brèches d'explosions des diatrèmes sous-marins, les hyaloclastites, révèlent lors de l'étude pétrographique des paragenèses secondaires qui se sont développées aux dépens des minéraux ou des verres primaires, lors de leur mise en place particulière.

- Les plagioclases : les phénocristaux feldspathiques des laves montrent toujours le même type de transformation. L'albitisation et la calcitisation sont généralement peu développées; par contre la séricitisation et l'argilisation sont plus fréquentes.

- Les pyroxènes : La calcite et l'albite se développent parfois de manière importante et pseudo-morphosent une grande partie des cristaux d'augites des laves andésitiques des brèches à pillows.

La mésostase microlithique est la plus sensible au développement des minéraux secondaires lors de ce processus d'altération, et ceux ci sont variés.

- La calcite est toujours abondante et très finement répartie dans la mésostase.
- Chlorite: vert pâle, faiblement biréfringente, apparaît en agrégats plus ou moins globulaires.
- Zéolite: De très nombreuses aiguilles de zéolites, fibreuses, faiblement réfringentes sont observables à très fort grossissement dans toutes les roches dont la genèse est sous-marine. Leur très petite taille rend cependant toute détermination optique impossible.
- Argiles: Plus souvent en association avec les zéolites, l'espace intermicrolithique est remplacé par des minéraux de faible réfringence, verdâtres, xénomorphes. Il semble qu'il s'agisse d'argile de types interstratifiés dans lesquelles la chlorite doit prendre une part plus ou moins importante.
- Oxydes: Des grains d'oxydes rougeâtres (hématite) sont disséminés en grande quantité dans la mésostase des brèches à pillows, ce qui leur confère une couleur rosâtre particulière.
- Palagonite (?): Les lapilli et les éclats des hyaloclastites de Bijgerd sont constitués par une pâte isotrope, de couleur orangée à brun roux, dans lesquelles baignent quelques microlithes feldspathiques. L'indice de réfraction de cette pâte est $n = 1,55$ et sa perte au feu à 1000°C est de 1,5 %.

Si les caractères optiques se rapprochent d'un verre hydraté basique (fibro-palagonite), la teneur en eau de constitution est bien inférieure à celle d'une palagonite (18 à 20 %) selon Bonatti (1965). Il est donc important de remarquer que l'hydratation naturelle du verre basaltique lors de l'émission sous-marine est restée faible.

3) Conclusions: L'ensemble des processus secondaires, intervenus d'une manière plus ou moins contemporaine de l'émission des produits volcaniques en sous-marin, traduit un phénomène de l'hydratation qui affecte toutefois faiblement les verres et provoque la néoformation de la paragenèse secondaire suivante: calcite + albite + chlorite + séricite + zéolite + minéraux argileux. Les transformations sont analogues à celles obtenues lors d'un métamorphisme de très faible degré (faciès zéolite, Miyashiro, 1974 - Winckler, 1975).

B) ALTERATIONS GEOTHERMALES EOCENES ET OLIGOCENES

L'altération de nombreuses volcanites oligo-miocènes ne peut être imputable à la genèse de minéraux secondaires provoqués par un enfouissement ou par une altération hydrothermale liée à la mise en place des massifs granitiques pour les raisons suivantes:

- l'enfouissement de la série oligo-miocène est très faible puisqu'il représente le sommet de la série volcanique paléogène,
- les intrusions plutoniques se sont produites antérieurement, à la plupart des émissions volcaniques oligo-miocènes.

Nous avons par contre noté que cette altération était toujours présente à proximité d'un certain nombre de centres éruptifs oligo-miocènes. Il en est ainsi pour la majorité des laves des dômes trachyandésitiques oligo-miocènes.

Un processus d'altération lié à un phénomène de fumerollisation est alors tout à fait envisageable.

Le processus est intervenu également lors du dégazage des importantes nappes ignimbritiques de la même époque. C'est également de cette façon que nous expliquerons l'altération hydrothermale de certaines de ces laves.

Pour l'Eocène, ces phénomènes sont plus difficiles à discerner car ces formations n'ont généralement pas été soumises à ce seul processus d'altération. Toutefois, des paragenèses secondaires observées dans certaines volcanites éocènes liées, elles aussi, à la proximité d'un centre éruptif sont semblables à celles relevées dans les zones thermales actives de Warakei - Nouvelle Zélande (D.S. Coombs et al., 1959). Compte-tenu également du fait que les conditions physico-chimiques pour l'existence de telles paragenèses sont incompatibles avec celles qui ont connu le plus souvent les volcanites éocènes (lors de l'altération propylitique, en particulier) il nous semble juste d'invoquer une altération hydrothermale liée aux fumerolles pour expliquer cette minéralogie.

1) Les dômes trachyandésitiques oligo-miocènes : L'altération des trachyandésites oligo-miocènes se traduit de manière assez variable dans les différents gisements. Elle peut n'affecter qu'une classe minéralogique, comme elle peut être sensible dans toute la roche.

- Les trachyandésites de l'appareil du Kuh-e-Qajir ont subi une légère silicification. Au microscope, la silicification se traduit par l'apparition dans la mésostase microlithique de grandes plages xénoblastiques de silice peu réfringente et légèrement fibreuse, qui la remplacent partiellement. Lorsque la plage silicifiée vient en contact avec un minéral ferromagnésien, il y a oxydation complète de celui-ci et apparition de petites lamelles d'hématite. Les autres minéraux secondaires sont rares, on ne peut signaler que la séricite, assez abondante, qui provient de la damouritisation des phénocristaux de plagioclases calciques et la corrensite qui est disséminée dans la mésostase.

Sélon Coombs et al. (1959), la précipitation de silice peut intervenir à tous les niveaux dans les zones soumises à une altération hydrothermale.

- L'altération qui affecte les trachyandésites du Qusha Dag est de plus faible importance; elle n'affecte que les phénocristaux de hornblende verte.

Les minéraux secondaires qui se développent aux dépens de l'amphibole magmatique sont la hornblende actinotique vert pâle qui s'arrange en fibres parallèles à l'allongement du minéral, le ripidolite, l'épidote en faible quantité et de fines granules de sphène.

Une association minérale semblable a déjà été observée dans les dolérites filoniennes du cortège doléritospilitique du Pelvoux (R. Aumaitre et G. Buffet, 1973). Pour ces auteurs, les transformations que subit la hornblende sont liées à un métamorphisme hydrothermal postérieur à la cristallisation des minéraux de la roche, avant le refroidissement complet de la lave.

Une telle origine deutérique pour l'association minérale que nous observons peut être envisagée. Un stock limité de fluides correspondant à la période de refroidissement de la lave, à proximité du centre d'émission, engendre préférentiellement la pneumatolyse partielle des amphiboles tout en respectant les pyroxènes plus réfractaires.

2) Phénomènes fumerolliens liés à des centres éruptifs éocènes: A proximité du village de Sangak, ainsi qu'au Nord du village d'Ardamin, existent deux dômes rhyodacitiques qui appartiennent à l'Ensemble inférieur de l'Eocène (cf: p.

La paragenèse secondaire issue de l'altération de ces laves est la suivante:

-Albite: L'albite pseudomorphose la plupart des plagioclases, généralement accompagnée par de la calcite microcristalline.

-Muscovite: La damouritisation affecte totalement les phénocristaux de biotite primaire.

-Quartz: Le quartz, très abondant, microcristallin, provient de la dévitrification du verre de la mésostase.

-Microcline: Il est également très abondant et se trouve associé au quartz parmi les minéraux de dévitrification du verre alcalin de la roche. Le microcline est la forme stable du feldspath potassique formé à basse température (Winckler, 1975).

-Zéolites: Le dernier type de minéral secondaire est le plus spectaculaire. Les cristaux de zéolites cristallisent en fine aiguilles très allongées et groupées, qui envahissent tout le fond de ces laves. Il n'a pas été possible à cause de leur grande fragilité, de les isoler et de les déterminer par diffractométrie des rayons X. Leurs caractères optiques: leur faible réfringence et notamment leur angle d'extinction indiquent qu'il s'agirait de laumontite.

• Signification de cette paragenèse - Les zéolites sont de nombreux minéraux communs dans les aires géothermales actives (Steiner, 1953, Coombs et al., 1959). Le dernier auteur s'est d'ailleurs basé sur leur présence pour établir une zonation dans ce type d'altération hydrothermale à Warakei (N^{elle} Zélande).

Une Sous-zone à laumontite a été distinguée à l'intérieur de la Zone à zéolites. Des températures comprises entre 195° et 220° C y ont été relevées alors que la pression lithostatique ne dépasse pas celle correspondant à une couverture épaisse de 150m à 275m.

Des données expérimentales sur les équilibres thermodynamiques qui régissent la stabilité de certaines zéolites en présence de silice et de plagioclase calcique (Thompson, 1970) montrent à quel point les influences de PH_2O et de la T° sont primordiales (cf. fig. 118). Les résultats de ces données indiquent que PH_2O ne doit pas dépasser une valeur de 3 kb pour que la laumontite ne se déstabilise pas en lawsonite. En outre, pour des températures supérieures à 250°C à $\text{PH}_2\text{O} = 1 \text{ kb}$ ou $T^\circ > 220^\circ\text{C}$ à $\text{PH}_2\text{O} = 300 \text{ bars}$, elle n'existe pas seule car une autre zéolite, la wairakite, prend naissance. Elle disparaît pour $T^\circ = 300^\circ\text{C}$ en se déstabilisant en anorthite + quartz + eau.

D'autres données, sur la stabilité des zéolites (Zen, 1960; Coombs et al., 1970) faisant intervenir le rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ (μ = potentiel chimique) sont également très significatives (cf. fig. 117). Les données montrent qu'à une température et H_2O fixes; une augmentation relativement rapide de μCO_2 peut faire disparaître les zéolites calciques en provoquant l'apparition d'une association kaolinite + calcite, dans le cas où la teneur en Fe est faible, ou d'une association montmorillonofides + calcite pour une teneur en Fe élevée.

Conclusions - L'ensemble des observations montrent que la paragenèse secondaire provoquée par la fumerolisation traduit une hydratation analogue à celle engendrée par un métamorphisme de très faible degré ou de faciès zéolite (Winckler, 1975; Miyashiro, 1973).

La température maximale durant la formation de ces paragenèses avoisinait 200°C et le rapport $\mu \text{CO}_2/\mu \text{H}_2\text{O}$ restait faible; cette dernière condition étant à opposer à celle qu'impose l'apparition des minéraux secondaires issus de l'altération propylitique, que nous détaillons dans un paragraphe suivant, et qui affecte d'une manière plus commune une grande quantité des laves de l'Eocène.

3) Phénomènes fumerolliens liés aux nappes ignimbritiques : Les nappes de ponces récentes de la vallée des Dix mille fumées (Katmai, Alaska) ont montré que le dégazage progressif avait pu engendrer une altération fumerolienne des verres primaires (Bordet et al., 1963).

Les coulées d'ignimbrites-laves du Paléogène de la région étudiée, montrent des associations de minéraux secondaires qui pourraient résulter de ce processus dans de nombreux cas.

a) Les séries ignimbritiques oligo-miocènes du secteur de Chelasban-Vardeh : Le phénomène est plus facile à étudier car il est probablement le seul à être intervenu. Les émissions sont subcontinetales et postérieures aux intrusions granitiques éo-oligocènes.

Le dégazage progressif du matériel vitroclastique de la partie supérieure de la nappe ignimbritique provoque, dans ce feuillet, une auto-pneumatolyse de la roche. Ce phénomène est parfois très spectaculaire quand l'érosion postérieure se superpose au phénomène. Le sommet de la nappe prend alors une morphologie très semblable à celle que l'on rencontre dans d'autres contextes, lors des phénomènes de karstification ou d'alvéolisation éolienne. La pneumatolyse hétérogène dans ce niveau provoque la formation de zones fragiles, plus sensibles à l'érosion, qui apparaissent en creux sous forme de cavernes d'ampleur décamétrique.

A l'échelle de l'échantillon, ce phénomène provoque l'apparition de faciès très particuliers dans les ignimbrites à flammes.

Les flammes de l'ignimbrite ne sont pas affectées par la pneumatolyse et apparaissent brun-rouge sombre.

L'examen au microscope montre qu'elles sont uniquement divitrifiées en un assemblage quartzofeldspathique à structure sphérolitique. Seules les bulles de ces flammes sont remplies par des minéraux argileux clairs, de la calcite et du quartz.

Fig. 116 DONNEES EXPERIMENTALES CONCERNANT
L'EQUILIBRE DE L'ASSEMBLAGE :
analcime + quartz - (Thompson, 1971)

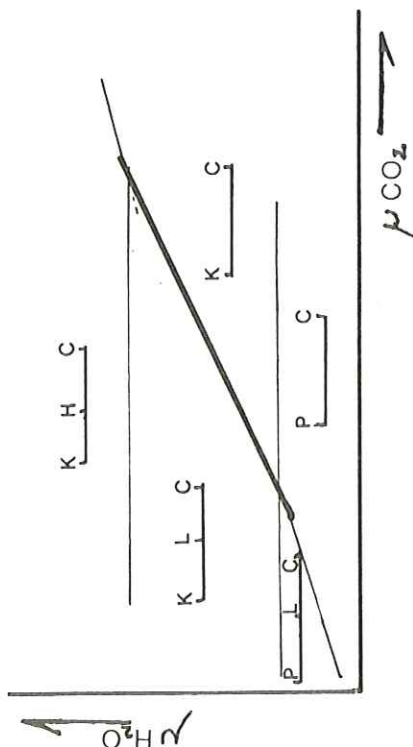
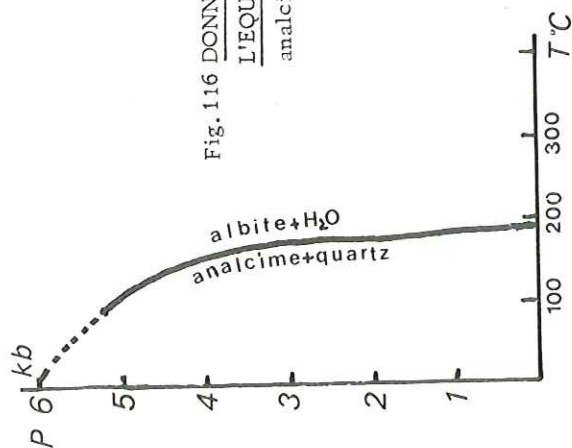


Fig. 117 DIAGRAMME μ_{H_2O} / μ_{CO_2} DANS LE FACIES ZEOLITE
(d'après E. An. Zen, 1961)

Les conditions de T° et de P_{tot} sont arbitraires.

P : Pyrophyllite C : Calcite H : Heulandite
L : Laumontite K : Kaolinite

Le trait transversal fort souligne l'équilibre de la réaction:

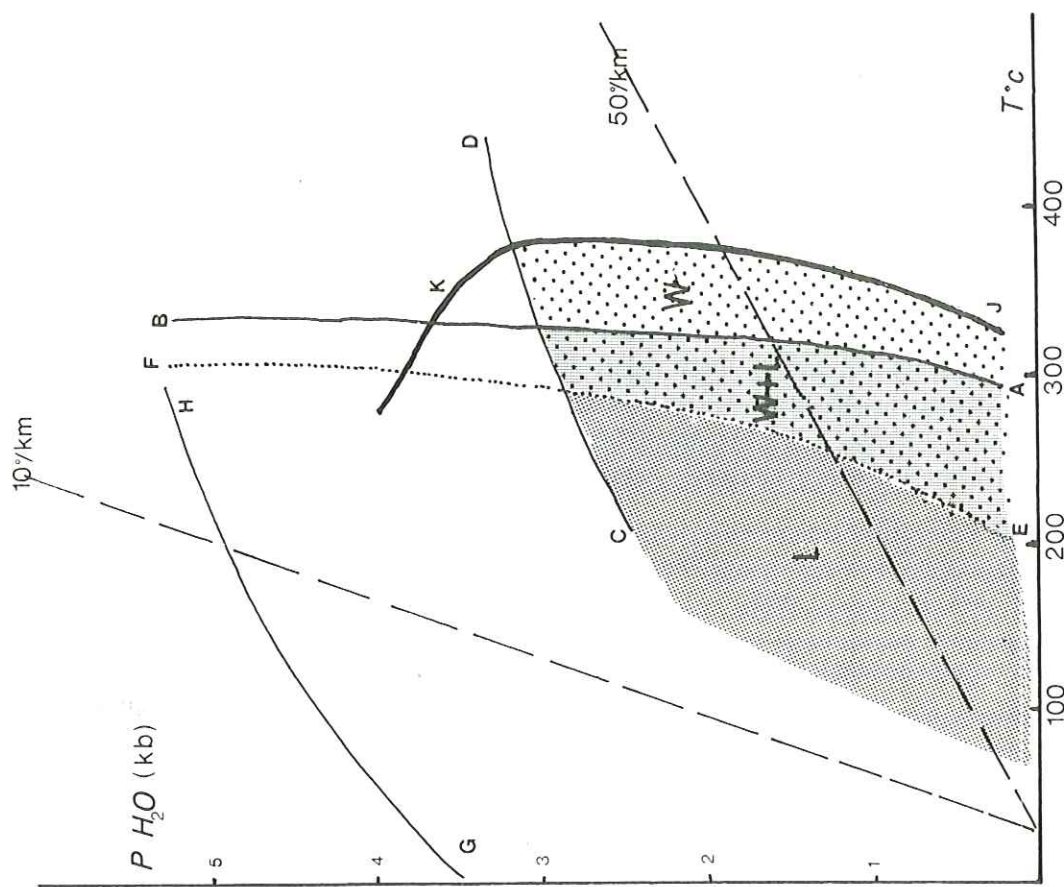
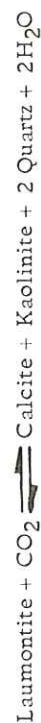


Fig. 118 DIAGRAMME P/T DES EQUILIBRES DANS LE FACIES ZEOLITE
(A. B. Thompson, 1970)

Réactions: A. B laumontite = anorthite + 2 quartz + 4 H₂O (Thompson, 1970)
C. D laumontite = lawsonite + 2 quartz + 4 H₂O (")
E. F laumontite = wairakite + 2 H₂O (Liou, 1969)
G. H laumontite = lawsonite + 2 quartz + 2 H₂O (Crawford et Fyfe, 1965)
J. K wairakite = anorthite + 2 quartz + 2 H₂O (Liou, 1968)

Les droites correspondant aux gradients géothermiques de 10°C/km et 50°C/km sont portées sur le diagramme. Les champs: L, W, L + W correspondent aux champs de stabilité de la laumontite, de la wairakite et de l'association de ces deux minéraux.

La matrice vitroclastique, par contre est bien plus atteinte par le phénomène. Elle apparaît très claire sur l'échantillon. Les minéraux secondaires sont plus abondants que dans les flammes; il s'agit surtout de calcite, de minéraux argileux et d'un assemblage quartzo-feldspathique très finement cristallisé.

Une telle différence de comportement, vis-à-vis de l'altération, de ces flammes et de la matrice vitroclastique de la roche semble bien en accord avec l'idée d'une autopneumatolyse d'une partie de l'ignimbrite pendant, ou peu après sa formation. L'expansion du verre et sa rupture provoquerait dans la matrice vitroclastique une libération importante de volatils qui joueraient tardivement le rôle d'agent d'altération.

Dans la partie inférieure de la nappe, où se répartissent les horizons vitrophyriques, cette altération n'aurait pas lieu car les volatils restent dissous dans la lave. De plus, les volatils issus du feuillet supérieur n'affectent pas ces horizons car le dégazage s'effectue vers le sommet. Ceci expliquerait la relativement bonne conservation de ces horizons; du moins dans l'oligo - miocène où il n'y a pas superposition d'autres phénomènes d'altération.

C) METAMORPHISME REGIONAL DE TRES FAIBLE DEGRE DES BASSINS SUBSIDENTS EOCENES

Dans l'Alborz, Iwao et Hushmand-Zadeh (1971) ont décrit dans l'épaisse série éocène des "Tufs de Karadj" un métamorphisme de très faible degré qui résulte de son enfouissement et se traduit par l'apparition de paragenèses à zéolites.

Dans la région de Saveh, le régime subsident éocène est bien moindre que celui décrit dans l'Alborz. Nous n'envisageons des phénomènes d'enfouissement prononcé que dans les bassins marginaux des horsts volcaniques. Sur les horsts, ce phénomène est minimisé car nous avons pu constater l'existence, à la base de la série éocène de quelques faciès vitrophyriques andésitiques, exempts de toute cristallisation de minéraux secondaires. Un métamorphisme régional issu d'un enfouissement semble donc exclu dans ces anciennes zones toujours plus ou moins exondées.

L'enfouissement issu du dépôt des séries vertes, dont les caractères sont très semblables à celles de l'Alborz est par contre plus conséquent. Les minéraux issus de la transformation secondaire des tufs verts sont le quartz, les zéolites et les minéraux argileux.

1) Quartz: Il est microcristallin et provient de la dévitrification; il est commun à tous les échantillons.

2) Zéolites: L'analyse diffractométrique des minéraux de dévitrification d'un tuf vert prélevé dans la série marine du Lutétien supérieur de la zone de Saman, a révélé une association de quartz microcristallin et d'analcime. L'analcime est réparti dans le fond acide sous forme de petits agrégats qui macroscopiquement donnent à la roche un aspect tacheté.

• Signification de cette paragenèse

Selon Miyashiro (1973), l'assemblage analcime + quartz est caractéristique du stade le plus faible du métamorphisme de faciès zéolite. Il faut cependant souligner que la néoformation de l'analcime est liée autant à des conditions chimiques que thermodynamiques, et selon B. Stringham (1952), l'analcime n'apparaît que dans des conditions de pH élevé, caractéristique d'un milieu confiné et enfoui.

D'un simple point de vue thermodynamique, la synthèse de l'analcime, à partir d'un verre acide et de quartz a pu être réalisée seulement à 115°C à $\text{PH}_2\text{O} = 300$ bars par Fyfe (1958). La limite supérieure de l'assemblage analcime + quartz est fixée par la réaction: $\text{analcime} + \text{quartz} = \text{albite} + \text{H}_2\text{O}$. Celle-ci fait apparaître l'assemblage: $\text{analcime} + \text{quartz} + \text{albite}$.

La figure 116 représente le résultat des données expérimentales sur la stabilité de l'assemblage analcime + quartz lors d'une élévation de température (Thompson, 1971).

Compte-tenu de la réduction de l'épaisseur de la série éocène et oligo-miocène dans ce secteur; on peut admettre que l'enfouissement n'a pas dépassé 500m; ce qui impose une PH_2O maximale = 150 bars.

On peut en conclure que les tufs verts de la zone de Saman n'ont pas subi une élévation de température supérieure à 195°C.

3) Minéraux argileux : Une étude par diffractométrie des R.X. sur agrégats des constituants argileux des "tufs verts" et des coulées pyroclastiques sous-marines a été réalisée sur une quinzaine d'échantillons de manière systématique dans les séries vertes de l'Ensemble moyen et de l'Ensemble supérieur.

Sur la plupart des diagrammes le pic à 10 Å de l'illite ou des micas est présent parmi les autres pics des minéraux argileux (argiles interstratifiées et corrensite).

L'étude de l'indice de cristallinité de l'illite (I.C.) a donc été envisagée pour essayer d'évaluer la part qu'il fallait attribuer au métamorphisme d'enfouissement dans les séries vertes de la région de Saveh.

a) Méthode d'analyse : La méthode utilisée est celle mise au point par Kubler (1968). Elle consiste à mesurer la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å de l'illite ou des micas. La valeur obtenue représente l'indice de cristallinité de l'illite (I.C.), mais elle dépend des conditions expérimentales de l'analyse.

Celles qui ont été utilisées à l'Institut Dolomieu sont les suivantes :

- . Diffractomètre Phillips
- . 40 Kv. 20 mA. Cu K α . Filtre Ni
- . Vitesse 1/2° (2 θ)/mn - 400 mm/h.
- . Sensibilité 3.102. Inertie 4s. Fente 1°-1°

Dans ces conditions, les limites obtenues actuellement sont les suivantes (d'après J. Aprahamian) :

- . Zone de diagenèse, anchizone : I.C. = 5, 1
- . Anchizone - épizone : I.C. = 2, 8

b) Interprétation : Les mesures de cristallinité de l'illite (I.C.) des échantillons analysés montrent une très grande dispersion.

Les mesures s'étalent régulièrement entre un indice de cristallinité minimal de 4.1 et un maximal de 9.0.

Une telle dispersion ne peut pas être expliquée par l'action d'un métamorphisme d'enfouissement dont l'action homogénéisante devrait plutôt avoir tendance à regrouper les indices de cristallinité vers une même valeur.

Les valeurs différentes devront donc être mises en rapport plutôt avec des phénomènes à caractère hétérogène, telle une altération hydrothermale synchrone ou subsynchrone de l'activité volcanique notamment pour les ignimbrites sous-marines. Cette altération provoquerait la néoformation d'illite de cristallinité variable, soit à partir de feldspath potassique ou de verre alcalin, soit à partir du mica primaire qui ont pu exister dans les ignimbrites.

L'enfouissement, pour sa part, n'a pas provoqué de conditions telles que la cristallinité de l'illite ait été ramenée à une valeur inférieure à I.C. = 8,5. Cet indice correspond à des conditions qui appartiennent au domaine de la diagenèse, voire de la diagenèse avancée.

Conclusions : L'étude générale des transformations imputables à un métamorphisme d'enfouissement, paragenèses à zéolites ou paragenèses argileuses, montre qu'en aucun cas dans la région de Saveh celui-ci n'a dépassé le début de l'anchizone (début du stade très faible du métamorphisme) et qu'il correspond le plus souvent au domaine de la diagenèse.

L'amplitude de la subsidence des séries vertes de la région de Saveh semble beaucoup moins marquée que pour celles de l'Alborz où le métamorphisme décrit est plus fort.

Peut-être dans notre région, ces transformations correspondent-elles également à un gradient géothermique plus faible dans les zones de bassins par rapport aux zones de horsts qui les séparent.

D) METAMORPHISME DE CONTACT OLIGOCENE INFERIEUR

Pour des raisons essentiellement liées aux conditions d'affleurement, le contact entre les massifs granitiques et les volcanites ne s'observe généralement que dans les volcanites andésitiques et latitiques de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

Ces intrusions ont provoqué, par suite de l'élévation de température qui les accompagne, un métamorphisme local et limité des volcanites andésitiques aussi bien de l'Ensemble inférieur que de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

Ces volcanites métamorphisées forment une auréole, souvent réduite, au contact immédiat des massifs granitiques parfois subaffleurants.

Ces métamorphites ne sont pas des cornéennes au sens strict, équivalent du terme hornfels de Winckler (1974). Un hornfels ou cornéenne est par définition une roche métamorphique massive, sans foliation, à structure granoblastique et dont les arêtes de cassure sont transparentes à la manière d'une corne.

Dans les andésites métamorphisées, la texture et la structure microlitique porphyrique d'une andésite banale est souvent bien conservée; d'où difficulté de les assimiler entièrement à des cornéennes classiques entièrement transformées.

Il conviendra donc, avant tout, d'adapter une terminologie plus exacte à ce type de roche.

Bien que l'allure générale (texture et structure) de ces volcanites métamorphisées soit finalement assez semblable à celle des andésites propylitisées et que la paragenèse de minéraux secondaires soit dans les deux cas celle d'un métamorphisme de faible degré, il conviendra également de les différencier.

Si les propylites se caractérisent souvent par une altération qui se traduit au niveau de l'échantillon par une grande fragilité, par contre souvent ces faciès possèdent une excellente résistance au choc et une cassure esquilleuse qui les rapprochent alors d'une cornéenne vraie.

Pour les métamorphites de contact qui nous intéressent, nous proposerons donc le terme suivant: andésitfels, en suivant la terminologie de Winckler pour exprimer l'idée de conservation de l'ancienne structure des laves andésitiques dans ce nouveau faciès rendu massif par le métamorphisme de contact. La traduction la plus rapprochée serait: andésite cornéifiée.

1) Andésitfels à albite-épidote: Le métamorphisme donne à ces roches une couleur vert-pâle à jaunâtre très nette. Malgré les recrystallisations, l'ancienne texture porphyrique se reconnaît très bien sur l'échantillon. La nature chimique de ces laves (andésitiques ou latitiques) ne guide pas a priori les recrystallisations.

Microscopie:

La structure microlitique porphyrique est encore conservée même chez les échantillons les plus cristallisés où elle subsiste localement grâce aux hétérogénéités d'assemblage des minéraux secondaires. Toute la paragenèse primaire de la roche a généralement subi une recrystallisation complète.

Les plagioclases: Dans les faciès les moins transformés, ils ont subi une albitisation complète; dans le cas général, ils sont transformés en nids de recrystallisation dans lesquels on reconnaît l'assemblage de minéraux suivants qui les épigénisent complètement: actinote + pistacite + séricite + albite + quartz = calcite.

Les minéraux ferromagnésiens: Il ne reste plus aucune relique d'anciens minéraux ferromagnésiens de la roche. Ceux-ci sont tous ouralitisés et pseudomorphosés par quelques grandes plages d'actinote vert pâle.

La mésostase microlitique: est entièrement albitisée. Les minéraux secondaires sont très abondants et cristallisent en formant des nids xénoblastiques de taille variable (max: 6-7 mm) dans lesquels, on reconnaît les minéraux suivants:

-Actinote: très abondante, en fibres allongées. Elle est parfois absente chez certains faciès.

-Pistacite: On la trouve souvent en association avec l'actinote dans les nids de recrystallisation. Parfois, elle constitue seule de grandes plages xénoblastiques. Elle est commune à tous les faciès de ce type de métamorphisme.

-Zoisite: Cette seconde variété d'épidote est très peu représentée; nous ne l'avons remarquée que dans un seul faciès (76 CM 310: Andésite d'Ardamin) où elle est associée à la pistacite.

-Chlorite: Il s'agit de pennine microcristalline. Cette chlorite n'est pas commune à tous les faciès. Elle abonde généralement dans les faciès où l'épidote est moins bien représentée. Elle constitue des nids, souvent

seule, parfois en association avec un peu d'épidote ou de quartz.

-Séricite: Commune à tous les faciès, elle est souvent très abondante. C'est un minéral de remplacement des plagioclases.

-Albite et quartz: Ces deux minéraux, très abondants, sont le plus souvent intimement associés. Ils se localisent aussi bien parmi les minéraux de déstabilisation des plagioclases, que dans les multiples nids à épidote et actinote. Ils sont également disséminés partout dans le fond de la roche.

-Calcite: Généralement peu abondante, elle fait partie des minéraux de remplacement du plagioclase.

-Sphène: Il forme parfois dans certains faciès quelques grandes plages automorphes.

2) Andésitfels à hornblende: Ce faciès est bien représenté dans l'auréole de métamorphisme de contact des massifs plutoniques. Il est exactement bien représenté dans le secteur du Kuh-e Ziré (Nord-Est de Saveh) où nous avons pu l'étudier en détail.

Dans ce secteur, le métamorphisme qui affecte une importante série d'andésites et de latites porphyriques est provoqué par la présence d'un pluton intrusif qui n'affleure que très partiellement dans ce secteur. Ces latites métamorphisées sont la meilleure illustration qu'on puisse trouver de la conservation des structures originelles de la lave, malgré l'intensité du métamorphisme que suggère sa paragenèse de niveaux secondaires.

Le métamorphisme donne une teinte verte à la pâte microlithique de ces laves, alors que les phénocristaux centimétriques de plagioclases restent blancs; les latites prennent alors un faciès de porphyre.

Microscopie:

L'essentiel des minéraux secondaires apparaissent dans le fond de la roche, où ils occupent la totalité de l'espace intermicrolithique. Les microlithes bien que partiellement déstabilisés subsistent si bien qu'il y a conservation de l'ancienne structure de la lave.

Plagioclases: Les plagioclases sont extraordinairement bien conservés. Il s'agit de labrador calcique limpide. Il y a conservation de toutes les structures primitives de ces minéraux: corrosion, zonage et frange alcaline. La damouritisation affecte, seule, ces plagioclases. Elle se développe essentiellement à partir de la bordure des cristaux, des trous de corrosion et des plans de fracture des minéraux.

Les minéraux ferromagnésiens: Il ne reste plus aucune relique des cristaux de ferromagnésiens; ceux-ci sont entièrement remplacés par un assemblage de chlorite violacée (ripidolite) calcite, épidote, actinote, quartz.

Les microlithes: Les microlithes de plagioclase calcique sont eux aussi épargnés par une transformation secondaire complète. Ils sont, malgré tout, en partie damouritisés.

C'est dans le fond intermicrolithique abondant que se localise l'essentiel des minéraux de transformation métamorphique qui constituent à leur échelle une structure granoblastique inéquigranulaire; telle que la définit Winckler (1974). Le contour des grains est, le plus souvent, polygonal. On reconnaît:

- Hornblende verte: Très abondante, en nombreuses petites plages granoblastiques, automorphes, disséminées.

- Epidote: On la rencontre peu souvent à l'état libre dans le fond; elle se localise plutôt dans les fantômes de minéraux ferromagnésiens.

- Chlorite: Il s'agit d'une chlorite vert pâle en lumière naturelle. Elle polarise dans les tons violacés, et plus rarement bruns. Il s'agit de ripidolite microcristalline qui constitue de petits nids xénoblastiques dans le fond.

- Actinote: On la trouve quelquefois à l'état libre en très fines aiguilles vert pâle à incolore. Elle est développée surtout dans les fantômes de pyroxènes en association avec la chlorite et l'épidote.

- Calcite: La calcite est très peu abondante et ne se rencontre pas dans le fond; elle se localise aussi dans les fantômes de pyroxènes.

- Quartz: On le rencontre parfois en granoblastes grossiers à contours lobés parmi les minéraux de déstabilisation des pyroxènes. Il existe en quantité très variable, le plus souvent dispersé à l'état microcristallin dans le fond de la roche.

- Albite: A l'état microcristallin, on peut la rencontrer dans le fond de quelques faciès à l'état diffus en association avec le quartz.

- Microcline: Il est très abondant dans le fond de la roche. Peu évident au microscope, il est facile de le mettre en évidence par coloration sélective des feldspaths; il est également très facilement détectable par diffraction X. Sa présence est liée au caractère chimique alcalin de la plupart des laves de l'Ensemble supérieur de l'Eocène.

- Sphène: Il est disséminé dans le fond en petits cristaux automorphes.
- Oxydes: Les oxydes opaques sont assez abondants. Ils cristallisent en granules automorphes et adoptent parfois une allure en "sapin de Noël". Ils sont disséminés partout dans la roche.

3) Les andésitfels minéralisés: la minéralisation des andésitfels lors des processus pneumatolytiques qui accompagnent la fin de la cristallisation des masses intrusives est très occasionnelle.

- Tourmaline: Une tourmaline verte a cristallisé sous forme de petits agrégats radiés dans une andésitfels à hornblende à proximité du village de Hajiabad (76 CM 725).

Les nids sont de très petite taille et passent inaperçu sur l'échantillon macroscopique. Il s'agit d'une schorlite ferrière.

- Apatite: De l'apatite en plages plus ou moins xénoblastiques de taille moyenne existe dans une andésitfels à albite épidote, au Nord du village d'Ardamin, (76 CM 310). Cette morphoscopie particulière confère à cette apatite une origine pneumatolytique certaine.

4) Conditions thermodynamiques du métamorphisme de contact

- a) Pressions lithostatique: Des arguments de terrains nous ont montré que la Ps ne pouvait guère excéder celle d'une couverture volcano-sédimentaire de plus de 2000 m, ce qui correspond à une pression maximale de 500 bars.

La faible amplitude de l'auréole de métamorphisme, traduisant un fort gradient géothermique local confirme le caractère essentiellement thermique de ce phénomène.

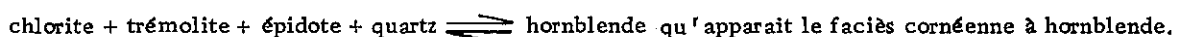
- b) Pression de fluides: L'absence de filonnets recoupants, ainsi que l'étude minéralogique des métamorphites, notamment des faciès à "hornblende" nous montre que les réactions interminérales ont eu lieu à petite échelle. Les transformations ont lieu, en effet, essentiellement dans le fond de la roche et n'affectent que très rarement les phénocristaux de plagioclases. Ceci semble indiquer la faible influence jouée par la pression de fluide dans ces réactions.

- c) Température: La température est évidemment le facteur principal de ce métamorphisme. C'est son élévation plus ou moins forte qui entraîne les réactions interminérales et l'apparition des minéraux caractéristiques. A une température proche de 400°C, la réaction suivante intervient:



L'apparition de cette variété de phyllite, proche de la muscovite est caractéristique dans le métamorphisme de contact du faciès cornéenne à albite-épidote.

Ce faciès persiste jusqu'à une température de 500°C environ (Winkler, 1974) sous la faible pression considérée et c'est avec la réaction:



Cette réaction intervient normalement jusqu'à la disparition complète de l'un au moins des quatre premiers constituants.

Cependant, l'étude pétrographique des andésitfels à hornblende nous a révélé la coexistence métastable des cinq constituants de la réaction précédente dans le même échantillon. Cette dernière observation s'explique alors par une cinétique de réaction trop lente par rapport au refroidissement rapide du matériel intrusif si près de la surface. Le même phénomène peut également expliquer la persistance d'albite dans quelques échantillons, alors qu'elle devrait totalement se déstabiliser en oligoclase pour voisiner avec la hornblende dans le métamorphisme de contact de faible profondeur (Winkler 1974).

E) ALTERATION PROPYLITIQUE OLIGOCENE INFÉRIEURE - MINÉRALISATIONS HYDROTHERMALES ASSOCIÉES

Une altération propylitique liée aux intrusions plutoniques oligocènes affecte une grande partie des volcanites andésitiques de l'Eocène. Son origine hydrothermale est indéniable, car son intensité est directement proportionnelle à la densité des diaclases plus ou moins minéralisées et du réseau filonien qui recoupe toute cette série. Le caractère purement hydrothermal empêche de définir une zonation métamorphique à l'échelle régionale.

Les modalités de cette altération n'ont aucune influence sur la structure même des laves originelles; elles apportent seulement un certain nombre de changements au niveau des paragenèses initiales.

Nous allons faire un inventaire synthétique de la minéralogie des laves andésitiques de l'Eocène et des transformations secondaires qu'elles ont subies par ce processus.

1) Les minéraux primaires : Les minéraux reliques de la paragenèse magmatique qui subissent sans transformation cette altération hydrothermale sont: l'apatite et la magnétite.

- Le plagioclase calcique: (labrador généralement) subit une albitisation d'intensité variable. Pour les phénocristaux, le zonage primitif est souvent conservé et délimite les zones d'albitisation. Les bordures du minéral sont ainsi les seuls endroits où subsistent une partie du feldspath primaire.
- Le pyroxène: lui aussi, subit une altération d'intensité variable qui l'affecte d'abord par les bordures et progressivement le long des craquelures. Il est souvent déstabilisé.
- L'amphibole: La hornblende verte n'a été observée que dans certains faciès de la base de l'Eocène qui ont tous été atteints par une altération propylitique faible. Elle subsiste dans un état de fraîcheur toujours très bon car les déstabilisations ne sont que locales.
- L'olivine: L'olivine n'existe qu'à l'état de fantômes serpentinisés et iddingsitisés qui ne semblent pas avoir subi une altération de forte intensité. Il est important de signaler que cette transformation secondaire ne semble pas liée à ce type d'altération, mais qu'elle est intervenue bien antérieurement lors de la cristallisation intratellurique des minéraux de la lave.

2) Les minéraux secondaires:

- Albite: Elle peut-être très abondante dans les andésites fortement touchées par l'altération. Elle provient généralement de la déstabilisation du feldspath primaire. L'épigénisation est rarement complète et l'albite est alors accompagnée, le plus souvent, par de la séricite et de la calcite, et parfois même, d'un peu de chlorite. Elle peut également provenir de la déstabilisation des pyroxènes, elle est alors accompagnée par du quartz, de la chlorite, de la calcite, de l'épidote, du sphène et des oxydes.
- Chlorites: Ce sont des minéraux très courants dans toutes les laves altérées de l'Eocène. Leurs caractères optiques peuvent cependant varier:
 - . elles sont généralement réfringentes et possèdent une teinte vert pâle à jaune verdâtre en lumière naturelle.
 - . les teintes de polarisation sont souvent vertes, plus ou moins sombres, et parfois légèrement bleutées.
 D'après ces teintes, il s'agirait soit de clinocllore, soit de pennine.

La chlorite se localise dans les habitus suivants:

 - . elle pseudomorphose parfois complètement les squelettes de pyroxènes, en un assemblage microcristallin; elle est très abondante sous cette forme,
 - . elle épigénise une partie des phénocristaux de plagioclases en s'insinuant à partir des discontinuités (plans de clivages, trous de corrosion, craquelures). Elle forme de petites plages xénomorphes, plus ou moins allongées selon l'orientation cristallographique du feldspath;
 - . elle remplit partiellement les vacuoles dans les faciès vésiculés, où on la rencontre parfois seule, en assemblage microcristallin plus ou moins radiaire. Elle est souvent accompagnée par de la calcite et des minéraux argileux, et parfois par du quartz,
 - . elle existe également, en grande quantité, disséminée dans la pâte microlithique. Elle y forme parfois des agrégats, qui peuvent devenir de petits nids, souvent allongés, de chlorite microcristalline.
- L'épidote: C'est un minéral peu courant dans l'ensemble des laves andésitiques propylitisées de l'Eocène. Il s'agit de pistacite. Elle est pourtant caractéristique dans quelques faciès très diaclasés. On la rencontre

alors aussi bien dans l'échantillon qu'en remplissage filonien des diaclases.

. Dans les diaclases: elle est associée à du quartz et à un peu de mica blanc, ce qui traduit une circulation de fluide importante.

. Dans la roche: l'épidote cristallise souvent en granules de petite taille, ou en agrégats xénoblastiques disséminés dans la mésostase microlithique de la roche. Elle s'associe souvent avec la chlorite, dans des nids de recristallisation. Elle adopte alors une allure xénoblastique très particulière, en forme de flammes, telle que nous l'avons rencontrée dans les andésites basales de l'Eocène au Sud du village de Lar.

- La calcite: La calcite est le minéral d'altération le plus commun et le plus abondant de toutes les laves de l'Eocène. On peut la trouver dans de très nombreux habitus,

. les phénocristaux de plagioclase sont très sensibles à la calcitisation; elle y accompagne le phénomène d'albitisation. La calcite se développe en plages xénoblastiques de petites tailles sur le plagioclase primaire,
 . les minéraux ferromagnésiens (augite et hornblende verte) subissent une calcitisation plus ou moins développée. Les plages xénomorphes de carbonates sont, alors associées avec de l'albite, de la chlorite, du sphène, des oxydes et de l'apatite.

. dans le fond de la roche, elle est parfois très abondante à l'état diffus,

. les discontinuités de la roche, vésicules et fractures sont très souvent remplies par de la calcite.

- Le quartz: A l'état granoblastique, il est rare dans les laves andésitiques. On le rencontre le plus souvent dans les fractures et filonnets qui recoupent la roche ainsi que dans les vacuoles.

- Le mica blanc: Le mica blanc provient de la damouritisation du plagioclase primaire et de la pâte microlithique des andésites. Il se présente sous forme de fines paillettes de séricite ou de damourite dispersés dans les phénocristaux plagioclasiques ou dans la mésostase. L'analyse par diffractométrie des rayons X du remplissage de certaines diaclases l'a également mis en évidence dans cet habitus.

- Le sphène: Le sphène est un minéral secondaire que l'on rencontre en quantité assez variable. Il accompagne le plus souvent, en petits granules xénoblastiques les minéraux de déstabilisation (chlorite et calcite) des minéraux ferromagnésiens primaires (pyroxène et amphiboles).

- Apatite: L'apatite en petites baguettes apparaît souvent mêlée aux minéraux secondaires issus de la transformation des ferromagnésiens. On la trouve également en baguettes extrêmement petites dans le fond microlithique recristallisé de la roche. Il faut préciser que ce minéral a également pu exister à l'état primaire dans la lave.

- Les minéraux argileux: Des minéraux argileux peuvent être mis en évidence dans les faciès les moins fortement touchés par cette altération propylitique. Ils proviennent de l'altération particulière des plagioclases de la roche dans certains faciès.

L'argilisation apparaît sous les formes suivantes:

L'argilisation des phénocristaux provoque l'apparition d'un voile terne qui masque les structures internes du minéral;

. dans la mésostase, les argiles sont très finement dispersées dans l'espace intermicrolithique;

. lorsque la lave est vésiculée, elles peuvent constituer une partie de l'assemblage des minéraux secondaires de remplissage. La forme cristalline phylliteuse est alors reconnaissable à très fort grossissement. Elles tapissent la paroi des vésicules d'un feutrage pâle et peu réfringent qui passe progressivement vers l'intérieur à de la chlorite et de la calcite.

Nature et Origine des argiles

L'analyse diffractométrique aux rayons X sur des agrégats prélevés sur de nombreux échantillons d'andésites et de latites altérées par ce processus a révélé une certaine homogénéité de la paragenèse argileuse.

Il s'agit d'illite, de montmorillonite et d'interstratifiés chlorite-montmorillonite.

- L'illite est très connue dans les zones d'altération où elle a une origine hydrothermale (Bonorino, 1959). Sa formation nécessite une forte concentration en alumine et potassium, et il est tout à fait possible qu'elle dérive de la déstabilisation du feldspath potassique appartenant au fond des laves latitiques lors de l'élévation de température qui accompagne les phénomènes hydrothermaux.

La transformation de l'illite en montmorillonite s'opère lors d'un processus d'hydratation plus poussée par l'incorporation de (Fe, Mg) O dans le réseau cristallin (Deer et al., 1962 - Coombs et al., 1970); les oxydes métalli-

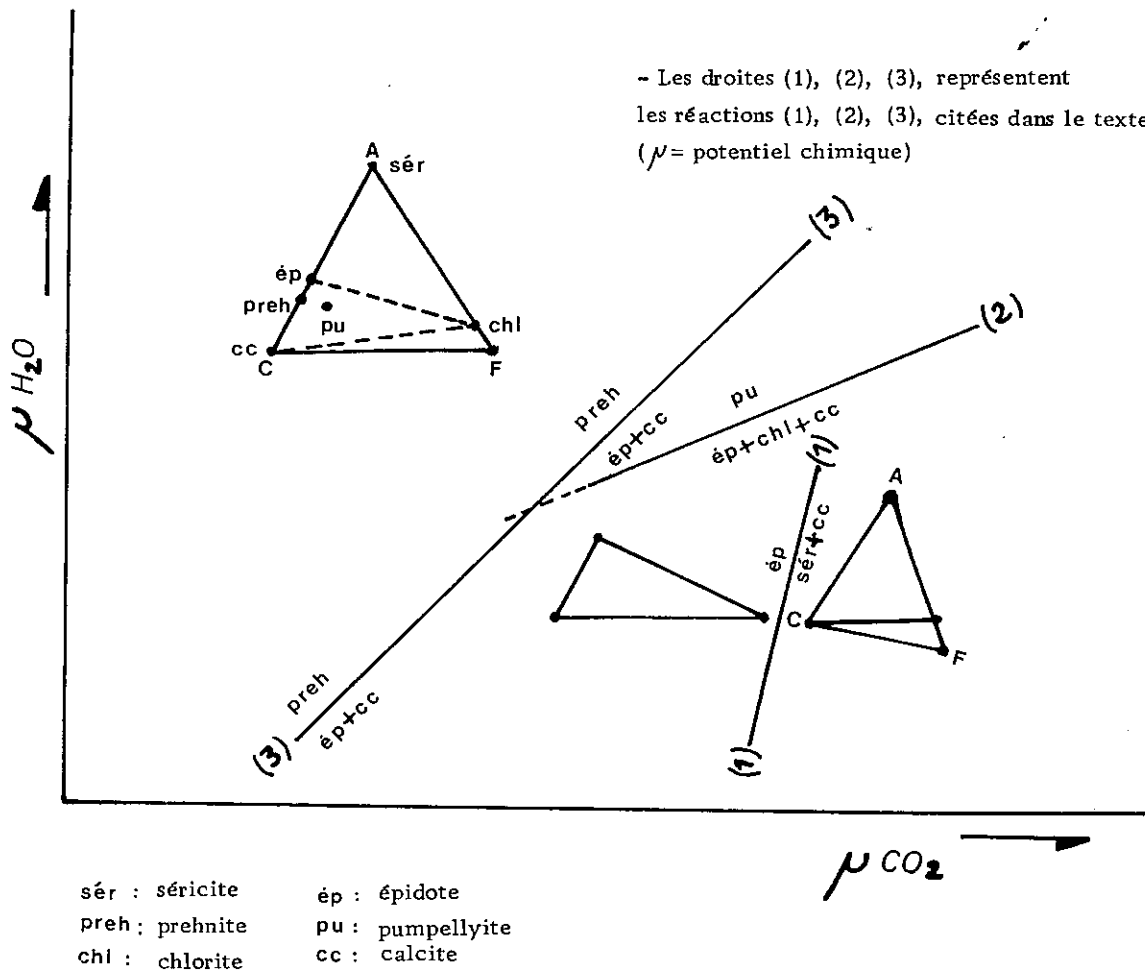


Fig. 119 DIAGRAMME μ_{CO_2} - μ_{H_2O} DES ASSOCIATIONS MINÉRALES
COMPORTANT pu - preh - ép A T ET P ARBITRAIRES. (d'après SEKI, 1973)

que provenant en grande partie des minéraux ferromagnésiens en cours de déstabilisation dans ces laves. Selon Miyashiro (1973), ces types d'argiles interstratifiées caractérisent des conditions de métamorphisme qui sont celles du stade très faible (Faciès zéolite).

3) Conclusions

Postérieurement aux intrusions oligo-miocènes se développe dans les laves andésitiques et latitiques de l'Eocène la paragenèse:

calcite + albite + chlorite + séricite \mp quartz + épidote + sphène + apatite + oxydes \pm minéraux argileux.

Cette paragenèse du métamorphisme de faible degré, le plus souvent, n'est pas liée à un métamorphisme régional mais plutôt à la circulation de fluides plus ou moins minéralisés dans les diaclases et filonnets de la roche.

Mis à part les roches riches en minéraux argileux, ce phénomène hydrothermal possède des caractères communs avec la propylitisation ou altération propylitique (Seki, 1973); les propylites étant définies au sens strict comme le produit de remplacement partiel ou total des minéraux des volcanites andésitiques par une paragenèse à chlorite + séricite + albite \mp quartz \pm calcite.

4) Conditions de l'altération propylitique

a) Température

Burnham (1962) en prenant les résultats bruts de travaux expérimentaux sur l'apparition de paragenèses de métamorphisme de faible degré estime à 400°-600° C, les conditions de températures de ce type d'altération hydrothermale.

Laux et Nativel (1975) estiment à 300°C au moins la température d'apparition de paragenèses à albite et épidote dans le métamorphisme en partie hydrothermal du Piton des Neiges (Ile de la Réunion).

Seki s'appuyant sur l'étude des gites épithermaux, liés à l'altération propylitique et sur les températures de décrépitation des inclusions fluides montre que le domaine 150 à 300°C est le plus proche des conditions réelles de température; il souligne alors le rôle très important de la pression partielle de CO₂ lors de l'établissement de ces paragenèses.

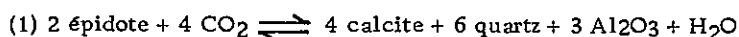
b) Composition de la phase fluide:

La phase hydrothermale est pour une grande part aqueuse. L'intensité des remobilisations des carbonates, toujours faible, décroît avec une augmentation de la température et ceci jusqu'à 400°C au moins (Maurin, 1972). En revanche, la présence de CO₂ augmente la solubilité du calcium (Iyama, 1960, Holloway, 1971) sous forme de bicarbonates.

c) Variations de la pression partielle de CO₂

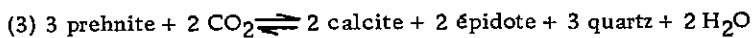
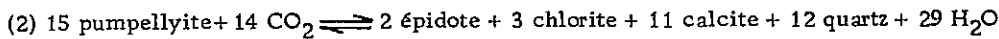
Billings et White (1950) ont bien montré que la pression partielle en gaz carbonique peut modifier la nature des paragenèses. A une certaine P CO₂ relativement basse, le minéral essentiel fixant le calcium est l'épidote.

Une augmentation progressive de P CO₂ favorise la production de calcite. Vallance (1974) confirme l'influence du potentiel chimique du CO₂ sur la cristallisation préférentielle d'épidote ou de calcite. La transformation se faisant suivant la réaction:



Seki (1973), constatant que le domaine de température de la propylitisation est analogue à celui du métamorphisme de faible degré à phrenite-pumpellyite, fait remarquer qu'on pourrait s'attendre à de telles paragenèses dans les propylites si la P CO₂ très importante ne les avaient rendues instables.

Pour des valeurs de P CO₂ élevées ou pour une augmentation du rapport CO₂/H₂O dans le liquide hydrothermal (à P et T constantes), pumpellyite et prehnite donnent respectivement une paragenèse à épidote, chlorite, calcite et une paragenèse à épidote et calcite suivant les réactions (fig. 119):



- Albee et Zen (1965), Seki (1973) proposent un remplacement de l'ensemble prehnite-pumpellyite par une paragenèse à calcite, chlorite dépourvue d'épidote) lorsque le potentiel chimique du gaz carbonique est encore plus élevé et qu'entre alors en jeu la réaction (1).

L'étude des altérations des laves éocènes confirment tout à fait ces considérations.

La paragenèse à prehnite-pumpellyite n'a jamais été observée et les minéraux les plus caractéristiques de notre altération sont bien:

calcite + chlorite + épidote + séricite

Les andésites de l'Ensemble inférieur de l'Eocène qui affleurent au Sud du village de Lar, dans une zone très découpée par la phase tectonique éo-oligocène, montrent une plus grande propension à produire la paragenèse calcite, chlorite et épidote; les diaclases ayant pour effet une baisse importante de PCO_2 provoque la cristallisation de ce dernier minéral aussi bien dans la roche que ses fissures.

Dans le reste de la séquence volcanique andésitique éocène, le diaclasage moins important, limitant la perméabilité du milieu vis à vis des solutions hydrothermales, assure une faible drainage du CO_2 et provoque la cristallisation très importante de carbonates sous forme de petits filonnets recoupant la matrice et dans les moindres discontinuités de la lave (vésicules..)

d) Conclusions

L'altération propylitique des andésites et des latites de l'Eocène s'est faite sous des conditions thermodynamiques qui sont semblables à un métamorphisme de faible degré à prehnite-pumpellyite

Le domaine des températures s'étend entre 150 et 300°C. La pression de fluide ($\text{PH}_2\text{O} + \text{PCO}_2$) n'a pas excédé l'équivalent d'une couverture de 2000m d'épaisseur, ce qui correspond à un domaine compris entre 0,5 et 0,7 kb.

La pression partielle du CO_2 , toujours assez importante pour empêcher l'apparition de prehnite et de pumpellyite, a subi des fluctuations importantes liées à l'intensité du diaclasage de la série éocène qui déterminerait localement la cristallisation préférentielle de l'épidote par rapport à la calcite.

F) ALTÉRATION HYDROTHERMALE PLIOCÈNE

1) Les dolérites andésitiques

A la fin de la cristallisation des dolérites andésitiques qui constituent les dykes du Pliocène, la concentration des fluides, lors de leur migration dans ce réseau de drains, a entraîné la naissance de conditions favorables au développement de minéraux secondaires.

L'étude pétrographique (cf. p.174) nous a révélé l'importance de ce phénomène puisque les minéraux secondaires représentent 10% du volume total de la roche.

Il s'agit de calcite, quartz, chlorite vert pâle, serpentine, sphène et magnétite. Les minéraux traduisent à la fois une hydratation (chlorite et serpentine) et la part importante qu'occupe le CO_2 la phase volatile dissoute (calcite).

Cette altération provoque la formation d'une paragenèse secondaire identique à celle d'un métamorphisme de faible degré (Winckler, 1974).

2) Les rhyodacites

Lors du stade de refroidissement des laves rhyodacitiques et dacitiques des dômes et des laves pliocènes, une très faible pneumatolyse a pu avoir lieu très localement dans les centres éruptifs. Elle se traduit essentiellement par une argilisation du verre qui constitue l'essentiel de la lave. Il s'agit de montmorillonite.

G) METALLOGENIE

1) Introduction

Différents types de minéralisations, à paragenèse hydrothermale, se rencontrent dans les terrains volcano-sédimentaires de la région de Saveh, sous forme de filons de 0,4 à 7m d'épaisseur et de 1,5m jusqu'à 50m de long. Leur mise en place est liée soit aux phénomènes volcaniques et plutoniques, soit au jeu de fractures, soit aux deux.

Ces manifestations filoniennes et hydrothermales se sont produites à plusieurs reprises. La minéralisation est constituée de galène, blende, barytine, manganèse, et très peu de chalcopryrite et pyrite.

Les minéralisations ont fait l'objet d'exploitations importantes en différents endroits. C'est le cas des mines de Vardeh et Azbezan pour la barytine, de la mine de Lak pour la galène et la blende, et de la mine de Robat-Karim pour le manganèse. Ces mines n'ont pas été étudiées ou bien leurs études, assurées par les sociétés minières, sont demeurées inédites.

Les altérations hydrothermales ont aussi causé la formation de kaolinite qui a fait l'objet d'une exploitation à la mine de Golak.

On rencontre également de grandes concentrations de gypse sédimentaire au Sud de la région sous forme de lentilles ou de diapys.

Nous avons regroupé les différents gisements de la région en trois catégories:

- les gisements hydrothermaux,
- les gisements d'altération,
- et les gisements sédimentaires.

2) Les gisements hydrothermaux

Dans ces gisements qui occupent une place prépondérante parmi ceux de la région, les minéralisations sont toutes de type hydrothermal filonien, mais d'origines différentes. Certaines appartiennent à des gisements péribatholitiques hydrothermaux. C'est le cas de la barytine dans la mine d'Azbezan, de la galène et de la blende dans la mine de Lak. D'autres comme celles de Vardeh sont liées aux mouvements tectoniques, ou encore à des manifestations volcaniques comme la mine de manganèse de Robat - Karim. Une étude quantitative de direction des filons montre que la répartition est assez aléatoire bien qu'il y ait deux tendances NO°-N10° et surtout pour N80°-N90° (fig. 120).

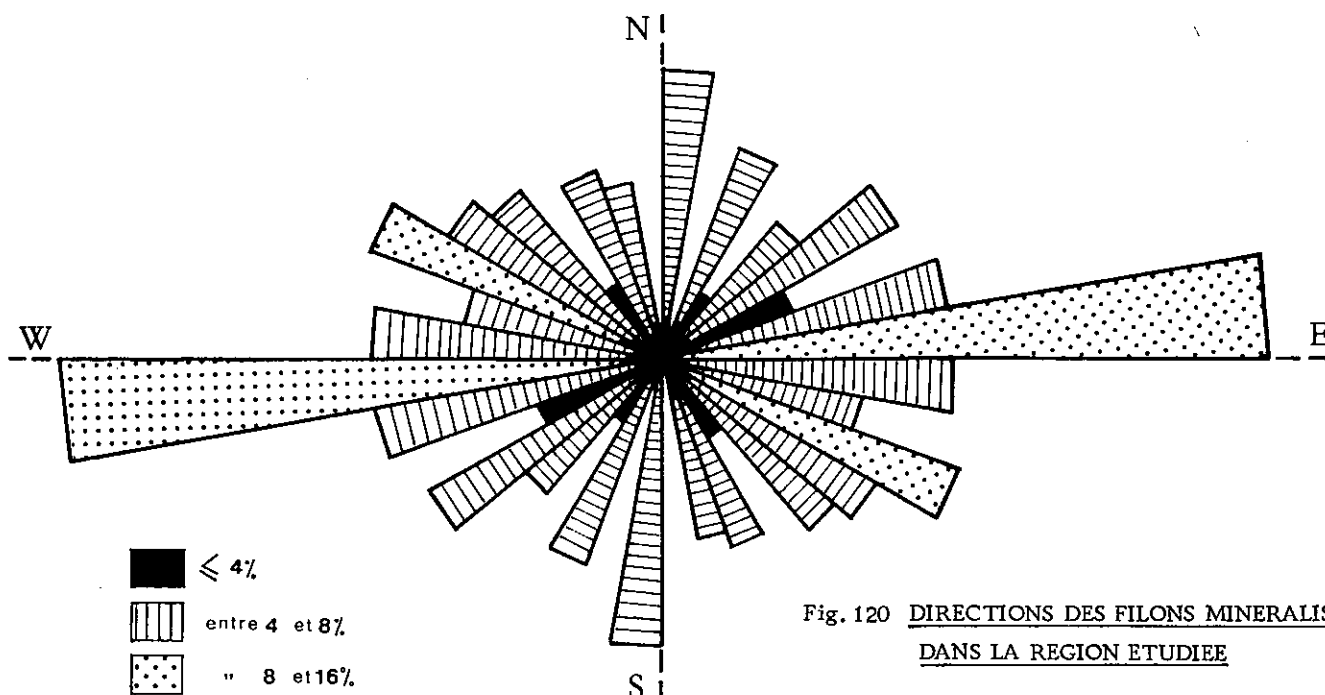


Fig. 120 DIRECTIONS DES FILONS MINERALISES
DANS LA REGION ETUDIEE

a) Barytine

C'est un minéral qu'on rencontre sous forme de filons assez importants ou plus rarement dans la gangue d'autres filons. Il se présente sous forme de cristaux aplatis lamellaires, de couleur blanche ou, moins souvent rose. La cristallisation est massive. On la trouve aussi en groupements radiaires dans les cavités et géodes préexistants dans les laves dacitiques comme c'est le cas au Nord du village de Bagh-Gara.

La barytine peut avoir deux origines, elle est soit en liaison avec les phénomènes pneumatolytiques tardifs dus à la mise en place des corps intrusifs (exemple: mine d'Azbezan), soit en liaison avec les phénomènes volcaniques du Pliocène et la fracturation (ex: la mine de Vardeh).

Mine d'Azbezan (fig. 1) - Elle est située à côté du village d'Azbezan, à 90 km au Nord-Ouest de Saveh. Elle se trouve dans une région montagneuse dont le sommet culmine à 2944m, avec un climat assez rigoureux qui amène l'arrêt des travaux pendant les mois d'hiver. Les huit filons importants de la mine ne montrent pas de direction privilégiée. Les filons sont composés de barytine, elle-même tapissée d'une couche mince d'hématite. Cette dernière protège le filon de l'érosion. Barytine et gangue d'hématite sont juxtaposées selon une texture en peigne. La pureté de la barytine n'est pas très élevée à cause de l'hématite. Les parois de filons sont nettes et leur épaisseur moyenne est de 1m.

Les roches encaissantes (laves de l'Ensemble inférieur de l'Eocène) sont en grande partie affectées par une altération hydrothermale.

Mine de Vardeh (fig. 1) - Cette mine, située à 2km du village de Vardeh, à 115km au Sud-Ouest de Tehran, se trouve dans la partie est de la chaîne de la Sous-zone sud. Sa partie septentrionale est limitée par la grande faille de Kuhk-e-Nosrat. La mine fonctionne pendant toute l'année, car le climat et l'état des routes le permettent.

Cette mine est exploitée pour la barytine, seul minéral existant dans les filons. Ces filons sont situés dans des fractures de tension dans une zone de cisaillement. Ces filons peuvent être appelés des filons-failles. Leur longueur et leur largeur sont assez variables. La texture des filons est bréchiforme. Les fractures qui leur ont donné naissance traversent les volcanites de l'Oligo-Miocène et la formation de calcaire de Qom.

Dans la Formation de Qom, la solubilité et la porosité des parois calcaires a permis aux filons de barytine de s'élargir à leur dépens, la circulation hydrothermale ayant provoqué des dissolutions de calcaire et simulant un régime karstique. Cela donne aussi des accumulations au contact entre les calcaires de Qom et les volcanites.

Comme les remplissages filoniens recoupent les formations d'âge oligo-miocène, cette minéralisation ne peut pas être liée à la mise en place des corps plutoniques datés du début de l'Oligocène (cf. p. 43).

b) Galène et blende, mine de Lak (fig. 1)

C'est uniquement dans la mine de Lak qu'on trouve l'association de galène + blende. Cette minéralisation est hydrothermale et se manifeste sous forme de filons dans lesquels on trouve aussi un peu de pyrite et de chalcopryrite.

La mine de Lak se trouve dans la partie nord de quadrangle de Saveh à 20km du Sud de Buin et à 70km au Sud-Ouest de Qazvin. Cette mine est exploitée depuis 10 ans pour la galène et la blende.

Les filons, au nombre de neuf, sont péritholiques avec une direction générale variant entre N 70° et N 100°; leur mise en place est guidée par les diachases. Barytine et quartz constituent la gangue des filons dont l'épaisseur varie d'1m à 6m, avec une longueur moyenne de 13 m. Ces filons ont des parois nettes, avec une paragenèse classique blende + galène + pyrite + chalcopryrite (B.P.G.C); pyrite et chalcopryrite sont subordonnées.

La roche encaissante, une andésite à pyroxène de l'Ensemble supérieur de l'Eocène, est affectée par une altération hydrothermale.

c) Manganèse

Le manganèse est filonien et se trouve dans les roches volcaniques. Il est peu abondant et on ne le rencontre qu'en deux endroits, dont le premier se trouve à l'Est de la région à côté de la route de Tehran-Qom et à 80 km de Tehran, avec de faibles indices de manganèse dans les roches andésitiques de l'Ensemble supérieur de l'Eocène. En fait, c'est seulement dans la mine de Robat-Karim que se trouve une minéralisation importante.

Mine de Robat-Karim (fig. 1) - Cette mine se situe à 50km au Sud-Ouest de Téhéran et à 5km du village de Robat-Karim, à une altitude de 1650m. La mine est exploitée depuis 30 ans; sa production est de l'ordre de 5000 à 6000 tonnes/an. Les réserves sont estimées par Ladame (1945) à 15 000 tonnes. La minéralisation filonienne se trouve dans les andésites et dans les laves fluidales rhyodacitiques altérées de l'Ensemble supérieur de l'Eocène; sa mise en place a été guidée par un réseau de fractures de direction générale N 30°-N 60°. L'épaisseur moyenne de ces filons est de 8m avec une longueur de 100m; leur profondeur varie entre 70 et 120m. La texture des filons est bréchiforme. Cette minéralisation est de type épithermal (Ladame 1945) et elle est le résultat de l'effet des eaux thermales dans les roches volcaniques. Le minerai principal est la pyrolusite, avec deux catégories: la première contient 44% de Mn ou 68% de MnO_2 , la seconde 30% de Mn ou 47% de MnO_2 . Après la concentration, le pourcentage de Mn arrive à 46%. Ladame(1945) a donné les analyses suivantes:

Mn	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃
44.4	4.8	2.1	4.3	7.0	8.7
46.1	3.7	1.6	5.5	6.4	10.3
46.5	12.6	3.9	4.7	1.8	8.4

La gangue est constituée de calcite en cristaux bien formés, blancs et limpides, avec un peu de quartz, hématite et barytine. Par endroit, le remplissage n'a pas été achevé et le milieu du filon demeure géode vide, tapissé de cristaux de calcite. La paragenèse est hydrothermale classique avec oxyde de manganèse, hématite, barytine, quartz et calcite (E. Raguin, 1961).

3) Les gisements d'altération

Comme on l'a déjà signalé, la région de Saveh a subi plusieurs phases d'altération hydrothermale. Ces altérations ont provoqué la formation de kaolinite dans les roches acides et fracturées comme dans le cas de la mine de Golak. La mine de Golak se situe au Nord du village de Golak, à 70 km au Nord-Ouest de Saveh (fig. 1) dans les roches ignimbrtiques de l'Oligo-Miocène, fortement altérées et traversées par des filonnets de quartz. Il existe une liaison importante entre les fractures qui traversent ou limitent ces roches et la kaolinisation. En fait, le phénomène de kaolinisation se fait dans ces roches acides principalement sur les feldspaths. Il semble que les solutions qui ont provoqué la kaolinisation soient liées aux manifestations magmatiques du Pliocène. La teneur de kaolin varie entre 60% et 90%.

4) Les gisements sédimentaires

Au Sud de la région, l'importante concentration de gypse à la limite de l'Eocène et l'Oligo-Miocène fait l'objet d'exploitations. La mine de Baleq-Lu située à 7 km au Sud de Gharqabad est la plus importante. Ce niveau de gypse est continu sur une dizaine de kilomètres et se présente sous la forme de puissantes lentilles à l'intérieur desquelles on observe des plissements plus ou moins intenses montrant que ces lentilles ont subi des contraintes tectoniques. Ces évaporites ont été déposées à l'Eocène supérieur, et par endroit ont été reprises dans des failles recoupant ces formations. Dans la mine de Baleq-Lu l'exploitation se fait dans sept grandes carrières avec une production de 1000 tonnes environ par jour. Ce gypse est transformé en plâtre à Gharqabad.



GEOCHIMIE

I - GENERALITES

A) DEFINITION

On appelle incompatibles les éléments qui possèdent de la difficulté à s'insérer dans un réseau cristallin lors de cristallisations minérales. Cette difficulté est relative, et dans l'ordre décroissant on a: Rb, Ba, Sr parmi les éléments que nous avons dosés.

B) RAPPELS SUR LA GEOCHIMIE DES ELEMENTS INCOMPATIBLES

En règle générale, Ba et Rb sont liés au potassium et Sr au calcium et au potassium. Dans les roches volcaniques, le rubidium se trouve en proportions décroissantes dans le verre, la biotite et la sanidine. Le strontium est incorporé de préférence dans le plagioclase, mais il peut remplacer en partie le potassium de la sanidine, par contre, il est moins abondant dans le verre. La baryum est surtout lié au feldspath potassique, et également à la biotite; il est moins abondant dans le verre et le plagioclase (C. Dupuy - 1970).

Lors d'un processus de cristallisation fractionnée (fig. 121) avec d'abord séparation du pyroxène, les teneurs en Sr augmentent dans le bain résiduel. Elles diminuent ensuite lorsque le plagioclase cristallise, tandis que les teneurs en Ba et Rb augmentent régulièrement vers les termes les plus différenciés, en même temps que celles en potassium. Si le feldspath potassique cristallise, les teneurs en Ba diminuent brusquement, et celles en Rb augmentent relativement dans le liquide résiduel, ce qui inverse la corrélation entre K et Rb: cette dernière tendance se rencontre notamment dans les pegmatites, aplites ou rhyolites issues d'un magma granitique.

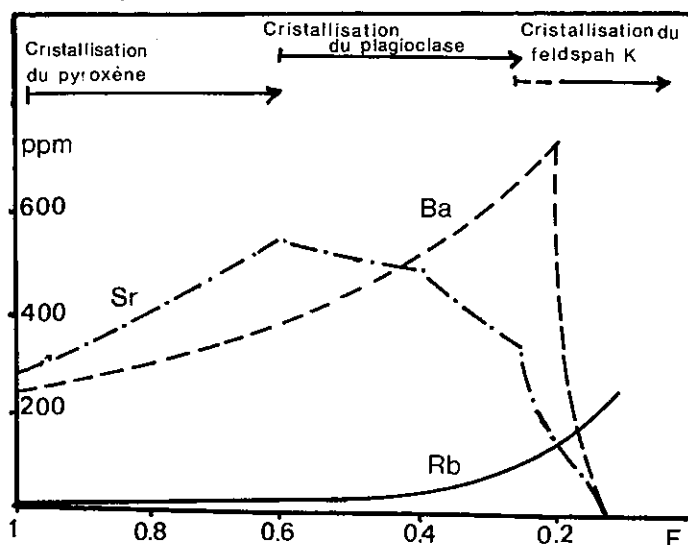


Fig. 121 DIAGRAMME DE VARIATIONS DES CONCENTRATIONS EN ELEMENTS-TRACES DANS LE LIQUIDE RESIDUEL EN FONCTION DE LA FRACTION DE MAGMA RESIDUEL (F), au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un basalte alcalin (série de Boina Afar, J. Varet, 1973)

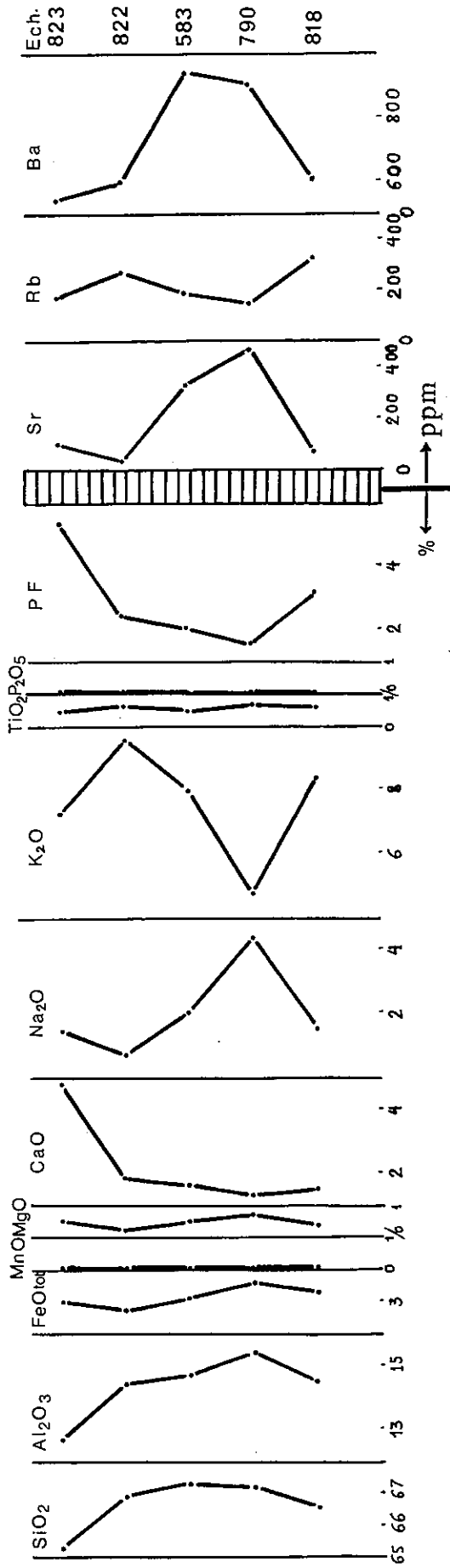


Fig. 122. VARIATIONS DES TENEURS EN ELEMENTS MAJEURS ET EN ELEMENTS-TRACES SUR UNE COUPE VERTICALE DANS LA NAPPE IGIMBRITIQUE DU NORD DU LAC DE SEL.

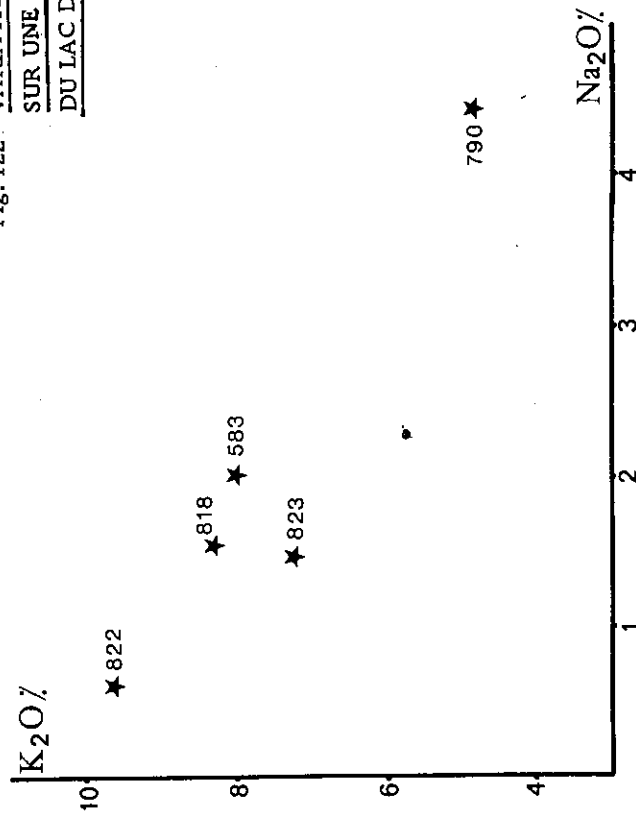


Fig. 123. DIAGRAMME K₂O-Na₂O

C) LE PROBLEME DES IGNIMBRITES

Pour trois raisons essentielles, l'interprétation des résultats de la géochimie des ignimbrites est difficile. Tout d'abord, la présence des xénolithes peut modifier les teneurs en éléments chimiques du magma ignimbritique. Nous avons essayé de prélever de préférence les faciès pauvres en xénolithes, sans toutefois arriver à éliminer complètement cette cause de pollution. Un autre problème plus important tient au fait que la richesse en phénocristaux est variable à l'intérieur d'une même nappe.

Plusieurs raisons peuvent être invoquées.

Il est probable, tout d'abord, que la répartition des phénocristaux ne soit pas homogène dans le magma ignimbritique. Il faut aussi tenir compte de la compaction différentielle, forte à la base de la nappe, faible au sommet, conduisant à des quantités de phénocristaux variables pour un même volume de roche. En fait, l'altération est sans doute la cause principale de fluctuation des valeurs, surtout dans les faciès vitroclastiques poreux, où l'eau peut circuler facilement. Les valeurs de la perte au feu sont relativement faibles dans les faciès laviques ($< 3\%$), mais elles vont jusqu'à 9% dans les faciès vitroclastiques les plus poreux. Ceci explique, par exemple, que dans l'Oligo-Miocène, les laves correspondent au champ des rhyolites alcalines ($7\% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 10\%$), alors que les faciès vitroclastiques sont dans le domaine subalcalin ($1\% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 5\%$).

L'ignimbrite du Nord du Daryacheh ye Howz Soltan fournit un bon exemple de variations géochimiques que l'on peut trouver à l'intérieur d'une même nappe (cf. p. 81). Cinq échantillons prélevés à différents niveaux ont été analysés: un faciès à flammes de la base (818), deux faciès laviques du corps principal de la nappe (790 et 583) plus haut un faciès où les gaz sont rentrés en expansion sans provoquer la rupture (822), et enfin au sommet un faciès vitroclastique très poreux (823). Les cinq analyses (fig. 122) tombent toutes dans le champ des rhyolites alcalines. $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO , MgO , TiO_2 et P_2O_5 sont très voisins dans les cinq échantillons. SiO_2 , Al_2O_3 et CaO ne montrent de variation que dans le n° 823, faciès vitroclastique et poreux, dont la perte au feu est élevée (5,6 %). Il est probable qu'un apport de calcite à partir des formations sédimentaires sus-jacentes soit responsable de l'excès de CaO observé, et corrélativement de la baisse de SiO_2 et Al_2O_3 par phénomène de dilution.

Le comportement de Na_2O et de K_2O est assez curieux. Ces deux éléments fluctuent dans de larges limites, par contre leur somme est à peu près constante dans tous les échantillons (fig. 123).

Peut-être s'agit-il des conséquences d'un phénomène de transfert gazeux. Ba, Rb et Sr fluctuent dans de larges limites. Sr et Ba sont plus abondants dans les deux faciès laviques (790 et 583). Sr semble varier comme Na_2O et Rb comme K_2O .

Volcanisme éocène (1 ^o période)		Volcanisme éocène (2 ^o période)	
<ul style="list-style-type: none"> ⊗ Basaltes ● Andésites ☆ Basaltes à hornblende ⊗ Latite □ Dacites ○ Rhyolites ○ Rhyolites à quartz 		<ul style="list-style-type: none"> ● Basaltes sodiques ☆ Andésites ☆ Latite-andésites ⊗ Latite-basaltes □ Dacites ○ Rhyolites ○ Rhyolites à quartz 	
Plutonisme oligocène inf.		Volcanisme oligo-miocène	Volcanisme pliocène
<ul style="list-style-type: none"> ★ Gabbros, dolérites & diorites ⊗ Granites ⊗ Granites leucocrates & aplites 		<ul style="list-style-type: none"> ● Basaltes à olivine ☆ Trachyandésites □ Dacites ○ Rhyolites 	<ul style="list-style-type: none"> ⊗ Dolérites andésitiques ☆ Trachytes □ Rhyodacites ○ Rhyolites

Figure n° 124 : Légende des diagrammes de géochimie

II - GEOCHIMIE DU VOLCANISME EOCENE

A) GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

1) Diagramme de Kuno ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (cf. p. 112))

Présenté en introduction du chapitre Pétrographie, ce diagramme montre bien, pour les deux périodes magmatiques de l'Eocène, l'importance du groupe des roches acides ($\text{SiO}_2 > 60\%$) par rapport à celui des roches basiques et intermédiaires. Les premiers termes apparaissent parfois fortement appauvris en alcalins; ceci s'explique par deux phénomènes différents qui peuvent agir de manière conjuguée:

- Une perte en alcalins est liée à la structure vitroclastique de certains faciès ignimbritiques qui sont plus sensibles au lessivage hydrothermal ou météorique;
- Pour les termes les plus acides, on assiste à un phénomène de dilution de tous les éléments (des alcalins, en particulier) dans la silice.

2) Diagramme $\text{MgO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (fig. 125)

Ce type de présentation a été préféré à celle du classique triangle AFM. Tous les points des roches basiques et intermédiaires de l'Eocène, sans autre distinction y ont été reportés.

La tendance que montrent ces roches se traduit par une diminution de leur teneur en fer total, en relation avec une diminution de leur teneur en Mg. Cette tendance est typique d'une série calco-alcaline, contrairement aux séries tholéitiques où les teneurs en fer augmentent lors d'une diminution de celles en Mg, et différemment des séries alcalines où l'on assiste à une grande constance des teneurs en fer pour une forte diminution de Mg.

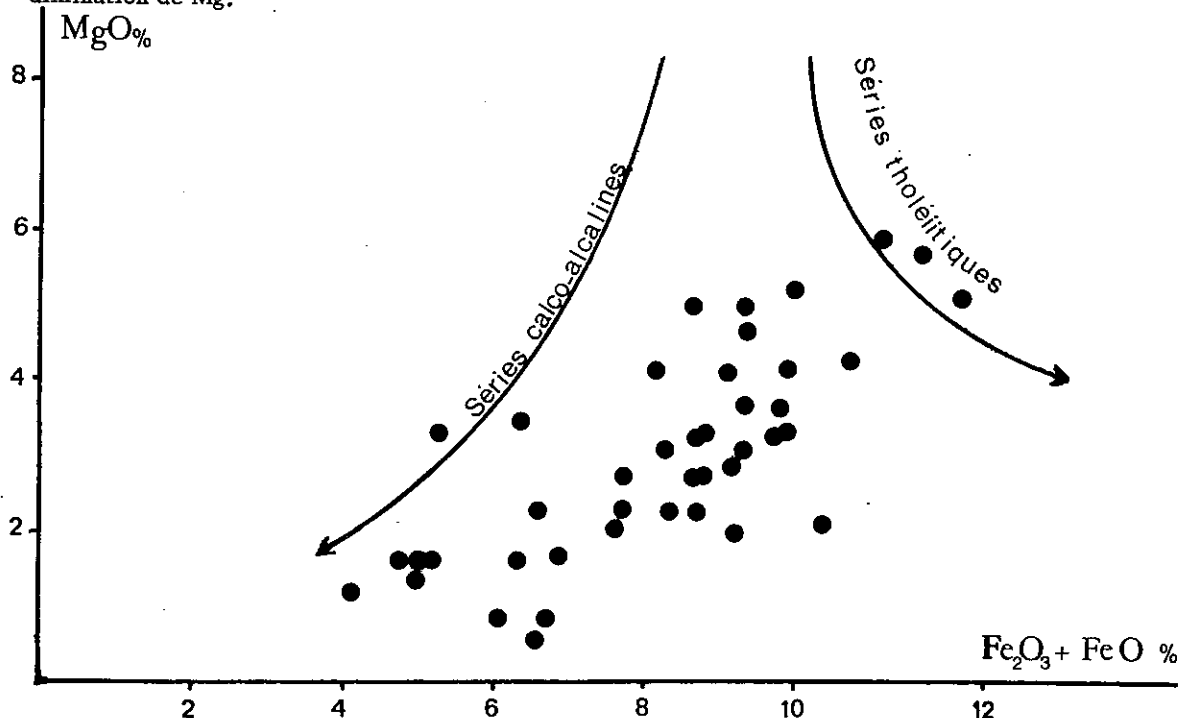
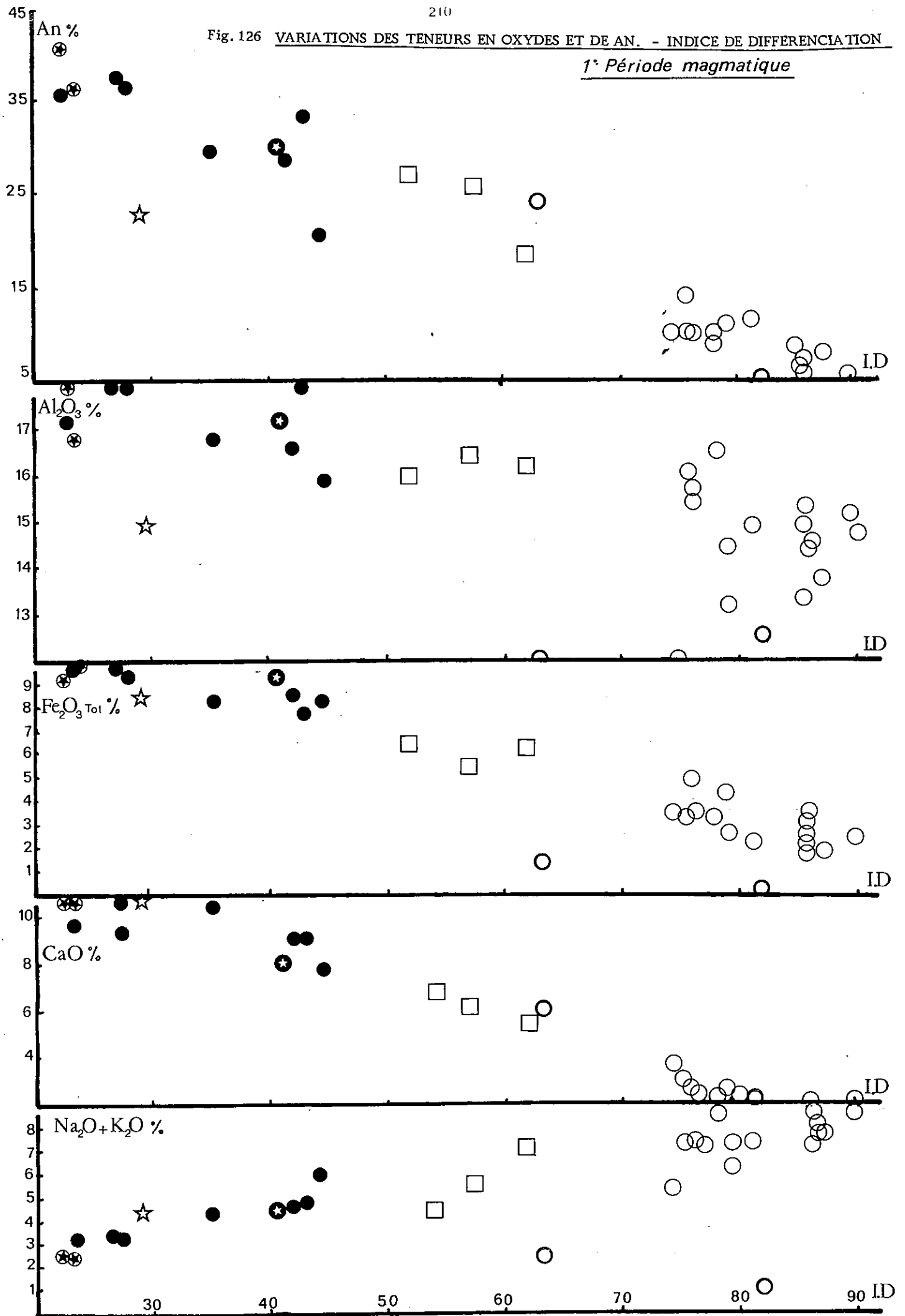


Fig. 125 DIAGRAMME $\text{MgO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ POUR LA PERIODE EOCENE

Fig. 126 VARIATIONS DES TENEURS EN OXYDES ET DE AN. - INDICE DE DIFFERENCIATION

1^{re} Période magmatique

3) Variations de la teneur des principaux éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation:

$$ID = Q + Or + Ab + (Ne)$$

Compte-tenu de l'importance de la série volcanique éocène, nous avons dédoublé ce diagramme afin de le présenter pour chacune des deux périodes magmatiques que nous avons définies.

D'une manière globale et pour tout l'Eocène, An, Al, Fe, Ca décroissent en fonction de l'augmentation de la valeur de ID alors que la tendance est inverse pour les alcalins.

a) 1ère période magmatique éocène (fig. 126):

L'évolution précédente est très nette dans ce cas et serait typique d'une différenciation qui mènerait des basaltes subalcalins à olivine aux rhyolites selon le schéma suivant:

- basaltes subalcalins → andésites basaltiques et andésites → dacites → rhyolites.

Cependant la position particulière de certains points doit déjà attirer notre attention:

Les basaltes alcalins à hornblende ne semblent pas se placer sur le phylum de différenciation dans les diagrammes: An/ID et Al/ID

Les rhyolites à quartz sont sensibles au phénomène de dilution par la silice qui se répercute sur les teneurs en Al et Fe en plus des alcalins. Paradoxalement, les teneurs en Ca ne semblent pas affectées par ce phénomène, au moins pour l'un des deux points.

b) 2ème période magmatique éocène (fig. 127):

Mis à part un enrichissement brutal en alcalins lors du passage des latite-andésites aux rhyolites et une relative dispersion des teneurs en Al et Fe dans les faciès intermédiaires, l'évolution globale précédemment citée s'accorderait, ici aussi, avec une différenciation qui mènerait des roches les plus basiques aux rhyolites dont le comportement semble, cette fois, plus précis par rapport à la lignée évolutive que lors de la première période magmatique.

Mise au point initiale - Mis à part le cas particulier des basaltes à hornblende, une différenciation semble à première vue envisageable entre les termes les plus basaltiques et les termes les plus rhyolitiques. Cependant, l'analyse des caractères de la séquence éocène nous amène à douter d'ores et déjà d'une telle filiation et à envisager un modèle d'évolution magmatique plus satisfaisant.

- Problème de la différenciation à partir d'une souche basaltique simple:

Lors d'un phénomène classique de différenciation par cristallisation fractionnée, l'évolution dans la lignée de différenciation est accompagnée d'une importante réduction du volume des émissions, les termes différenciés étant généralement les plus tardifs.

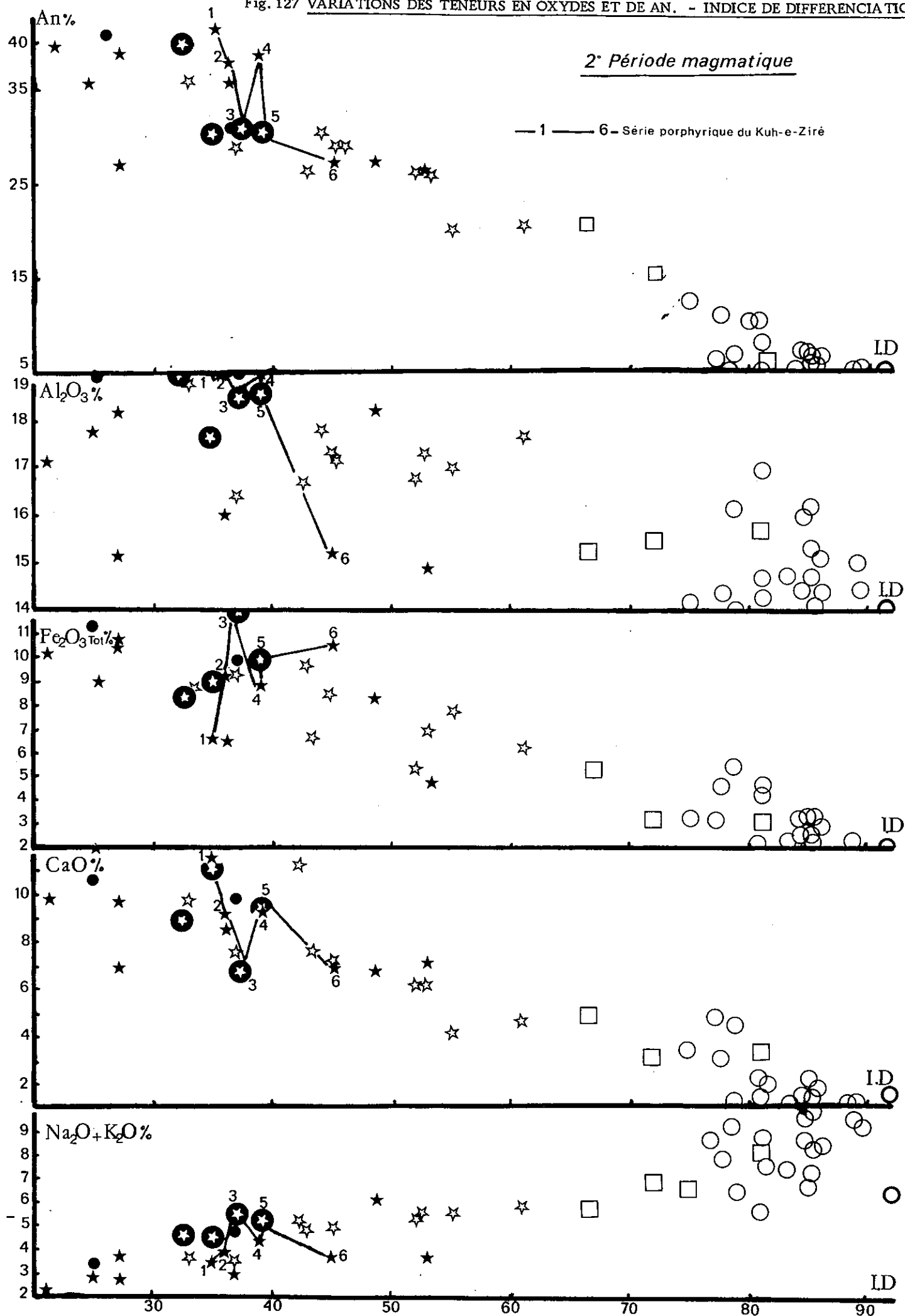
Les caractères de la série volcanique éocène sont fort différents (cf. p.140). Le volcanisme acide est largement dominant tout au long de l'Eocène et les témoins les plus basaltiques représentent un volume de magma émis très faible. De plus, nous avons toujours constaté que l'ordre chronologique des émissions ne suivait pas celui de la règle simple d'une différenciation.

- Origine par fusion progressive d'un matériel originel:

Une fusion serait plus en accord avec l'abondance des produits acides et la faible expression du matériel basaltique; mais ce processus ne convient pas, non plus, au niveau de la chronologie des émissions, car lors de son évolution, la succession schématisée suivante devrait être rencontrée:

rhyolites → andésites → roches basiques

Fig. 127 VARIATIONS DES TENEURS EN OXYDES ET DE AN. - INDICE DE DIFFERENCIATION



Il apparaît donc que tous les essais de modélisation ne faisant intervenir qu'une seule souche originelle, quelle que soit sa composition, qui subirait soit un processus simple d'évolution (différenciation ou fusion), soit deux processus simples combinés (différenciation et fusion à partir d'une souche andésitique, par exemple) se heurtent soit au problème du volume relatif des émissions, soit au problème de leur chronologie relative.

Dans ces conditions, nous chercherons un modèle faisant intervenir deux souches différentes et nous envisagerons l'origine des caractères de la série volcanique éocène grâce à la contamination d'un magma basaltique par un très important stock rhyolitique donnant des faciès intermédiaires variés dans les proportions que nous connaissons.

. La série porphyrique du Kuh-e-Ziré

Nous avons essayé de relier, pour la deuxième période magmatique de l'Eocène, les points représentatifs de la série des andésites porphyriques et des latites basaltes porphyriques du Kuh-e-Ziré dans leur ordre chronologique d'émission. Il apparaît les faits suivants:

- Les émissions se font avec l'alternance répétée d'andésites et de latite-basaltes;
- Les émissions successives, soit d'andésites, soit de latite-basaltes, montrent respectivement dans chaque groupe une évolution qui se fait dans le sens d'une différenciation.

Il semble donc que si nous ne pouvons pas faire intervenir une filiation directe par différenciation entre ces deux familles de roches; par contre, à l'intérieur de chacune d'elles, ce phénomène peut très bien intervenir. Cette double évolution peut alors s'expliquer par une différenciation à l'intérieur de deux chambres magmatiques séparées, l'une à composition andésitique, l'autre à composition latite-basaltique. Il faut cependant remarquer que ce processus, même s'il correspond à des variations minéralogiques (cf. p.130) enregistrées dans toutes ces roches, engendre des lignées qui sont parallèles à la tendance globale qui traduit surtout une contamination entre les termes extrêmes.

On se rend alors très facilement compte que même dans une succession apparemment très simple de faciès peu variés, il est très difficile de faire géochimiquement la part entre ce qui revient à la différenciation et ce qui est engendré par la contamination.

Les deux phénomènes suivants peuvent se superposer sur nos diagrammes:

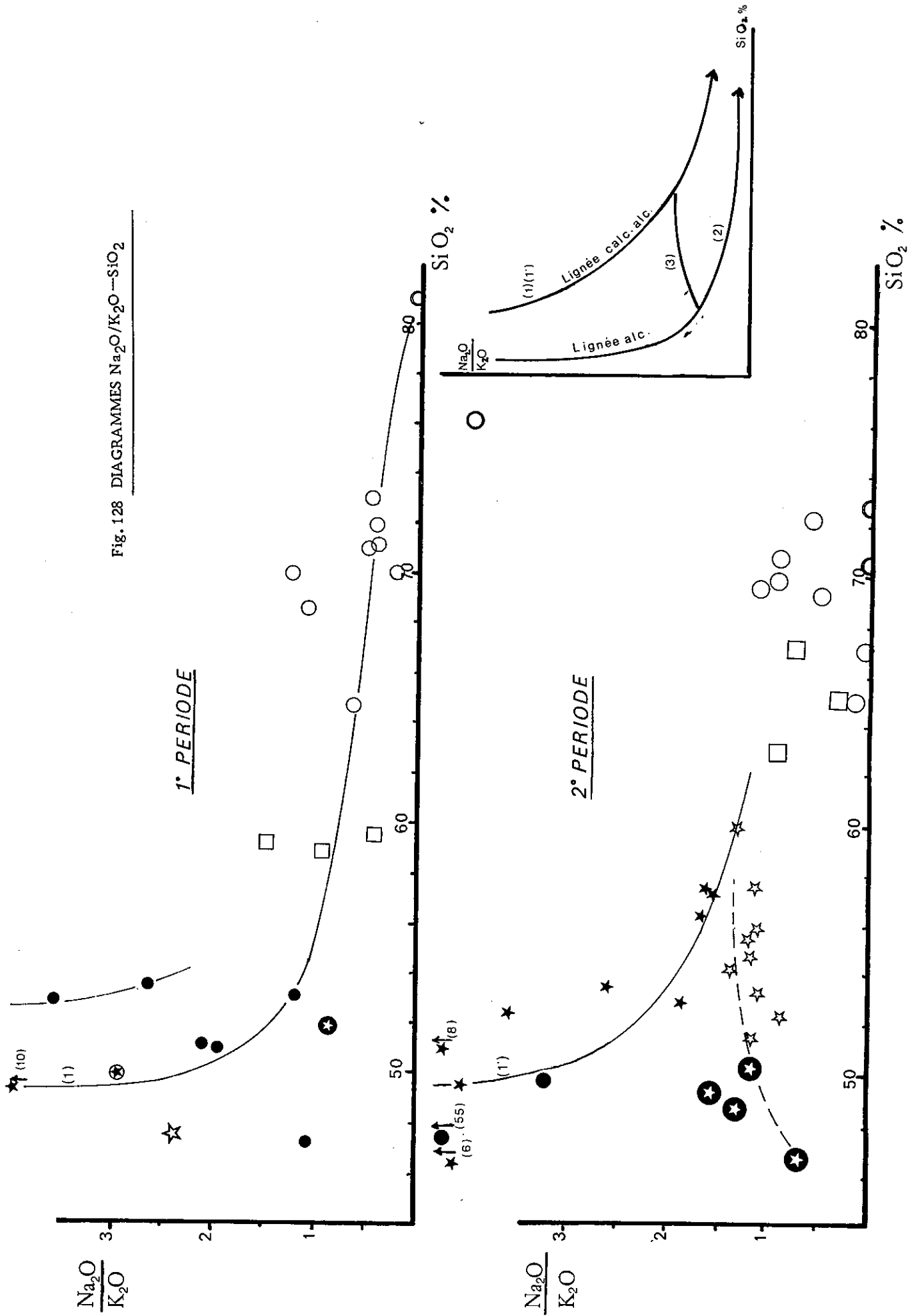
- . Contamination d'un magma basaltique par un magma rhyolitique;
- . Différenciation à l'intérieur d'une ou plusieurs chambres magmatiques à partir du mélange précédemment cité; nous pouvons dès lors expliquer la dispersion relative des points sur tous les diagrammes: ID/ Eléments.

4) Diagramme $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (fig. 128)

Pour les roches basiques et intermédiaires de la deuxième période magmatique de l'Eocène ($\text{SiO}_2 \leq 60\%$), ce diagramme montre bien la séparation entre le groupe des roches alcalines potassiques d'une part, et les roches calco-alcalines et alcalines sodiques d'autre part, autour d'une frontière représentée par le rapport $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 1.60$

Malgré leurs caractères minéralogiques favorables (G. Joplin, 1965; I. S. Carmichael et al., 1974) seulement deux de nos échantillons possèdent les caractères particuliers des shoshonites ($\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} \geq 1$; $52 < \text{SiO}_2 \leq 56\%$). Les roches les plus potassiques que nous possédions (latite-basaltes porphyriques du Kuh-e-Ziré) ne sont pas assez riches en SiO_2 pour appartenir à ce groupe.

Fig. 128 DIAGRAMMES $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$



Les points représentatifs des roches alcalines potassiques (latite-basaltes et latite-andésites) de la deuxième période magmatique éocène traduisent une corrélation positive (3) entre le rapport $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ et SiO_2 . Il est important de remarquer que cette tendance est inverse à celle d'une lignée de différenciation alcaline potassique dont l'évolution normale peut être schématisée par (2).

Cette évolution paradoxale dans la répartition des alcalins et de la silice pour les roches latitiques interdit toute éventualité d'une différenciation par cristallisation fractionnée pour expliquer l'origine des latite-andésites à partir des latite-basaltes. Il est donc permis de se demander si cette évolution particulière ne résulte pas elle aussi d'un phénomène de contamination entre une souche alcaline initiale peu représentée dans la série volcanique éocène (et dont l'échantillon CM 840 serait un possible témoin) d'une part et de la souche calco-alcaline qui persiste depuis le début de la première période magmatique (tendance 1 et 1') d'autre part.

B) GEOCHIMIE DES ELEMENTS INCOMPATIBLES

1) Diagramme Ca-Sr (fig. 129)

D'une manière globale, une corrélation positive très nette entre Ca et Sr s'observe entre les basaltes, les andésites basaltiques, les dacites et les rhyolites de la première période magmatique.

Cette corrélation devient moins nette dans l'ensemble des andésites, latite-basaltes, latite-andésites de la deuxième période magmatique car certains termes des latite-andésites possèdent de fortes teneurs en Sr, malgré un appauvrissement relatif en Ca.

Les dacites de la première période magmatique se placent sur une courbe qui rejoint le groupe des roches basiques et intermédiaires riches en Ca et Sr et les rhyolites appauvries en Ca et Sr. Cette courbe semble traduire la contamination d'un magma andésitique par un magma rhyolitique comme le confirme, par ailleurs, l'étude pétrographique qui montre une richesse en plagioclase et pyroxène dans les dacites dont les teneurs en Ca et Sr sont semblables à celles des andésites.

Les dacites de la deuxième période magmatique possèdent des teneurs en Ca et Sr de rhyolites; elles traduisent ainsi un plus fort degré de contamination du magma andésitique par le magma rhyolitique.

2) Diagramme Ca/Sr-Sr (fig. 129)

Les courbes et tendances de référence représentent les phénomènes suivants:

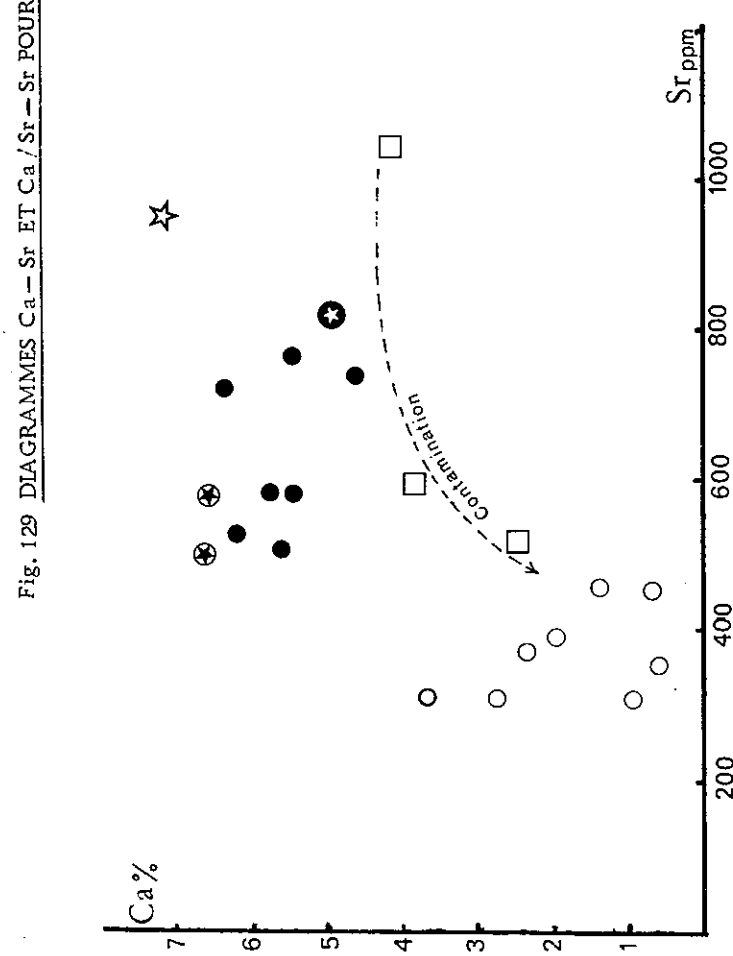
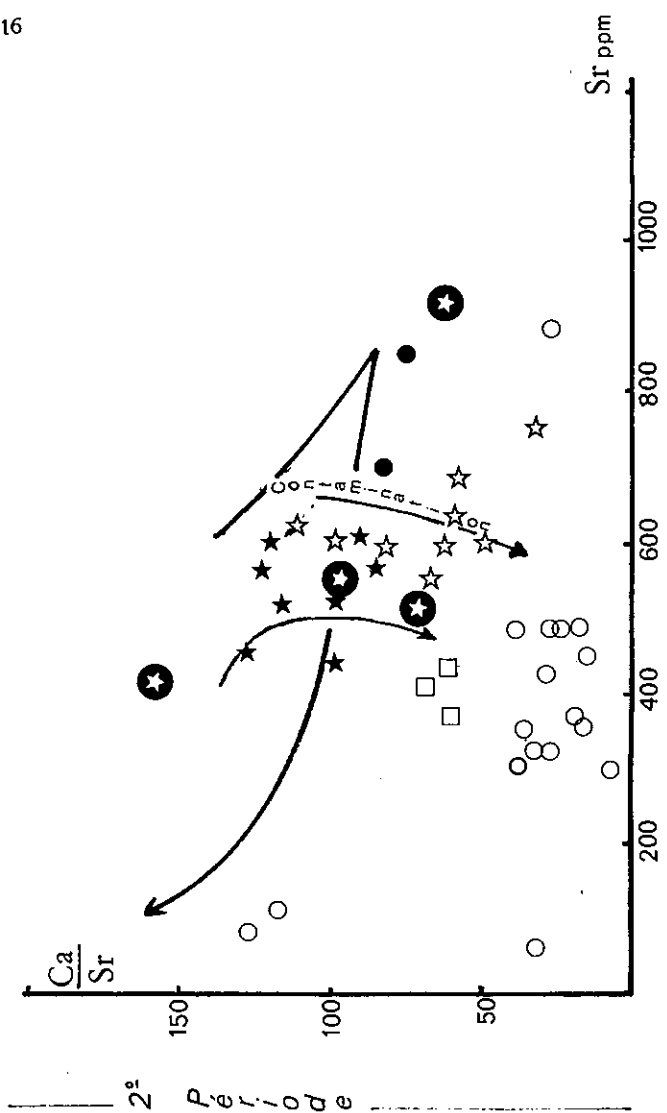
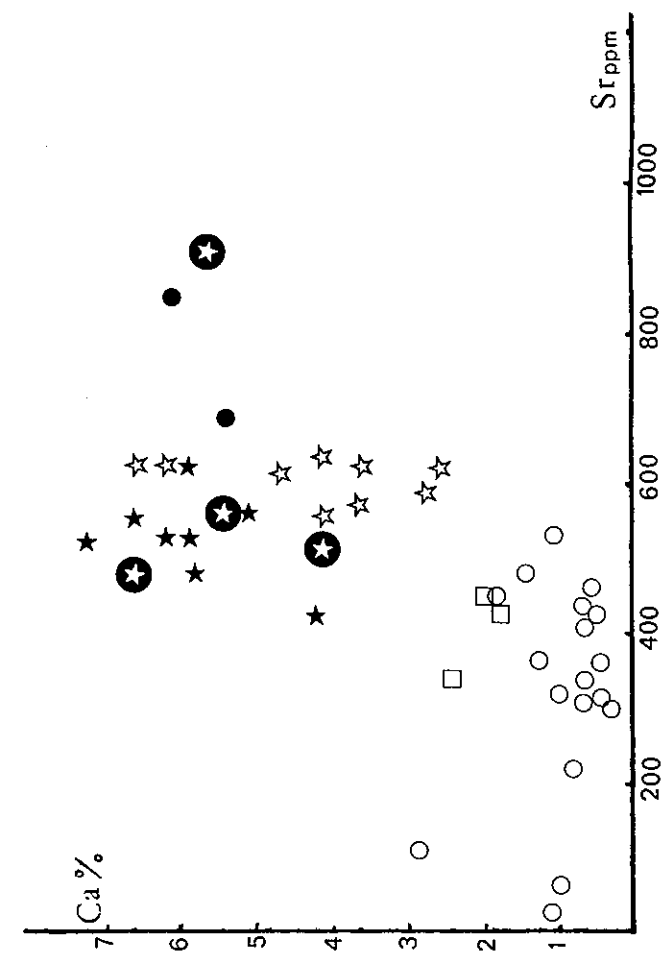
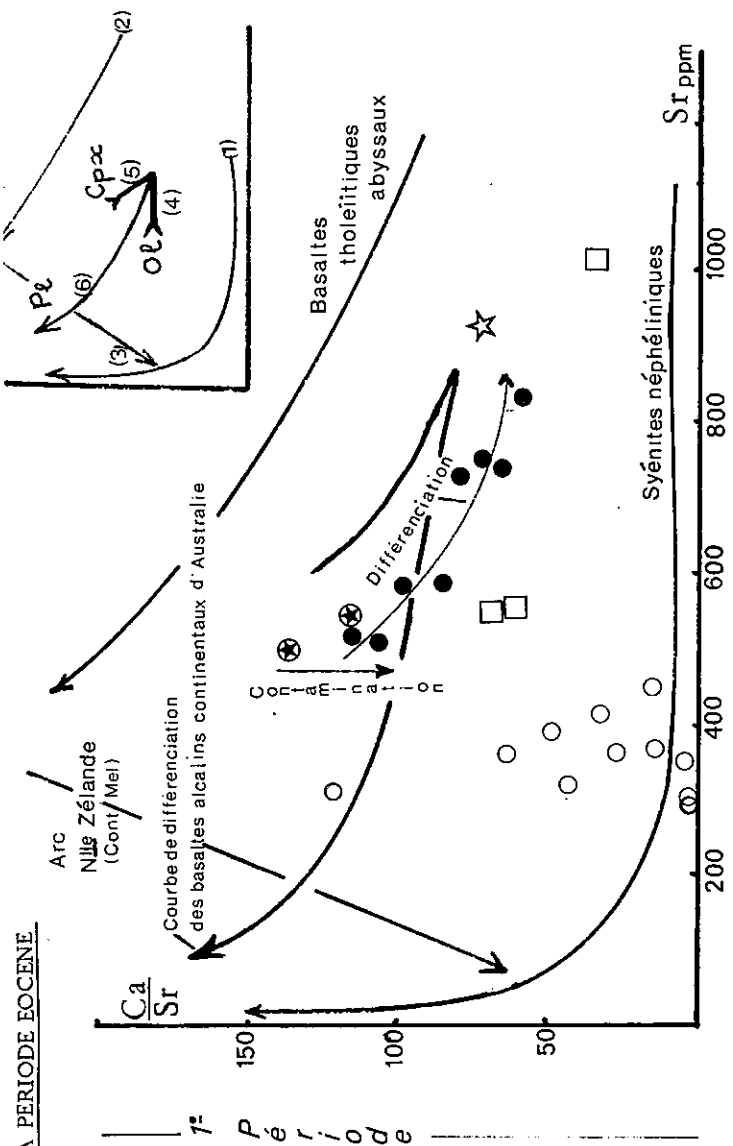
- . La courbe (1) traduit la différenciation avec séparation du plagioclase des syénites néphéliniques à partir d'un bain initial à faible rapport Ca/Sr.
- . La courbe (2) traduit la différenciation avec séparation du plagioclase des basaltes tholéitiques abyssaux (Muir et al., 1964; Kay et al., 1970).
- . La courbe (3) traduit un phénomène de mélange entre des basaltes et des rhyolites parmi les roches volcaniques de la Nouvelle Zélande (Ewart and Stipp - 1968).
- . Les tendances (4) (5) (6) traduisent respectivement l'évolution du rapport Ca/Sr lors de la séparation de l'olivine, du clinopyroxène et du plagioclase lors de la différenciation des basaltes alcalins continentaux d'Australie (Abbott et al., 1969).

Les teneurs en Sr plus faibles des roches basiques et intermédiaires de l'Eocène font que leurs points représentatifs ne s'arrangent pas sur une lignée identique à la lignée de différenciation des basaltes alcalins continentaux d'Australie pour chacune des deux périodes magmatiques. Pour leur part, les rhyolites constituent toujours un groupe-ment de points individualisé dans lequel aucune tendance évolutive n'apparaît.

a) 1ère période magmatique de l'Eocène

Les andésites montrent une évolution qui semblent bien s'accorder avec une cristallisation fractionnée avec séparation du pyroxène: baisse des teneurs en Ca et augmentation des teneurs en Sr dans le liquide résiduel au cours du fractionnement (fig. 121). L'abondance plus ou moins grande d'augite dans ces roches, que nous avons constatée au cours de l'étude pétrographique suffit, donc à expliquer l'étalement de leurs points représentatifs.

Fig. 129 DIAGRAMMES Ca-Sr ET Ca/Sr - Sr POUR LA PERIODE EOCENE



b) 2ème période magmatique de l'Eocène

Outre une évolution qui semble traduire également une séparation du pyroxène lors du processus de différenciation, une seconde tendance s'amorce simultanément durant cette période, perpendiculairement à la première et traduit globalement une corrélation positive entre Ca et Sr. Cette nouvelle évolution qui affecte les trois classes de roches basiques et intermédiaires: andésites, latite-basaltes, latite-andésites est surtout sensible chez ces dernières où elle se manifeste par une baisse des teneurs à la fois en Sr et en Ca. Elle pourrait traduire une séparation progressive du plagioclase dans des chambres magmatiques séparées. Pour en avoir la certitude, il faudrait que nous ayons observé pétrographiquement ce phénomène et qu'il intervienne de manière conforme à la chronologie des émissions.

Si la séparation du plagioclase est évidente macroscopiquement dans les latite-basaltes porphyriques et les andésites porphyriques, elle est par contre inapparente dans les latite-andésites où pourtant la tendance discutée est la plus marquée graphiquement.

Il est alors très probable dans notre contexte général de contamination entre les magmas basiques ou intermédiaires et le magma rhyolitique pauvre en Ca et Sr, ce phénomène intervienne de manière déterminante en se surajoutant éventuellement à un processus de fractionnement du plagioclase plus restreint à quelques types magmatiques" (latite-basaltes et andésites). Cette éventualité ne fait que confirmer les conclusions que nous avons tirées du diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, où nous suspicions déjà une contamination entre une souche alcaline et un "magma calco-alcalin" acidifié.

3) Diagramme K-Sr (fig. 130)

Ce diagramme permet de retrouver pour chacune des deux périodes magmatiques les grandes lignes des conclusions précédentes:

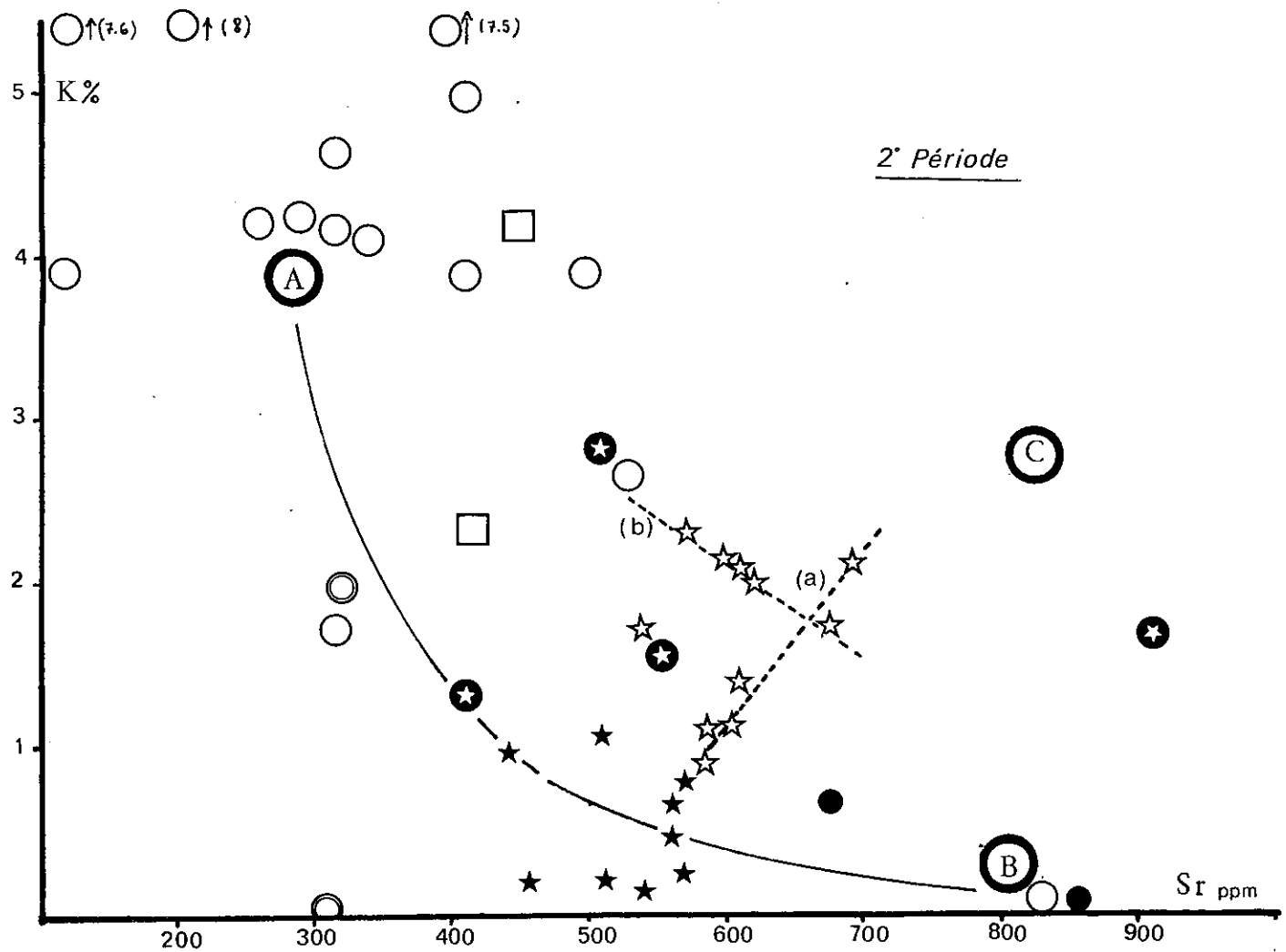
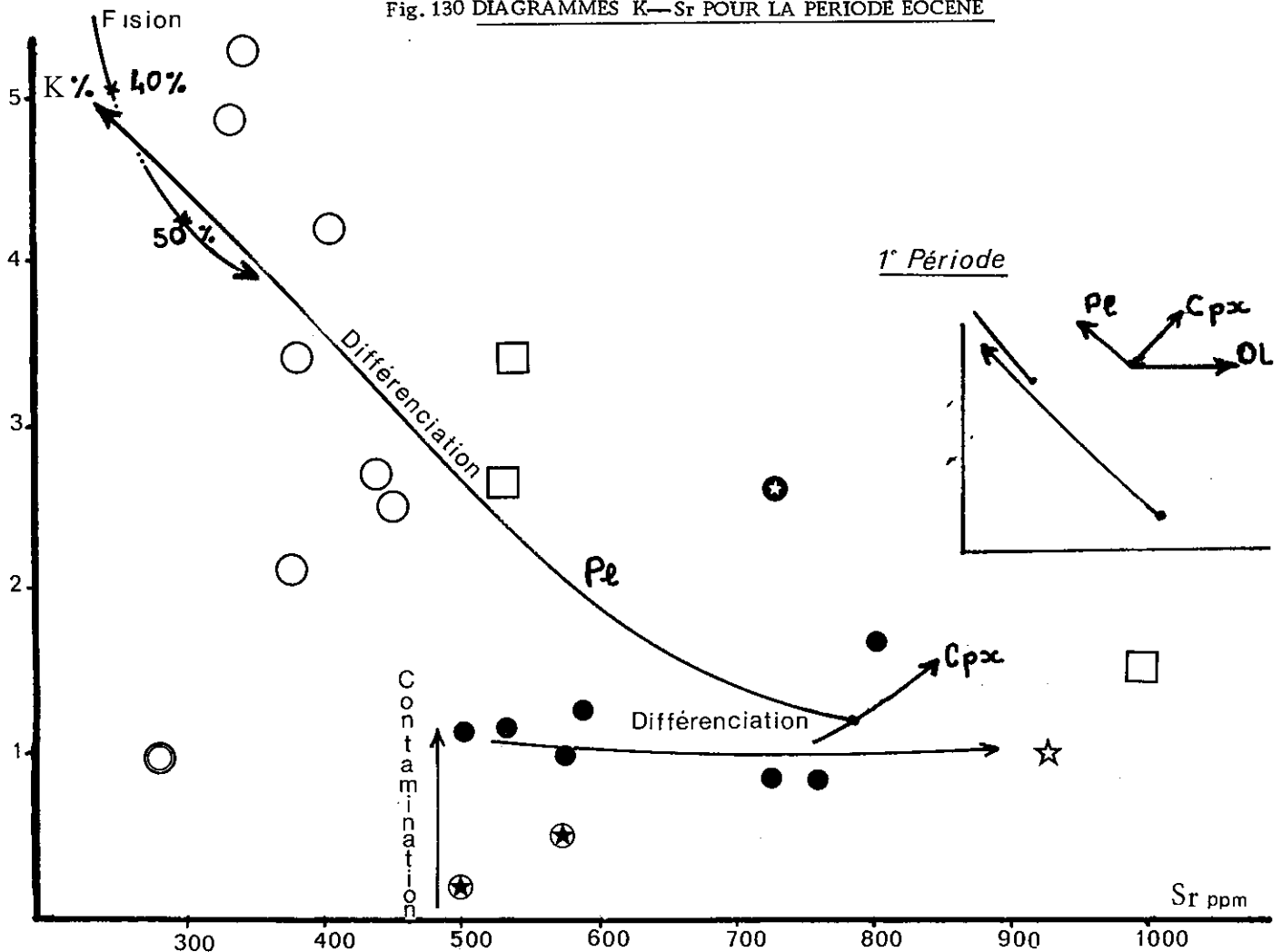
a) 1ère période magmatique

Le passage des basaltes calco-alcalins à olivine aux andésites basaltiques s'effectue avec un fort enrichissement en K qui ne s'accompagne pas d'une variation des teneurs en Sr. Compte-tenu des fortes teneurs en Sr des rhyolites ($\approx 400\text{ppm}$) une contamination entre le pôle basaltique et le pôle rhyolitique, telle que nous la suggérons, est en mesure d'expliquer cette première tendance verticale sur le diagramme. L'évolution horizontale qui suit dans le groupe des andésites, traduisant un enrichissement en Sr non accompagné de variations sensibles en K, est en accord avec le fractionnement du pyroxène qui intervient dans ces termes (cf. Ca/Sr-Sr).

Il apparaît également que les dacites riches en pyroxène qui nous l'avons vu (cf. Ca/Sr), traduisent la contamination ménagée de matériel basique ou intermédiaire par un magma rhyolitique, possèdent les plus fortes teneurs en Sr de toutes les laves. On doit alors imaginer qu'elles résultent d'une contamination faisant intervenir un magma basaltique très riche en Sr, non exprimé dans la séquence volcanique et qui aurait évolué par différenciation à partir des basaltes calco-alcalins que l'on connaît.

Les basaltes porphyriques à hornblende sont aussi caractéristiques que ces dacites par leur richesse en Sr et leur minéralogie les différencient en outre de n'importe quelle autre lave de l'Eocène. Nous trouvons sûrement là un phénomène très local dans l'espace et le temps qui traduit une faible contamination et une homogénéisation totale entre le basalte riche en Sr précédent et le pôle acide. Nous pouvons effectivement envisager ce processus pour la raison suivante: les basaltes à hornblende sont initiaux dans la séquence volcanique de la Sous-zone sud. Ils traduisent sans doute une stabilité tectonique du socle permettant alors le mélange et l'homogénéisation des deux souches naissantes, rhyolitique et basaltique. Cet équilibre précaire semble alors vite détruit lors de l'évolution du contexte volcanique au cours de l'Eocène (où l'instabilité tectonique est la règle) au profit des effusions de laves intermédiaires "non homogénéisées", que nous connaissons.

Fig. 130 DIAGRAMMES K—Sr POUR LA PERIODE EOCENE



b) 2ème période magmatique

L'importance des phénomènes de contamination que nous envisageons pour cette deuxième période magmatique apparaît très nettement sur ce diagramme.

Les andésites définissent un groupement de points sans tendance, bien individualisé. Par ce groupement passe la courbe de mélange entre un pôle acide représenté par un point moyen (A) parmi les points dispersés et un pôle (B) représentant les basaltes alcalins sodiques. La relative dispersion de ces points par rapport à la courbe A-B peut s'expliquer par un fractionnement du pyroxène, de la même façon que dans les andésites de la 1ère période, amenant une augmentation des teneurs en Sr et K et aussi par une séparation du plagioclase, telle que nous avons pu l'observer macroscopiquement dans certains faciès porphyriques, entraînant une diminution des teneurs en Sr avec une augmentation des teneurs en K.

Le phénomène complexe d'interaction entre la ou les contaminations et le ou les fractionnements n'est malheureusement pas quantifiable et nous ne pouvons qu'observer, sans en comprendre le cheminement, l'ampleur de son action.

Les latite-andésites, dans lesquelles deux tendances (a) et (b) perpendiculaires se détachent sont caractérisées par des teneurs plus élevées en K et Sr, par rapport aux andésites.

L'étude du diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ nous laissait entrevoir une contamination entre une souche alcaline potassique et le magma andésitique calco-alcalin pour expliquer l'origine des latite-andésites. Dans ces conditions, nous devons envisager de fortes teneurs en K et Sr pour la souche alcaline initiale et nous pouvons grossièrement la visualiser par le pôle (C) sur le diagramme. Il semble alors que la tendance (a) qui traduit une corrélation positive entre K et Sr dans les latite-andésites soit surtout l'expression d'une contamination plus ou moins poussée entre le pôle (B) calco-alcalin et le pôle (C) alcalin à laquelle se superpose, pour une faible part et de manière indiscernable, un fractionnement du pyroxène.

La tendance (b) traduit une corrélation négative entre K et Sr qui pourrait s'accorder avec un fractionnement du plagioclase. Cette éventualité a été abandonnée lors de l'étude du diagramme $\text{Ca}/\text{Sr}-\text{Sr}$ où nous avons par ailleurs souligné la très forte probabilité d'une contamination entre le magma "latite-andésitique" et le magma rhyolitique. Il est donc tout à fait normal de voir dans cette tendance différents degrés de contamination entre le magma latite-andésitique et le magma rhyolitique.

Les latite-basaltes présentent une très grande dispersion de leurs points représentatifs qu'il est difficile d'analyser; l'origine de cette dispersion est à chercher à la fois dans le fractionnement du pyroxène, la séparation du plagioclase et le degré de contamination variable que possèdent ces roches avec le magma calco-alcalin.

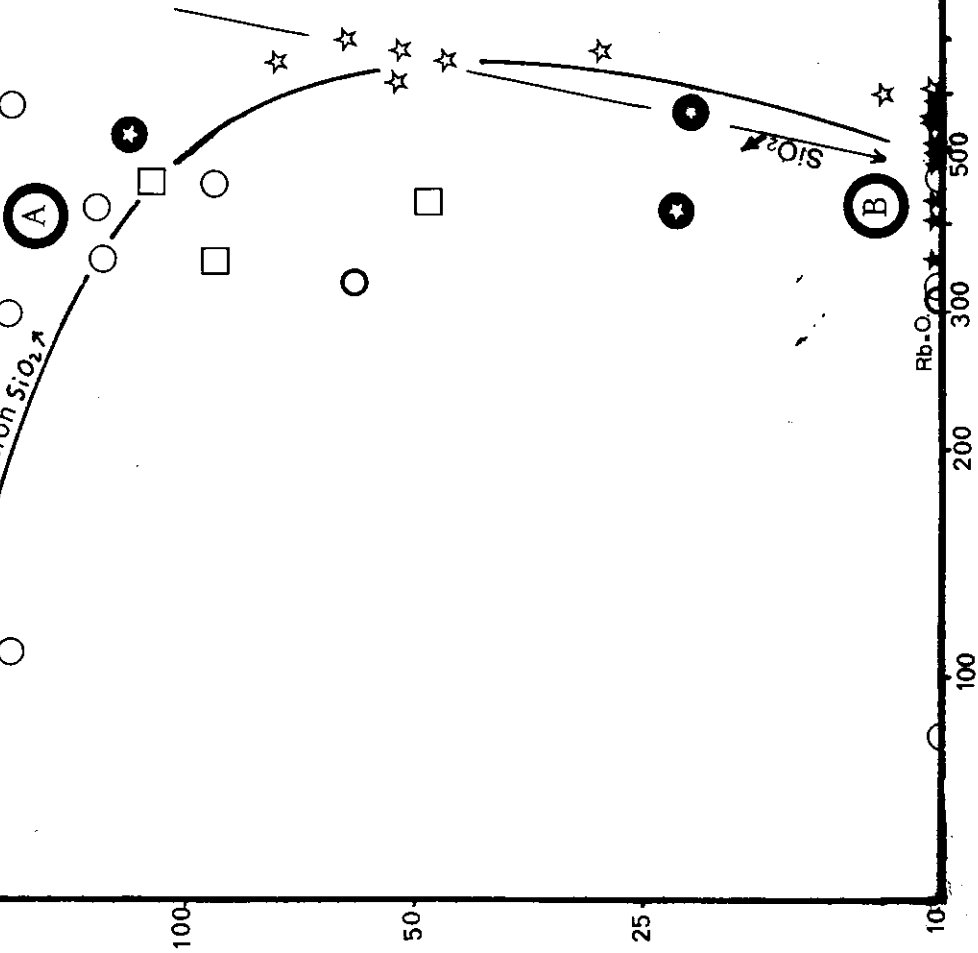


Fig. 132 DIAGRAMME Rb-Sr

4) Diagramme Ba-Sr (fig. 131)

Pour les deux périodes magmatiques de l'Eocène une très grande partie des points représentatifs des différentes classes de roches se regroupent vers un pôle central traduisant ainsi une tendance à l'homogénéisation des teneurs en Sr et Ba par contaminations réciproques.

Les quelques points qui se détachent de ce groupement sont les termes les moins contaminés au niveau des teneurs en Ba et il faut remarquer que pour la deuxième période magmatique ce ne sont pas nécessairement les moins contaminés au niveau de la silice.

5) Diagramme Rb-Sr (fig. 132)

Le comportement du rubidium lors de la deuxième période magmatique de l'Eocène est fortement lié à la part de la mésostase potassique des roches alcalines.

Dans ce diagramme les latite-andésites se placent sur une tendance presque verticale qui semble à première vue traduire leur interdépendance avec le pôle rhyolitique (A) et le pôle des andésites calco-alcalines (B) ($Rb = 0$, $Sr \approx 500\text{ppm}$). Toutefois l'enrichissement en Rb des latite-andésites ne s'accompagne pas du tout d'un enrichissement en SiO_2 ; l'évolution générale révèle même une tendance inverse. Par contre, la corrélation positive entre K et Rb est à noter dans toutes les roches alcalines potassiques.

Il semble donc que la corrélation positive entre K et Rb pour les latite-andésites soit provoquée par la contamination réciproque, de degré varié, entre le magma calco-alcalin et une souche basaltique, alcaline, potassique, riche en Sr et Rb.

Une différenciation ne peut en aucun cas satisfaire à une telle tendance car elle s'accompagnerait obligatoirement d'une augmentation des teneurs en SiO_2 , avec celles de Rb.

Cette conclusion s'applique également aux latite-basaltes qui se différencient toutefois par de plus fortes fluctuations des teneurs en Sr liées, nous l'avons vu précédemment, à la contamination, au fractionnement du pyroxène, au fractionnement du plagioclase.

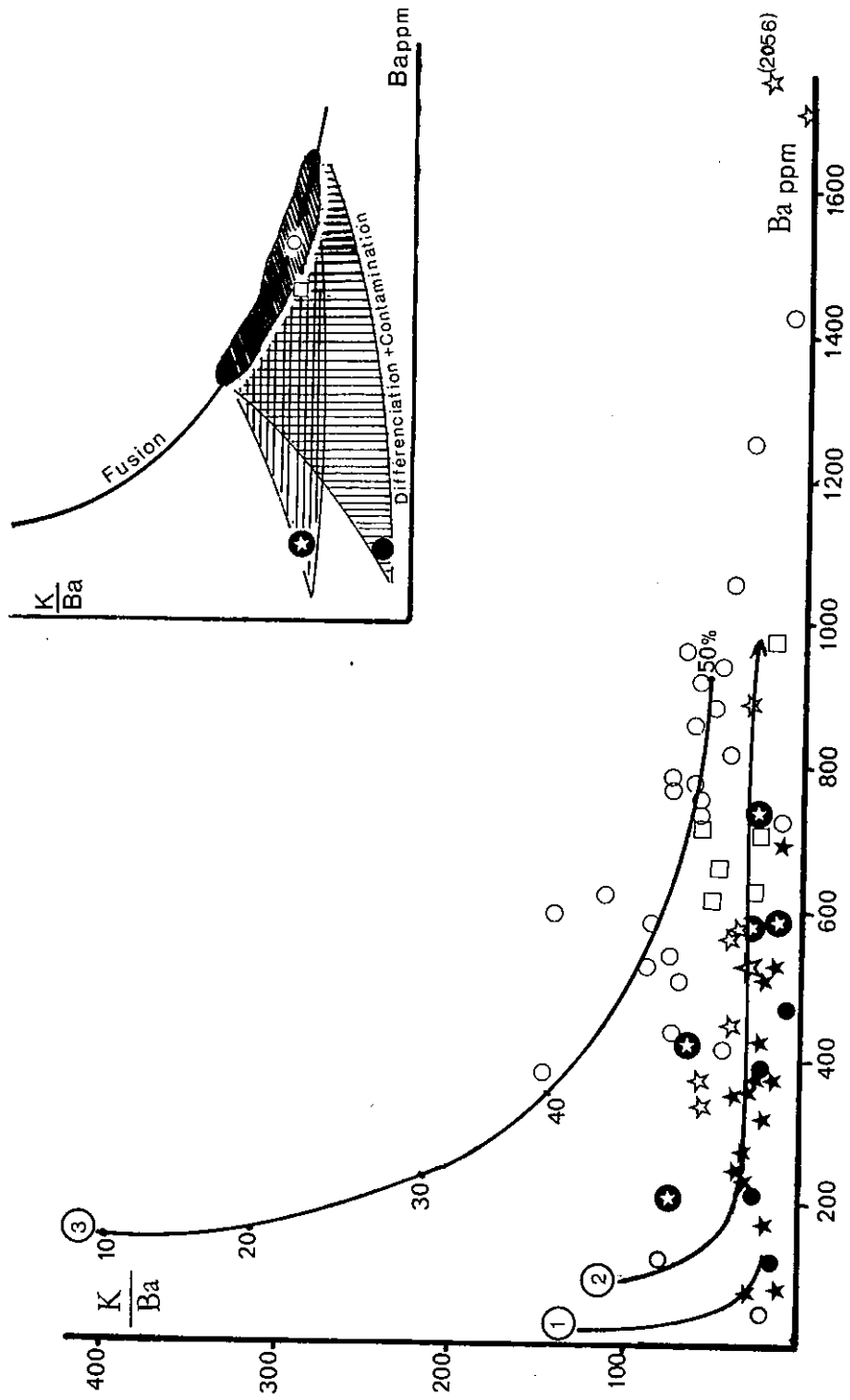


Fig. 133 DIAGRAMME K/Ba — Ba

6) Diagramme K/ Ba-Ba (fig. 133)

Les courbes de référence représentent:

- (1) : La lignée de différenciation du Skaergaard (Wager and Mitchell, 1951)
- (2) : La lignée de différenciation des Petites Antilles (Westercamp D., 1972)
- (3) : La courbe de fusion d'un gneiss à 700°C (C. Dupuy, 1970).

Ce diagramme permet une bonne individualisation des deux pôles, acide d'une part, basique et intermédiaire d'autre part.

Dans son ensemble, le groupe des roches basiques et intermédiaires ne s'accorde avec aucune des lignées de différenciation citées, phénomène qui permettrait une évolution entre les différents types de faciès (andésites, latite-andésites, latite-basaltes).

De même aucune des tendances définies par les groupements précédents ne s'accorde avec ces lignées de différenciation; certaines d'entre elles étant parfois parfaitement sécantes avec ces dernières.

Par contre, les rhyolites bien individualisées du groupe précédent par un hiatus dans lequel ne se trouvent que de rares dacites s'arrangent parfaitement sur l'intervalle de la courbe correspondant entre 40 et 50% d'une fusion progressive d'un matériel gneissique à 700°C.

Il apparaît donc que pendant tout l'Eocène, à côté de roches basiques et intermédiaires qui ne peuvent avoir une origine simple par différenciation, existe un important stock rhyolitique dont l'origine palingénétique ne semble pas faire de doute.

C) CONCLUSION

1) Magmatogenèse

L'importance des manifestations du volcanisme acide durant le cycle volcanique éocène (60 à 70 % du volume des volcanites) est à l'origine d'un grand nombre des caractéristiques des laves basiques et intermédiaires de cette période.

Bien qu'à première vue la répartition des éléments majeurs dans ces laves soient en accord avec un processus simple de cristallisation fractionnée engendrant une lignée de différenciation calco-alcaline allant des basaltes aux rhyolites pour toute la période éocène; une étude plus détaillée nous montre l'insuffisance de ce premier modèle.

Ainsi, en tenant compte de la chronologie des émissions (cf. p.140), de leurs proportions relatives, de leur pétrographie et de tous leurs caractères géochimiques (notamment de leurs teneurs en éléments traces), il apparaît qu'aussi bien entre chaque groupe de roches qu'à l'intérieur de chacun d'entre eux, les évolutions observées s'accordent beaucoup plus avec des phénomènes de contaminations réciproques qu'avec un processus de différenciation.

Le modèle final proposé fait donc intervenir une ou plusieurs souches basaltiques initiales contaminées à des degrés divers par un stock rhyolitique alcalin important dont l'origine palingénétique ne fait pas de doute (fig. 134).

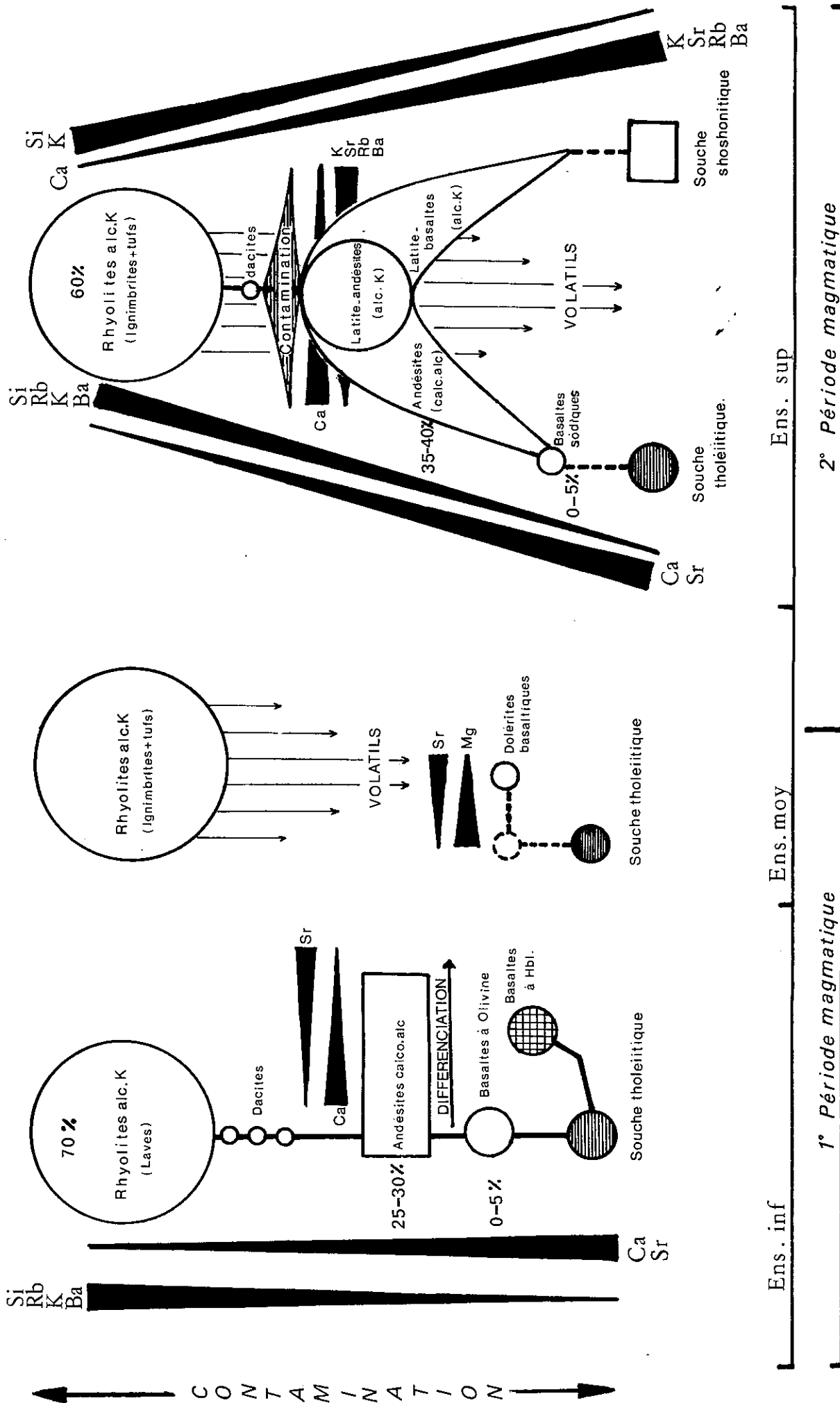


Fig. 134 EVOLUTION SCHEMATIQUE DE LA MAGMA TOGENESE POUR LA PERIODE EOCENE DANS LA REGION DE SA VEH

Les pourcentages représentent la part respective des différents volcanites (acides, intermédiaires et basiques) dans chacune des deux périodes magmatiques.

a) 1ère période magmatique de l'Eocène

- Les basaltes porphyriques à hornblende, initiaux, résultent d'un mélange et d'une grande homogénéisation entre la souche basaltique et le pôle rhyolitique naissant. Si les transferts de matériel rhyolitique sont limités dans les basaltes durant le mélange, par contre, le transfert des éléments volatils est très important comme en témoigne leur minéralogie hydratée et porphyrique. Il est probable qu'une stabilité tectonique relative au début du cycle volcanique éocène soit garante de cette homogénéisation et de l'entretien des pressions de fluides.
- Les basaltes à olivine et les dolérites basaltiques, peu abondants, représentent des termes peu contaminés et très proches de la souche basaltique initiale.
- Les andésites basaltiques et les andésites représentent un stock important de magma intermédiaire issu du mélange poussé entre le pôle rhyolitique et le pôle basaltique. Ce stock andésitique entretenu pendant tout l'Ensemble inférieur est sujet à un processus de différenciation avec séparation progressive du pyroxène qui traduit par un enrichissement des teneurs en Sr et une diminution des teneurs en Ca.
- Les dacites possèdent des caractéristiques géochimiques oscillant entre celles des rhyolites et celles des andésites et des basaltes; elles résultent de degrés divers de contamination entre ces deux pôles.

Cas particuliers de l'Ensemble moyen

A l'Ensemble moyen ne correspond aucun terme intermédiaire car le phénomène de mélange ne s'effectue pas localement à l'emplacement des séries vertes. Ceci est sans doute lié à l'absence de réservoir rhyolitique en profondeur, comme en témoigne, par ailleurs, l'absence de centres d'émissions acides dans les bassins subsidants où seuls parviennent les ignimbrites et les tufs émis sur les horsts voisins (cf. p. 103). Pour leur part, le très faible volume des émissions basaltiques y souligne également une réduction de son activité.

b) 2ème période magmatique de l'Eocène

Bien que rendue très difficilement analysable dans le détail, l'étude géochimique montre l'importance de l'apparition d'une troisième souche, basaltique, alcaline et potassique, laquelle participe avec la même importance à des phénomènes de contamination réciproques entre le pôle rhyolitique et un "pôle" basaltique sodique.

- Les basaltes sodiques, bien qu'alcalins, sont les termes les plus proches de l'ancienne souche basaltique de l'Ensemble inférieur, à partir de laquelle ils ont évolué, beaucoup plus par fractionnement de l'olivine, que par contamination avec les pôles potassiques.
- Les andésites et les andésites porphyriques résultent surtout de la contamination du pôle basaltique sodique avec le pôle rhyolitique, à potentialité ignimbritique, enrichi en éléments volatils et d'apport limité à partir du magma latitique.
- Les latite-basaltes porphyriques représentent les laves les plus proches du pôle basaltique alcalin et potassique qui apparaît lors de la deuxième période magmatique de l'Eocène. Elles correspondent à divers degrés de contamination entre cette souche, le magma andésitique et de façon plus ménagée avec le pôle rhyolitique.
- Les latite-andésites, les plus abondantes des laves intermédiaires, résultent globalement du mélange tripartite entre les souches initiales présentes durant cette période. Ce magma particulier est soumis, tout au long de son évolution à un jeu très complexe de contaminations réciproques entre les souches précédentes, qui masquent totalement les processus de différenciation qui ont pu intervenir éventuellement.

- Les dacites présentent des caractères géochimiques toujours très proches de ceux des rhyolites. Elles traduisent un degré plus faible de contamination que celles de l'Ensemble inférieur.

2) Place de la différenciation par cristallisation fractionnée dans la magmatogenèse éocène

Dans ce contexte de contaminations multiples, une étude géochimique même détaillée est malheureusement incapable de faire ressortir quelles évolutions sont en partie attribuables aux processus de différenciation par cristallisation fractionnée et séparation des minéraux.

Toutefois, l'étude pétrographique comble cette lacune, et c'est ainsi que nous pouvons envisager les séparations de minéraux lors de l'évolution pétrogénétique.

- L'olivine: Une importante séparation de ce minéral intervient dans la souche basaltique, progressivement, au cours de la première période magmatique de l'Eocène.

- Le pyroxène: Sa séparation, très nette pétrographiquement, ne se retrouve géochimiquement que dans les andésites de l'Ensemble inférieur où les processus de contamination sont simples en ne faisant intervenir que deux souches.

- Le plagioclase: Il est impossible d'assurer une tendance géochimique comme révélatrice de la séparation du plagioclase dans chacun des groupes de lave. Toutefois, celle-ci est pétrographiquement très nette, surtout dans les faciès porphyriques de la deuxième période où elle est apparemment tout à fait indépendante de la chronologie des émissions.

Il faut donc croire qu'un processus de ségrégation de type filtre-presse, contrôlé par des mouvements intra-telluriques liés à l'instabilité tectonique qui est la règle durant l'Eocène, peut être l'origine de tels phénomènes dans les laves porphyriques.

3) Origine et rôle des volatils

a) Rôle dynamique :

Le magma palingénétique rhyolitique est le premier à subir l'influence d'un enrichissement en volatils. L'activité pyroclastique se développe, en effet, dans l'Ensemble moyen avec l'apparition des tufs rhyolitiques. L'enrichissement de ce magma en volatils est alors attribuable à deux phénomènes qui peuvent agir de manière conjuguée.

Un phénomène superficiel, le plus évident, fait intervenir l'incorporation d'eau de mer dans les réservoirs magmatiques lors de la transgression du Lutétien.

Un phénomène plus profond fait intervenir la persistance d'un stock rhyolitique au cours de l'Eocène; l'enrichissement en volatils qui en résulte proviendrait d'un transfert gazeux dans le réservoir magmatique grandissant.

Lors des importants phénomènes de contamination qui interviennent entre le pôle rhyolitique "ignimbrétique" et les souches basaltiques, durant la deuxième période magmatique, une part importante de la phase volatile du magma acide peut donc être transmise au magma intermédiaire. Cet apport peut donc avoir un rapport partiel avec le dynamisme explosif de nombreuses émissions de nature intermédiaire lors de la deuxième période; mais l'influence très importante des phénomènes superficiels que nous avons détaillés (cf. p. 56) dans ce mécanisme ne nous permet pas d'apprécier plus la valeur de la contamination sous cet aspect.

b) Rôle minéralogique:

L'enrichissement profond des laves basiques et intermédiaires en volatils issus du magma rhyolitique peut-être rendue responsable de l'hyperdéveloppement des phénocristaux de plagioclases que l'on rencontre de manière spécifique dans ces laves, durant la deuxième période magmatique de l'Eocène. Toutefois, les plagioclases des latite-andésites qui sont situées au carrefour de "toutes" les tendances de contamination ne subiraient pas ce développement extraordinaire, à cause des fortes corrosions que subissent les phénocristaux au cours de leur croissance.

4) Nature des souches basaltiques

Deux souches basaltiques originelles sont donc caractéristiques du magmatisme éocène. Les basaltes à olivine, termes les plus proches de la souche qui donnent les volcanites intermédiaires calco-alcalines par mélange, possèdent des teneurs en éléments majeurs caractéristiques d'une tholéiite d'arc, d'après Pearce (1976). Cependant les teneurs très élevées en éléments incompatibles (Sr=509, Rb=39 et Ba=120ppm) montrent que les deux phénomènes de contamination sont intervenus de manière trop importante pour permettre de caractériser cette souche initiale qui ne doit finalement avoir que des relations lointaines avec des tholéiites d'arc. Les termes qui ont subi les influences les plus fortes de la part de la souche basaltique potassique lors des processus de contamination montrent, d'une manière générale, qu'un fort enrichissement en éléments incompatibles (Ba, Rb et Sr) accompagne l'augmentation des teneurs en K et la diminution des teneurs en Si. Ceci s'accorde avec l'existence d'une souche basaltique à caractère shoshonitique qui s'individualiserait durant la deuxième période magmatique.

De cette manière, nous sommes amenés à comparer les caractères chimiques de nos latite-basaltes les moins contaminées avec certains shoshonites de la région de Natanz-Nain-Surk (Amidi, 1975).

1	2		
SiO ₂ : 46.72	46.54	}	Les deux analyses chimiques présentées montrent des similitudes au niveau des teneurs en éléments majeurs. Cette observation confirmerait l'existence d'une souche shoshonitique importante pendant la deuxième période magmatique éocène de la région de Saveh. Cependant, la très grande différence observée dans les teneurs en éléments incompatibles souligne l'importance des phénomènes de contamination qui sont intervenus dans la région de Saveh et qui font ainsi avorter les émissions de laves à feldspathoïdes.
Al ₂ O ₃ : 18.58	17.45		
Fe ₂ O ₃ : 2.33	5.60		
FeO : 9.93	4.03		
MnO : 0.13	0.21		
MgO : 5.20	6.66		
CaO : 6.89	9.35		
Na ₂ O : 2.22	3.26		
K ₂ O : 3.42	2.19		
TiO ₂ : 0.83	0.89		
P ₂ O ₅ : 0.23	0.37		
Ba : 414	1300	}	1 = Latite-basalte:Saveh 2 = Absarokite pauvre en analcime:Natanz-Nain-Surk
Rb : 122	50		
Sr : 512	850		
		ppm	

5) Origine de la lignée calco-alcaline éocène de l'Iran Central

La région de Saveh n'est pas la seule, en Iran, à posséder un volcanisme éocène dont les caractères géochimiques se rapprochent de ceux des associations calco-alcalines. En effet, S.M. Amidi (1976), dans la région de Natanz-Nain-Surk a reconnu des évolutions de type calco-alcalin durant les périodes (1. 2. 3. 4. 6.) qu'il définit à cette époque.

Cependant cet auteur ne retient pas les processus de contamination entre une souche basaltique et un magma rhyolitique comme susceptibles de donner, de la même manière que nous le mettons en évidence dans la région de Saveh, des caractères chimiques identiques à ceux d'une lignée calco-alcaline.

S. M. Amidi envisage plutôt une fusion globale de roches crustales, à composition granodioritique banale, engendrant un magma andésitique susceptible de se différencier vers des termes à composition rhyolitique. Cependant, devant le caractère rythmique des émissions volcaniques et les lacunes chimiques existant entre les andésites et les rhyolites de cette région, cet auteur est amené progressivement à faire intervenir de plus en plus une dualité d'origine. Finalement, dans le schéma final, les volcanites acides pourraient provenir de la fusion partielle des parties profondes de la croûte sialique, tandis que les andésites tireraient leur origine d'une fusion partielle plus profonde encore (partie supérieure du manteau supérieur ?).

Il convient alors de remarquer que le schéma final pour la magmatogenèse de cette région se rapproche de plus en plus du modèle plurimagmatique que nous proposons dans la région de Saveh.

Cependant, l'éventualité de la contamination d'un magma basique par des matériaux crustaux ou par un mélange avec un magma acide a été discutée par cet auteur, mais elle a été écartée pour plusieurs raisons que nous jugeons toutes très discutables.

a) L'auteur s'appuie sur des conclusions tirées des travaux sur les rapports isotopiques du Sr dans les volcanites circumpacifiques où les phénomènes de contamination ont été rejetés en tant qu'origine des lignées calco-alcalines.

Nous ne pouvons pas accepter sans réticence une telle comparaison avec les domaines orogéniques si particuliers des arcs insulaires et des chafnes liminaires qui, selon l'auteur lui-même, ne sont pas envisageables dans le cadre de l'évolution structurale de l'Iran.

b) Un argument cherchant à envisager absolument une origine des andésites autrement que par contamination entre une souche basaltique et un magma palingénétique rhyolitique, uniquement parce que la distribution géographique mondiale de ces roches ne se calque pas toujours sur celle des aires continentales, est abusif, tel qu'il a été employé par S. M. Amidi. L'origine des andésites est très controversée par de nombreux auteurs (A. L. Boettcher, 1973), et il est hors de question d'écarter l'éventualité d'une telle contamination dans le contexte continental iranien.

c) L'argument de Green et Ringwood (1968) qui fait valoir qu'en cas de contamination par les matériaux crustaux, les basaltes devraient être plus abondants que les andésites n'est pas formel. En cas de mélange entre un stock rhyolitique très important et un magma basaltique moins important, il y aura bien, comme nous le constatons avec S. M. Amidi, beaucoup de rhyolites et de dacites, moins d'andésites et peu ou pas de basaltes.

d) L'argument de Taylor et al. (1969), faisant valoir que dans le cas d'un mélange de 60% de granodiorite moyenne et de 40% de basalte moyen les teneurs en Co et Ni sont deux fois plus fortes que dans les andésites circumpacifiques n'est pas applicable, à priori, au cas particulier des andésites de l'Iran. Toujours est-il que les simples observations de S. M. Amidi sur les teneurs en Ni et Co dans les volcanites tertiaires de la région de Natanz-Nain-Surk ne peuvent en aucun cas éliminer l'éventualité d'une contamination entre une souche rhyolitique et une souche basaltique. Nous devons néanmoins souligner les faibles teneurs en Rb des rhyodacites et dacites de Natanz-Nain-Surk (moy. Rb: 127ppm) par rapport à des granodiorites moyennes ($G1=570\text{ppm}$; Ahrens et al. 1968). Ce caractère particulier des roches acides se retrouve d'ailleurs dans la région de Saveh et il s'agit sans doute d'une caractéristique de tout le magmatisme acide de l'Iran Central. En tout cas, en ce qui concerne le Rb, il est tout à fait normal que la contamination d'un magma basaltique par un magma rhyolitique pauvre en Rb aboutisse à des andésites à faibles teneurs en Rb.

Bien que le processus de contamination ait été rejeté au profit d'un modèle faisant intervenir une fusion partielle dans la région de Natanz-Nain-Surk par S. M. Amidi, nous pensons que ce premier phénomène est intervenu dans cette région pour une part aussi importante que dans la région de Saveh.

L'origine de la lignée calco-alcaline qui existe dans l'Eocène de cette partie de la chaîne de l'Iran Central résulterait donc d'un phénomène de contaminations réciproques de degré variable entre un magma rhyolitique paléogénétique et une souche basaltique à tendance tholéitique. Les difficultés de S. M. Amidi pour séparer les deux pôles acide et basique proviennent d'une moins grande abondance des effusions rhyolitiques dans la région de Natanz-Nain-Surk que dans la région de Saveh et où ces effusions sont, de plus, contaminées plus fortement par la souche basaltique.

L'argument réellement en faveur d'une origine des andésites par fusion partielle vient de la corrélation positive entre le rapport K/Rb et K_2 , mais il convient de remarquer que tous ces éléments sont en grande partie hérités de la souche rhyolitique paléogénétique et qu'il est donc normal de trouver cette tendance dans les roches contaminées. Cette tendance existe également dans les andésites de la région de Saveh.

6) Origine de la lignée shoshonitique éocène de l'Iran Central

Bien que nous soyons mal placés pour en parler, l'intensité du magmatisme rhyolitique ayant fait, comme nous l'avons déjà souligné (cf. p. 227), avorter l'expression d'une association à caractère purement shoshonitique dans la région de Saveh, nous devons ajouter quelques observations qui peuvent avoir leur importance propos d'une telle origine.

Tous les auteurs qui se sont penchés sur l'origine de cette association en Iran (S. M. Amidi, 1975, J. L. Lescuyer, R. Riou, 1976) s'accordent pour dire qu'elle aurait pour origine la fusion partielle du manteau supérieur, laquelle engendrerait un magma basaltique alcalin.

L'épisode basaltique alcalin du Quaternaire de la région de Saveh est intéressant, car les conclusions sur ses origines pétrogénétiques (cf. p. 183) semblent indiquer qu'il résulte de la fusion partielle d'un manteau supérieur riche en phlogopite.

Bailey (1972) affirme que, dans un contexte de rift, on a décompression et fusion accompagnées de transfert gazeux dans le manteau. Le magmatisme alcalin que ce processus engendre est accompagné dans le manteau par un développement important de phlogopite, amphiboles et carbonates.

Peut-être les basaltes quaternaires sodiques résultent-ils de la fusion des "restites" issues de la fusion partielle du manteau qui donna à l'Eocène le magma alcalin potassique.

III - GEOCHIMIE DU PLUTONISME OLIGOCENE INFERIEUR

A) INTRODUCTION

L'important cycle volcanique éocène se termine lors de la phase tectonique éo-oligocène par la mise en place des plutons circonscrits granodioritiques à tendance calco-alcaline. Il s'agit, pour la plupart, de faciès granitiques qui passent, en bordure des massifs, à des intrusions basiques et à un cortège filonien constitué presque totalement d'aprites; les autres filons (microgabbros, micropegmatites) sont rares, voire inexistant.

Pétrographiquement et géochimiquement, ces faciès intrusifs incluent des gabbros et dolérites, des diorites, des granites à amphibole et biotite, des granites à amphibole et des granites leucocrates. De tous ces faciès, les granites à amphibole et biotite et les granites à amphibole occupent le volume le plus important. Une tectonique cassante caractéristique de la région a contrôlé leur mise en place et les a affectés postérieurement.

Vingt quatre analyses de roches appartenant aux six massifs plutoniques principaux ont été effectuées. De nombreux diagrammes montrent que les roches basiques (gabbros) conduisent aux granites selon un schéma classique de différenciation bien marquée au niveau des éléments majeurs. Trois coupes effectuées dans trois massifs ont permis d'observer l'évolution existant à l'intérieur d'un même massif. Ces trois coupes sont représentées par les points $A \rightarrow B \rightarrow C$ (lignée sodique) et $X \rightarrow Y \rightarrow Z$, $I \rightarrow II \rightarrow III$ (lignées sodi-potassique).

Trois échantillons présentent un comportement anormal :

le n° 476, filon de microgabbro altéré

le n° 480, filon de pegmatite

le n° 483, aprite très pauvre en éléments en trace $Ba < 10$, $Rb < 10$, $Sr = 23$.

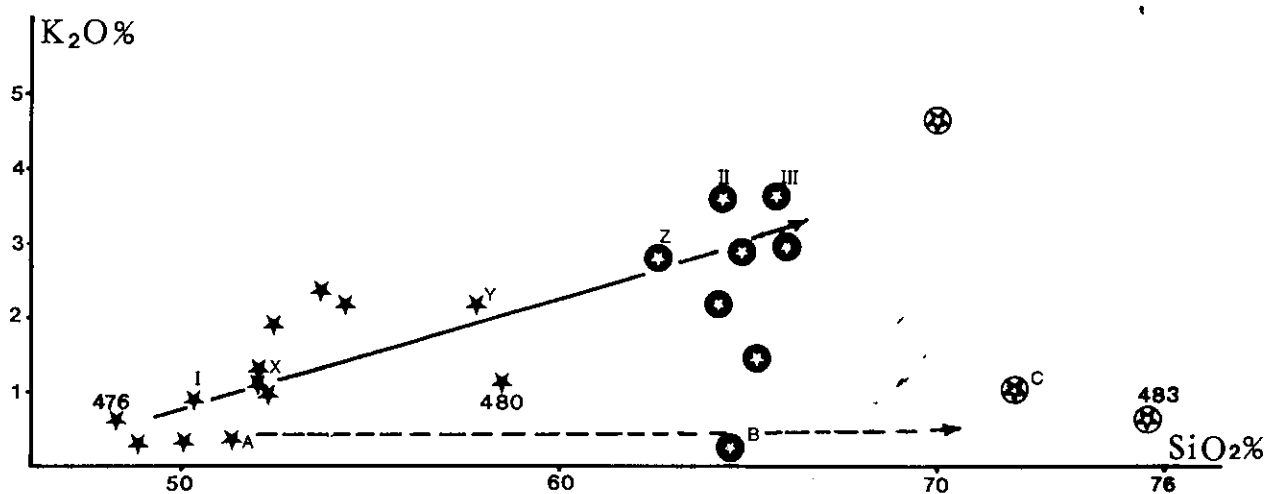
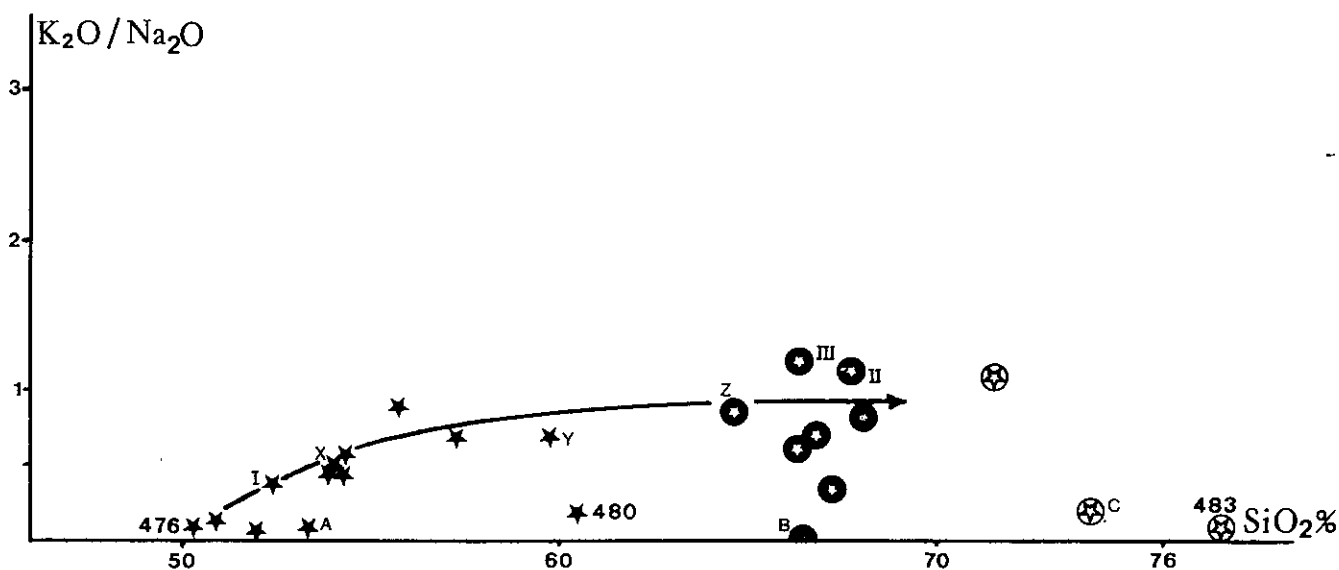
B) LES ELEMENTS MAJEURS

1) Diagramme $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (Kuno) (fig. 95 a)

Ce diagramme met nettement en évidence le caractère calco-alcalin de cette série. Avec l'augmentation de SiO_2 , les teneurs en alcalins vont de 2 à 9%.

2) Diagramme $K_2O - SiO_2$ (fig. 135)

La corrélation positive entre SiO_2 et K_2O est tout à fait typique d'une différenciation. Deux lignées peuvent toutefois être distinguées. Tout d'abord une lignée principale sodi-potassique classique à laquelle se rattachent la plupart des points, notamment les deux coupes des plutons de Dehbal et Nord-Ouest de Saveh ($I \rightarrow II \rightarrow III$ et $X \rightarrow Y \rightarrow Z$), où une fluctuation des teneurs en potassium est à noter dans les granites. Ensuite une lignée sodique avec de faibles teneurs en K_2O (massif d'Abbas abad, $A \rightarrow B \rightarrow C$) qui semble tendre nettement vers un pôle sodique et siliceux (aprite n° 483).

Fig. 135 DIAGRAMME K_2O-SiO_2 Fig. 136 DIAGRAMME K_2O/Na_2O-SiO_2

3) Diagramme $(K_2O/Na_2O)-SiO_2$ (fig. 136)

Malgré la dispersion des points des granites provoquée par la fluctuation des teneurs en alcalins, ce diagramme permet de distinguer la lignée sodique ($A \rightarrow B \rightarrow C$) de la lignée sodi-potassique ($I \rightarrow II \rightarrow III$ et $Y \rightarrow X \rightarrow Z$). La quasi totalité est située au-dessous de la droite $K_2O/Na_2O = 1$, ce qui traduit la tendance générale sodique de l'ensemble de ces roches.

4) Diagrammes triangulaires de AFM, H. de la Roche, Or-Ab-An, et Q-Ab-Or

Les triangles simplifiés figurés au second plan expriment les tendances observées dans nos plutonites.

AFM: La localisation de la majorité des points et notamment des coupes (X→Y→Z et I→II→III) coïncide très bien avec la courbe de différenciation calco-alcaline de l'intrusion de Sano (Japon - Yajima - 1961).

Par contre, là encore, les points A→B→C s'individualisent nettement par rapport à cette première tendance (fig. 137).

H. de la Roche: On constate un appauvrissement progressif des teneurs en MgO depuis le pôle basique vers le pôle acide, schéma classique d'une différenciation. Mais là encore malgré les fluctuations des teneurs en Na_2O et K_2O dans les granites, deux lignées se distinguent: une lignée sodi-potassique et une autre nettement plus sodique. La fluctuation des teneurs en alcalins et surtout en potassium observée dans les granites au niveau de ce diagramme et des diagrammes de $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, pourrait être à l'origine d'une contamination par un stock rhyolitique (fig. 138).

Or-Ab-An: L'évolution de la lignée sodi-potassique présente une allure classique avec un rapport Ab/Or moyen. Par contre, certains points (en particulier ceux de la coupe A→B→C) montrent une très nette évolution vers le pôle albitique (fig. 139).

Q-Ab-Or: Les deux lignées évoluent vers la ligne cotectique de pression voisine de 3 kb. Les points situés près du point eutectique montrent une syncrystallisation de quartz, feldspath potassique et feldspath sodique. Le point C situé au-dessus de la ligne cotectique représente le seul granite à posséder du quartz de cristallisation précoce (en inclusions dans le plagioclase) (fig. 140).

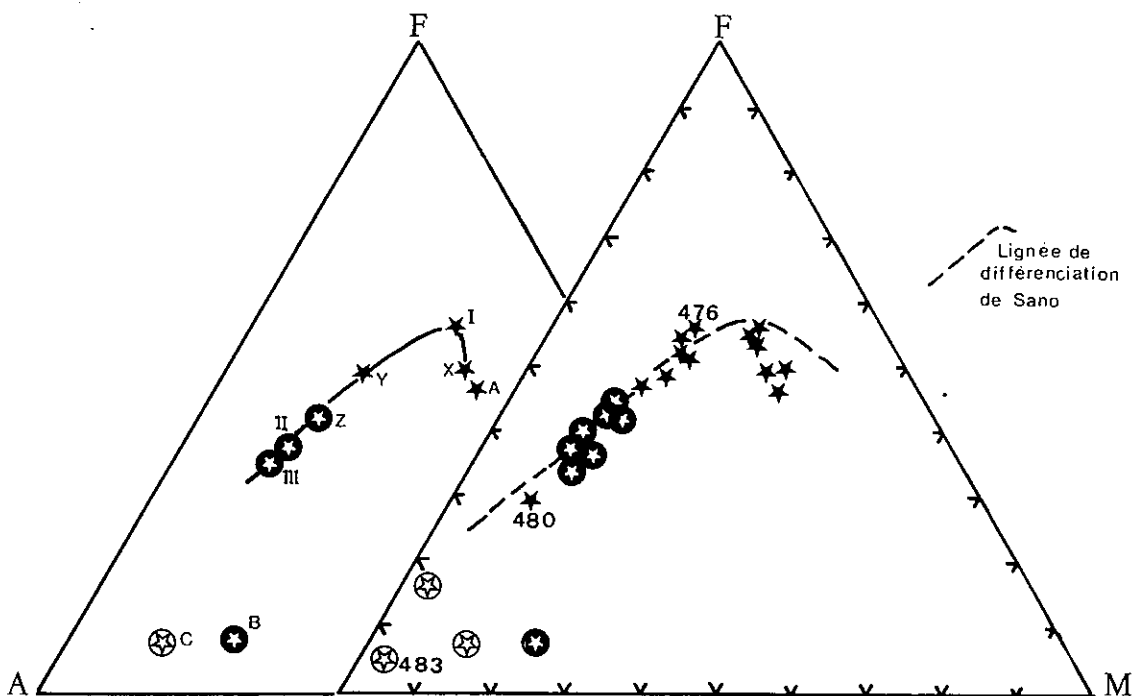
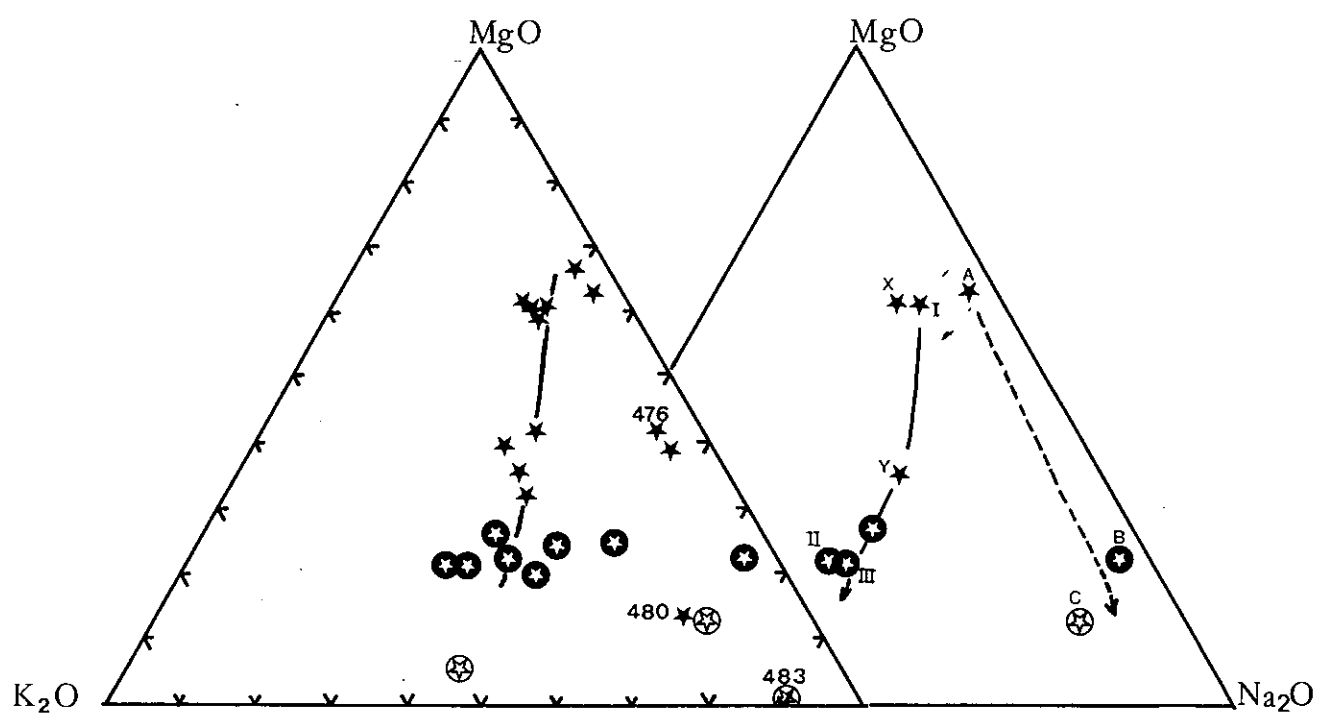
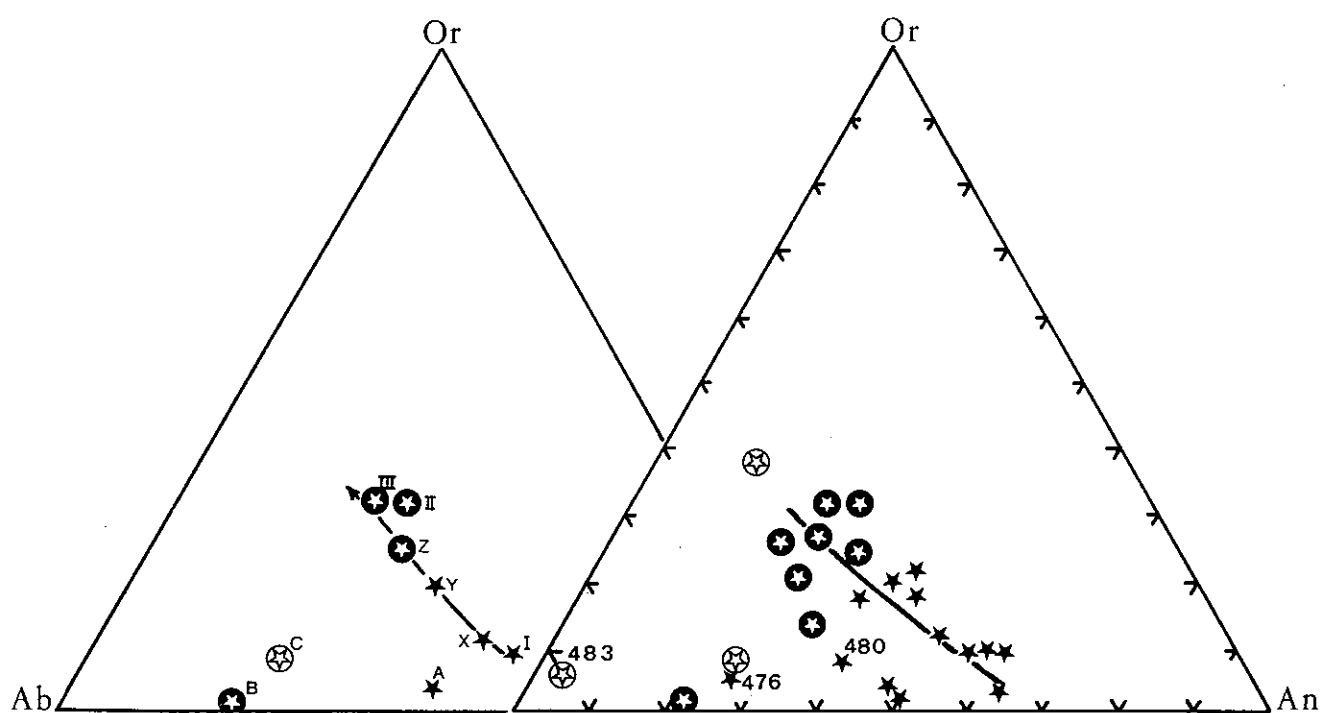
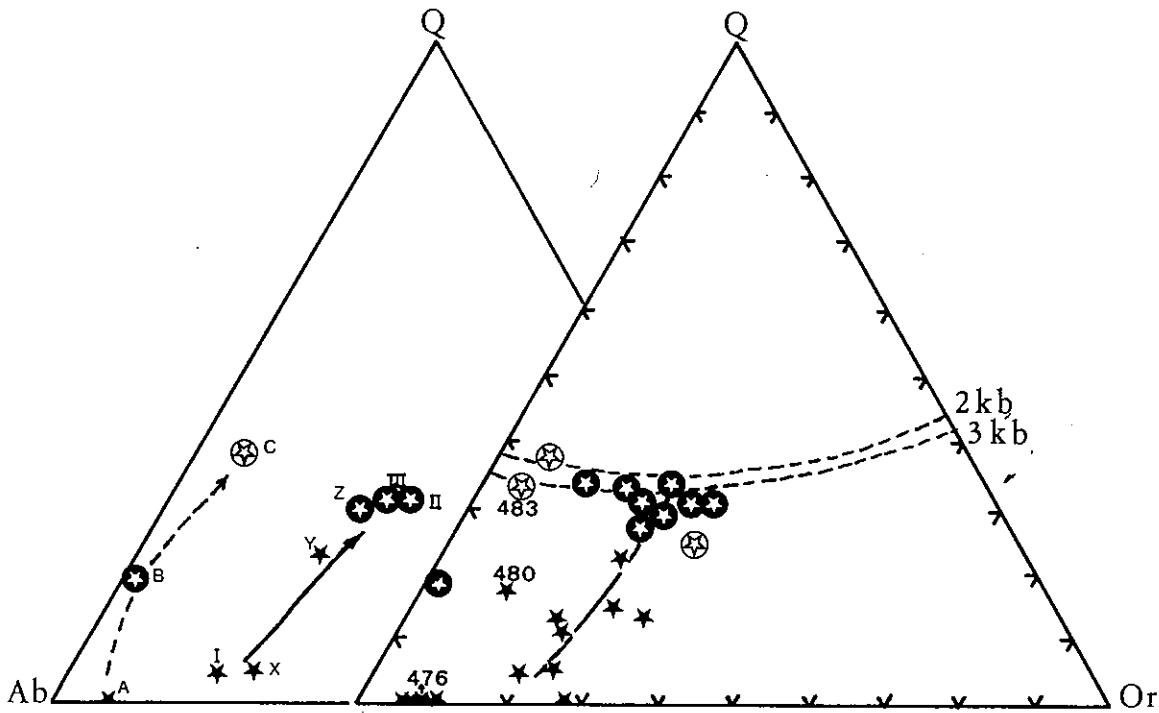
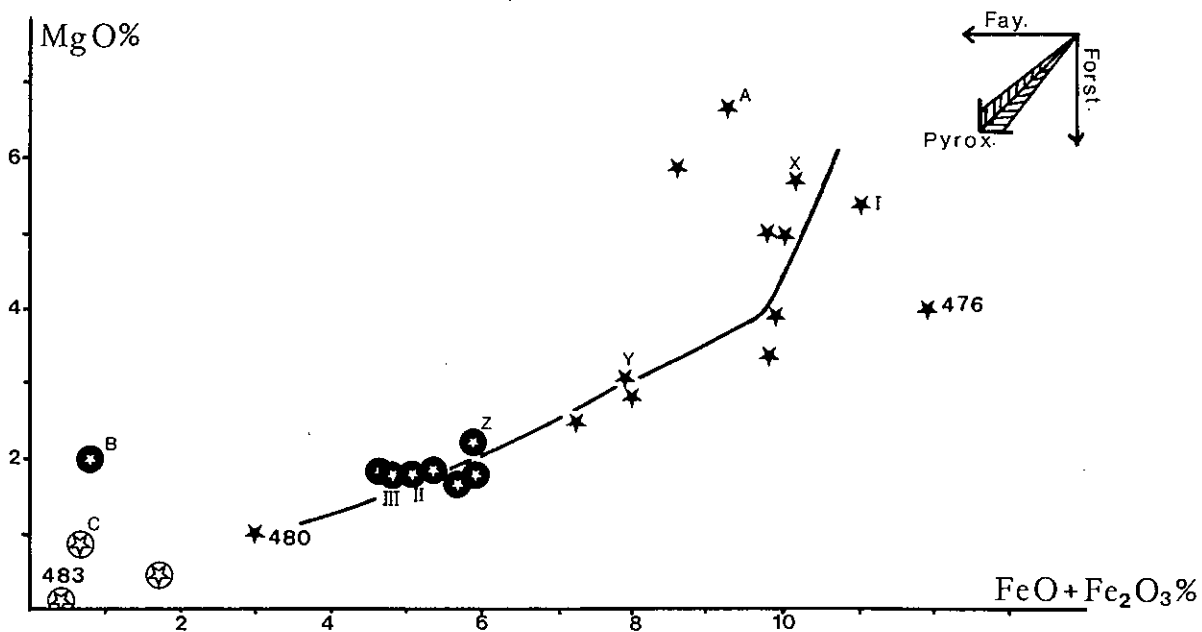


Fig. 137 DIAGRAMME A - F - M

Fig. 138 DIAGRAMME DE H. DE LA ROCHEFig. 139 DIAGRAMME Or - Ab - An

Fig. 140 DIAGRAMME Q-Ab-Or5) Diagramme $\text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (fig. 141)

Une corrélation positive globale entre MgO et $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ traduit la tendance calco-alcaline des roches plutoniques que nous avons déjà soulignée dans le diagramme de Kuno. Les teneurs en Fe et Mg décroissent progressivement des roches basiques vers les roches acides, traduisant la séparation des minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, biotites, amphiboles, oxydes) du magma résiduaire. La chute brutale des teneurs en MgO pour les roches les plus basiques traduit sans doute la séparation du pyroxène. Les points A, B et C de la lignée sodique ne sont pas très individualisés de la lignée sodi-potassique.

Fig. 141 DIAGRAMME $\text{MgO}-(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$

6) Variation des oxydes en fonction de l'Indice de Solidification (figs. 142, 143, 144)

La courbe de référence correspond à la lignée de différenciation des granitoïdes de Corse. Toutes les évolutions que révèlent nos diagrammes montrent une différenciation qui irait des gabbros aux aplites. Il y a une corrélation négative pour SiO_2 - I.S., $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - I.S. et une corrélation positive pour CaO - I.S., MgO - I.S.. Dans les diagrammes Fe - I.S. et TiO_2 - I.S., la corrélation est négative pour les gabbros et dolérites, et positive dans les diorites et granites. Nous devons noter un appauvrissement relatif en Ti des gabbros par rapport aux termes les moins différenciés des granitoïdes alcalins de Corse (Carron et al. 1973), ce qui nous conduit sans doute à invoquer d'abord une séparation du plagioclase, puis du pyroxène entraînant une augmentation des teneurs en Fe et Ti du bain résiduaire. Postérieurement la séparation de la biotite et des oxydes de fer depuis les diorites jusqu'aux aplites entraînerait la baisse des teneurs en Fe et Ti.

Il semble toutefois exister un hiatus correspondant à une valeur voisine de 24 pour I.S.

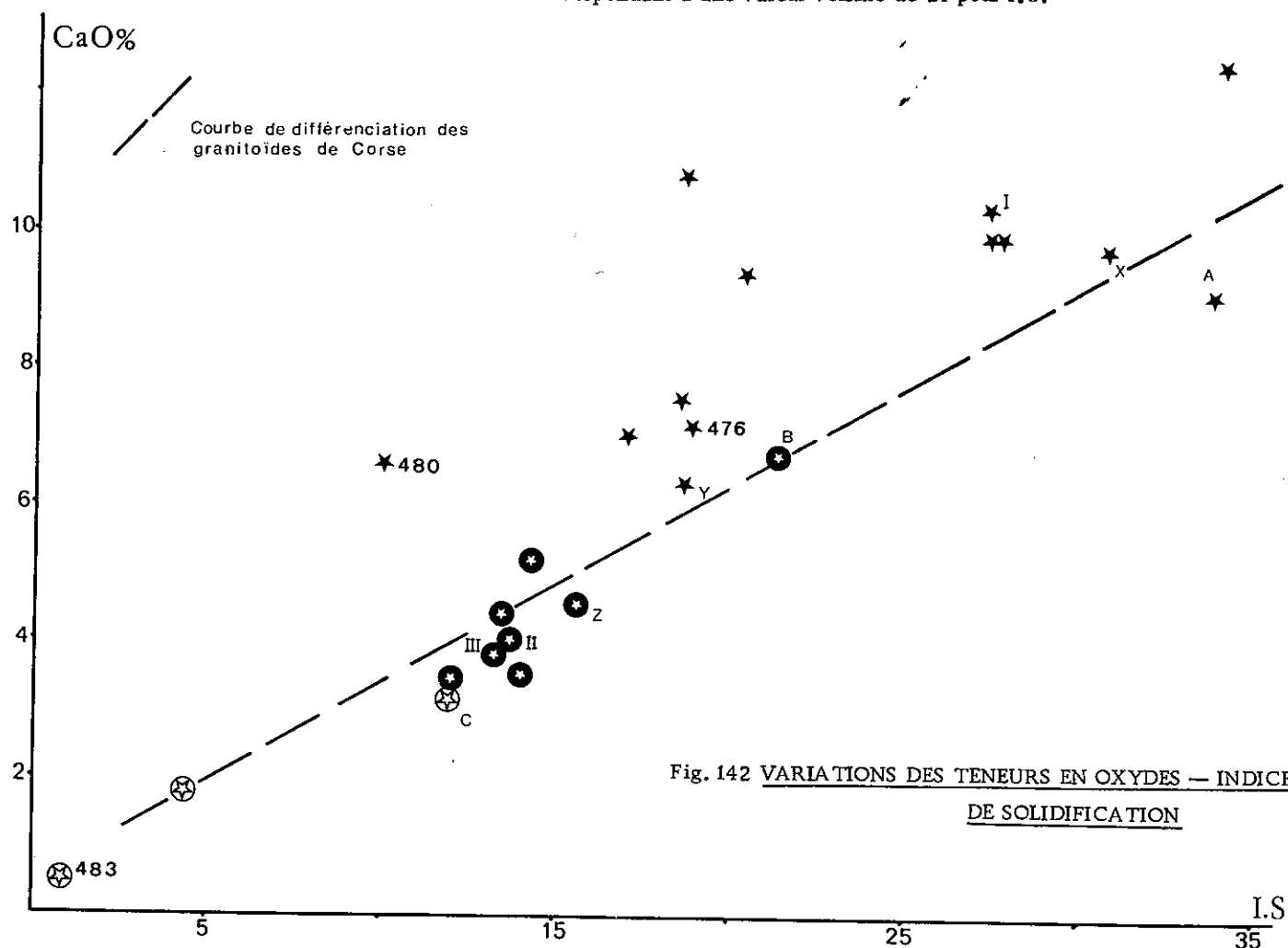
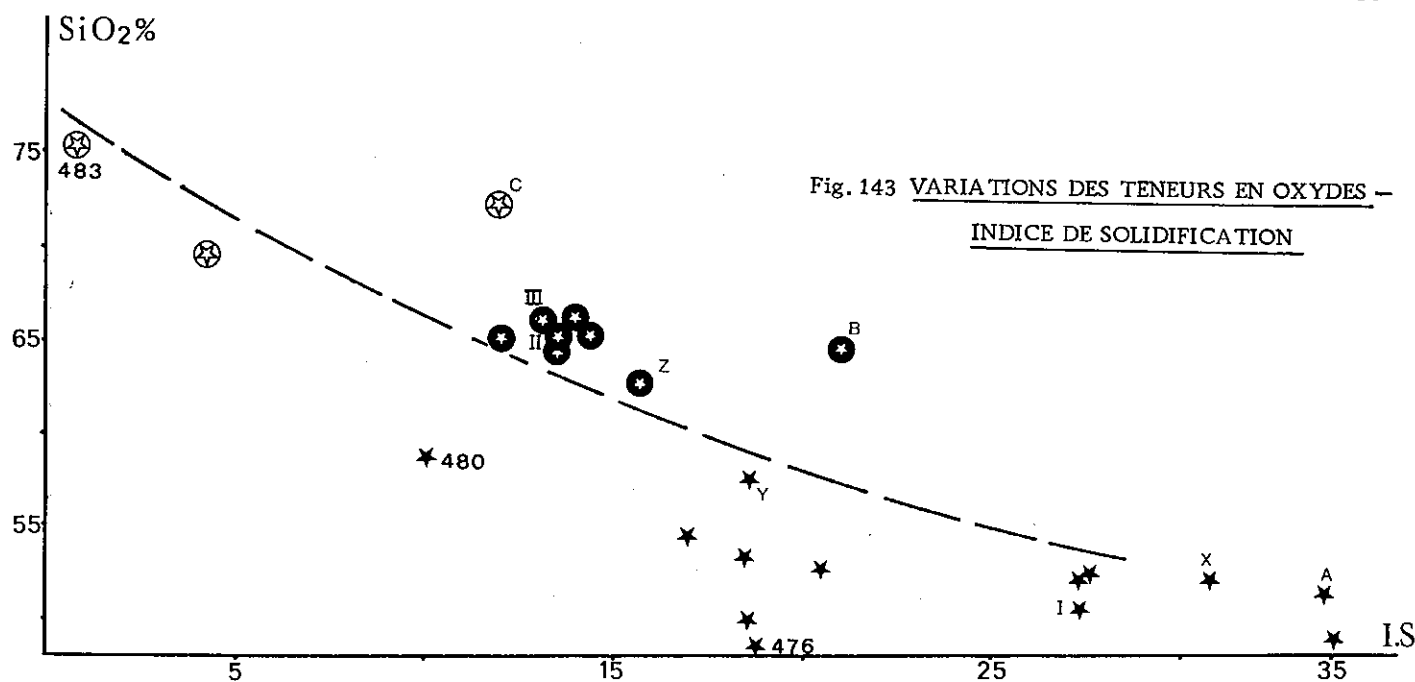


Fig. 143 VARIATIONS DES TENEURS EN OXYDES — INDICE DE SOLIDIFICATION



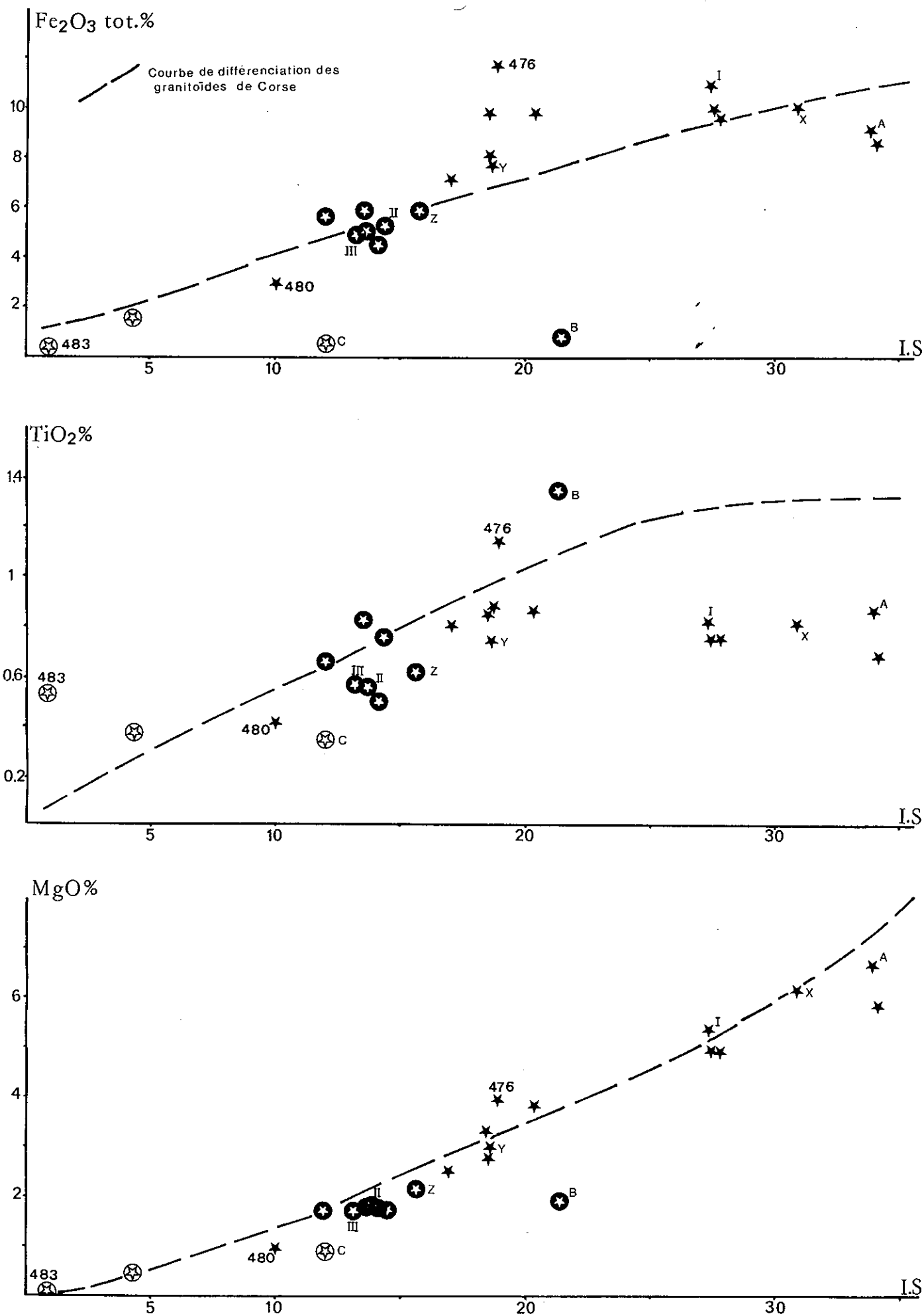


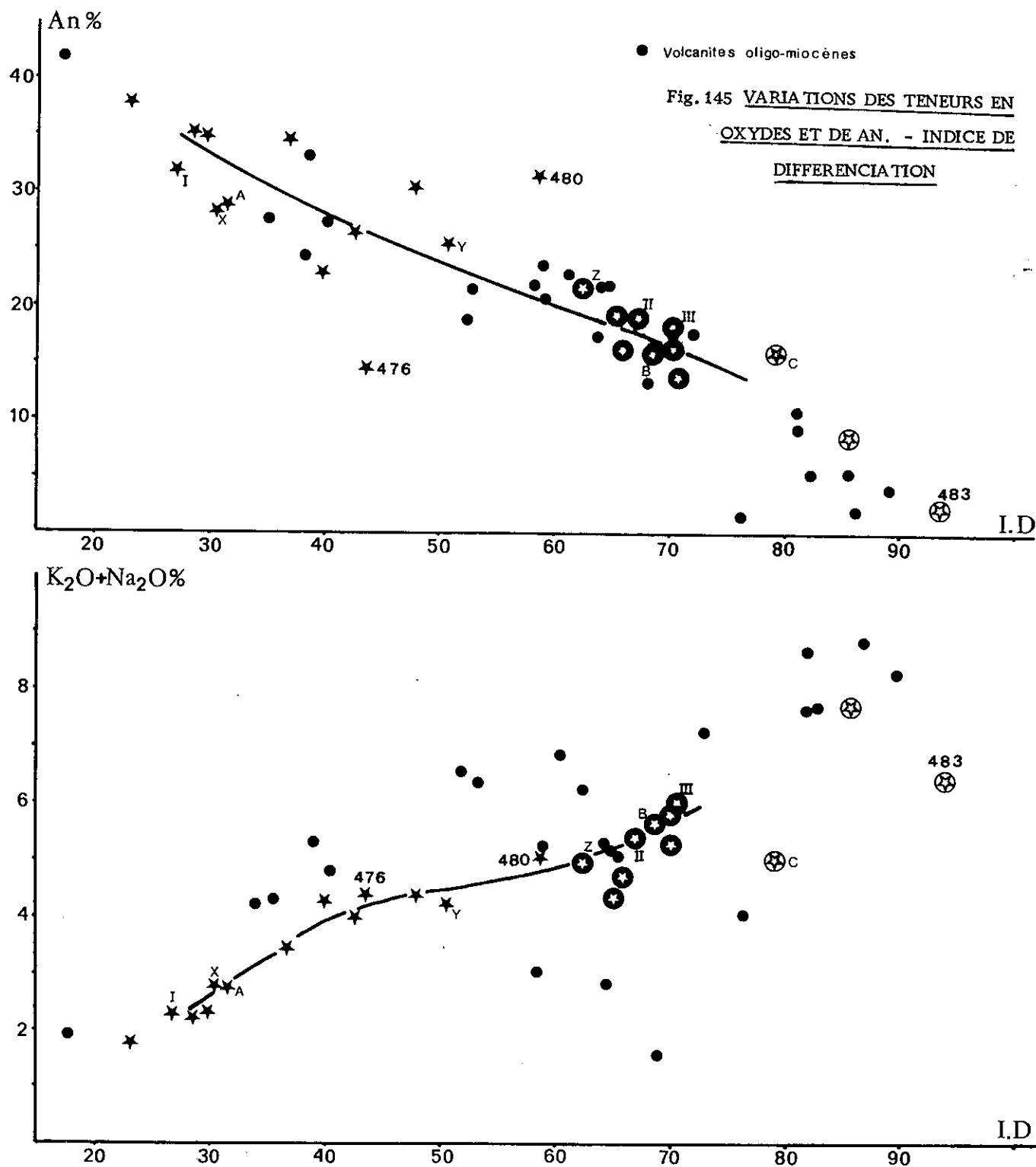
Fig. 144 VARIATIONS DES TENEURS EN OXYDES - INDICE DE SOLIDIFICATION

7) Variation des oxydes en fonction de l'Indice de Différenciation (figs. 145, 146)

A titre comparatif, nous avons reporté sur ces diagrammes les points correspondants aux volcanites de l'Oligo-Miocène, sans distinction de faciès. D'une manière générale, les variations des oxydes constituent des tendances plus régulières et continues que pour l'I. S. et qui suivent d'une manière générale les mêmes évolutions que celles que l'on rencontre dans les volcanites oligo-miocènes.

La rupture de pente observée dans le diagramme TiO_2 -I.D. correspond sans doute à la précipitation d'oxydes. Dans le diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ -I.D., il tend à y avoir une dispersion des points pour les termes acides correspondant sans doute aux deux lignées précédemment définies, sodique et sodi-potassique.

Les hiatus observés précédemment dans les diagrammes d'I. S. n'existent ici que pour les diagrammes TiO_2 -I.D. et MgO -I.D.. Peut-être s'agit-il d'un manque de prélèvement de ce niveau (entre les gabbros et les diorites) lié au fait que ce faciès très riche en minéraux ferromagnésiens n'ait pas été jugé géochimiquement représentatif compte-tenu de son mauvais aspect suite à l'altération, ou peut-être ce faciès n'affleure-t-il pas.



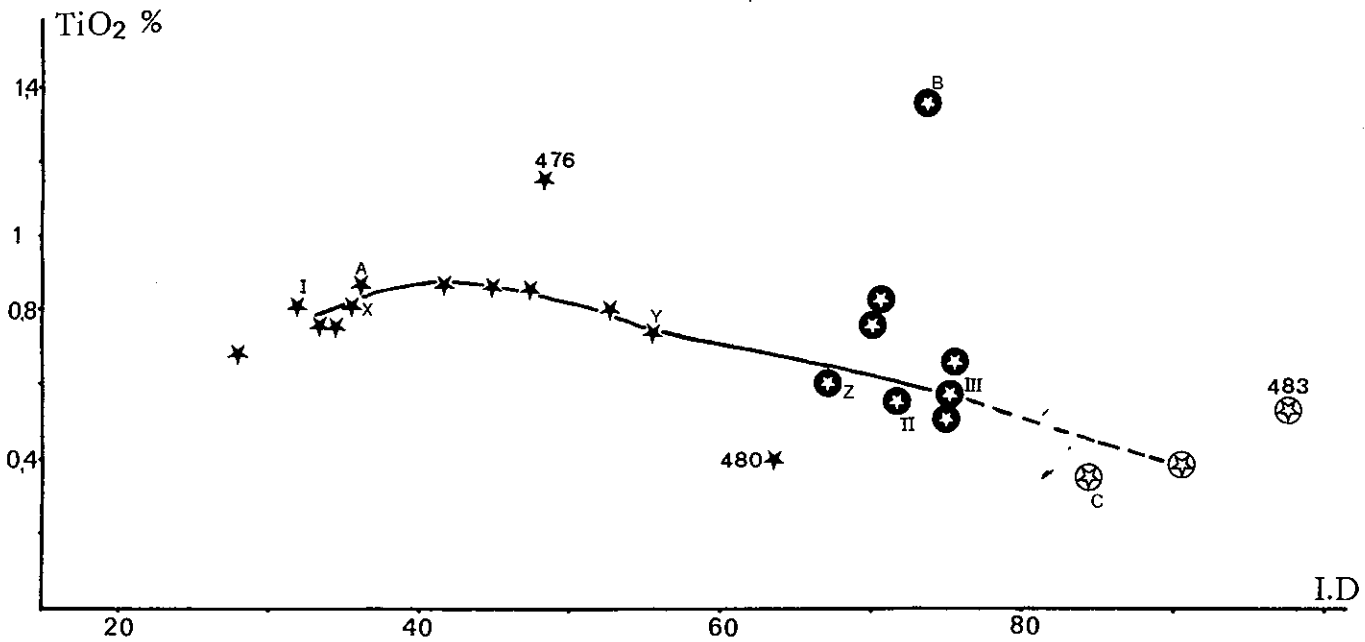


Fig. 146 VARIATIONS DES TENEURS EN OXYDES ET DE AN. - INDICE DE DIFFERENCIATION

C) LES ELEMENTS EN TRACE

1) Le rubidium pose un problème car la majorité des valeurs se situe au-dessous du seuil de détection (10ppm). Deux échantillons seulement, des granites, possèdent plus de 100ppm.

Diagrammes K-Rb, K/Rb-Rb:

K-Rb (non figuré); jusqu'à 20000 ppm de K les teneurs en Rb sont inférieures à 10ppm. Au-delà les teneurs en Rb augmentent brusquement avec une augmentation relative des teneurs en K.

K/Rb-Rb; Le domaine des volcanites oligo-miocènes et la courbe de différenciation des granitoides de Corse sont données à titre de références. Bien que la majorité des points soit située à l'infini, les quelques points individualisés et appartenant aux granites s'alignent assez bien sur une courbe de différenciation semblable à celle de la série calco-alcaline des Petites Antilles, laquelle traverse également le domaine des volcanites oligo-miocènes (fig. 147).

2) Le strontium;

Les teneurs en strontium sont au contraire très fortes. Des gabbros aux granites les teneurs moyennes vont de 557 à 450 ppm. Ces valeurs fluctuent beaucoup, de 180 à 800 ppm par exemple dans les granites, et les diagrammes faisant intervenir le Sr ne donnent pas de bonnes corrélations. Les teneurs en strontium ne suivent donc pas le schéma classique de la différenciation pourtant bien établie avec les éléments majeurs.

3) Baryum

Les teneurs en baryum subissent également des fluctuations importantes dans tous les types pétrographiques. On observe toutefois une augmentation des teneurs moyennes, depuis les gabbros (173 ppm) jusqu'aux granites (543 ppm) qui ressort assez bien sur le diagramme Ba-SiO₂ (fig. 149), où l'on peut souligner une dispersion des points des granites et une variation rapide des teneurs en baryum pour une valeur de SiO₂ 65% de ces granites. Toutefois, il faut noter que le faciès leucocrate des granites du massif d'Abbasabad, pauvre en feldspath potassique, possède une faible teneur en baryum (105 ppm).

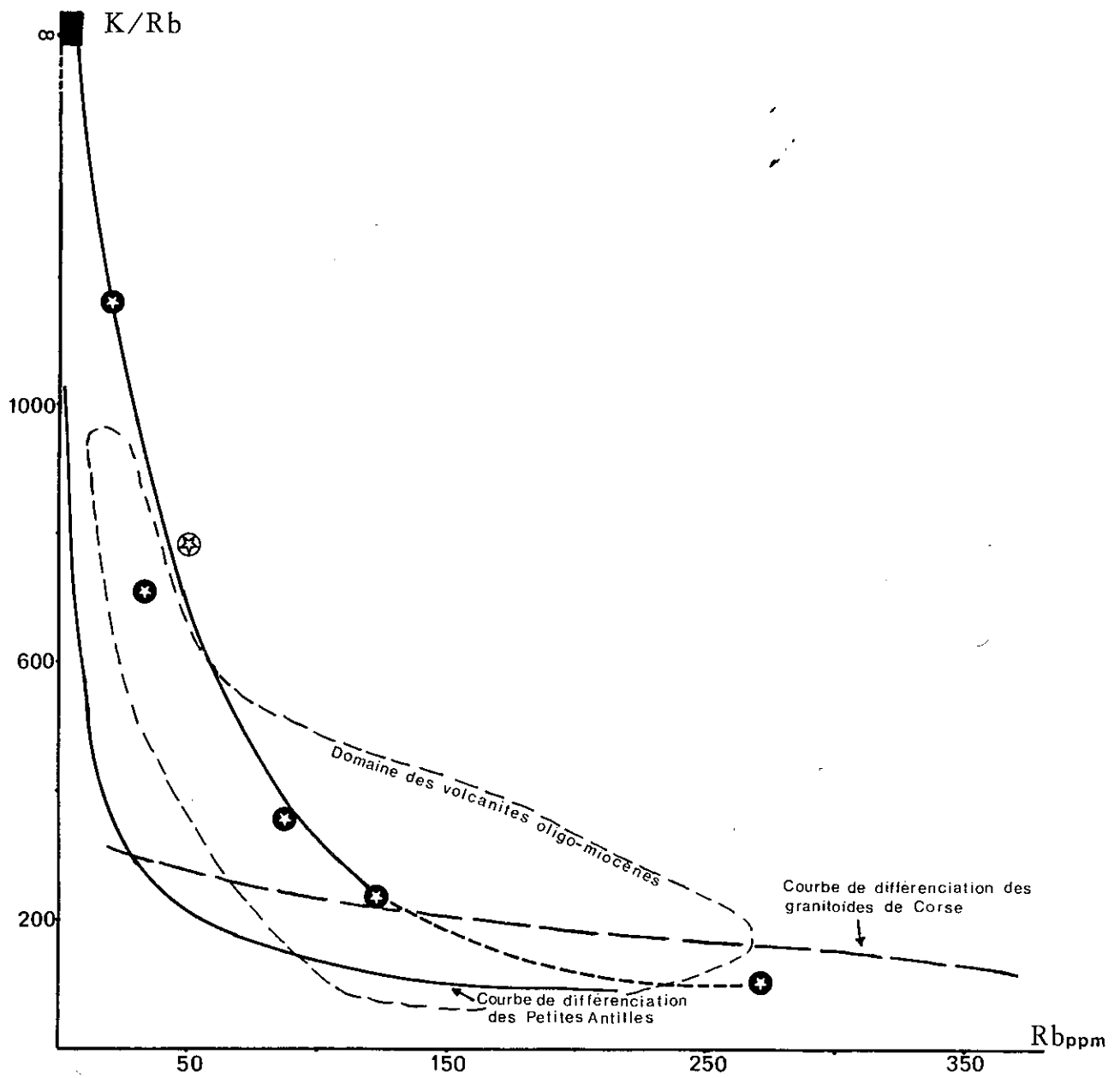


Fig. 147 DIAGRAMME $K/Rb - Rb$

Diagramme K/Ba — Ba (fig. 148)

Malgré les fluctuations en baryum déjà signalées, ce diagramme met assez bien en évidence les caractères chimiques des plutonites. Nous citons à titre de référence la courbe de différenciation des Petites Antilles, le domaine des roches volcaniques acides alcalines et potassiques de l'Oligo-Miocène, et la courbe de différenciation des basaltes des fonds océaniques (Shaw, 1964).

La tendance générale que souligne les points représentatifs de nos plutonites s'accorde avec une différenciation allant des gabbros pauvres en baryum (173ppm) jusqu'aux diorites riches en baryum (1155ppm). Toutefois les granites, termes les plus acides et les plus potassiques ne figurent pas vers la fin de cette lignée de différenciation; aussi sommes-nous contraints de faire intervenir un processus qui puisse à la fois expliquer l'augmentation importante des volumes lors du passage des diorites aux granites et les importantes fluctuations du rapport K/Ba qui se manifestent par une dispersion relative des points des granites.

Les termes granitiques les plus riches en potassium occupent sur le diagramme une position très proche de celle du pôle rhyolitique alcalin et palingénétique de l'Oligo-Miocène (cf. p.250). Ces observations nous permettent d'envisager un phénomène de mélange en proportion variable entre un stock granitique et une souche gabbroïque plus ou moins différenciée, et qui pourrait être à l'origine d'un magma dont l'évolution ultérieure par différenciation donnerait la lignée granite à amphibole (et biotite) — granites leucocrates — aplites.

Les aplites plus sodiques, pourraient résulter d'une différenciation poussée avec fractionnement du feldspath potassique du mélange précédent. Ce phénomène pourrait expliquer leur situation paradoxale au terme de la lignée sodique, mise en évidence dans certains diagrammes des éléments majeurs (fig.135,136,138) alors que les arguments de terrain nous montraient qu'elles étaient associées aux granites de la lignée sodi-potassique (massif de Nord-Ouest de Saveh).

Une contamination plus limitée semble intervenir au niveau des gabbros et se traduirait par l'incorporation de potassium par la souche gabbroïque. Le meilleur témoin en seraient les gabbros du massif de Farajabad (n° 726, 634). Ainsi, pourrions nous expliquer l'allure de la courbe de différenciation des gabbros aux diorites (influencée par l'enrichissement en potassium) qui suivrait la courbe de différenciation des Petites Antilles et non pas celle de différenciation des basaltes des fonds océaniques.

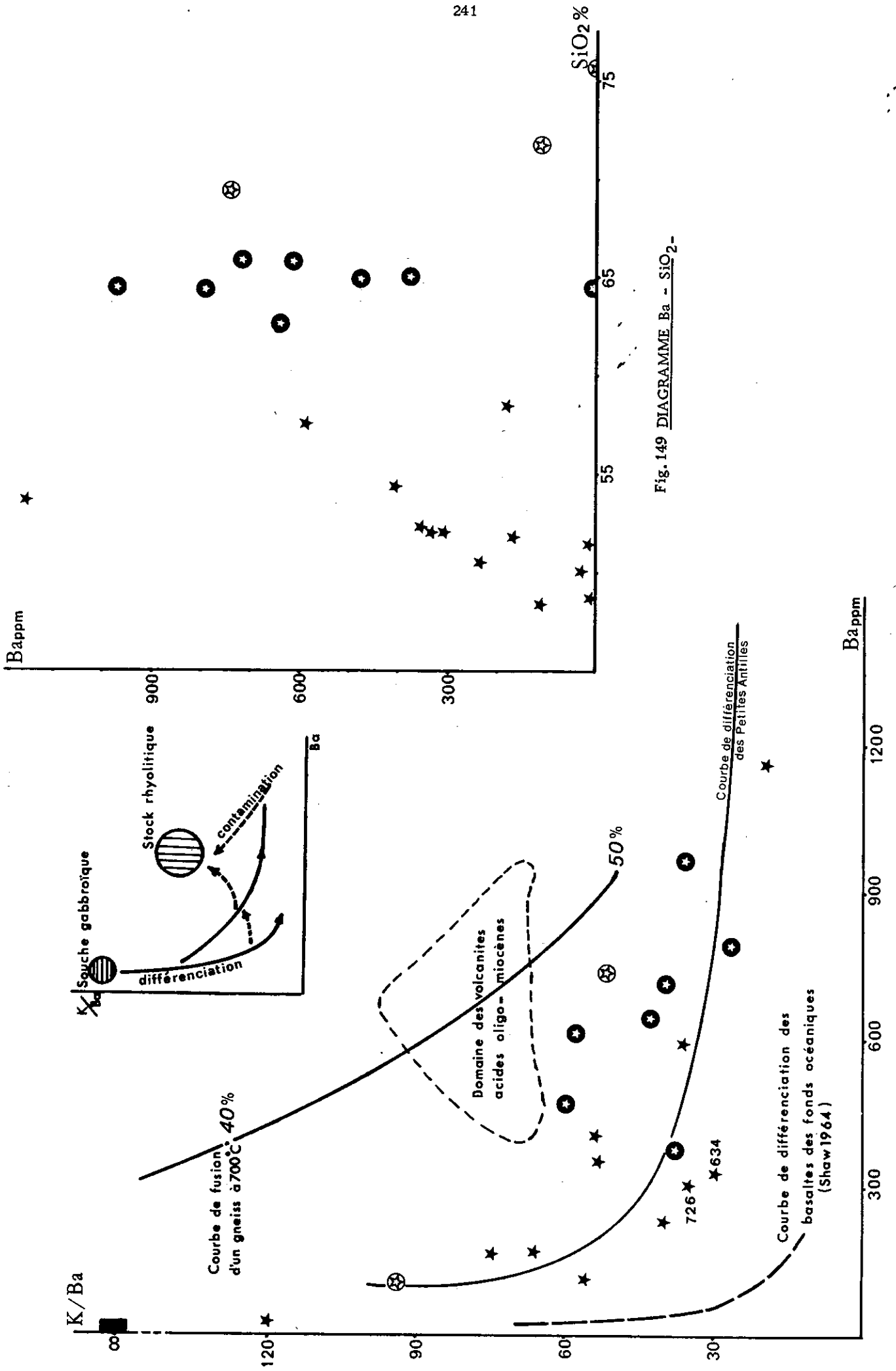


Fig. 148 DIAGRAMME K / Ba — Ba

Fig. 149 DIAGRAMME Ba - SiO₂ - SiO₂ %

D) CONCLUSION

La répartition des éléments majeurs dans les plutonites oligocènes est en accord avec un phénomène global de différenciation d'une lignée calco-alcaline allant des gabbros aux granites leucocrates puis aux aplites, et faisant intervenir un fractionnement du pyroxène et du plagioclase. Au niveau des éléments majeurs on peut individualiser une lignée sodi-potassique et une lignée à tendance hyper-sodique. Les massifs de Dehbala et du Nord-Ouest de Saveh montrent une évolution sodi-potassique, dont le pôle le plus différencié est le granite du Kuh-e-Kordha, enrichi en potassium. Le massif d'Abbasabad présente une évolution à tendance plus sodique.

Curieusement, l'aplite (n°483) du massif de Nord-Ouest de Saveh (d'évolution sodi-potassique) représentent apparemment le point ultime de l'évolution sodique, serait en réalité le point ultime de l'évolution sodi-potassique et sa pauvreté en potassium serait sans doute liée au fractionnement du feldspath potassique.

Par contre, le comportement des éléments traces dans ces plutonites, et surtout au niveau du rapport K/Ba montre que leur distribution ne s'accorde pas toujours avec un phénomène simple de différenciation par cristallisation fractionnée. Bien que la répartition du potassium et du rubidium suive les règles générales de distribution dans une série de différenciation calco-alcaline analogue à celle des Petites Antilles, les comportements du baryum et du potassium soulignent l'importance d'un phénomène de contamination et de mélange entre une souche gabbroïque et un stock rhyolitique appauvri en rubidium.

Dans le modèle magmatique que nous proposons (fig. 150).

- les gabbros témoignent d'un phénomène de différenciation majeur et d'une faible contamination en potassium à partir du magma rhyolitique alcalin;
- les diorites représentent le résultat d'un mélange important entre la souche gabbroïque et le stock paléogénétique. Un processus de différenciation par cristallisation fractionnée existe toujours à l'intérieur des massifs.
- les granites leucocrates, très évolués, résultent sans doute d'une différenciation plus poussée du mélange précédent.
- les aplites représentent les termes les plus différenciés du magma "granitique".

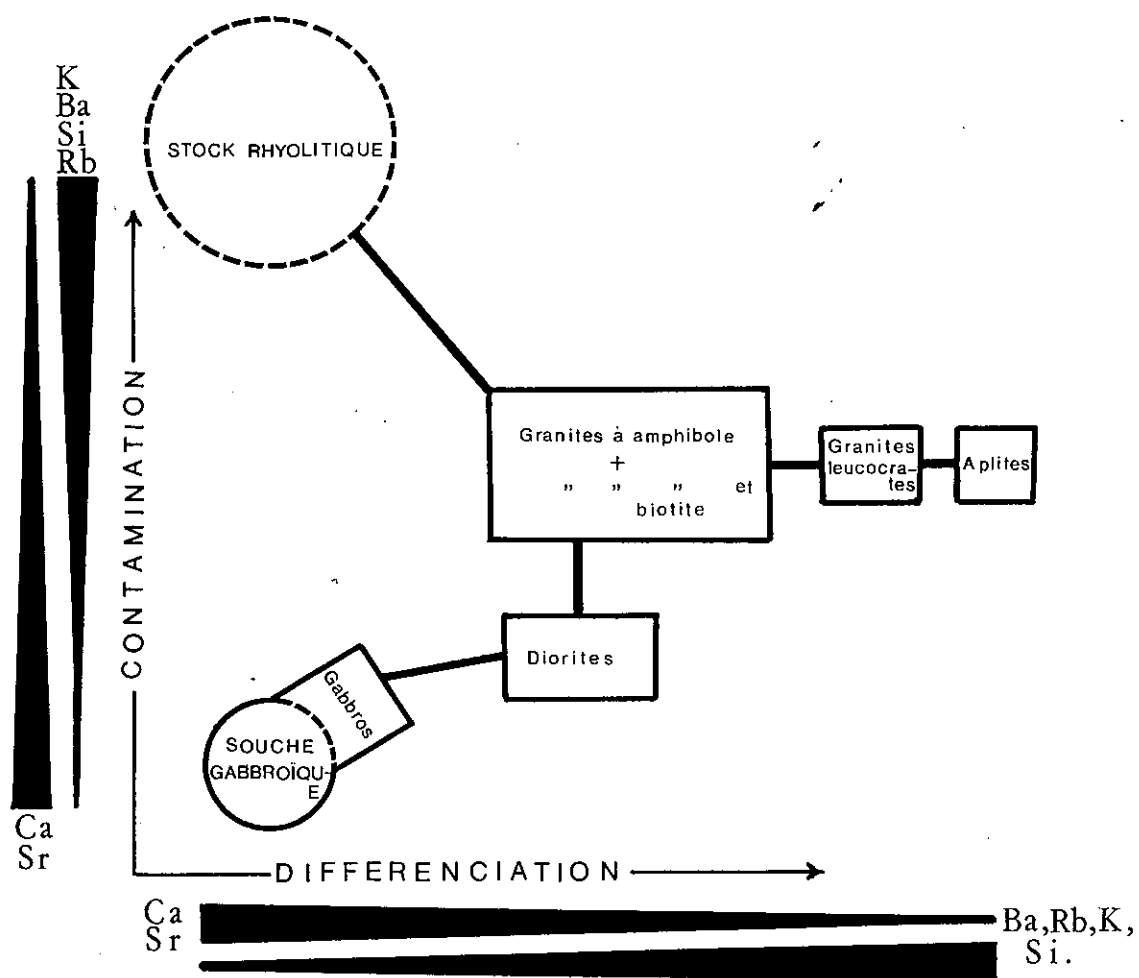
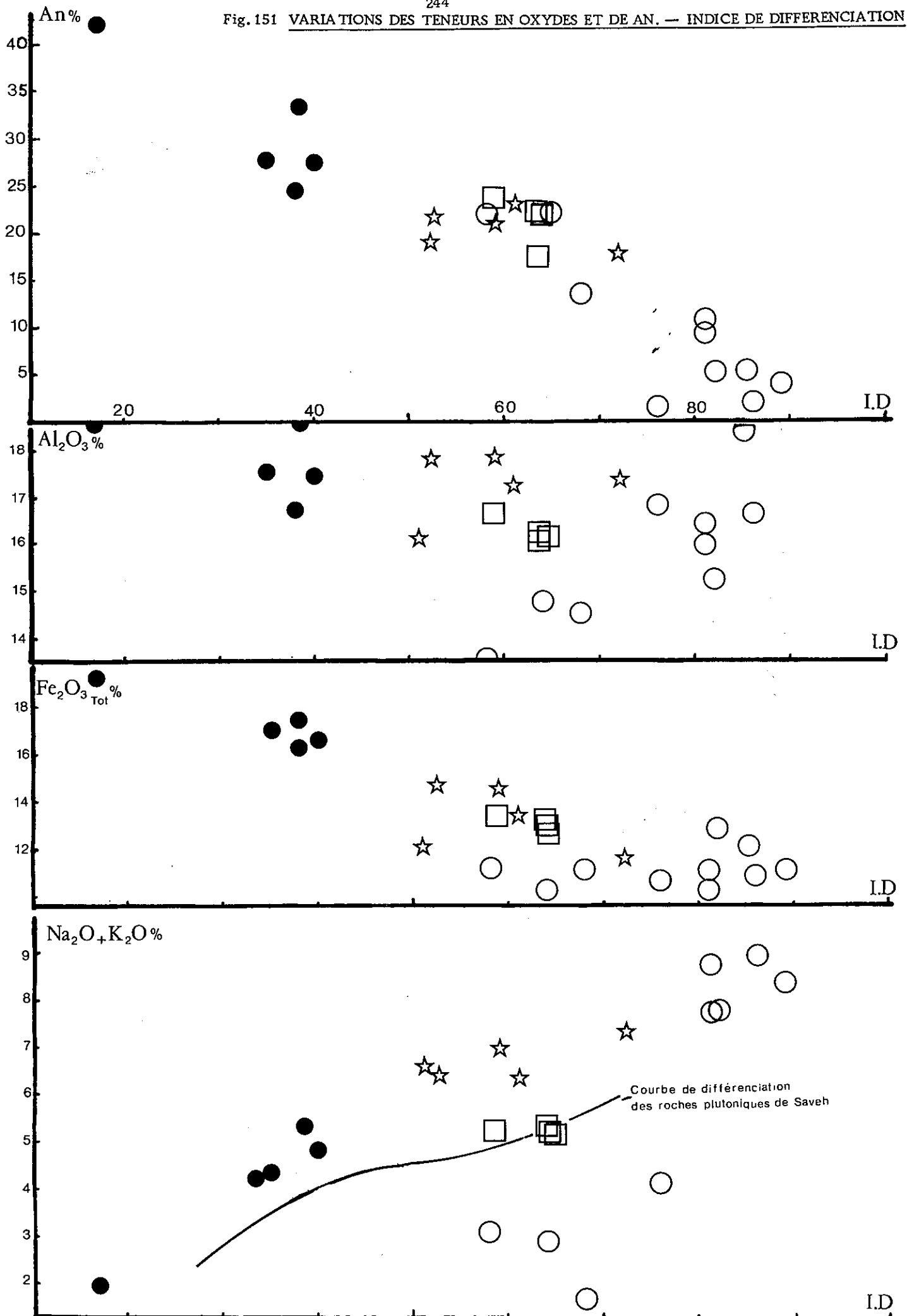


Fig. 150 REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA MAGMATOGENESE POUR LES ROCHES PLUTONIQUES DANS LA REGION DE SAVEH

Fig. 151 VARIATIONS DES TENEURS EN OXYDES ET DE AN. — INDICE DE DIFFERENCIATION



IV - GEOCHIMIE DU VOLCANISME OLIGO-MIOCENE

Nous avons vu précédemment (cf. p. 37) que le volcanisme oligo-miocène, développé dans la région de Saveh, était représenté par d'importantes émissions rhyolitiques et que les laves basiques et intermédiaires étaient moins abondantes.

Une évaluation globale permet d'avancer les chiffres suivants:

- . Ignimbrites et laves rhyolitiques: 75 à 80% du volume des volcanites;
- . Ignimbrites dacitiques: 5%
- . Trachyandésites: 10 à 15%
- . Basaltes: 5%

1) Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Kuno, 1959)

Le diagramme déjà présenté dans le chapitre pétrographie (cf. p.142) montre que, mis à part les dacites et quelques faciès de basaltes, l'essentiel des volcanites oligo-miocènes appartient au domaine des roches alcalines.

2) Variation de la teneur des principaux éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation:

$$\text{ID} = \text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + (\text{Ne}) \text{ (fig. 151)}$$

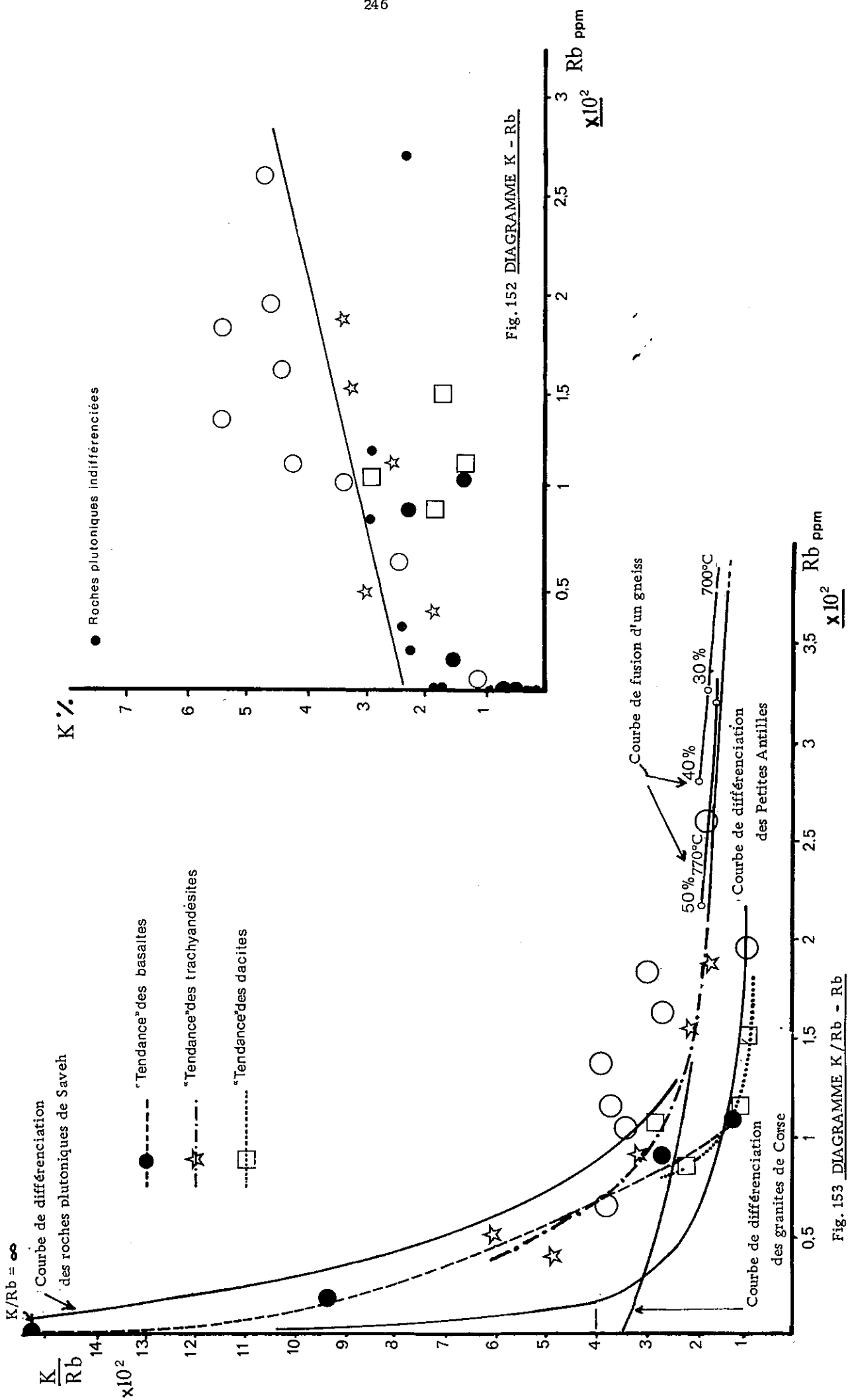
An, Al et Fe décroissent très régulièrement lors de l'augmentation de la valeur de l'indice de différenciation des basaltes aux rhyolites, alors que l'évolution des teneurs en alcalins est inverse.

Ceci s'accorde très bien avec un processus global de différenciation qui ferait dériver les roches les plus acides des basaltes par cristallisation fractionnée.

Il faut noter d'ailleurs le parallélisme de cette lignée de différenciation avec celle des roches plutoniques de la même époque dans tous les diagrammes.

Toutefois, nous devons noter une certaine évolution transverse par rapport à la lignée globale de différenciation parmi les points représentatifs des rhyolites dans les diagrammes: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{ID}$

De plus, il faut remarquer qu'une évolution globale par différenciation allant des basaltes aux rhyolites s'accorde mal avec les volumes relatifs des émissions et avec les alternances rhyolites-basaltes que nous avons notées dans la série volcanique oligo-miocène.



3) Diagramme K/Rb-Rb (fig. 153)

Ce diagramme montre la grande variation des teneurs en Rb dans le groupe des basaltes, en particulier, où cette valeur peut atteindre: $Rb = 112 \text{ ppm}$.

Le groupe des dacites et celui des trachyandésites possèdent, en général, des teneurs en Rb plus fortes que les basaltes et un rapport K/Rb plus faible, avec toutefois une plus grande dispersion des points pour les dacites où le rubidium fluctue dans la mésostase vitreuse, provoquant une très mauvaise corrélation entre K et Rb (fig. 152).

Les rhyolites montrent une grande dispersion de leurs points représentatifs provoquée par l'importance de la mésostase vitreuse dans ces roches. D'une manière globale, les teneurs en rubidium sont semblables, voire légèrement plus fortes que dans les trachyandésites et les dacites. Les plus faibles valeurs du rapport K/Rb sont dues à une richesse en K de ces roches qui les différencie très bien des laves basiques et intermédiaires, ainsi que des roches plutoniques de la même période (fig. 152).

L'alignement général des points représentatifs des laves basiques et intermédiaires de l'Oligo-Miocène sur une courbe parallèle à celle de la lignée de différenciation des roches plutoniques de la même période suggère une différenciation semblable par cristallisation fractionnée allant des basaltes aux trachyandésites. Cette courbe se situe bien au-dessus de la courbe de différenciation d'une série calco-alcaline typique (série des Petites Antilles, Westercamp, 1972) traduisant ainsi le caractère alcalin de la plupart des laves oligo-miocènes.

Toutefois, ce schéma simple de différenciation ne se rattache jamais par une similitude exacte avec l'une des lignées de différenciation classiques.

Les termes les moins différenciés des basaltes ont bien une similitude de situation avec les termes les plus faibles en Rb de la lignée des Petites Antilles. Cette identité disparaît très vite avec la différenciation, Rb croissant très vite avec ce processus dans nos basaltes. Nous devons alors remarquer que les dacites, termes plus évolués encore, se retrouvent sur cette lignée de différenciation.

Situées sur la même courbe de différenciation (courbe de différenciation des granites de Corse, J.P. Carron et al. 1973), les rhyolites alcalines pourraient résulter de l'évolution des trachyandésites, mais ce processus ne semble pas être le bon car les basaltes (dont dériveraient les trachyandésites) et les gabbros (dont dérivent les granites de Corse) n'ont aucune similitude de situation sur ce diagramme.

Il faut donc voir que si les volumes relatifs des différents types d'émissions volcaniques sont un obstacle majeur à une différenciation allant des basaltes aux rhyolites; en ce qui concerne les relations entre les basaltes, les trachyandésites et les dacites, il semble que le processus de différenciation ne soit à envisager qu'à l'intérieur même de chacun des groupes de roches. La ligne globale floue et délicate à tracer qui incluerait tous ces faciès paraît n'être alors qu'un artefact de différenciation constitué par le relais apparent de tendances propres à chacun des trois faciès (basaltes, trachyandésites, dacites) et très légèrement sécantes entre elles.

Fig. 154 DIAGRAMME Ca—Sr

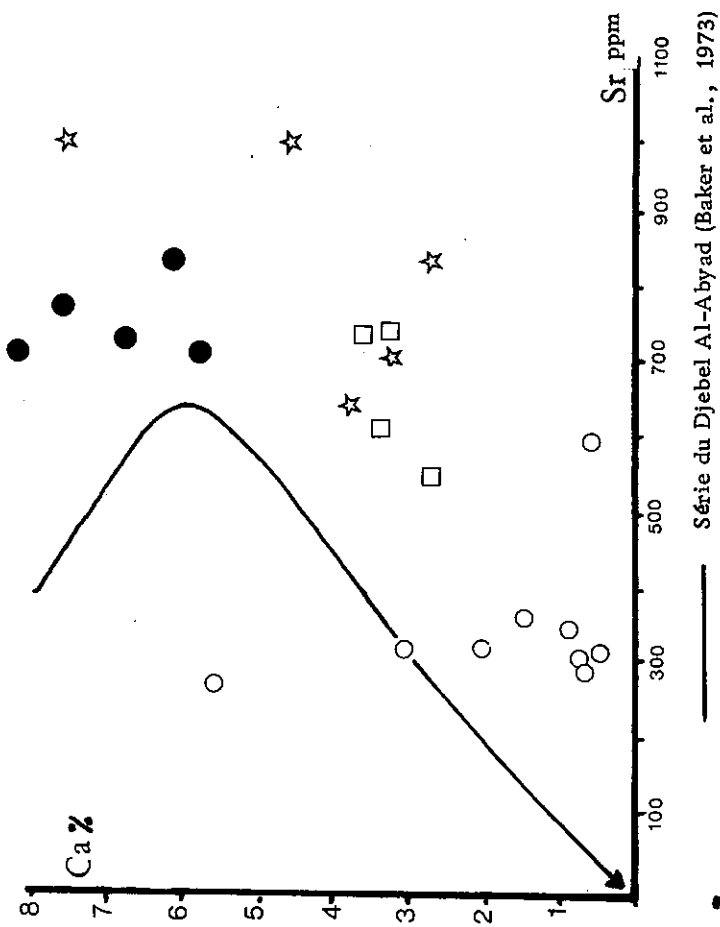


Fig. 156 DIAGRAMME Ba—Sr

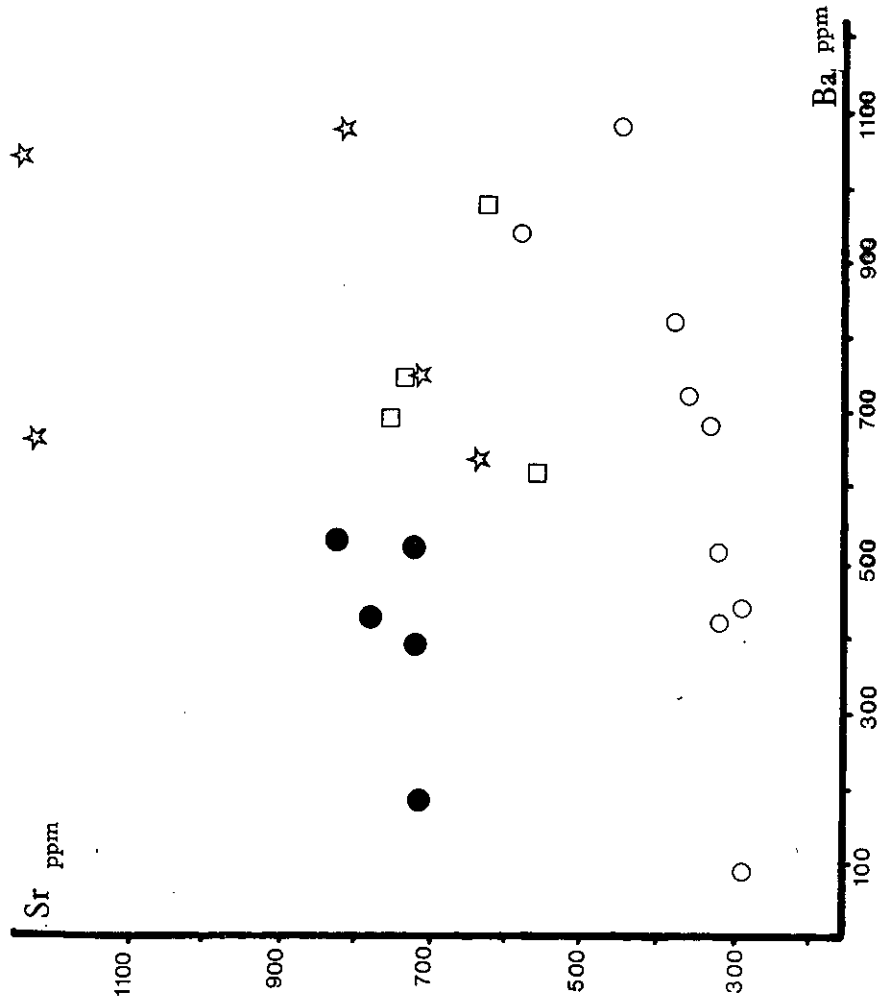
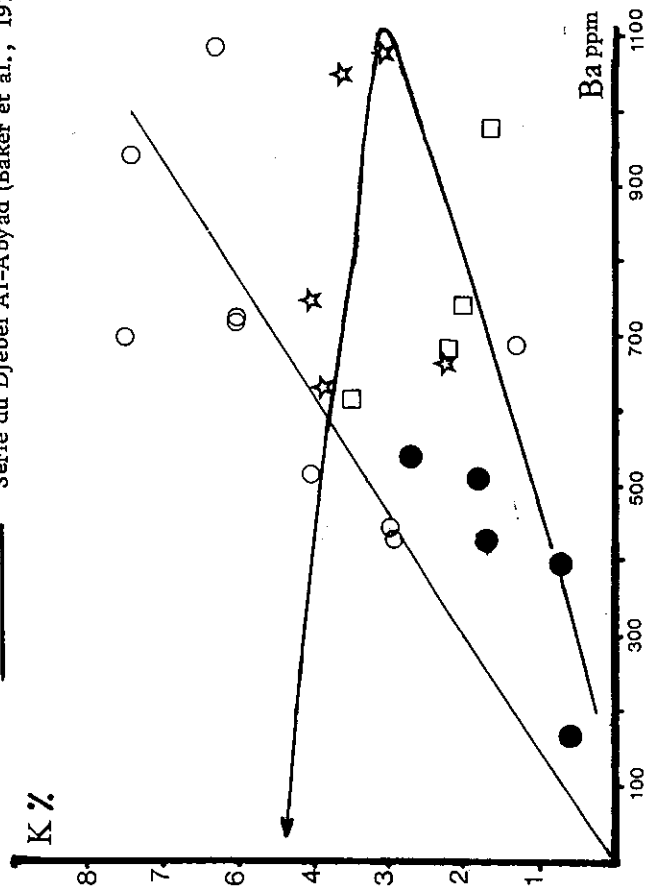


Fig. 155 DIAGRAMME K—Ba



4) Diagramme Ca-Sr (fig. 154)

Ce diagramme permet une très nette individualisation entre les rhyolites où les teneurs en Sr ne dépassent qu'occasionnellement 400ppm et les roches basiques et intermédiaires dont les teneurs les plus faibles ne descendent jamais en-dessous de 550 ppm dans les dacites.

La corrélation négative entre Ca et Sr, à l'intérieur du groupe des basaltes est en accord avec un processus de différenciation traduisant une séparation du pyroxène; mais il faut noter néanmoins, pour nos basaltes des teneurs initiales en Sr plus fortes que pour ceux des séries alcalines différenciées typiques (Bordures de la Mer Rouge - Baker et al., 1973).

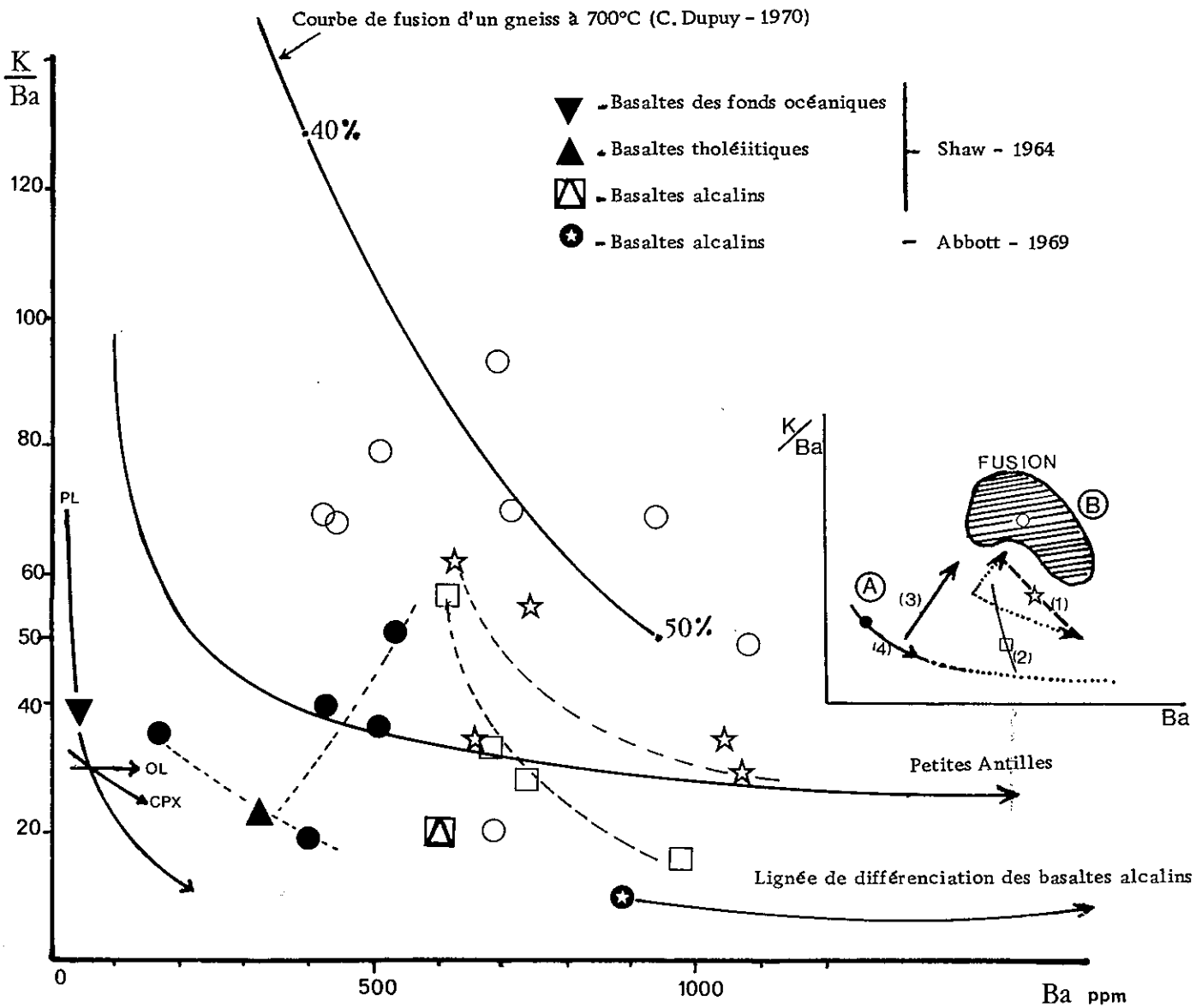
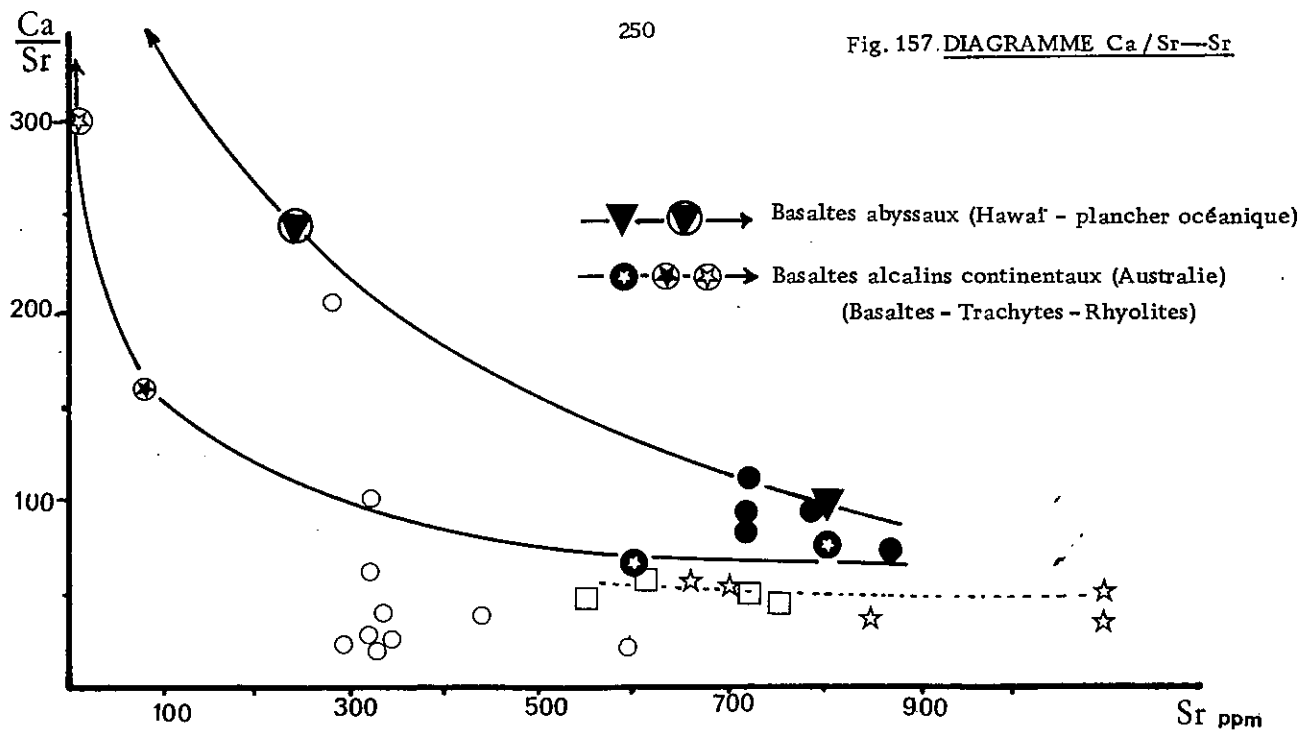
Au fur et à mesure de ce fractionnement qui se traduit par un accroissement des teneurs en Sr, nous assistons à une forte corrélation entre ces dernières et les teneurs en Ba qui traduisent un enrichissement du bain fondu résiduel en K (fig. 155)

Hormis deux échantillons altérés et calcitisés, les teneurs en Sr des trachyandésites sont généralement plus faibles que celles des basaltes ($650\text{ppm} < \text{Sr} < 850\text{ ppm}$). La corrélation négative entre Ca et Sr entre les échantillons non altérés traduisent une séparation du pyroxène, pétrographiquement observable, à l'origine d'une certaine différenciation au sein de ce groupe.

Le manque de liaison entre les corrélations négatives de Ca et Sr dans les basaltes et les trachyandésites, lors du processus de cristallisation fractionnée du pyroxène, le manque de liaison entre Sr et Ba (fig. 156) et entre Ba et Rb nous empêchent d'entrevoir une origine des trachyandésites, par différenciation, à partir des basaltes.

Les variations des teneurs en Ca et Sr placent les dacites, tantôt vers le pôle des rhyolites (Ca et Sr faibles) tantôt du côté des roches basiques et intermédiaires, avec des teneurs en Sr parfois semblables à celles des basaltes ($\text{Sr} = 751\text{ ppm}$). La présence dans ces roches d'une minéralogie basaltique (labrador et pyroxène, en qualité variable) est sans doute à l'origine de la corrélation positive entre Ca et Sr que nous pouvons observer et qui donne aux dacites l'apparence d'être des termes intermédiaires entre les trachyandésites peu différenciées et les rhyolites.

De faibles teneurs en Sr, de l'ordre de 300ppm, caractérisent les rhyolites. Les fluctuations anarchiques entre Ca et Sr sont liées à l'importance de la mésostase vitreuse dans ces roches.



5) Diagramme Ca/Sr—Sr (fig. 157)

Ce diagramme permet une excellente séparation en trois tendances distinctes plus ou moins concentriques où se répartissent respectivement les points représentatifs:

1) des rhyolites; 2) des dacites et des trachyandésites; 3) des basaltes

La tendance que soulignent les basaltes se place approximativement sur la courbe de différenciation des basaltes abyssaux (Muir et al. 1964; Kay et al. 1970). Cette lignée évolutive montre un accroissement des valeurs du rapport Ca/Sr et une diminution des teneurs en Sr, au cours de la différenciation. Ce phénomène ne peut alors expliquer l'origine des dacites, des trachyandésites et des rhyolites, aux rapports Ca/Sr successivement décroissants, à partir des basaltes.

Les trachyandésites et les dacites sont alignées sur une même tendance qui est grossièrement confondue avec la lignée de différenciation des basaltes alcalins continentaux d'Australie (Abbot et al. 1969) Pour les mêmes raisons que pour les basaltes, nous n'envisagerons pas une différenciation pour expliquer l'origine des rhyolites, à partir des trachyandésites et des dacites.

6) Diagramme K/Ba—Ba (fig. 158)

L'hétérogénéité de la composition chimique de la mésostase vitreuse des rhyolites et l'action des fluides magmatiques sont responsables de la grande dispersion de leurs points représentatifs dans ce diagramme. La possibilité d'obtenir les rhyolites par cristallisation fractionnée, à partir des basaltes étant abandonnée pour les raisons que nous avons détaillées dans les paragraphes précédents, nous invoquerons la fusion partielle de matériel sialique lors de la persistance d'un dôme thermique pendant tout l'Oligo-Miocène pour expliquer leur origine.

Les variations de la composition des rhyolites correspondent à une fusion qui peut atteindre 50% d'un gneiss à 700°C d'après les courbes présentées par C. Dupuy (1970).

Nous pourrions envisager une fusion partielle un peu plus poussée, aboutissant à un magma dacitique; cependant, ce mécanisme n'est pas en accord avec les teneurs élevées en strontium des dacites.

Nous avons vu que des phénomènes de différenciation avec séparation du pyroxène pouvaient être envisagés dans le cas des basaltes et des trachyandésites; en ce qui concerne les trachyandésites, ce phénomène est sans doute à l'origine, en grande partie, de l'allure de la tendance (1).

L'obliquité de cette tendance (1), par rapport à la lignée de différenciation classique des Petites Antilles suggère que ce phénomène n'est pas seul à être intervenu. Cette obliquité est encore plus marquée dans le groupe des dacites (2) et elle est maximale dans le groupe des basaltes (3), puisque deux seulement des points s'alignent sur une lignée de différenciation des tholéïtes (4).

Il nous faut donc invoquer un phénomène très sensible au niveau des basaltes qui fassent converger toutes les tendances (1), (2), (3) vers le pôle rhyolitique pour expliquer l'origine de toutes les caractéristiques géochimiques des volcanites oligo-miocènes.

L'origine palingénétique des rhyolites ne faisant plus de doute, nous invoquerons un modèle bimagmatique caractérisé par un pôle tholéïtique (A) et un pôle rhyolitique (B) faisant intervenir une contamination réciproque qui pourrait modifier la composition des deux magmas parentaux; comme le suggère, par ailleurs, la chronologie des émissions reportée dans un diagramme Rb—Sr (fig. 161).

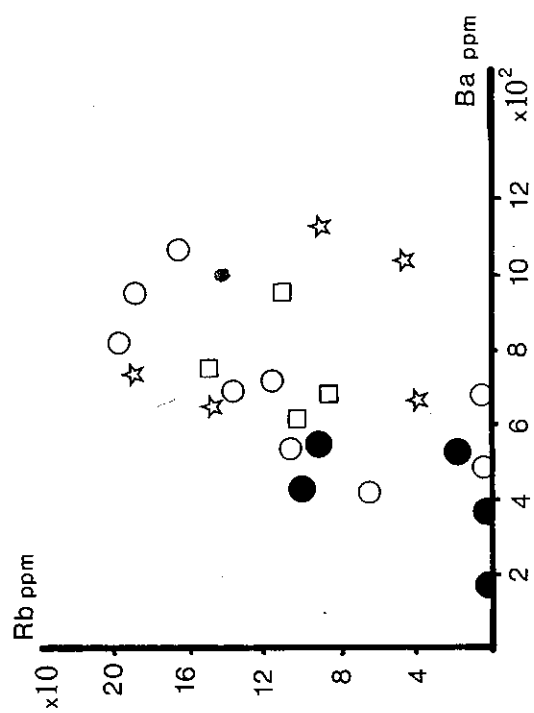


Fig. 159 DIAGRAMME Rb—Ba.

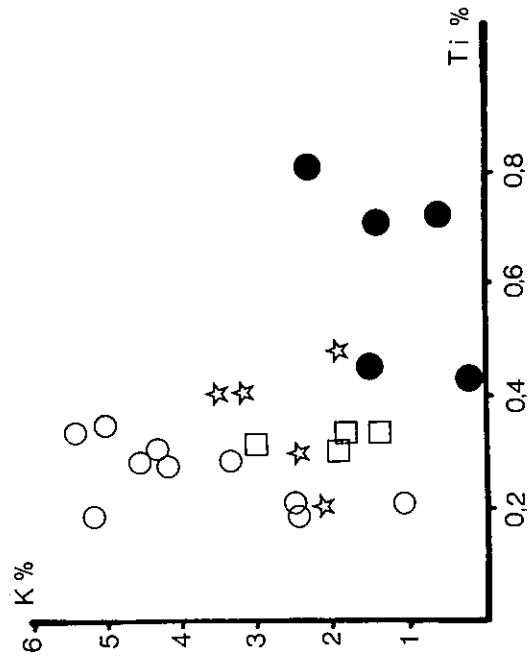


Fig. 160 DIAGRAMME K—Ti

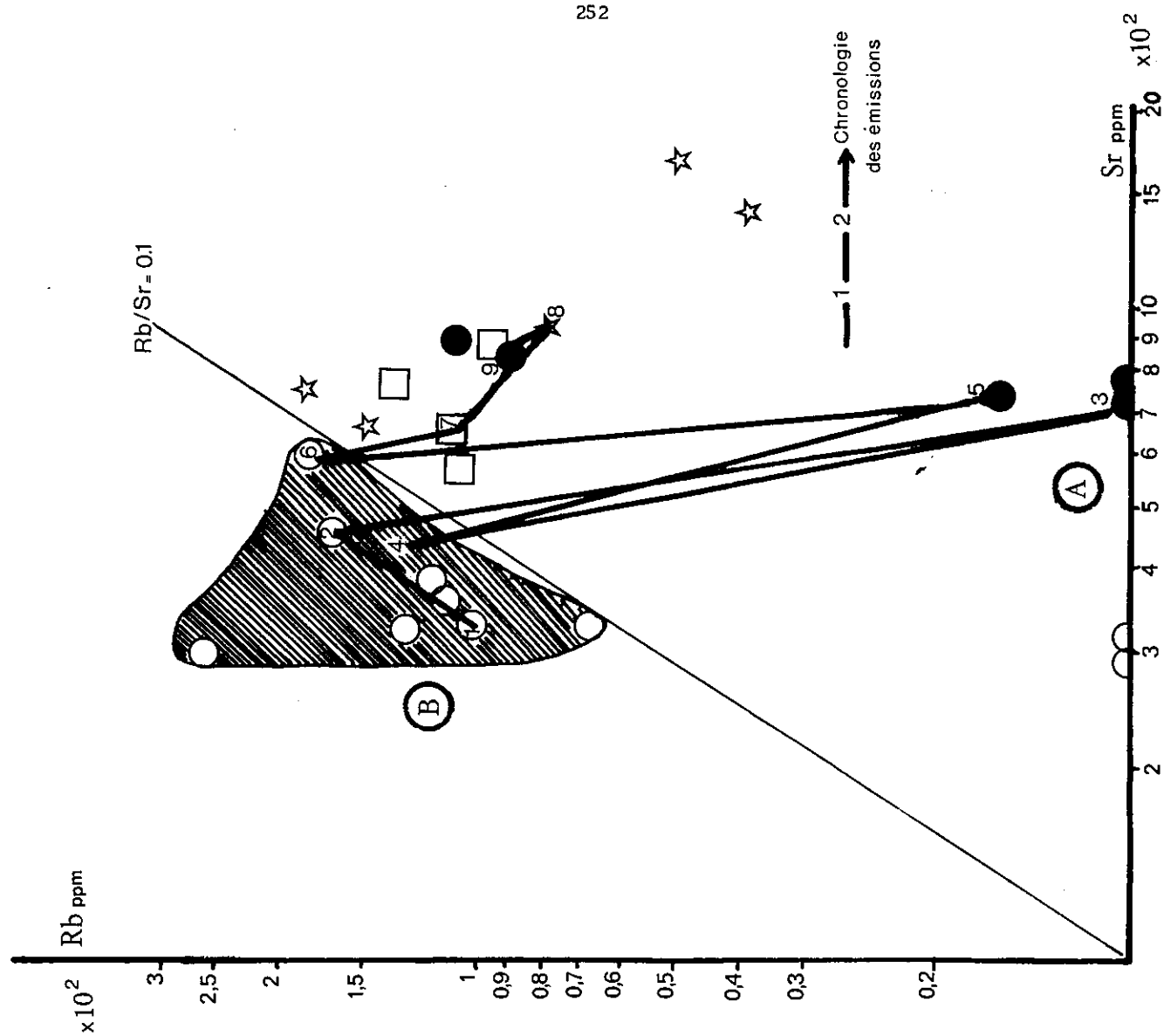


Fig. 161 DIAGRAMME Rb—Sr

7) Diagramme Rb—Sr (fig. 161)

La succession des faciès rencontrés dans la coupe la plus importante de la série oligo-miocène, dans le secteur de Barahmum-Bijgerg est reportée sur ce diagramme, dans l'ordre chronologique des émissions.

Le caractère rythmique des émissions de basaltes et rhyolites est assez net à la base de la coupe. Vers le sommet apparaissent les dacites et les trachyandésites alors que l'activité rhyolitique commence à diminuer. A la fin du cycle volcanique seulement, les basaltes sont émis interstratifiés dans les calcaires aquitaniens.

Il semble donc que l'opposition entre les laves rhyolitiques et basaltiques s'atténue progressivement au cours des émissions et qu'elle soit peu à peu remplacée par les émissions trachyandésitiques et dacitiques. Dans le même ordre d'idée, il faut ajouter que dans d'autres secteurs les émissions trachyandésitiques les plus importantes (Kuh-e-Qajir: Zone de Saman - Qusha Dag: Sous-zone nord) ne sont jamais associées à d'autres émissions où dominent les alternances rhyolitiques et basaltiques.

Le diagramme Rb-Sr permet une bonne séparation entre les rhyolites et les autres roches volcaniques de part et d'autre de la droite $Rb/Sr = 0,1$.

Les premières émissions basaltiques sont caractérisées par de faibles teneurs en Rb ($Rb = 0$ ppm), de faibles teneurs en Ba ($Ba = 168$ ppm) et des teneurs en Sr de l'ordre de 722 ppm.

L'enrichissement en Rb que connaissent ces basaltes au fur et à mesure des émissions est très grand puisque les dernières coulées peuvent atteindre les mêmes teneurs que les rhyolites ($Rb = 91$ ppm).

Ce fort enrichissement en Rb est également accompagné par une augmentation des teneurs en Ba (fig. 159)

Les basaltes les plus riches en Ba ($Ba = 539$ ppm) sont également, nous l'avons vu précédemment (fig. 158)

les termes où la contamination par le magma rhyolitique est la plus forte et s'accompagne par un très net enrichissement en K (fig. 158). Il apparaît donc au fur et à mesure des émissions basaltiques, que l'incorporation de matériel rhyolitique soit à l'origine de l'accroissement spectaculaire des teneurs en K et Rb que nous pouvons noter dans les termes basaltiques supérieurs et qui s'exprime avec l'apparition de sanidine interstitielle (cf. p. 162). Le fractionnement du pyroxène n'entraînerait alors qu'un accroissement en Sr faible, ainsi qu'une forte augmentation en Ba (fig. 156).

La disparition progressive, voire totale dans certains secteurs, de l'opposition entre le pôle A et le pôle B au cours du temps, que suggère autant le diagramme Rb-Sr que les données de terrain, au profit de l'apparition des trachyandésites, nous conduit à penser que le "magma trachyandésitique" est issu d'une contamination plus poussée entre les deux magmas parentaux et d'une homogénéisation importante.

Il faut, sans aucun doute, voir dans ces derniers phénomènes les raisons de l'isolement des plus grands appareils trachyandésitiques. Le magma issu de ce mélange parfait représente un stock important susceptible de se différencier par séparation du pyroxène et capable de donner la grande variété des faciès que nous avons rencontrés dans les trachyandésites.

En ce qui concerne les dacites, il semble qu'une contamination ménagée du magma palingénétique de composition rhyolitique avec incorporation de Ca et Sr, liés à des minéraux basaltiques (en quantité variable), soit à leur origine.

L'augmentation des teneurs en Ca et Sr provoquerait, à l'inverse, une baisse des teneurs en K dans ces roches par rapport aux rhyolites, mais n'aurait que peu d'influence sur les teneurs en Ba et Rb. Il semble enfin que la corrélation négative observable entre K et Ba dans ces dacites ne soit qu'un artefact de différenciation provoqué par un fractionnement de la biotite dans ce groupe, comme le montre l'invariance des teneurs en Ti lors des fluctuations de K (fig. 160).

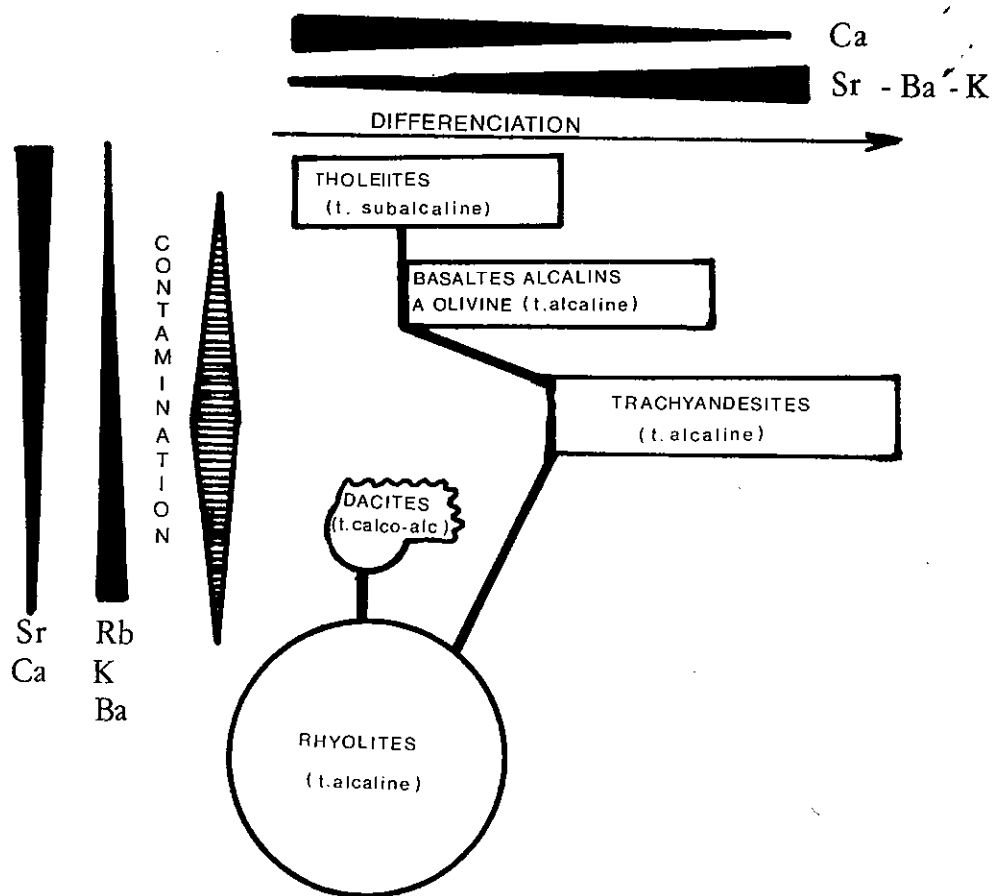


Fig. 162 REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA MAGMATOGENESE DES LAVES OLIGO-MIOCENES DANS LA REGION DE SAVÉ

8) Conclusions

Une différenciation classique par cristallisation fractionnée n'est pas en accord avec les volumes respectifs des des émissions volcaniques oligo-miocènes, ni avec les alternances : volcanites basiques - volcanites acides que l'on rencontre durant ce cycle.

Par contre, l'étude géochimique du comportement des éléments en traces dans les volcanites, notamment au fur et à mesure de leurs émissions, montre l'importance des phénomènes de contamination réciproque entre un magma tholéiitique et un magma palingénétique rhyolitique alcalin.

Cette contamination, en proportion variable, est à l'origine d'une tendance alcaline nouvelle qui domine parmi les laves basiques et intermédiaires de l'Oligo-Miocène (fig. 162):

- les basaltes alcalins à olivine résultent d'un enrichissement de tholéiites initiales en Rb, K et Ba par incorporation ménagée de matériel rhyolitique alcalin;
- les trachyandésites riches en K et en éléments incompatibles résultent d'un mélange important et d'une homogénéisation entre le magma basaltique et le magma rhyolitique;
- les dacites, seules roches calco-alcalines du volcanisme oligo-miocène, résultent de l'appauvrissement en alcalins d'une fraction du matériel rhyolitique par incorporation de matériel basaltique (Ca, Sr);
- l'alternance rythmique entre les émissions acides et basiques est un des caractères les plus frappants du volcanisme oligo-miocène; les trachyandésites intermédiaires et tardives marquent des périodes d'accalmie relatives dans l'instabilité de ce système suffisamment longues pour que s'opère une parfaite homogénéisation entre les deux constituants du mélange, ainsi qu'une différenciation.

Caractères de la lignée alcaline de contamination

L'enrichissement en K et Rb provoqué par la contamination qui vient s'ajouter aux fortes teneurs en Ba et Sr des tholéiites donnent un caractère alcalin, voire shoshonitique, aux émissions postérieures.

Outre des caractères pétrographiques typiques de shoshonites (Joplin, 1968) que nous pouvons reconnaître dans certains faciès de basaltes alcalins contaminés, les caractéristiques chimiques des laves basaltiques terminales et de quelques trachyandésites sont, en effet, très proches des roches de l'association shoshonitique des arcs insulaires (Jakes and White, 1972).

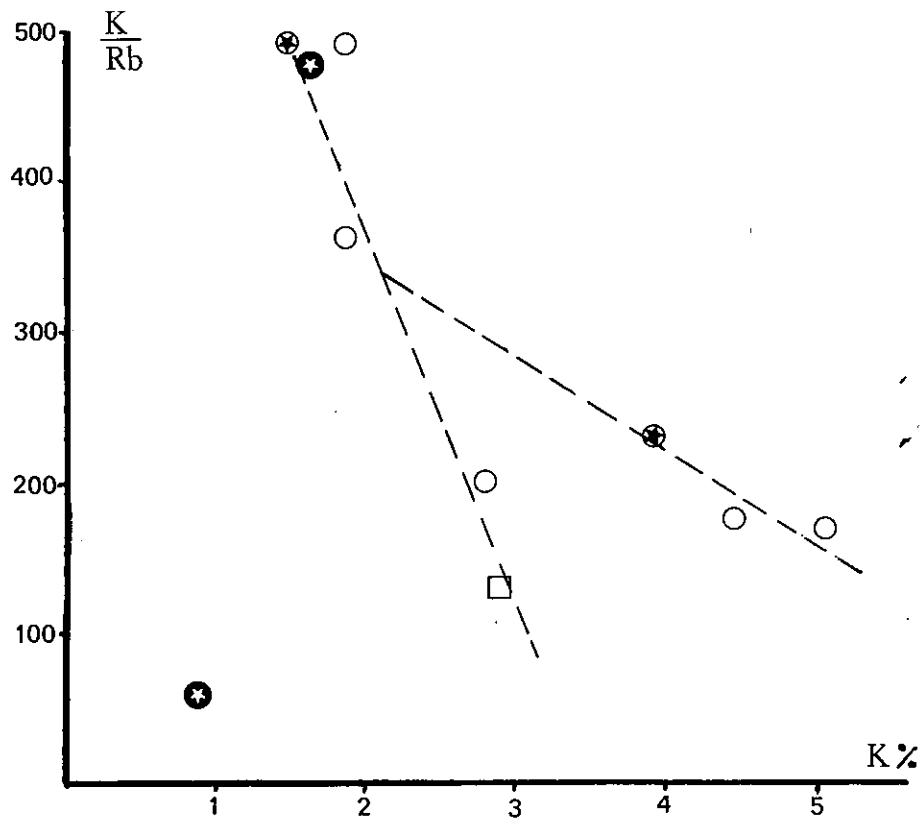
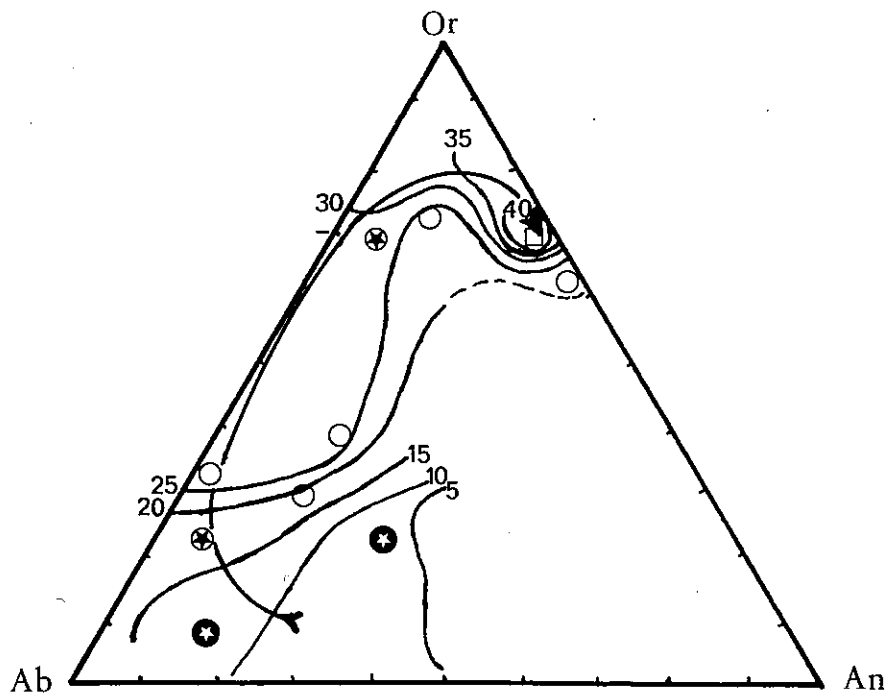
. Basalte alcalin	: $\text{SiO}_2 = 51.37$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.07$; Rb = 91 ; Sr = 844 ; Ba = 539
. Trachyandésite	: $\text{SiO}_2 = 60.97$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.57$; Rb = 89 ; Sr = 836 ; Ba = 1071
. Basaltes shoshonitiques	: $50 < \text{SiO}_2 < 52$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$; Rb = 75 ; Sr = 700 ; Ba = 1000
. Andésites shoshonitiques	: $52 < \text{SiO}_2 < 62$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$; Rb = 100 ; Sr = 850 ; Ba = 850
	[En % d'oxydes] [En ppm]

L'existence d'une association shoshonitique durant le cycle volcanique oligo-miocène en Iran a déjà été soulignée par M. Amidi (1975), cependant jamais cet auteur n'a envisagé des phénomènes de contamination tels que ceux que nous faisons intervenir pour expliquer l'origine des roches possédant ces affinités dans la région de Saveh.

En Azerbaïdjan, J.L. Lescuyer et R. Riou (1976) ont mis en évidence l'importance des phénomènes de mélanges lors du cycle volcanique alcalin du Miocène inférieur.

Peut-être faut-il voir là la constance d'un phénomène sensible dans toute la ceinture volcanique tertiaire de l'Iran, toujours à la même époque et à des stades divers d'évolution.

C. Dupuy et al. (1977) viennent dernièrement d'envisager la genèse des shoshonites liées aux zones de subduction à partir d'un modèle faisant intervenir la contamination d'une souche d'origine mantélique par des matériaux crustaux. Cette hypothèse confirme notre proposition d'envisager un modèle semblable pour l'origine des laves alcalines shoshonitiques de l'Oligo-Miocène en Iran Central bien que le contexte structural soit tout à fait différent.

Fig. 163 DIAGRAMME K/Rb—KFig. 164 DIAGRAMME Or—Ab—An—Quartz (coordonnée verticale)

★ Dolérites andésitiques ★ Trachytes ○ Rhyolites □ Rhyodacites

V - GEOCHIMIE DU VOLCANISME PLIOCENE

Nous avons vu (Ch. IV) que le volcanisme pliocène était caractérisé par la mise en place de dykes andésitiques et trachytiques, de laves rhyodacitiques, et de dômes et dômes-coulées rhyolitiques qui traduisent une tendance alcaline sodique pour les termes intermédiaires, et une tendance plus potassique pour les roches acides.

Malheureusement, trop peu d'analyses ont été effectuées sur le volcanisme pliocène et nous ne pouvons pas envisager une étude géochimique aussi détaillée que celle que nous avons faite pour le Paléogène.

L'absence de termes basaltiques, peu évolués, parmi ces volcanites nous empêchent d'envisager avec certitude l'origine de ces dernières.

1) Diagramme K/Rb—K (fig. 163):

Alors que pour tout le Paléogène, une corrélation positive entre K/Rb et K était observable dans les volcanites et les plutonites, une corrélation négative apparaît pour les volcanites pliocènes sous la forme de deux tendances obliques qui convergent entre elles, vers les termes les plus pauvres en K.

Nous pouvons dès lors envisager un processus de différenciation globale qui irait des andésites sodiques aux trachytes et rhyolites alcalines.

2) Diagramme Or—Ab—An—Quartz (en coordonnée verticale) (fig. 164):

Nous avons choisi ce type de diagramme car il permet de contrôler toutes les évolutions minéralogiques des volcanites lors de la différenciation.

- les dolérites andésitiques représentent le début de la lignée de différenciation où un fractionnement important de l'anorthite et du pyroxène semble être à l'origine de l'enrichissement primitif du bain résiduel en albite et en quartz. Le magma rhyolitique qui découle de cette première évolution subit à son tour un enrichissement très fort en potassium par fractionnement du plagioclase sodique; cette nouvelle évolution donne alors naissance au magma à composition trachytique et aux rhyolites alcalines selon l'enrichissement relatif en silice.

La dernière évolution enregistrée par la lignée de différenciation, et qui mène aux rhyodacites, traduit un appauvrissement des teneurs en potassium et un enrichissement très fort en silice sans doute lié au fractionnement du feldspath potassique et de la biotite. Ces termes différenciés, riches en silice et appauvris en alcalins se caractérisent alors par des teneurs en Ba plus faibles (<600ppm) que les rhyolites dont elles découlent et où des teneurs en Ba de 800 à 1100 ppm ont été relevées.

3) Conclusions:

L'étude géochimique limitée que nous pouvons faire sur les volcanites pliocènes montre qu'un phénomène banal de différenciation semble à l'origine de la série alcaline que nous observons:

La lignée de différenciation définie est la suivante:

Dolérites andésitiques → Rhyolites pauvres en K₂O → Trachytes → Rhyolites alcalines →
Rhyodacites

Cependant la distinction de plusieurs tendances obliques et sécantes dans le diagramme K/Rb - K nous révèle une plus grande complexité du phénomène dans le détail. La fracturation dont les relations ont déjà été mises en évidence avec le volcanisme pliocène est sans doute à l'origine de cette complexité, mais cette étude incomplète ne nous permet pas d'en comprendre les modalités.

VI - GEOCHIMIE DU VOLCANISME QUATERNAIRE

Deux analyses chimiques ont été effectuées sur les basanites mélanocrates du Quaternaire (annexes). L'interprétation pétrogénétique de ces roches alcalines sodiques et très nettement sous-saturées a été donnée (p. 183)

VII - MAGMATISME DE LA CEINTURE PALEOGENE DE L'IRAN

Les conclusions des études pétrographiques et géochimiques, ainsi que les comparaisons que nous avons faites avec les régions voisines, en particulier les régions de Natanz-Nain-Surk et de Mianeh, nous permettent de tracer les grands traits originaux du magmatisme paléogène de l'Iran Central.

La région de Saveh apparaît alors, durant le Paléogène, à la charnière des tendances magmatiques relevées en Azerbaïdjan et de celles identifiées par S.M. Amidi dans la partie orientale de la chaîne de l'Iran Central.

A) LE CYCLE MAGMATIQUE PALEOGENE EN IRAN CENTRAL (fig. 165)

1) Eocène :

L'importance des phénomènes de contamination réciproque entre un pôle rhyolitique palingénétique alcalin et une ou deux souches basaltiques primaires est bien le caractère le plus marquant du volcanisme de cette période. C'est ainsi que nous expliquerons l'origine de la tendance calco-alcaline de l'Iran Central et l'absence d'association shoshonitique dans la région de Saveh.

a) Dans la région de Saveh, dès l'Yprésien supérieur, une première période magmatique est caractérisée par un bimagmatisme opposant un pôle rhyolitique palingénétique alcalin très important et une souche basaltique tholéiitique. L'abondance relative des termes intermédiaires (andésites) qui en découlent traduit une tendance calco-alcaline caractéristique.

A partir de la limite Bartonien-Priabonien, nous mettons en évidence l'apparition d'une troisième souche, basaltique, alcaline, à tendance shoshonitique qui participe également au phénomène général de contamination précédemment décrit, jusqu'à la fin de l'Eocène. Ce nouveau système, bien que traduisant toujours une tendance globale calco-alcaline, est caractérisé par des émissions abondantes de laves alcalines basiques et intermédiaires riches en K (latite-basaltes et latite-andésites). Toutefois, la persistance du phénomène de fusion crustale pendant tout l'Eocène et des contaminations réciproques entre le pôle rhyolitique et le pôle tholéiitique ne permet pas l'expression d'une association shoshonitique telle qu'elle est connue dans d'autres secteurs de l'Iran.

b) Dans la région de Natanz-Nain-Surk, le volcanisme éocène plus tardif débute à la limite Lutétien supérieur-Priabonien inférieur. Nous avons vu (cf. p.170) que les caractères pétrographiques de cette série étaient très semblables à ceux de la deuxième période magmatique éocène. De plus, nous avons montré (cf. p.227) que les caractères géochimiques de l'importante lignée calco-alcaline décrite dans cette région s'accordait très bien avec ceux que nous avons relevés dans la région de Saveh et qu'un phénomène très important de contamination entre un pôle rhyolitique palingénétique et une souche basaltique à tendance surtout tholéiitique pouvait en être une origine très probable.

Seule l'association shoshonitique terminale dans le cycle éocène de cette région la différencie franchement de la nôtre. Dans cette association, interprétée par S.M. Amidi comme une lignée de différenciation allant d'absarokites riches en analcime à des rhyodacites et passant par des shoshonites intermédiaires, il apparaît cependant que deux tendances liant les alcalins et la silice peuvent être mises en évidence. Une relation positive très nette entre les alcalins et la silice va des absarokites aux shoshonites, alors qu'une relation négative va des shoshonites aux rhyodacites. Une telle évolution ne peut être envisagée dans le cadre d'une différenciation que par un fractionnement du feldspath potassique dans les termes les plus riches en silice ; mais cette éventualité est à écarter, à notre avis, compte-tenu de la stabilité des teneurs en Ba dans toutes ces roches. Il nous semble donc plus juste d'invoquer, ici aussi, la contamination d'une souche basaltique hyperalcaline par un magma rhyolitique palingénétique et alcalin pour expliquer, au moins partiellement, certains caractères de l'association shoshonitique éocène de l'Iran Central :

- stabilité des teneurs en Ba, caractéristique de la contamination de deux magmas riches en Ba ;
- corrélation négative locale entre Si et les teneurs en alcalins qui s'explique par l'influence plus importante d'un magma palingénétique moins riche en alcalins que la souche basaltique hyperalcaline plus ou moins différenciée.

Par comparaison avec la région de Saveh, la région de Natanz-Nain-Surk semble donc se caractériser par le développement tardif d'une souche basaltique à tendance shoshonitique par rapport à une souche tholéitique initiale ; ce phénomène s'accompagne également d'échanges plus limités avec le pôle rhyolitique (toscanitique), peut-être par réduction de l'activité palingénétique à la fin du cycle éocène.

2) Oligo-Miocène :

L'abondance du volcanisme acide est le caractère le plus marquant de cette période.

a) Dans la région de Saveh, nous avons vu que le magmatisme oligo-miocène était marqué par deux événements majeurs :

- à la limite Eocène-Oligocène, une importante phase plutonique traduit une tendance calco-alcaline,
- durant tout l'Oligocène et jusqu'à l'Aquitanién, un volcanisme effusif abondant traduit une tendance alcaline à caractère shoshonitique.

Malgré l'apparente différence entre ces deux événements magmatiques, en ce qui concerne les teneurs en alcalins des produits finals, nous envisageons dans les deux cas d'importants phénomènes de contamination réciproque entre un pôle rhyolitique palingénétique alcalin et une souche basaltique tholéitique unique.

b) Dans la région de Natanz-Nain-Surk, très peu de laves intermédiaires se sont mises en place durant ce cycle et les roches plutoniques post-éocènes de cette région, plus tardives, n'appartiennent plus au Paléogène.

L'Oligocène est marqué par la mise en place d'une importante série pyroclastique rhyolitique qui traduit une tendance calco-alcaline ; cependant, les importantes fluctuations des teneurs en alcalins que nous avons enregistrées dans les pyroclastites acides de la région de Saveh (cf. p. 209), nous laissent à penser que le magma rhyolitique originel devait avoir une alcalinité beaucoup plus proche de celle que nous avons notée dans l'Oligo-Miocène de la région de Saveh.

B) LE CYCLE MAGMATIQUE PALEOGENE EN ALBORZ :

Aucune étude géochimique proprement dite n'a été effectuée sur les volcanites de ce domaine très proche de la région de Saveh. D'après les quelques données de P. Stalder (1971), l'Eocène est caractérisé par une tendance alcaline très nette et se termine par l'émission de basanites à analcime dont les caractères sont très proches de l'association shoshonitique reconnue dans la région de Natanz-Nain-Surk.

Compte-tenu de l'abondance des tufs acides décrits dans la formation de Karadj (Annels et al., 1975), nous pensons qu'un système bimagmatique faisant intervenir une souche basaltique alcaline et un pôle rhyolitique palingénétique important est sans doute à l'origine des caractères de la série volcanique de cette région.

En ce qui concerne l'Oligo-Miocène, à partir des importants volumes de matériel rhyolitique émis dans la région de Qazvin (Annels et al., 1975), il est possible d'envisager une origine palingénétique du volcanisme acide. Il est également possible que le caractère alcalin des quelques coulées de basaltes associées soit acquis lors de phénomènes de contamination ménagée avec ce pôle rhyolitique.

C) LE CYCLE MAGMATIQUE PALEOGENE EN AZERBAIDJAN :

Jusqu'à présent l'étude pétrographique et géochimique la plus détaillée sur le magmatisme paléogène de l'Azerbaïdjan est celle de J.L. Lescuyer et R. Riou (1976). Ces auteurs mettent bien en évidence le caractère alcalin du magmatisme et la richesse en potassium de ces roches à certaines périodes.

- Deux tendances potassiques sont ainsi individualisées :

- une tendance acide regroupe les rhyolites et les granophyres oligocènes, ainsi que les rhyolites et les trachytes éocènes,
- une tendance shoshonitique regroupe les latites, les trachyandésites et les trachyandésites analcimiques éocènes.

Pour ces auteurs, l'origine bimagmatique des roches volcaniques et plutoniques du Paléogène ne fait pas de doute.

Les roches acides, potassiques, abondantes, dérivent de la fusion partielle d'un matériel crustal ; alors que l'origine des roches alcalines basiques ou intermédiaires est moins nette pour certaines périodes du Paléogène.

1) Lors du cycle volcanique du Miocène inférieur, des phénomènes de contamination réciproque entre une souche basaltique alcaline et un pôle rhyolitique palingénétique donnant plusieurs séries de magmas intermédiaires alcalins (latite-andésites et trachyandésites) sont très semblables à ceux que nous avons retrouvés dans la région de Saveh (cf. p.251). Seule la souche basaltique initiale diffère ; en Azerbaïdjan, elle est alcaline ; dans la région de Saveh, elle est tholéiitique, mais elle devient alcaline par contamination avec le pôle rhyolitique palingénétique, au cours du temps (cf. p.253). Peut-être la souche basaltique du Miocène inférieur d'Azerbaïdjan est-elle aussi tholéiitique à l'origine mais les termes non contaminés n'y affleurent pas. La présence d'une telle souche ne nous étonnerait pas, car lors de la diminution de l'intensité du volcanisme acide, au Pliocène, des gabbros à tendance tholéiitique se mettent en place dans la région de Mianeh.

2) Pour le cycle éocène, ces auteurs ont bien mis en évidence l'indépendance de quatre lignées alcalines potassiques qu'un phénomène global de différenciation ne peut faire passer de l'une à l'autre : latite-basalts (1), latites porphyriques (2), latite-andésites (3) et latites (3'), trachyandésites (4).

Toutes les hypothèses exposées par ces auteurs concernant l'origine de ces quatre lignées indépendantes font intervenir la fusion partielle d'un matériel profond, plus ou moins compliquée par l'interaction de phénomènes secondaires difficilement contrôlables (manteau riche en minéraux hydratés, "zone-refining", "wall-rock reaction") ; mais ici aussi l'hypothèse d'une contamination de degrés variables entre une souche basaltique alcaline et un pôle rhyolitique palingénétique alcalin n'a pas été retenue pour expliquer l'indépendance des quatre lignées alcalines que différencie d'abord leur degré de saturation ou de sous-saturation en silice.

Il apparaît cependant qu'un modèle de contamination identique à celui qu'ont mis en évidence ces auteurs pour le volcanisme burdigalien de la région de Mianeh ait été discuté, avant d'être rejeté pour la période volcanique éocène. D'après les arguments présentés, nous pensons que cette éventualité, pourtant très probable, a été écartée prématurément par ces auteurs. C'est ainsi qu'un processus de différenciation par séparation du plagioclase a été, à notre avis, finalement surestimé pour expliquer les fortes variations des teneurs en Ca et Sr dans ces laves alcalines alors qu'ils soulignent eux-mêmes le groupement sur tous les diagrammes des points représentatifs des latites porphyriques où pourtant la composition en plagioclase varie entre 30 et 50 %. Il est alors très probable que l'évolution de type calco-alcalin soulignée par certaines latite-andésites et qui aboutirait à des dacites appauvries en Ca et Sr par fractionnement du plagioclase ne soit, à nos yeux, en fait qu'un artefact de différenciation provoqué par des phénomènes de contamination ; compte-tenu surtout de ce que nous savons sur la signification d'une telle évolution en Iran Central.

Bien que ce processus ait été rejeté par J.L. Lescuyer et R. Riou, nous pensons qu'un phénomène global de contamination entre une souche basaltique alcaline de type shoshonitique et un magma rhyolitique palingénétique peut être à l'origine des quatre lignées indépendantes mises en évidence par ces auteurs dans le volcanisme éocène de l'Azerbaïdjan.

D) CONCLUSIONS :

A l'issue de notre étude géochimique, il semblerait que la ceinture magmatique paléogène de l'Iran soit issue d'un même phénomène de contamination entre deux, voire trois souches magmatiques différentes, et que les caractères régionaux du volcanisme et du plutonisme proviennent d'une modulation spatiale de ce régime. La figure 165 montre les variations régionales que nous envisageons dans le modèle magmatique de la ceinture paléogène de l'Iran.

1) A l'Eocène, les tendances alcalines résulteraient d'un système bimagmatique faisant intervenir une souche basaltique alcaline avec un pôle rhyolitique palingénétique plus ou moins développé. La réduction probable de l'activité palingénétique vers la fin du cycle éocène permettrait dans de nombreuses régions (Azerbaïdjan, Alborz, partie orientale de l'Iran Central) l'émission de laves sous-saturées riches en feldspathoïdes qui peuvent localement définir une association shoshonitique.

Les tendances calco-alcalines, spécifiques de l'Iran Central, résulteraient d'un phénomène de contamination

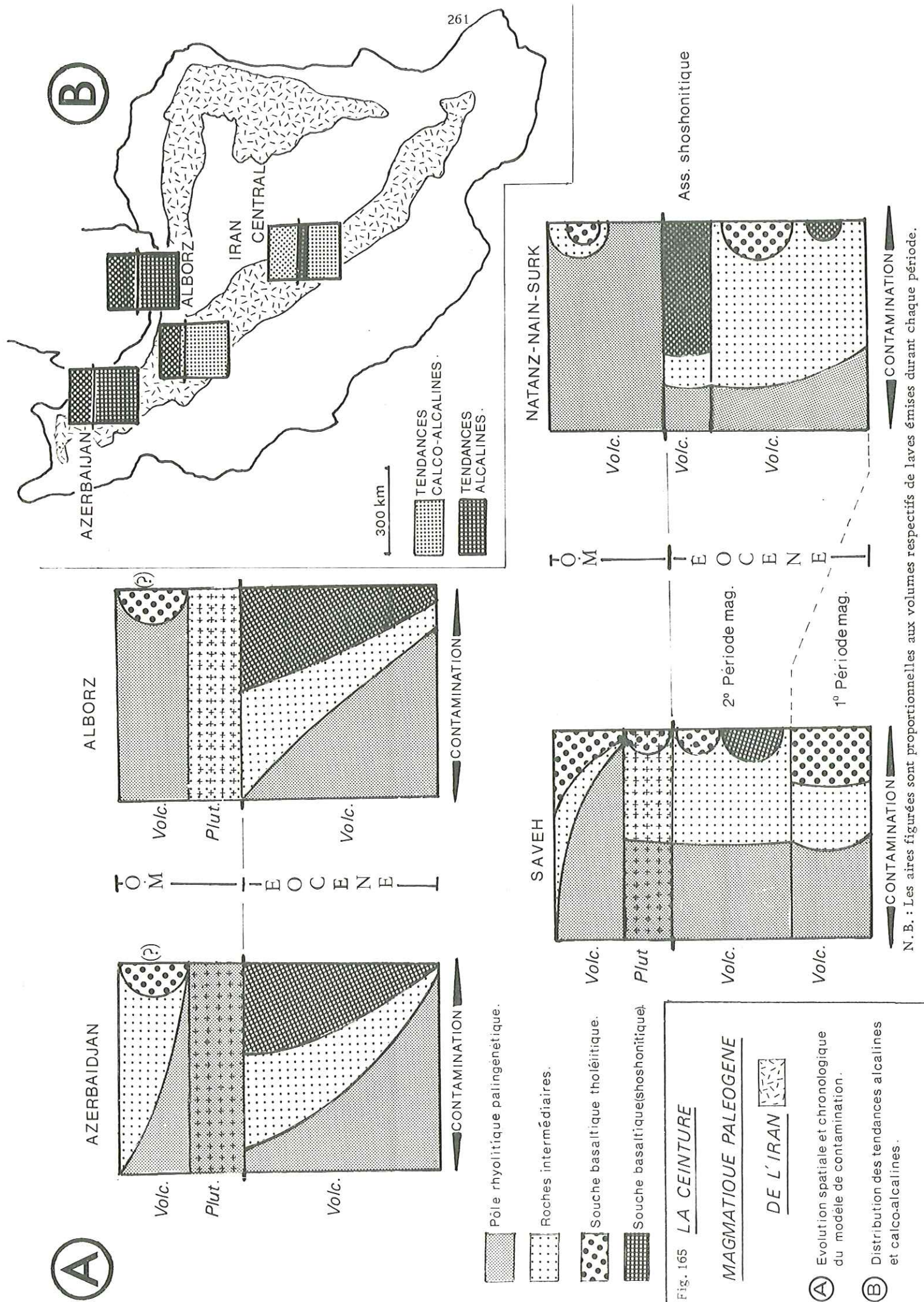


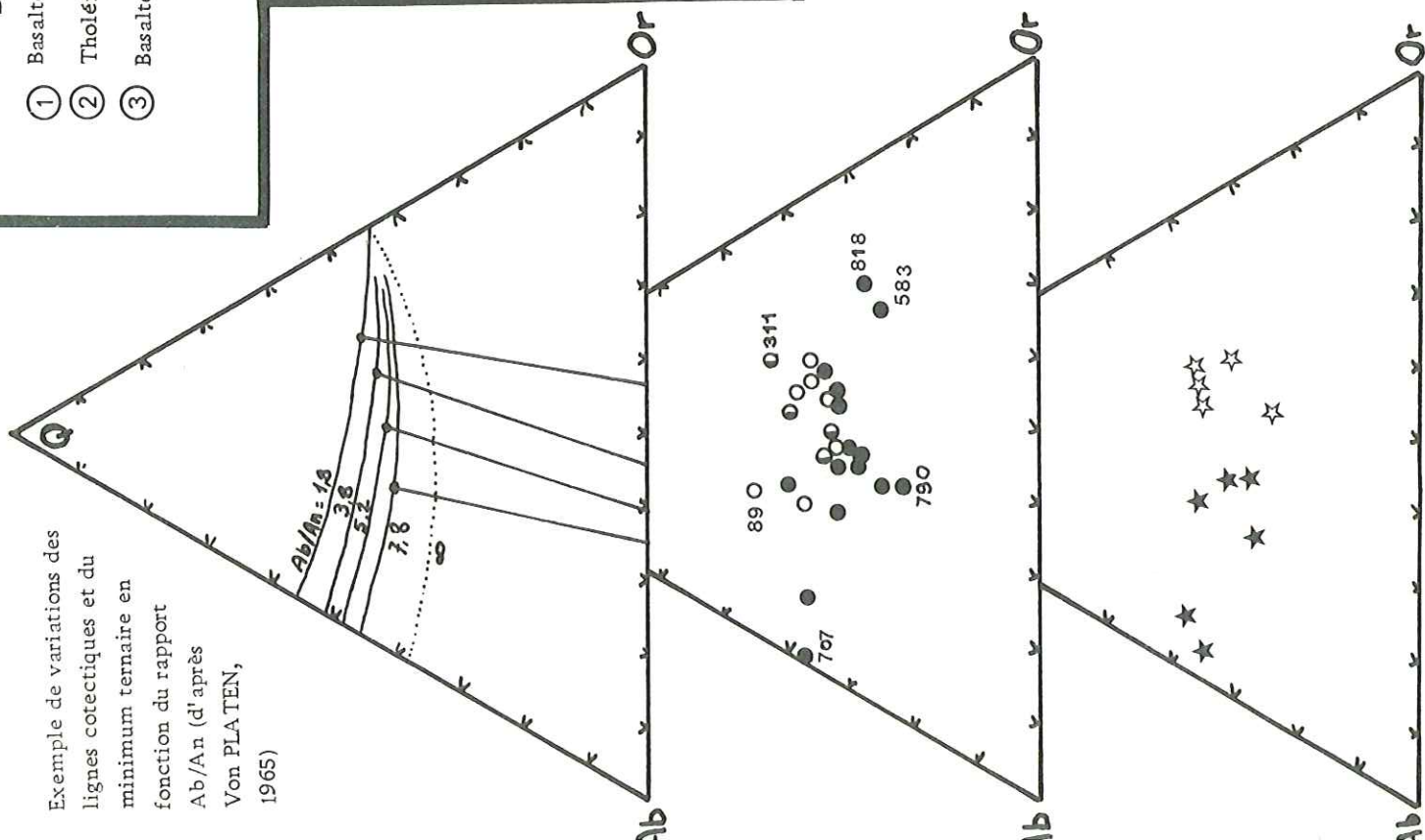
Fig. 166 *DIAGRAMME DE PEARCE (1976).*

- ① Basaltes des fonds océaniques
- ② Tholéiites d'arc
- ③ Basaltes calco-alcalins
- ④ Shoshonites
- ⑤ Basaltes des flés océaniques
- ⑥ Basaltes continentaux

$$F_1 = 0.0088 \text{ SiO}_2 - 0.0074 \text{ TiO}_2 + 0.0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.0066 \text{ FeO}^* - 0.0017 \text{ MgO} - 0.0143 \text{ CaO} - 0.0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0007 \text{ K}_2\text{O}$$

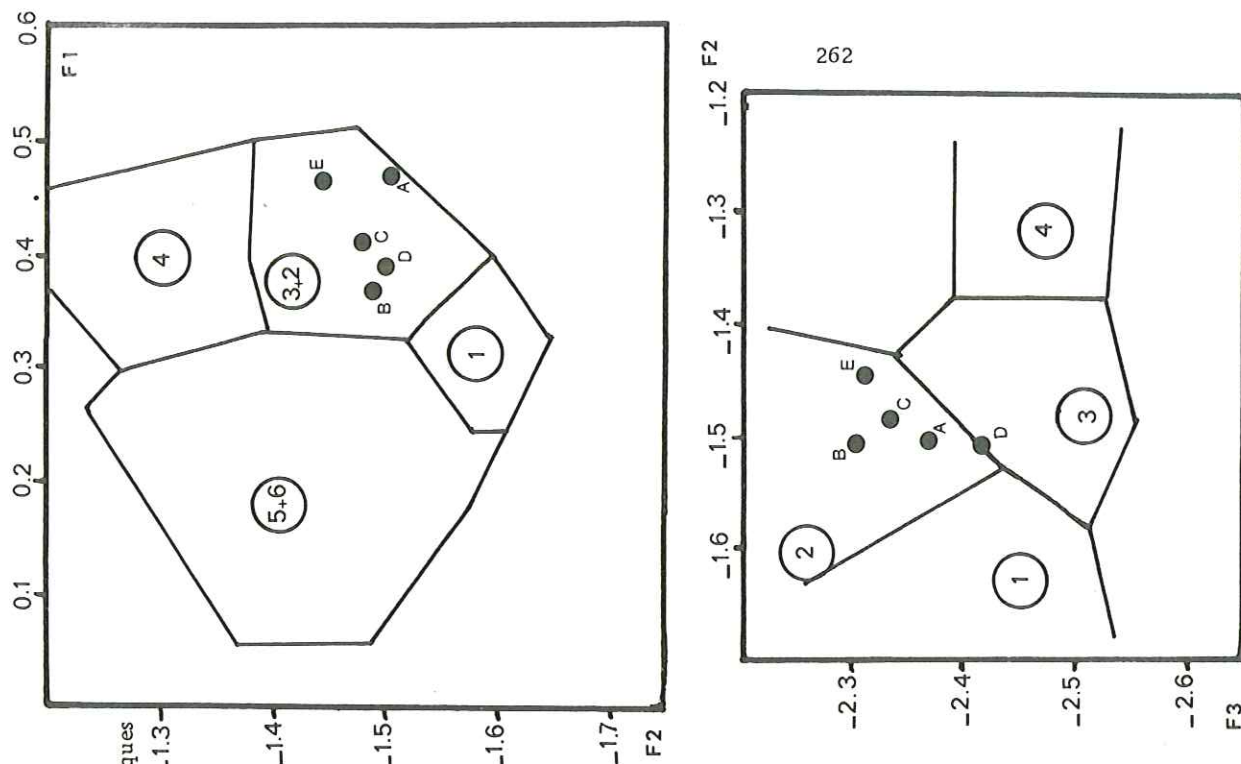
$$F_2 = -0.0130 \text{ SiO}_2 - 0.0185 \text{ TiO}_2 - 0.0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0134 \text{ FeO}^* - 0.0300 \text{ MgO} - 0.0204 \text{ CaO} - 0.0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0.0175 \text{ K}_2\text{O}$$

$$F_3 = -0.0221 \text{ SiO}_2 - 0.0532 \text{ TiO}_2 - 0.0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0016 \text{ FeO}^* - 0.0310 \text{ MgO} - 0.0237 \text{ CaO} - 0.0614 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0289 \text{ K}_2\text{O}$$



- ★ Oligo-Miocène : laves
- ☆ Oligocène : plutons
- Eocène : Ensemble supérieur
- ◐ Eocène : Ensemble moyen
- Eocène : Ensemble inférieur

Fig. 167 *DIAGRAMME Q - Ab - Or*
TUTTLE ET BOWEN, 1958



- | | | |
|-----------|------------|---------------|
| A: CM 8 | Ens. inf. | EOCENE |
| B: CM 178 | Ens. moy. | |
| C: CM 593 | Ens. sup. | |
| D: CM 398 | Intrusions | OLIGO-MIOCENE |
| E: CM 115 | Volcanites | |

réciroque entre un pôle rhyolitique palingénétique développé et une importante souche basaltique à caractère tholéiitique. La plus grande alcalinité de certaines laves dans cette tendance provient de la participation concomitante d'une troisième souche basaltique alcaline moins développée.

2) A l'Oligo-Miocène : Une importante phase plutonique et une réactivation plus ou moins marquée de l'activité palingénétique rhyolitique caractérise généralement le début de ce cycle. Bien que deux tendances alcalines et calco-alcalines semblent séparer respectivement le domaine de l'Azerbaïdjan et de l'Iran Central, le même phénomène de contamination réciroque faisant intervenir un pôle rhyolitique et une souche basaltique tholéiitique semble à l'origine de cette dualité de caractères.

La région de Saveh se situe donc à la charnière de toutes les tendances propres définies durant le cycle magmatique paléogène de la chaîne de l'Iran Central. Son rôle de liaison est marqué de manière déterminante durant la période oligo-miocène où les deux tendances, calco-alcaline et alcaline, apparaissent respectivement dans le plutonisme et le volcanisme, faisant ainsi une transition importante entre le magmatisme purement alcalin de l'Azerbaïdjan et celui, purement calco-alcalin, de l'Iran Central à cette époque.

VIII - LES SOUCHES MAGMATIQUES

A) LES SOUCHES BASALTIQUES :

Les souches basaltiques sont les moins évidentes à caractériser avec précision pour deux raisons essentielles :

- dans presque toutes les régions, elles ont participé très amplement aux phénomènes de contamination et il est souvent impossible de trouver des "basaltes", en particulier dans les séries éocènes ;
 - ce que nous appelons souches est souvent une image lointaine des laves que nous pouvons échantillonner.
- En fait, nous les déduisons, plus que nous les observons et il est toujours difficile de dire exactement quels ont été les caractères des magmas parentaux qui n'ont subi ni différenciation, ni contamination.

Toutefois, le bilan de cette étude généralisée à toute la ceinture magmatique paléogène de l'Iran met en valeur la participation modulée d'une souche basaltique alcaline à tendance shoshonitique et d'une souche basaltique tholéiitique :

1) La souche basaltique tholéiitique :

Les émissions intermittentes de basalte, ou la mise en place locale de gabbro (à tendance tholéiitique) durant tout le cycle paléogène est un des caractères les plus originaux du magmatisme paléogène de la région de Saveh. Cette observation répétée est schématisée dans le diagramme de Pearce (1976) (fig. 166) dans lequel les roches basaltiques ou gabbroïques pauvres en alcalins se répartissent toutes dans le domaine des tholéiites d'arc. Les tholéiites d'arc se caractérisent généralement par des teneurs en K et en éléments-traces un peu plus fortes que celles des tholéiites océaniques ou que celles des basaltes calco-alcalins. Il est probable que, dans notre contexte de contamination, les caractères des souches que nous observons soient déjà influencés par ce phénomène et que le véritable caractère primitif des magmas basaltiques tholéiitiques soit celui d'une tholéiite océanique.

Les tholéiites sont les laves les plus abondantes sur Terre et elles sont caractéristiques du domaine océanique tant au niveau des rides qu'au niveau des fles intra-océaniques. Elles apparaissent également sur les marges continentales, en trapps, jaillies lors de l'origine de la cassure entre deux plaques. Leur origine semble donc résulter de la fusion partielle du manteau péridotitique.

2) La souche basaltique alcaline à tendance shoshonitique :

Une des originalités de cette souche basaltique réside dans le fait qu'elle ne semble s'exprimer que durant le cycle éocène et plus particulièrement dans la partie supérieure de l'Eocène (2^{ème} période magmatique). Cette souche basaltique, à tendance shoshonitique, se caractérise par de fortes teneurs en K et en éléments incompatibles Rb et Ba. De telles caractéristiques géochimiques générales font que les magmas shoshonitiques ne sont généralement pas considérés comme primitifs (M. Girod et al., 1978).

Joplin (1965, 1968) a mis en évidence une relation entre les roches shoshonitiques et la stabilisation des ceintures

mobiles et il est de plus en plus établi que l'apparition de ce type magmatique est lié au stade final du volcanisme orogénique.

En Iran, tous les auteurs pour qui l'association shoshonitique est très développée (S.M. Amidi, 1975 ; J.L. Lescuyer, R. Riou, 1976) s'accordent pour dire que l'origine de cette association résulterait de la fusion partielle du manteau supérieur, engendrant un magma basaltique alcalin enrichi en éléments incompatibles.

Un tel processus a fait l'objet de nombreux modèles (P.G. Harris, 1974) :

- Fusion d'un manteau hydraté.
- Zone refining.
- Wall-rock reaction.

B) LA SOUCHE PALINGENETIQUE RHYOLITIQUE

Dans la région de Saveh, cette souche palingénétique a une importance considérable. Elle a donné 70 % des roches du Paléogène. L'étude géochimique a montré l'importance du rôle de cette souche lors de processus de contaminations réciproques avec une ou deux souches basaltiques.

Si l'on tient compte du volume respectif des laves acides et basiques, l'origine palingénétique de ce magma rhyolitique ne fait pas de doute. Le diagramme Q-Ab-Or (fig. 167) donne les caractères de ce magma (seuls les points dont la somme Q+Ab+Or est \geq à 80 % ont été reportés). Les roches à quartz magmatiques ne se trouvent pas systématiquement plus près du pôle quartzique que les autres. Par exemple les n° 707 et 617 sont très riches en phénocristaux de quartz, très corrodés, alors que le n° 89 en est exempt. Citons aussi le cas du n° 790 qui, bien que très en dessous de la ligne cotectique séparant le champ des feldspaths primaires de celui des quartz primaires, possède quelques petits quartz primaires; ce phénomène est tout à fait classique pour un magma palingénétique. Les points figuratifs de l'Ensemble inférieur et de l'Ensemble moyen de l'Eocène occupent un champ situé plus près du quartz primaire que ceux de l'Ensemble supérieur de l'Eocène. Cette évolution se poursuit jusqu'aux plutonites de la phase éo-oligocène. Par contre les laves du cycle oligo-miocène se rapprochent à nouveau du champ du quartz primaire. L'évolution depuis le point eutectique de la courbe de rapport Ab/An = 3.8 vers les pôles feldspathiques dans la vallée thermique sur le diagramme de Tuttle et Bowen (1958), suggère un processus de fusion crustale intéressant un volume de plus en plus important, depuis l'Eocène inférieur jusqu'à la phase éo-oligocène. Toutes les laves de l'Eocène et les plutonites de la phase éo-oligocène proviennent donc sans doute du même stock rhyolitique. Par contre les rhyolites oligocènes appartiennent à un autre cycle. La diminution régulière du rapport K/Rb depuis les rhyolites de l'Ensemble inférieur jusqu'aux granites (très pauvres en Rb) confirme cette hypothèse. Pendant tout l'Eocène, c'est donc le même stock rhyolitique qui alimente le volcanisme. La phase éo-oligocène clôt ce cycle magmatique éocène par la mise en place des plutons. Ensuite, à l'Oligocène, un nouveau cycle magmatique débute, avec un nouveau stock rhyolitique.

IX - IMPLICATIONS STRUCTURALES

Le volcanisme calco-alcalin du Tertiaire de l'Iran a été longtemps interprété comme le résultat d'une fusion partielle dans une ancienne zone de subduction dont la trace serait la suture à ophiolites parallèle à la faille du Zagros (D. Jung et al., 1975). Cependant de nombreux arguments chronologiques, métamorphiques et la répartition du magmatisme calco-alcalin ont amené certains auteurs (M. Sabzehei, 1974) à abandonner le modèle de la subduction de la plaque arabe sous la plaque eurasiennne.

Comme cela a été déjà proposé par M. Sabzehei (1974), puis par S.M. Amidi (1975), J.L. Lescuyer et R. Riou (1976), le volcanisme tertiaire de l'Iran Central s'accorde mieux avec le modèle d'un rift intracontinental qui pourrait s'apparenter aux "intracontinental rifts of young folded zone" de E.E. Milanowsky (1972).

Dans la région de Saveh, nous avons vu que l'évolution paléogéographique était étroitement liée à la juxtaposition de blocs disposés en horsts et grabens (cf. p. 30) dont le schéma global s'accorde parfaitement avec un tel modèle de rift.

La répartition du magmatisme éocène dans la région de Saveh et l'évolution chronologique de ce dernier montrent des caractères qui sont en accord avec ce dernier modèle.

A) MAGMATISME EOCENE ET STRUCTURES:

Dans la région de Saveh, les domaines des horsts sont apparemment les zones où peuvent s'exprimer à la fois les trois souches magmatiques : rhyolitique, basaltique tholéiitique et basaltique à tendance shoshonitique, lesquelles peuvent donner naissance par mélange à l'abondant volcanisme intermédiaire que l'on connaît. Le domaine des grabens, par contre, est caractérisé par l'absence d'activité volcanique qui se localise à la limite avec les domaines de horsts et s'exprime uniquement avec des émissions de termes non contaminés (rhyolitiques le plus souvent ; parfois tholéiitiques, mais jamais basaltiques alcalins). Les termes intermédiaires (andésites et latite-andésites) sont absents.

Lors de l'évolution chronologique du magmatisme éocène, le retour à des conditions de plus en plus continentales, lors de la 2^{ème} période magmatique de l'Eocène, est accompagné par le développement de l'activité basaltique alcaline.

L'évolution spatiale et chronologique du magmatisme éocène que nous venons de décrire résulte des caractères particuliers qui sont en accord avec les données magmatiques actuelles concernant les rifts intracontinentaux. Le rift-Est africain et le rift de la Mer Rouge l'illustrent bien :

- l'activité volcanique acide du rift-Est africain est très développée sur les zones bordières du rift. En outre, le magmatisme présente une origine palingénétique et un caractère alcalin (Tazieff, 1969) très semblables à ceux que nous observons. D'autre part, en allant vers les régions axiales du rift, le volcanisme acide, moins abondant, cède peu à peu la place à un volcanisme basaltique (Tarling et al., 1977). Cette évolution est vérifiée dans la région de Saveh où les activités volcaniques acide et intermédiaire sont localisées au cœur des horsts et où cette dernière cède le pas à une activité de plus en plus basaltique tholéiitique vers les bordures des zones émergées.
- un profil géochimique dans le rift-Est africain (P.A. Mohr, 1972) a montré d'importantes variations des compositions chimiques dans les basaltes : alors que sur les bordures continentales une activité basaltique alcaline est à relever, la composition des basaltes de la dépression axiale du rift présente des affinités plus tholéiitiques (basaltes à olivine de l'Afar, tholéiites de la Mer Rouge). Le caractère alcalin des basaltes liés aux zones plus continentales dans ce contexte de rift se retrouve également dans la région de Saveh, car c'est lors du retour aux conditions plus continentales du Priabonien qu'apparaît une souche basaltique alcaline lors de la 2^{ème} période magmatique. A plus grande échelle, dans la chaîne de l'Iran Central, l'Azerbaïdjan, où pendant tout l'Eocène semble exister une souche basaltique alcaline, se caractérise par un volcanisme dont l'ambiance des émissions était généralement continentale.

Toutefois, malgré toutes ces similitudes, l'évolution du rift éocène de la chaîne de l'Iran Central n'a jamais connu l'ampleur de celle du rift-Est africain ni celle du rift de la Mer Rouge qui se caractérisent par une importante activité basaltique tholéiitique dans la zone centrale effondrée (Gass et al., 1973). L'absence de cette source tholéiitique centrale dans le rift éocène iranien étudié devra donc être interprétée comme l'une des caractéristiques des rifts intracontinentaux que nous opposerons ainsi aux rifts intercontinentaux plus évolués (Milanowsky, 1972).

B) CONCLUSION

Le bilan de l'étude du magmatisme éocène de l'Iran montre les relations très nettes qui existent entre les variations des caractères géochimiques des volcanites et les variations des conditions paléogéographiques de la chaîne de l'Iran Central. De tels liens nous incitent à confirmer l'idée des auteurs antérieurs (Sabzehei, 1974 ; S.M. Amidi, 1975 ; J.L. Lescuyer et R. Riou, 1976) qui faisaient du volcanisme tertiaire de l'Iran l'expression magmatique de l'évolution d'un rift intracontinental. Un schéma de l'évolution de ce rift durant l'Eocène dans la région de Saveh, ainsi qu'un modèle d'évolution spatiale du régime de ce dernier seront présentés dans le chapitre VIII (Conclusions générales).



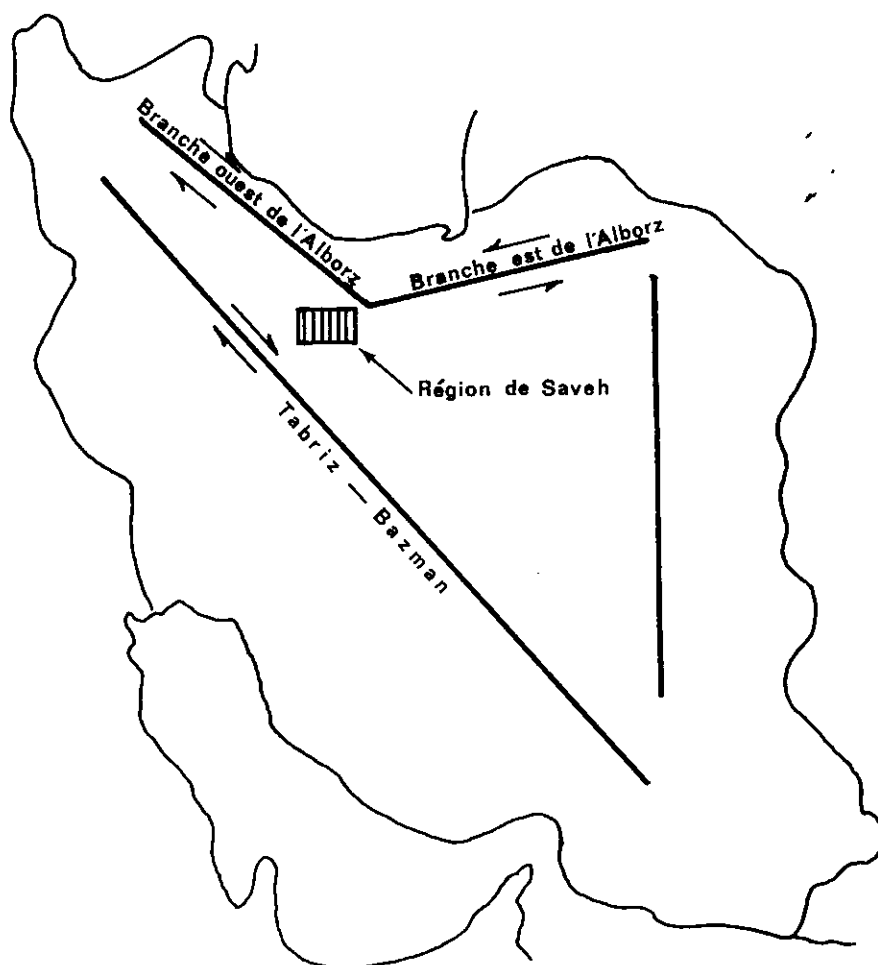


Fig. 168 PRINCIPALES DIRECTIONS STRUCTURALES DE LA ZONE DE L'IRAN CENTRAL
ET SENS DES MOUVEMENTS DECROCHANTS.

TECTONIQUE

I - LES GRANDS TRAITS STRUCTURAUX

Nous avons déjà signalé à diverses reprises que le trait majeur de la Zone de l'Iran Central est la tectonique cassante. Un examen rapide de la carte de l'Iran au 1/2 500 000 montre une mosaïque de blocs découpés par des failles. Depuis l'ère primaire ou même le Précambrien, ces grands accidents ont contrôlé la paléogéographie et le magmatisme (Haghipour 1974 - Amidi 1975 - Bolourchi 1975). Dans la région de Saveh nous avons pu observer des relations étroites entre ces grands accidents, et la paléogéographie, le plutonisme et le volcanisme pendant l'ère tertiaire. Même les plis, résultant de la phase mio-pliocène, apparaissent étroitement associés au mouvement décrochant de ces grands accidents. L'étude de ces failles majeures est donc fondamentale, mais elle n'est pas simple, car bien qu'il existe des directions structurales constantes, les variations sont nombreuses.

Dans la Zone de l'Iran Central, on distingue en gros trois directions générales (fig 3 et 168) et tout d'abord une direction N 130, pour la cicatrice éruptive d'Oroumieh-Dokhtar que Nogole (1978) propose de nommer Tabriz-Bazman et pour la branche ouest de l'Alborz, ensuite une direction méridienne dans le Lut, et enfin une direction N 60 pour la branche est de l'Alborz.

La région de Saveh se trouve située sur l'axe Tabriz-Bazman de direction N 130, mais elle constitue une zone d'anomalie car les grands accidents ont tendance à y prendre une direction voisine de N 100 (fig. 169). Dans la Sous-zone nord certains accidents prennent une direction N 80, et il est permis de se demander si cette zone n'est pas à rattacher au secteur de l'Alborz où l'on trouve les directions N 60 dont nous avons déjà parlé. La région de Saveh se trouverait donc dans une zone de virgation entre la direction N 130 de la branche ouest de l'Alborz et N 60 de la branche est de l'Alborz, ce qui expliquerait que localement les directions deviennent N 100. Cette région se trouverait donc à la charnière de deux grandes directions structurales majeures de l'Iran. Nous donnerons tout d'abord les caractères de cette anomalie structurale de la région de Saveh dans son contexte régional, ensuite nous étudierons plus en détail la région de Saveh.

A) L'ANOMALIE STRUCTURALE DE LA REGION DE SAVEH

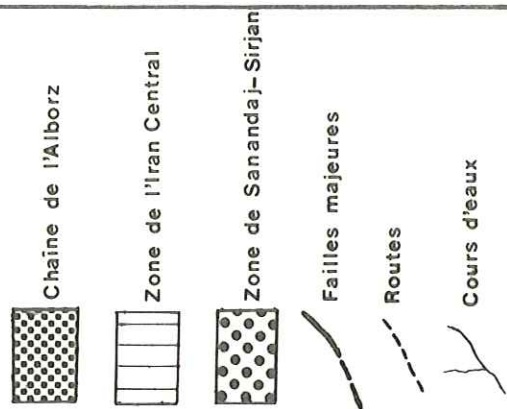
Pour étudier cette anomalie, il faut considérer une région plus grande que celle de Saveh (fig. 169). A l'Ouest et au Nord-Ouest, le raccord avec la région d'Avaj (Bolourchi, 1975) et la chaîne de Soltanieh (Stöcklin et al) a été facile. Par contre à l'Est, tous les affleurements disparaissent sous les alluvions récentes des kavirs. Nous essaierons donc surtout de comparer la région de Saveh avec les régions situées à l'Ouest et au Nord-Ouest d'un point de vue structural général, à l'aide de quelques remarques.

D'Ouest en Est, la largeur du rift tertiaire augmente. En particulier les volcanites paléogènes couvrent des surfaces beaucoup plus importantes.

A l'Ouest, la direction structurale majeure, donnée notamment par les grands accidents, est N 130, parallèle à la ligne Tabriz- Bazman ou à la branche ouest de l'Alborz. Dans la partie située à l'Ouest de la ville de Saveh, ces directions changent et deviennent voisines de N 100 et même N 80 dans la Sous-zone nord, vers Eshtehard.

A l'Est de la ville de Saveh, les grands accidents reprennent une direction N 130 dans la partie sud et semblent

Fig. 169
CARTE SCHEMATIQUE
MONTRANT LES
DIFFÉRENTES ZONES
STRUCTURALES
DANS LA RÉGION
DE SAVEH



D'après: Bolourchi, Caillat, Dehlavi, Emami, Martel.

donc se rattacher à la cicatrice éruptive Tabriz-Bazman; dans la partie nord, il est possible que certaines structures se raccordent à l'Alborz, selon une orientation Eshtehard-Karadj (fig. 169).

Les grands accidents longitudinaux, plus ou moins linéaires, de l'Ouest, tendent à se dédoubler, à se dichotomiser dans la région de Saveh, en même temps que leur direction change.

Les affleurements de terrains antétertiaires, depuis le Précambrien, sont très fréquents à l'Ouest et disparaissent progressivement dans la partie ouest du quadrangle de Saveh où nous avons mis en évidence des plongements d'axe de plis vers l'Est. Ainsi d'Ouest en Est apparaissent des terrains de plus en plus récents. A notre avis, les dépressions miocènes, pliocènes et quaternaires, situées à l'Est de la région de Saveh, et qui constituent le Dasht-e-Kavir, sont dans la continuité des observations précédentes.

- . La région de Saveh se divise aussi en deux domaines qui correspondent approximativement au découpage en Sous-zone sud et Sous-zone nord que nous avons adopté en stratigraphie;
- . la partie nord, montre des failles à décrochement dextre ;
- . la partie sud montre au contraire des décrochements sénestres;
- . entre ces deux domaines, la paléofaille d'Alishar, ce grand accident qui nous a permis de limiter la Sous-zone sud et la Sous-zone nord, est restée inactive.

Nous allons maintenant étudier quelques-unes des structures de la région de Saveh; certaines nous permettront de connaître son évolution structurale, d'autres d'expliquer l'anomalie qu'elle constitue sur la ligne Tabriz-Bazman.

B) LES PLIS

Ils résultent de la phase mio-pliocène, car les conglomérats pliocènes sont discordants sur les calcaires de la Formation de Qom et sur la Formation Rouge Supérieure. En fonction de la compétence des matériaux, le serrage a provoqué trois types de réponse. Les séries éocènes et oligocènes essentiellement volcaniques ont eu tendance à donner de vastes plis à grand rayon de courbure. Les marnes et calcaires miocènes ont parfois donné des plis très serrés, avec des pendages forts, parfois inverses. Enfin, les plutons n'ont subi qu'un diaclasage intense. Deux sortes de plis peuvent être distinguées:

- En dehors de la proximité avec les grands accidents, ce sont de vastes plis, de type conique, avec une terminaison périclinale toujours pentée vers l'Est, qui explique que d'Ouest en Est on rencontre des formations de plus en plus récentes. Ces vastes plis, comme l'anticlinal de Saman (fig. 170) ou le synclinal de Duzaï (fig. 170) ont une direction axiale oblique par rapport aux grands accidents longitudinaux. Mais les structures des terminaisons périclinales viennent se paralléliser à la direction de la faille bordière.
- A proximité des grands accidents longitudinaux, les structures deviennent beaucoup plus serrées et parallèles aux failles bordières.

La structure de Saman (fig. 171) offre un bon exemple de variation de la direction axiale des plis au contact d'une faille décrochante. La direction des axes de plis passe de N 95 à N 140 à proximité de la faille d'Avaj. Les structures y deviennent aussi beaucoup plus serrées, et les pendages forts, normaux ou inverses. La forme de cet ensemble indique un mouvement dextre de la Zone de l'Iran Central par rapport à la Zone de Saman le long de la faille d'Avaj.

La structure de Bivaran est composée de trois termes stratigraphiques, constituant la montagne de Bivaran (fig. 172) encadrés par deux grandes failles, diverticules du grand accident d'Avaj :

- . un niveau de calcaires massifs de la Formation de Qom formant un relief abrupt;
- . des marnes et des grès rouges bien stratifiés de la Formation Rouge Supérieure, en parfaite concordance avec les calcaires précédemment décrits;
- . des conglomérats pliocènes faiblement plissés, présentant une discordance angulaire sur les deux formations précédentes.

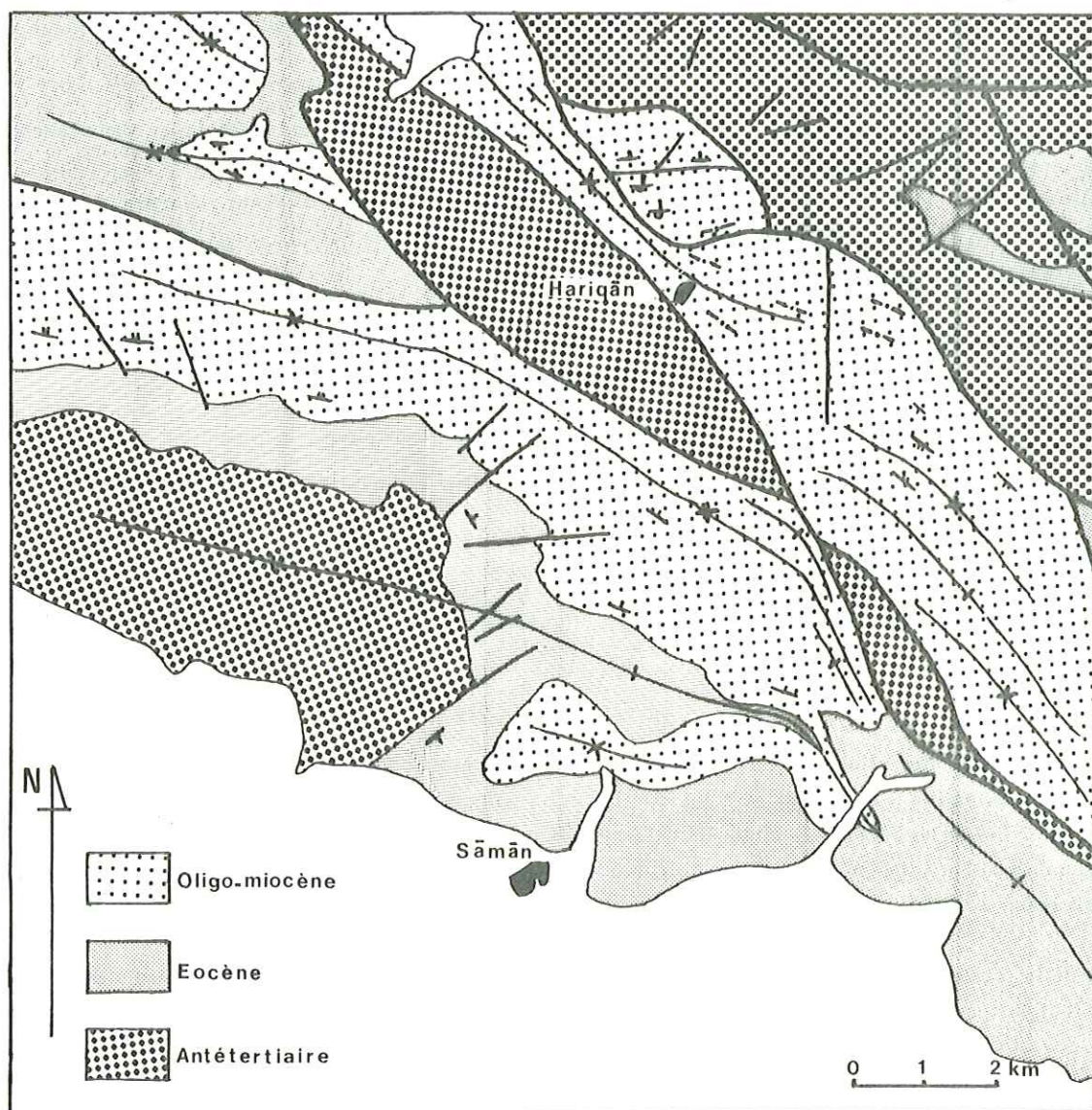


Fig. 171 a LA STRUCTURE DE SAMAN

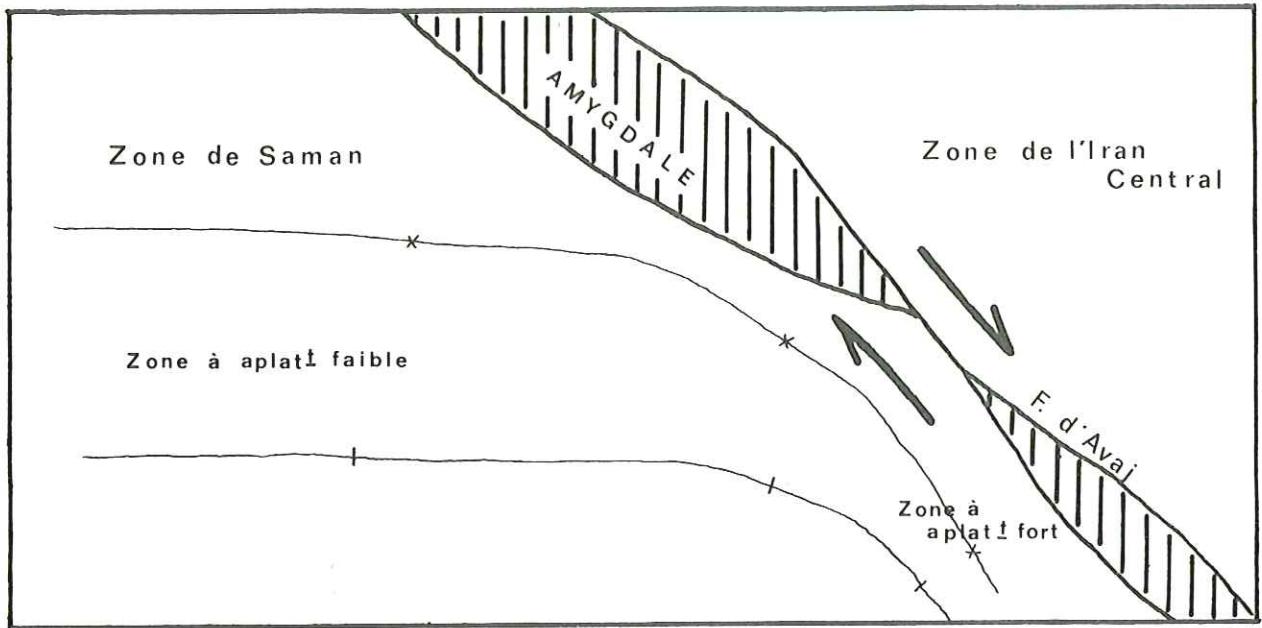


Fig. 171b SCHEMA EXPLICATIF DES VIRGATIONS DE LA STRUCTURE DE SAMAN

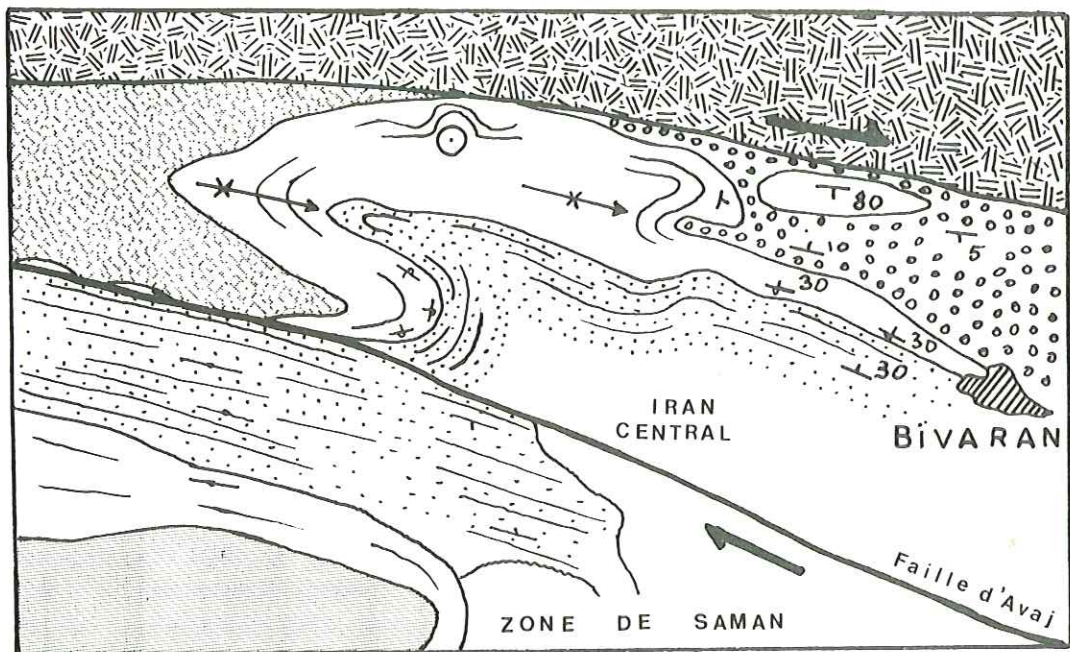


Fig. 172 LA STRUCTURE DE BIVARAN

. La discordance angulaire très nette entre les conglomérats pliocènes, les calcaires blancs et les marnes miocènes fortement plissés, témoigne de la phase de plissement mio-pliocène.

. Le relief calcaire montre de très nombreux plis complexes, dont certains à axes verticaux, qui ont sans doute été produits par des mouvements de décrochement. La nature uniquement calcaire des dépôts pliocènes, leur forme anguleuse près des reliefs et leurs pendages fort variables, indiquent que le démantèlement des reliefs a été synchrone de la déformation.

La structure d'Allah Yar (fig. 173) située au Nord du Daryacheh-ye-Howz Soltan est plus difficile à replacer dans un contexte structural plus vaste, car elle est isolée au milieu des dépressions quaternaires. C'est une énorme flexure, affectant une série volcano-sédimentaire décrite à la page 26. Le flanc ouest montre une structure dysharmonique, avec à la base un synclinal et un anticlinal affectés de deux petites failles sénestres amorties vers le haut. Vers l'Est, les directions deviennent de plus en plus méridiennes, pour devenir Nord-Sud sur le flanc est. Une faille dextre très importante a affecté toute la série visible, provoquant une trouée dans la chaîne de montagne, par laquelle passe la route de Qom à Tehran. L'ensemble de la série s'est déplacé vers l'Est, autour d'un bloc sud qui a conservé une orientation N 130, sensiblement identique à celle des grandes structures de cette région (faille de Kushk-e-Nosrat par exemple). L'extrémité sud du bloc nord s'est clivée lors du déplacement, prenant une direction N 60 et un pendage de 60° vers le Sud-Est. L'ampleur du mouvement a pu être apprécié grâce à une nappe ignimbritique décrite p. 81, constituant un excellent banc repère. Malheureusement, il n'a pas été possible de savoir si cette structure est en relation avec une faille régionale, car tous les affleurements se perdent sous des alluvions récentes. On peut assimiler cette flexure avec ses failles bordières à l'éjection d'une charnière de plis. Mais les mouvements dextres semblent prédominer largement sur les mouvements sénestres. Signalons enfin que des filons (fig. 173) que nous rattachons à la phase magmatique pliocène, se sont mis en place dans la zone des charnières des plis.

C) LES FAILLES

La fracturation est le trait majeur de la Zone de l'Iran Central. Dans la région de Saveh elle est très importante, surtout dans la partie ouest de la chaîne de la Sous-zone sud (fig. 170), où les failles ont découpé ce horst en innombrables amygdales. Les failles, de loin les plus importantes, sont les failles longitudinales, plus ou moins parallèles aux grandes structures. Elles ne sont jamais recoupées par les failles transversales. Dans la région de Saveh, nous avons pu montrer qu'il existe une relation étroite entre ces grands accidents longitudinaux, la paléogéographie, le plutonisme et le volcanisme. Nous effectuerons dans un premier temps une analyse détaillée des grandes structures de la partie sud du quadrangle de Saveh que nous avons cartographiée. Ensuite, nous ne donnerons que les grands traits de la partie nord, car nous ne possédons pas de carte précise de cette région.

Le système de failles "Avaj-Kushk-e-Nosrat" traverse toute la partie sud de la région de Saveh et se poursuit encore à l'Ouest et à l'Est sur de grandes distances. A l'Ouest, dans la région d'Avaj, Bolourchi (1975) l'a nommé "Accident d'Avaj", faille inverse fortement pentée vers le Sud-Ouest, dont l'origine remonterait au moins au début du Primaire. Un peu à l'Ouest du quadrangle de Saveh, cette faille se divise en trois branches principales, accompagnées de nombreuses failles satellites. La direction passe aussi de N 130 à N 100. Pour la branche sud, nous avons conservé le nom de faille d'Avaj, car celle-ci limite toujours un compartiment nord à caractère de Zone de l'Iran Central d'un compartiment sud ayant les caractères de la Zone de Sanandaj-Sirjan. Le tracé de cette faille est relativement sinueux, et il est impossible de l'assimiler à une faille inverse comme dans la région d'Avaj (Bolourchi 1975). Cette observation est sans doute à mettre en relation avec le fait que dans la région de Saveh les phénomènes de compression ont été moins intenses qu'à l'Ouest (voir p. 276). L'étude des plis situés au voisinage de cet accident a permis de lui affecter un mouvement dextre, si bien que l'ensemble de la Zone de l'Iran Central se déplace vers l'Est par rapport à la Zone de Saman (Sanandaj-Sirjan) peu à l'Ouest du village de Bivaran, cette faille d'Avaj se divise à nouveau en deux accidents d'égale importance. L'un passe au Nord de Bivaran et fend la masse plutonique du Nord-Ouest de Saveh en deux blocs selon une direction N 100, puis se perd dans les alluvions. L'autre, situé au Sud de Bivaran a un tracé plus sinueux, moins visible, mais nous lui donnons toujours le nom de la faille d'Avaj, car il limite encore les deux domaines paléogéographiques précédemment décrits.

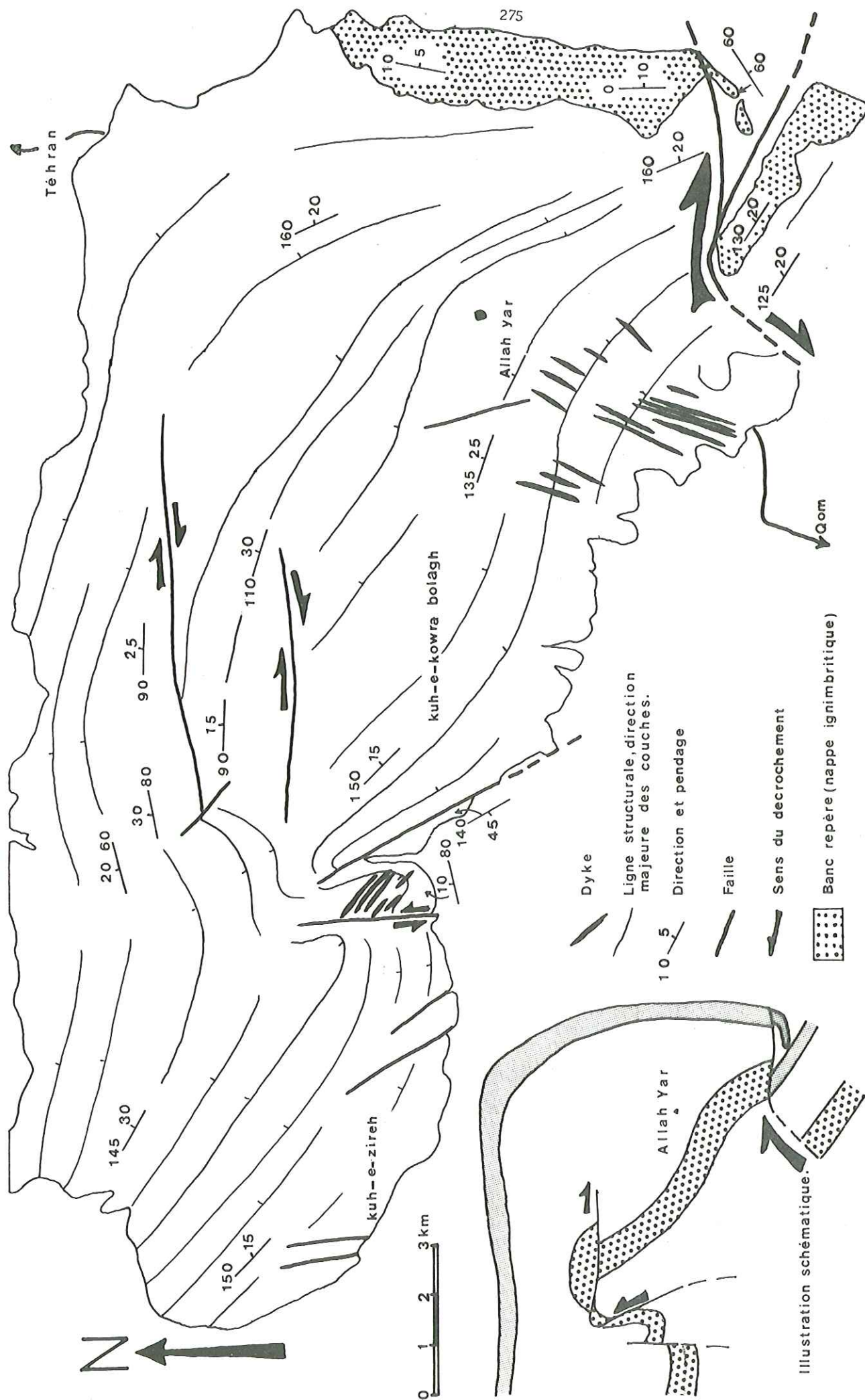


Fig.173- Schéma tectonique de la région d'Allah yar.

- la branche nord porte le nom de faille de Kushk-e-Nosrat sur la carte géologique de l'Iran au 1/ 2 500 000. Elle est facile à différencier des failles annexes associées par son tracé plus rectiligne bien visible sur les photos aériennes. Au Nord de Saveh, sa direction passe de N 100 à N 130 à l'Est, comme la majorité des structures de ce secteur (fig.169). Cet accident se poursuit au Sud-Est jusque dans la dépression de Qom-Ardestan où il se perd dans les alluvions.

La partie sud de la région de Saveh présente donc trois caractères structuraux majeurs:

- dédoublement de la faille d'Avaj à l'Ouest du quadrangle de Saveh donnant une branche sud toujours nommée faille d'Avaj et une branche nord qui porte le nom de faille de Kushk-e-Nosrat;
- augmentation de l'intensité de la fracturation, avec formation d'un réseau d'amygdales important entre les deux failles majeures surtout près de leur point de jonction;
- changement de la direction des grandes structures qui devient N 100, alors qu'à l'Ouest et à l'Est elle est de N 130.

Plus au Sud la faille de Pavan subit elle aussi un changement de direction analogue. Dans le quadrangle de Saveh, où elle constitue la limite sud de la Zone de Saman, sa direction oscille entre N 90 et N 110, mais au Sud dans la région de Qom, où elle porte le nom d'"Indes Fault", elle devient N 130. Mais alors que le point d'inflexion de la faille de Kushk-e-Nosrat se situait à l'Est de Saveh, celui de la faille de Pavan ou "Indes Fault" se situe nettement à l'Ouest, si bien que ces deux grands accidents ont tendance à s'éloigner l'un de l'autre vers l'Est (fig. 169). Cela explique sans doute la formation du bassin mio-pliocène de Saveh-Qom.

Au Nord, l'évolution est analogue à celle signalée au Sud. La faille d'Hassanabad de la région d'Avaj (Bolourchi 1975) semble aussi se dichotomiser en arrivant dans la région de Saveh, donnant la faille d'Ipak, au Nord et la faille de Parandak sud, au Sud. Mais ici les structures s'infléchissent encore plus vers le Nord (N 80 par exemple vers Eshtehard) et les grands accidents semblent avoir eu des mouvements sénestres. Ainsi, la faille d'Ipak, dont le rejeu en 1962 provoqua la mort de 12 225 personnes, a eu un mouvement chevauchant avec des cisaillements sénestres. (Ambrasey 1963, Berberian 1971, Mc Kenzie 1972). Bolourchi (1975) par l'étude des joints de tension arriva aux mêmes conclusions pour la faille d'Hassanabad.

Entre ces deux domaines structuraux nord et sud, se trouve la paléofaille d'Alishar. Ce grand accident a eu un rôle important au Miocène, limitant un bassin subsident au Sud et un horst émergé au Nord. Il est probable aussi qu'à d'autres époques, notamment au Lutétien, cet accident ait limité des domaines paléogéographiques différents. Mais ce qui est extrêmement important pour expliquer l'évolution tectonique récente de l'Iran, c'est que cet accident n'a pas été réactivé lors de la phase de décrochement mio-pliocène. En effet, il est constitué de segments disjoints et mal alignés, et aucune figure de plissement n'y est associée.

Nous nous trouvons donc devant un problème double: pourquoi, tout d'abord, les phénomènes de serrage ont-ils été plus importants à l'Ouest qu'à l'Est? Pourquoi ensuite, la partie sud de la région de Saveh a-t-elle subi des décrochements dextres, alors que dans la partie nord les sénestres semblent prédominer?

A la première question, il est possible de répondre en considérant la géométrie des blocs rigides, des zones mobiles, et la direction des mouvements de compression. Les effets de serrage provoqués par l'ouverture de la Mer Rouge et la rotation de plaque arabe (Sabzehei, 1974) sont variables, en fonction de la disposition des môles qui s'opposent à ce mouvement. Les régions de l'Iran Central situées entre un môle, soit la Caspienne, soit le Lut et la ligne N 130 parallèle à la Main Thrust du Zagros (fig. 174) sont intensément aplaties. Par contre, la zone située entre les blocs du Lut et de la Caspienne l'est beaucoup moins. La région de Saveh se trouve entre ces deux domaines; elle se raccorde à l'Ouest à un domaine fortement contracté; à l'Est aux dépressions miocènes, pliocènes et quaternaires faiblement contractées des Kavirs de l'Iran Central.

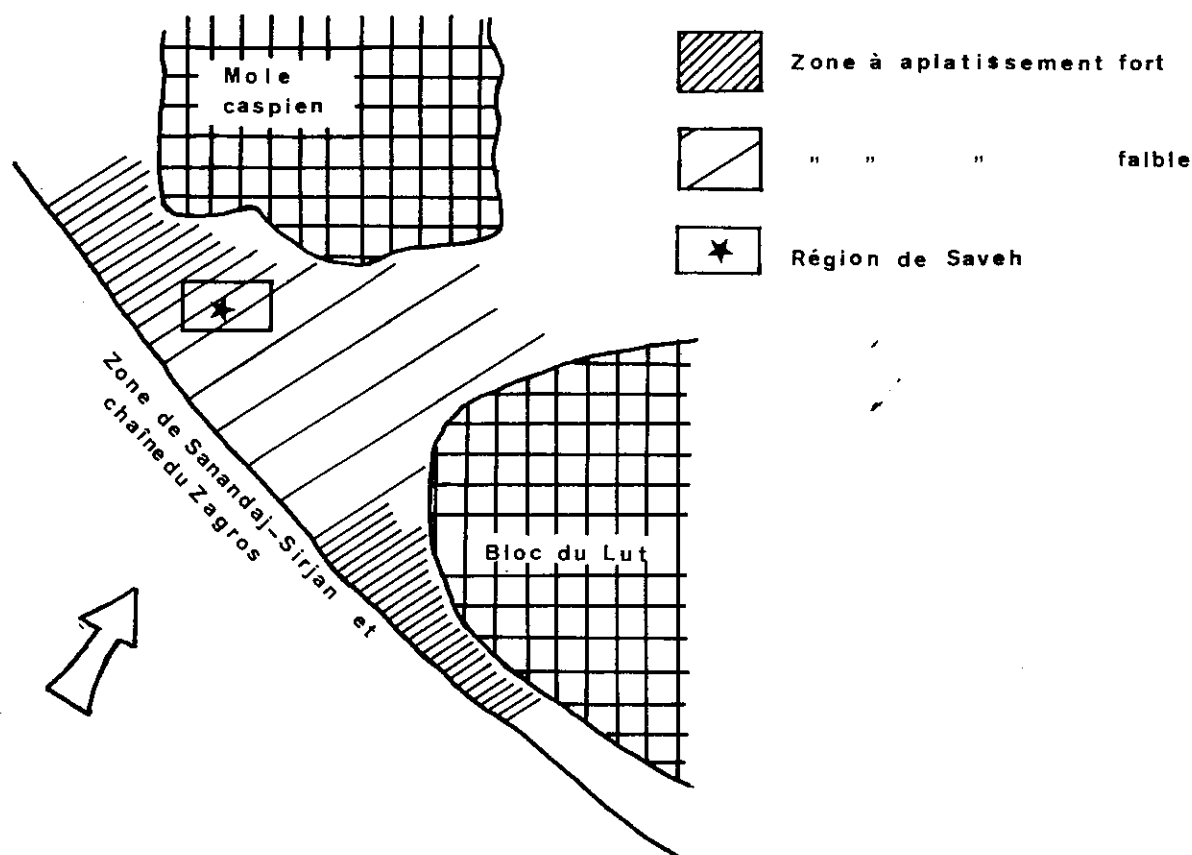
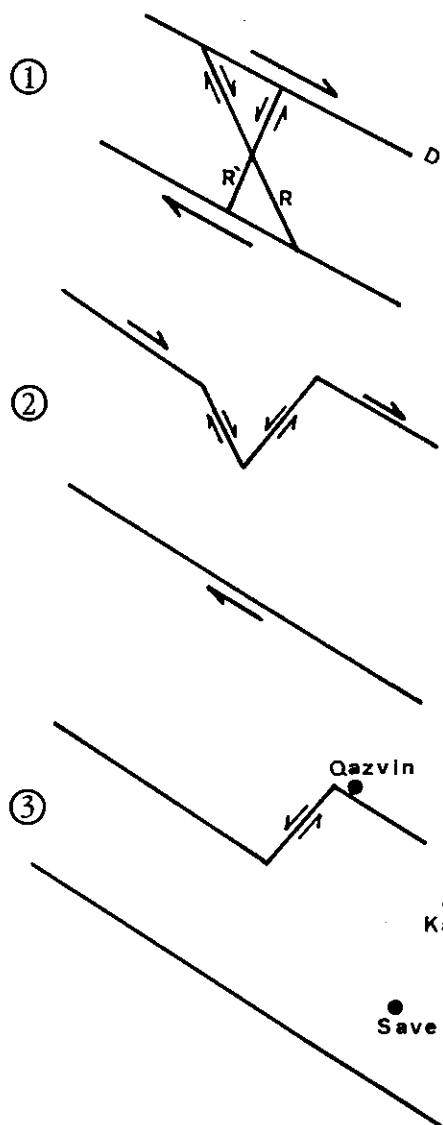


Fig. 174 : INTENSITES VARIABLES DE LA CONTRACTION EN FONCTION DE LA GEOMETRIE DES ZONES MOBILES, DES BLOCS RIGIDES ET DE LA DIRECTION DES MOUVEMENTS.

Les explications que nous venons de donner rendent bien compte de l'intensité moindre des phénomènes de contraction de la partie est de la région de Saveh. Par contre, d'autres anomalies ne sont pas expliquées: opposition entre un domaine sud à décrochements dextres et un domaine nord à décrochements sénestres ; existence de bassins marins plus vastes et plus profonds (voir p. 23) et de basaltes tholéïitiques (voir p. 263) traduisant une zone d'ouverture plus importante du rift éocène de la région de Saveh.

Ces dernières observations peuvent être expliquées grâce à une hypothèse de Nogole (1978) sur les changements de directions structurales de la région de Saveh. Cela part de l'observation de la topographie de la région de Qazvin (carte géologique de l'Iran au 1/ 2 500 000). Dans le contexte général d'une zone de décrochements dextres, le relief (escarpement de faille ?) situé au Sud-Ouest de Qazvin peut être interprété comme un riedel R' (fig. 175).



Lors des mouvements d'extension du rift éocène, ce Riedel R' aurait permis l'individualisation d'un bassin plus important à l'Est de Qazvin (région de Saveh) qu'à l'Ouest.

Cette faille a sans doute la même origine que l'accident de Mianeh-Ardebil que Lescuyer et Riou (1976) interprètent eux aussi comme un Riedel R'.

Les bassins du rift éocène peuvent être localement limités par des failles de type D et R, ou D, R, R'.

Fig. 175 OUVERTURE DIFFERENTIELLE DANS LE RIFT EOCENE
provoquée par le fonctionnement d'un Riedel R'

Dans ce schéma général de décrochements dextres, plusieurs périodes d'aplatissement interviennent : phases laramienne éo-oligocène et mio-pliocène. Et lors de chacune de ces phases, l'intensité du serrage est moins importante dans la région de Saveh qu'à l'Ouest, où le coin de Qazvin provoque une contraction plus importante. Cela revient un peu aux mêmes conclusions que nous avons formulées précédemment (p.277). Mais ce coin de Qazvin est peut-être aussi à l'origine de l'opposition entre les domaines nord et sud de la région de Saveh (fig. 176).

Cette structure en coin, en effet, permet d'expliquer que localement des failles sénestres apparaissent sur le flanc est du coin (faille d'Ipak). Par contre, sur le flanc est les mouvements sont toujours dextres (faille de Soltanieh).

La zone d'influence de ce coin est limitée à la partie nord de la région de Saveh, car plus au Sud tous les accidents sont dextres (faille d'Avaj et faille de Kushk-e-Nosrat).

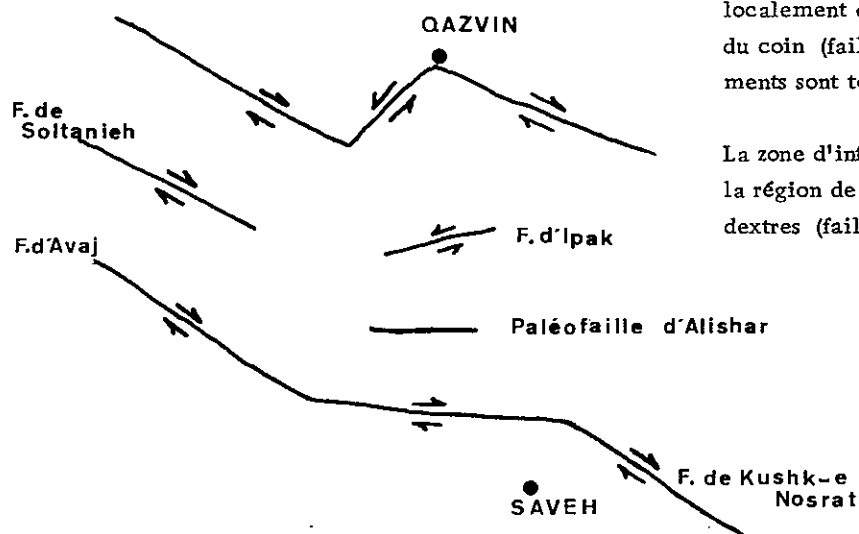


Fig. 176 POINÇONNEMENT DU NORD
DE LA REGION DE SAVEH,
par le coin de Qazvin donnant
localement des décrochements sénestres

Dans le cadre d'un schéma plus général à une échelle plus vaste, la région de Saveh semble à la charnière entre trois directions structurales majeures (fig. 177).

Sa partie nord-ouest présente des décrochements dextres comme la branche ouest de l'Alborz ;

sa partie nord-est des décrochements sénestres, comme la branche est de l'Alborz ;

sa partie sud se rattache à la Zone Tabriz-Bazman à décrochements dextres.

Entre ces deux domaines nord et sud à décrochements de sens différents se trouve une ligne neutre (paléofaille d'Alishar).

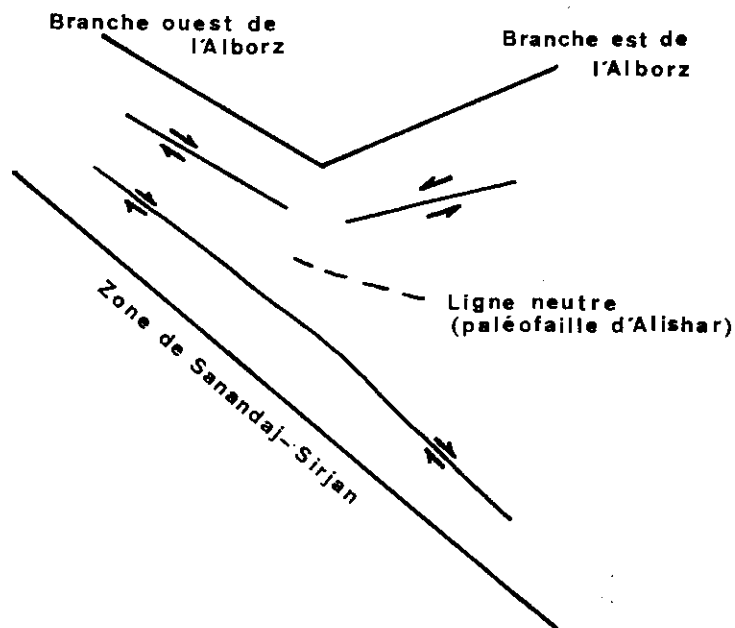


Fig. 177 LIGNE NEUTRE SITUEE ENTRE DEUX ZONES DE DECROCHEMENTS DE SENS DIFFERENTS.

II - LES PRINCIPALES UNITES STRUCTURALES

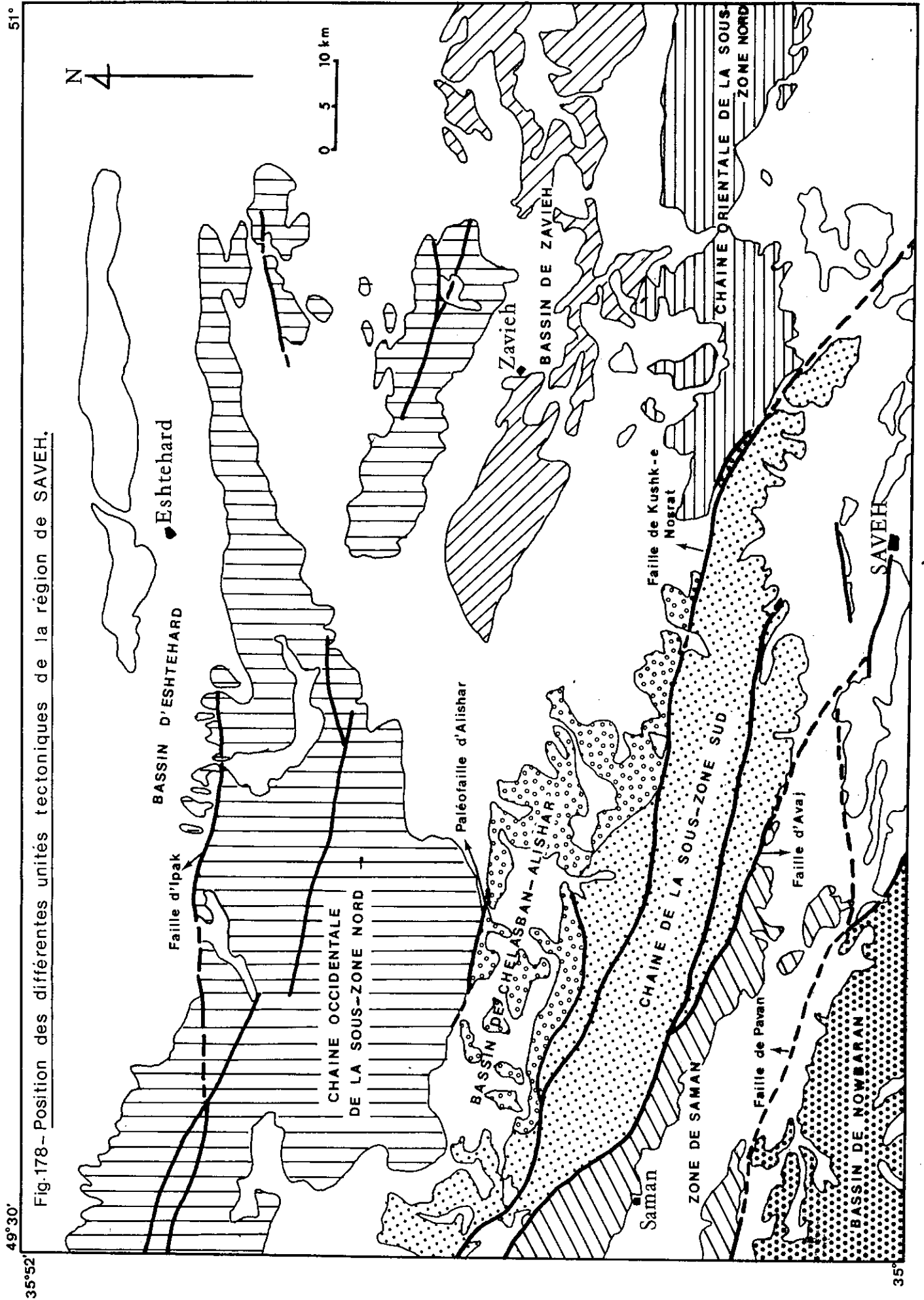
Des considérations stratigraphiques (Chapitre II) nous ont permis de distinguer trois zones principales dans la région de Saveh: la Zone de Saman, la Sous-zone sud et la Sous-zone nord de l'Iran Central. Compte-tenu de l'importance de la tectonique, on peut encore distinguer plusieurs unités présentant des évolutions structurales différentes. Ainsi du Sud au Nord on peut distinguer (fig. 178):

- 1) le bassin de Nowbaran
- 2) la Zone de Saman
- 3) la chaîne de la Sous-zone sud
- 4) le bassin de Chelasban-Alishar (Sous-zone sud)
- 5) la chaîne occidentale de la Sous-zone nord
- 6) la chaîne orientale de la Sous-zone nord
- 7) le bassin de Zavieh
- 8) le bassin d'Eshtehard

1) Le bassin de Nowbaran constitue des entablements de calcaires de la Formation de Qom, occupant toute la partie sud de la région de Saveh. La puissance de cette formation, voisine de 1000m souligne son caractère très subsident. La réduction brutale d'épaisseur vers le Nord (Zone de Saman) montre l'importance de la faille de Pavan, individualisant deux zones d'évolution paléogéographique très différente. Hormis le caractère très subsident de ce graben de Nowbaran pendant le Miocène, cette unité montre cependant une série analogue à celle des autres unités de la Sous-zone sud. La phase mio-pliocène y édifie de vastes bombements anticlinaux et synclinaux d'axe N 120 à N 140.

2) La Zone de Saman, comme nous l'avons déjà vu (Ch. I et II), possède une série de type Sanandaj-Sirjan. Cela est particulièrement intéressant d'un point de vue structural, car elle vient former un coin à l'intérieur de la Zone de l'Iran Central. Ses limites sont très bien définies dans sa partie occidentale: au Nord par la faille d'Avaj, au Sud par la faille de Pavan. Mais dans sa partie orientale, proche de Saveh, les choses se compliquent par suite de la disparition des affleurements sous les dépôts quaternaires. Comme on ne retrouve pas de trace de cette Zone de Sanandaj-Sirjan dans la région de Saveh-Qom, il est logique de conclure que sa limite orientale se termine bien en coin sans doute très près de la ville de Saveh. Cette zone se distingue nettement des unités avoisinantes notamment par la très faible importance des phénomènes volcaniques. Avant le Tertiaire, c'est un graben dans lequel s'accumule une grande quantité de marnes, de calcaires et de grès métamorphisés lors de la phase laramienne. A l'Eocène, au contraire, c'est un horst qui ne sera envahi par la mer qu'au Lutétien, au maximum de la transgression. C'est ensuite un graben au Miocène et au Pliocène, où se déposent les calcaires de Qom, les grès de la Formation Rouge Supérieure et les conglomérats pliocènes. Actuellement, il s'agit toujours d'une zone de dépression dans laquelle viennent se déposer les éléments arrachés aux horsts des unités voisines. Les structures sont simples: vastes anticlinaux de direction N 95 à N 110 comme l'anticlinal de Saman. Par contre, à proximité des failles, elles se compliquent beaucoup. Elles montrent en particulier le mouvement dextre de la faille d'Avaj (voir Ch. I).

3) La chaîne de la Sous-zone sud constitue actuellement un horst d'altitude élevée, où prédominent les séries paléogènes. L'intensité de la fracturation est le caractère essentiel de cette unité. Deux failles principales, parallèles aux grandes structures découpent ce horst. Au Sud, c'est la faille d'Avaj, limitant cette unité de celle de Saman. Au Nord, la faille de Kushk-e-Nosrat constitue la limite, avec le bassin de Chelasban-Alishar dans sa partie occidentale, et avec la Sous-zone nord dans sa partie orientale. Ces deux failles majeures et de nombreux accidents satellites associés découpent ce horst en une mosaïque de petits blocs. La forme en amygdales, en lanières, de ce réseau de fractures souligne son caractère décrochant. La direction des grandes lignes structurales passe de N 105 à N 130 à l'Est de Saveh, comme la chaîne orientale de la Sous-zone nord. Au Crétacé, c'est une zone de plate-forme où vivent des rudistes et des orbitolines. La phase laramienne fait surgir un horst sur lequel



L'activité magmatique est extrêmement importante pendant tout le Paléogène, sauf au Lutétien-Bartonien où l'évolution vers un graben permet l'invasion marine. Au Néogène cette unité conserve son état de horst, mais l'activité magmatique cesse.

La transgression miocène n'atteint ce horst qu'au Burdigalien et n'y permet le dépôt que de quelques mètres de calcaires de la Formation de Qom. Ensuite, cette unité reste émergée jusqu'à l'époque actuelle. C'est d'ailleurs la tendance la plus générale puisqu'on n'y trouve de grabens qu'au Lutétien-Bartonien. En résumé, on peut dire que cette unité a eu tendance à fonctionner pendant le Tertiaire comme un horst, intensément fracturé, où les phénomènes magmatiques ont été extrêmement importants.

4) Le bassin de Chelasban-Alishar est surtout représenté par les calcaires de la Formation de Qom. L'individualisation de ce bassin remonte peut-être à l'Oligocène. Cela permettrait de mettre en relation l'effondrement de ce bassin, les fractures de tension autour de ce bassin, et l'important volcanisme oligocène et miocène associé. La limite sud de ce bassin est bien définie et correspond à la faille de Kushk-e-Nosrat ou à des accidents parallèles. Le bord nord de ce bassin correspond à la limite entre la Sous-zone sud et la Sous-zone nord. Elle est jalonnée par la paléofaille d'Alishar qui a dû être particulièrement active pendant le Miocène. En effet, les nombreux blocs de volcanites éocènes intercalés dans les calcaires de la Formation de Qom signalent la présence d'un paléorelief important en bordure de la mer miocène. Dans sa partie est, ce bassin se perd sous les alluvions, mais son flanc sud disparaît progressivement laminé le long de la faille de Kushk-e-Nosrat. Il n'est donc pas possible de savoir si ce bassin miocène se raccorde à l'Est à celui de Zavieh où l'on ne rencontre que des marnes et gypses miocènes ou s'il est limité par un grand accident.

A l'Ouest, les calcaires de Qom disparaissent progressivement sous les alluvions quaternaires. Dans la région de Sangavin on ne rencontre plus que des calcaires crétacés et les calcaires miocènes ne forment plus qu'une mince bande en bordure de la faille de Kushk-e-Nosrat. Il est donc difficile de dire si au Miocène ce bassin se fermait dans cette région où s'il se poursuivait plus à l'Ouest.

5) La chaîne occidentale de la Sous-zone nord couvre une vaste superficie et montre une évolution pétrostructurale analogue à celle de la chaîne de la Sous-zone sud. La tendance à l'émersion y est plus générale que dans cette dernière puisque la mer n'envahit cette zone qu'épisodiquement au Lutétien et au Priabonien. Aucune trace de la Formation de Qom ou de la Formation Rouge Supérieure n'y a été observée. Pendant presque tout le Tertiaire et jusqu'à l'époque actuelle on peut parler d'un horst. L'activité volcano-plutonique y est très importante au Paléogène, comme dans la chaîne de la Sous-zone sud. Les directions structurales y sont moins nettes. La plupart des grandes failles longitudinales ont toujours une direction voisine de N 100, mais quelques-unes deviennent voisines de N 90 à N 80 et d'ailleurs cette chaîne se termine dans sa partie nord-est par une antenne de direction N 80 (Sud d'Eshtehard).

6) La chaîne orientale de la Sous-zone nord est bien limitée au Nord et à l'Est par des bassins miocènes ou des dépressions quaternaires, au Sud-Ouest par le grand accident de Kushk-e-Nosrat. Cette unité appartient au domaine (Est de Saveh) où les directions structurales sont voisines de N 130. Contrairement aux unités précédemment décrites, celle-ci montre une activité volcanique extrusive importante pendant le Pliocène. La majorité des dykes et laves se sont mis en place sur des fractures parallèles au grand accident de Kushk-e-Nosrat ou à la charnière des plis. Mais l'essentiel des formations est d'âge priabonien. Quelques plutons oligocènes inférieurs y sont çà et là intrusifs. Le massif situé au Nord du Daryacheh-ye-Howz Soltan montre une série volcano-sédimentaire intéressante décrite dans les chapitres II et III.

Des décrochements dextres affectent cette série (voir p.274).

7) Le bassin de Zavieh montre une puissante série de marnes plus ou moins salifères d'âge miocène recoupée par quelques lames volcaniques pliocènes. Il est difficile de savoir si ce bassin est relié à celui de Chelasban-Alishar ou s'il en est séparé par un grand accident. La nature plus fine et plus évaporitique des dépôts témoigne de l'éloignement des zones d'apports, et de la plus faible importance des reliefs. Nous retrouvons ici les mêmes conclusions que précédemment, à savoir : opposition entre un domaine ouest à reliefs forts alimentant une sédimentation miocène gréseuse (bassin de Chelasban-Alishar) et un domaine est, moins plissé, entouré de vastes dépressions miocènes à marnes salifères.

8) Le bassin d'Eshtehard se prolonge jusqu'à Qazvin, constituant ainsi une énorme dépression analogue à celle de Zavieh.

III - HISTOIRE TECTONIQUE (FIG. 179)

La fracturation de l'Iran est ancienne et certains grands accidents semblent avoir contrôlé, depuis le Précambrien jusqu'à l'époque actuelle, la paléogéographie, le plutonisme et le magmatisme. Notre étude a porté essentiellement sur le Tertiaire et nous ne nous occuperons pas des phases tectoniques antérieures qui ont été décrites par ailleurs dans la région d'Avaj (Bolourchi 1975). Les phases tectoniques tertiaires n'ont jamais produit d'orogènes au sens alpin du terme. Elles se sont limitées à des mouvements en horsts et grabens pendant l'Eocène, l'Oligocène et le Miocène. Une phase de plissement intervient à partir du Mio-Pliocène, accompagnée de mouvements décrochants encore actifs actuellement.

A) LA PHASE LARAMIENNE

Cette phase est généralement bien marquée en Iran, par le dépôt de conglomérats que les élèves de Gansser ont nommé Conglomérat de Fajan dans l'Alborz (Dellenbach 1964). A l'Ouest de la région de Saveh, Bolourchi (1975) a décrit des corps lenticulaires de ces conglomérats atteignant jusqu'à 250m de puissance. Dans notre région d'étude, là où l'on voit le contact entre l'Eocène et l'Antétertiaire, les traces de cette phase (conglomérats, grès) sont insignifiantes. Dans la région de Zambar par exemples, les volcanites éocènes reposent sans discordance angulaire sur les calcaires à Orbitolines du Crétacé. Dans la Zone de Saman, cette phase est caractérisée par un métamorphisme régional.

B) LE RIFT EOCENE

A l'Eocène, des mouvements d'extension importants affectent toute la Zone de l'Iran Central. Le moteur de cette extension est soit l'inversion du sens de mouvement (après la phase laramienne) des plaques limitant la Zone de l'Iran Central, soit l'important flux thermique (donc thermique). Il en résulte une disposition en horsts et grabens et une intense activité volcanique, qui donnent à cette zone les caractères d'un rift.

Ces mouvements d'extension affectent une zone déjà très fracturée et cela explique que la géométrie de ce rift n'est pas simple. Ses limites, en particulier, ne sont pas rectilignes. A l'Ouest de Saveh, par exemple, nous avons mis en évidence, une indentation de la Zone de Sanandaj-Sirjan (Zone de Saman) dans les volcanites éocènes. Il est probable aussi que la limite nord du rift de la région de Saveh n'était pas rectiligne. Comme nous l'avons déjà signalé, certains arguments stratigraphiques et magmatiques montrent que les mouvements d'extension ont été plus importants dans la région de Saveh-Karadj, qu'à l'Ouest. Il est probable qu'une ou plusieurs failles "bien placées" ont permis cet écartement plus important. Ces failles de direction N 20 à N 40 ont peut-être pris

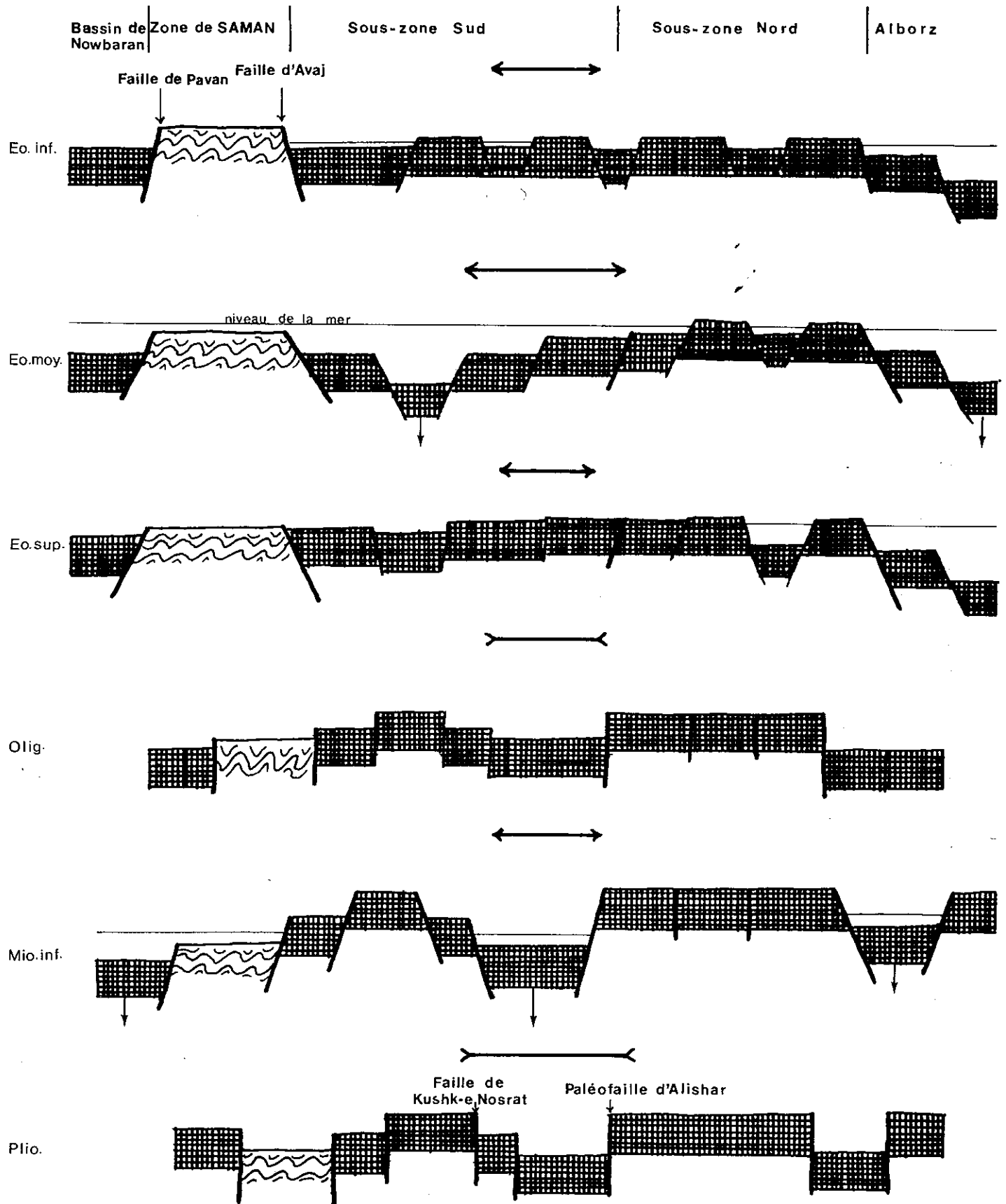


Fig. 179 : EVOLUTION TECTONIQUE DE LA REGION DE SAVEH, PENDANT LE TERTIAIRE.

Les failles limitant les horsts et les grabens sont les grands accidents longitudinaux.

Les mouvements d'extension et de compression peuvent-être accompagnés de décrochements, notamment au Mio-Pliocène.

naissance, comme le pense Nogole (1978), lors de mouvements décrochants dextres (phase laramienne ?) ; dans ce cas elles peuvent être considérées comme des failles de Riedel R'.

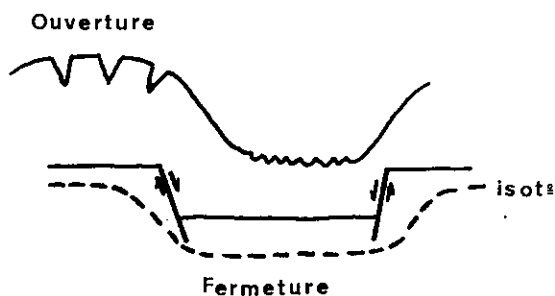
L'évolution structurale du rift éocène est donc guidée localement par des failles secondaires (deuxième ou troisième ordre) nées lors d'une phase de décrochements dextres. Mais le rôle de la tectonique de décrochements dextres se limite là. En effet, nous ne pensons pas que les secteurs localement en extension (transtension), dans le système de décrochement avec aplatissement invoqué par Nogole (1978), sont suffisants pour expliquer certaines observations de terrain :

- les volumes de roches volcaniques émises sont considérables (puissance de plusieurs milliers de mètres) et sont également réparties dans toute la Zone de l'Iran Central, c'est à dire sur plusieurs milliers de km² ; de plus la majorité des appareils volcaniques sont localisés sur les failles majeures longitudinales du rift. Enfin, les différents types de lave présentent une répartition spatiale s'intégrant bien dans un modèle de rift relativement évolué ;

- la disposition en horsts et grabens montre que l'extension a été importante, notamment au Lutétien et Bartonien où le bassin de la Sous-zone sud de la région de Saveh est comblé de 1 000 m de sédiments à caractères de type flysch. Dans la région de Karadj (Dedual 1967) ces sédiments s'accumulent sur plus de 3 000 m. Enfin, il faut souligner que l'orientation de ces bassins est parallèle aux failles longitudinales du rift.

Dans le rift évolué du Lutétien, les centres d'émission volcanique sont extrêmement nombreux sur le horst de la Sous-zone nord, et à la limite entre ce horst et le graben de la Sous-zone sud. Par contre, au plus profond de ce graben, aucun centre d'émission volcanique n'a pu être identifié. Les paragenèses minérales indiquent un gradient géothermique faible, ce qui confirme l'absence d'activité volcanique.

D'un point de vue tectonique, il est permis de comparer le horst à l'extrados d'un pli et le graben à son intrados (fig. 180).



De plus, il est possible que l'enfouissement de sédiments froids dans ce bassin entraîne un enfoncement des isogéothermes, empêchant l'existence de chambres magmatiques superficielles.

Au total l'absence d'activité volcanique au fond des grabens s'explique bien si l'on tient compte des conditions tectoniques et thermiques qui y règnent.

Fig. 180 SCHEMA COMPARATIF ENTRE UN SYSTEME EN HORST-GRABEN ET UN INTRADOS-EXTRADOS DE PLI

Au Priabonien, le graben de la Sous-zone sud émerge. Quelques petits secteurs s'effondrent dans la Sous-zone nord ; mais l'ensemble de la région de Saveh est émergé. Il semble donc y avoir un rééquilibrage des blocs, provoqué sans doute par une baisse du flux thermique. Mais l'extension persiste car le volcanisme est toujours très important. A la fin de l'Eocène, le panache magmatique se réduit encore, et la tectonique de décrochement dextre reprend son rôle.

C) LA PHASE EO-OLIGOCENE

Une phase de contraction intervient, mise en évidence par plusieurs faits :

- diaclasage important de la série éocène ;
- dépôt de conglomérats rouges continentaux (Conglomérat de base de l'Oligo-Miocène) traduisant des mouvements épigénétiques importants ;
- discordance angulaire très nette entre le Formation de Qom (Miocène) et la série éocène ou même antétertiaire dans la région voisine d'Avaj (Bolourchi 1975). Dans la région de Saveh cette discordance n'existe pas car, comme

nous l'avons déjà signalé, les phénomènes de contraction sont moins importants qu'à l'Ouest.

Cette phase tectonique provoque la mise en place des plutons de la région de Saveh. Là encore, les grands accidents longitudinaux ont contrôlé la montée du magma, car les plutons sont surtout localisés sur ces grandes failles.

D) LES GRABENS MIOCENES

Au cours de l'Oligocène, certaines parties de la région de Saveh subissent une extension. Certains accidents longitudinaux (faille de Kushk-e-Nosrat par exemple) limitant ces bassins, permettent un volcanisme important. La subsidence persistante permet l'invasion marine et le dépôt des calcaires de Qom, dès l'Aquitaniien. Le rôle des grands accidents longitudinaux est, là encore, très important. La faille de Pavan limite une zone sud à subsidence très importante (bassin de Nowbaran) d'une zone nord à sédimentation peu importante (Zone de Saman). La paléofaille d'Alishar est encore plus significative, car elle limite le bassin de Chelasban-Alishar de la Sous-zone nord où on ne trouve aucune trace de la Formation de Qom. On peut d'ailleurs parler dans ce cas de faille synsédimentaire, car de nombreux blocs de volcanites éocènes se trouvent mélangés aux sédiments à différents niveaux (fig. 181).

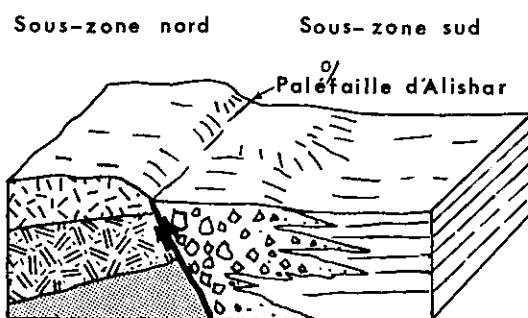


Fig. 181 BLOC DIAGRAMME DE LA LIMITE NORD DU BASSIN DE CHELASBAN-ALISHAR

La forme et la disposition de ces bassins semblent montrer que cela se place dans le régime de décrochement dextre invoqué par Nogole (1978). Le bassin de Chelasban-Alishar, par exemple, se termine dans la partie ouest du quadrangle de Saveh, et il est probable que sa limite est située au Nord de Saveh. Ces bassins, et d'autres situés à l'extérieur du quadrangle de Saveh, présentent donc une forme en amande.

Au régime marin de l'Aquitaniien et du Burdigalien succède un régime continental qui annonce la surrection de toute la région de Saveh. En bordure des horsts de la zone ouest, se déposent des grès et marnes rouges azoïques (Zone de Saman, et bassin de Chelasban-Alishar). Curieusement le bassin de Nowbaran dans lequel s'est déposée l'importante série de marnes et de calcaires de la Formation de Qom, évolue en horst et on n'y trouve aucune trace de la Formation Rouge Supérieure.

Dans la partie orientale de la région de Saveh (bassin de Zavieh) à cause de la moindre importance des reliefs, se déposent des marnes salifères.

E) LES PHASES RECENTES

Contrairement aux anciens auteurs qui avaient divisé l'évolution tectonique récente en plusieurs phases distinctes, nous pensons que, dans la région de Saveh, l'évolution structurale se fait d'une manière continue, depuis la fin du Miocène jusqu'à la période actuelle, avec toutefois une phase majeure à la limite Miocène-Pliocène.

Les marnes et grès rouges continentaux de la Formation Rouge Supérieure se sont déposés sans discordance sur les marnes et calcaires de la Formation de Qom, traduisant ainsi des mouvements épirogéniques de faible intensité. Les mouvements de contraction s'accélérent brusquement, sans doute à la fin du Miocène, et aboutissent au plissement parfois intense des séries antépliocènes. Aux grès fins miocènes succèdent les épandages conglomératiques pliocènes, reposant en discordance angulaire très nette sur les séries antérieures. L'étude des structures (voir Ch. I) montre qu'en fait le plissement et la tectonique devaient être plus ou moins synchrones. Les plis formés, de type conique sont très hétérogènes. Il faut souligner que ce sont toujours les mêmes accidents qui rejouent lors de cette phase. Dans la partie sud de la région de Saveh les décrochements sont dextres et sénestres dans la partie nord. Entre ces deux domaines, la paléofaille d'Alishar n'a pas été réactivée et peut être considérée comme une ligne neutre.

Un volcanisme extrusif accompagne ces mouvements: des dykes se mettent en place dans la charnière des plis; d'autres, parallèles aux grands accidents (faille de Kushk-e-Nosrat par exemple), se sont sans doute mis en place lors d'une phase de détente. Mais la tendance générale est toujours au décrochement dextre et à la contraction; les conglomérats pléistocènes sont faiblement plissés, et les nombreux séismes de l'histoire récente de l'Iran témoignent de l'importance des mouvements actuels. Ainsi le rejeu sénestre de la faille d'Ipak (Sous-zone nord) a provoqué en 1963 un séisme responsable de la mort de 13 000 personnes.

Au Quaternaire ancien, le rejeu de la faille de Pavan permet la mise en place de quelques petits volcans basaltiques. Son fonctionnement à l'époque subactuelle est visible dans certaines terrasses quaternaires (Amidi, communication orale).

IV - CONCLUSION

La tectonique cassante est le trait majeur de la région de Saveh car elle a guidé tous les événements paléogéographiques et magmatiques du Tertiaire de cette région. Extension et compression alternent, provoquant des phénomènes différents (fig. 179).

L'extension contrôle la paléogéographie en horsts et grabens de l'Eocène et de l'Oligo-Miocène, et l'important volcanisme associé. La phase d'extension majeure se place au Lutétien supérieur où l'ensemble de la région de Saveh est envahi par la mer. La disposition en horsts et grabens s'y fait selon un schéma parallèle aux grands accidents longitudinaux, classique dans un rift. La Sous-zone nord a tendance à jouer en horst pendant tout le Tertiaire. La Sous-zone sud montre une évolution plus complexe. Au Lutétien elle s'effondre, et subit une sédimentation marine importante. Au Miocène, c'est sa partie nord qui joue en graben, individualisant le bassin de Chelasban-Alishar. La Zone de Saman s'individualise nettement du reste de la région de Saveh pendant l'Eocène, où l'on ne rencontre que peu de volcanites avec quelques niveaux de calcaires à Nummulites du Lutétien.

Elle confirme ainsi son caractère de zone stable. Si on place la région de Saveh-Karadj dans un cadre paléogéographique plus vaste, à l'Eocène, on constate que la faune marine et le type de sédimentation sont indicateurs d'une mer plus profonde qu'à l'Ouest (Avaj-Soltanieh) et donc sans doute d'une extension plus importante.

Dans ce régime d'extension il n'est pas étonnant que le volcanisme soit extrêmement intense, surtout à l'Eocène où les volcanites s'accumulent sur plusieurs milliers de mètres. Les très nombreux centres volcaniques que nous avons mis en évidence sont le plus souvent alignés sur les grandes failles longitudinales (en particulier failles d'Avaj et de Kushk-e-Nosrat). Mais l'activité volcanique ne s'y est manifestée que dans un contexte de horst ou de limite horst-graben.

Trois phases de contraction, d'intensité variable sont mises en évidence: la phase laramienne, la phase éo-oligocène et la phase mio-pliocène se poursuivant avec des intensités variables jusqu'à l'époque actuelle. Les deux premières semblent avoir été moins importantes dans la région de Saveh que plus à l'Ouest et on n'observe aucune discordance angulaire depuis le crétacé jusqu'à l'Oligo-Miocène. La dernière phase se place au Mio-Pliocène et se poursuit sans doute avec des intensités variables jusqu'à la période actuelle. Les séries sont intensément plissées au voisinage des grands accidents longitudinaux qui jouent en décrochements dextres dans la Sous-zone sud, et sénestres plus au Nord. Entre ces deux domaines, la paléofaille d'Alishar n'a pas été réactivée et peut-être considérée comme une ligne neutre.

La région de Saveh présente donc des caractères propres qui l'individualisent d'autres régions de l'Iran Central, déjà connues, en particulier celles qui la prolongent à l'Ouest. Elle présente des phénomènes d'extension plus importants (en particulier à l'Eocène) et des phénomènes de contraction moins intenses au contraire. Cela doit attirer l'attention sur le fait que la géométrie des blocs limitant la Zone de l'Iran Central n'est pas simple. Cela explique que dans la région de Saveh la direction des grands accidents longitudinaux passe de N 130 à N 100.



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Compte-tenu de la diversité des problèmes abordés, nous avons jugé utile d'étayer nos conclusions partielles. Nous n'y reviendrons donc pas et nous y renvoyons le lecteur (1).

Dans cette conclusion, nous nous proposons tout d'abord de donner un résumé de l'histoire géologique de la région de Saveh. Ensuite, nous la comparerons avec d'autres secteurs de l'Iran Central, en insistant sur les points qui à notre avis devraient faire l'objet de recherches ultérieures.

A) RESUME DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE SAVEH (fig. 183)

Compte-tenu de la puissance des séries tertiaires (surtout volcanites éocènes) les séries anté-tertiaires sont peu représentées dans la région de Saveh et ne se rencontrent que dans sa partie ouest où les phénomènes de serrage ont été les plus importants.

Avant le Tertiaire, la région de Saveh est divisée en deux domaines paléogéographiques, d'orientation N 130 : l'un à sédimentation de plate-forme avec un volcanisme crétacé inférieur appartenant à la Zone de l'Iran Central, l'autre dite "Zone de Saman", très subsidente au Jurassique, que l'on peut rattacher à la Zone de Sanandaj-Sirjan. Ces deux domaines sont limités par un accident majeur dont la direction N 130 est parallèle au grand accident du Zagros. Mais dans la région de Saveh, la Zone de Saman vient former un coin à l'intérieur de la Zone de l'Iran Central, limité au Sud par une faille de direction N 100. Cela doit attirer l'attention sur le fait que, dès avant le Tertiaire, les limites des grandes zones structurales ne sont pas rectilignes et correspondent à des accidents anciens de direction variable.

La phase laramienne est responsable de l'émersion de l'ensemble de la région de Saveh et du métamorphisme régional (faciès schistes verts) de la Zone de Saman qui devient une zone stable pendant le Tertiaire.

A l'Eocène, la Zone de l'Iran Central, affectée par un important flux thermique, présente une évolution pétrostructurale de type rift. Les grandes failles longitudinales qui contrôlaient déjà la paléogéographie avant le Tertiaire, jouent en extension et sont le siège d'une activité volcanique très intense.

Au dôme thermique est lié un bombement crustal qui évolue très vite en un véritable rift : l'individualisation de horsts

(1) -----

Chapitre II : Stratigraphie - La séquence éocène en Iran: p. 28 à 31 ;

Chapitre III : Dynamisme des éruptions volcaniques éocènes: p. 61 à 72 ;

Mécanisme de mise en place des ignimbrites: p. 102 à 105 ;

Chapitre IV : Pétrographie des laves éocènes : p. 139 ;

- corrélations magmatiques dans la région de Saveh: p. 140 à 141 ;

- le volcanisme paléogène de l'Iran ; corrélations: p. 170 à 173 ;

- pétrographie du volcanisme néogène et quaternaire, comparaisons : p. 184 ;

Chapitre VI : Géochimie : magmatisme de la ceinture paléogène de l'Iran : p. 258 à 265 ;

Chapitre VII : Tectonique : p. 287 à 288 .

et de grabens souligne un phénomène d'extension régionale importante. En l'absence de fossiles, il est difficile de préciser l'âge des premières manifestations volcaniques et l'individualisation des premiers bassins, mais il est probable qu'il s'agisse de l'Eocène inférieur. Un mouvement d'extension vigoureuse en relation avec une montée brutale du flux thermique provoque une ascension, très rapide et sans fractionnement, des produits de fusion du manteau péridotitique : d'où leur caractère tholéitique (fig.182a) pendant toute la première période magmatique. La remontée des isogéothermes engendrée par l'accentuation locale de ce phénomène, provoque dès le début du cycle une fusion partielle accélérée de la croûte sialique. Ce phénomène est le résultat d'une décompression relative des blocs, d'une manière conforme au mécanisme que Tarling et al. (1971) décrivent pour le rift initial kenyan. Le stock paléogénétique rhyolitique, mobilisé par ce processus de fusion partielle, restera présent et actif durant tout l'Eocène ; il alimentera ainsi la majorité des éruptions volcaniques. Des phénomènes de contaminations importants (cf. p. 223) entre cette souche rhyolitique et la souche basaltique tholéitique donnent naissance aux roches calco-alcalines intermédiaires de la première période magmatique : andésites basaltiques, andésites, dacytes que l'on rencontre avec des roches moins contaminées : rhyolites, basaltes à olivine et basaltes porphyriques à hornblende (cf. p. 140). Les laves acides se mettent en place sous la forme de dômes et de dômes-coulées, les laves intermédiaires sous la forme de strato-volcans. La fraîcheur des affleurements et le style des éruptions montrent que le milieu d'émission est aérien, malgré la présence de petits bassins.

Au Lutétien inférieur, les phénomènes d'extension le long des grandes failles longitudinales se poursuivent ou, s'accéléralent, aboutissent à l'individualisation de grabens envahis par la mer. Les sédiments déposés dans ces bassins constituent l'ensemble moyen de la région de Saveh. Cette dernière n'évolue pas partout de la même manière. La Sous-zone sud, fortement subsidente, est le siège d'une sédimentation marine de type flysch. La présence de foraminifères planctoniques et de radiolaires, l'absence de toute trace de volcanisme aérien et surtout le type de sédimentation, laissent supposer que la mer est relativement profonde. La Sous-zone nord au contraire a tendance à constituer un horst qui ne sera envahi qu'épisodiquement au cours du Lutétien par une mer peu profonde, à grandes Nummulites. Cette disposition en horsts et grabens confère à la région de Saveh une paléogéographie très variée, conditionnant étroitement le dynamisme des éruptions volcaniques. Dans les régions émergées de la Sous-zone nord, le magma intermédiaire à basique se met en place sous la forme de strato-volcans ; le magma acide, sous la forme de coulées ignimbritiques, plus rarement sous la forme de dômes ou de dômes coulées. En bordure de la mer, les éruptions deviennent beaucoup plus explosives ; des pyroclastites fines couvrent de vastes surfaces. En domaine franchement marin, mais sans doute peu profond, de véritables hyaloclastites apparaissent ; c'est là, à la limite horst-graben, que les centres d'émission sont les plus nombreux et que des laves à tendance tholéitiques apparaissent. Par contre, au fond du graben de la Sous-zone sud, l'activité volcanique est inexistante ; aucun centre éruptif n'a pu être mis en évidence, et les paragenèses minérales indiquent un gradient géothermique faible (cf. p.192). Compte-tenu de leur grande extension, seuls les produits des éruptions phréatomagmatiques et des coulées pyroclastiques sous-marines avaient accès à ce domaine (cf. p. 98).

L'absence d'activité volcanique au fond du graben de la Sous-zone sud est sans doute la conséquence de contraintes tectoniques locales, un peu comme à l'intrados d'un pli (cf. p. 285). Les sédiments froids déposés au fond d'un bassin affectent peut-être aussi la partie supérieure de la croûte sialique, empêchant l'existence de réservoirs magmatiques superficiels. Mais il est probable aussi que l'activité paléogénétique, très importante dans cette Sous-zone sud pendant l'Eocène inférieur, se soit réduite localement par évolution progressive de la composition de la croûte résiduaire (fig.182b).

L'argilisation générale des verres volcaniques de l'Ensemble moyen de la région de Saveh montre que les éruptions sont sous-marines et cela constitue le trait majeur des classiques "séries vertes" de l'Iran central. La puissance et l'extension de ces séries volcano-sédimentaires montrent l'importance des phénomènes d'extension du rift. La présence dans toute la région de Saveh (y compris dans la Zone de Saman) d'une série verte à grandes Nummulites semble montrer que le maximum de cette extension se place au Lutétien supérieur. Vers la fin du Bartonien, les sédiments grésio-conglomératiques annoncent la fermeture du bassin de la Sous-zone sud.

ZONE DE SAMAN

SOUS-ZONE SUD

SOUS-ZONE NORD

Début de l'évolution
du rift éocèneZone d'extension
préférentielleExtension vigoureuse
initiale

1ère PERIODE MAGMATIQUE

Eocène inf.

Montée des
isogéothermesAscension rapide du
magma basaltique
tholéiitique.Ralentissement
du mouvement
d'extension

Eocène moy.

Rattrapage
isostatiqueBaisse locale rapide
des isogéothermes

Extension lente

Eocène sup.

Réajustement
relatif des blocsApparition de la souche
basaltique shoshonitiqueFin de l'évolution
du rift éocèneMouvements tectoniques
éo-oligocènes

Oligocène inf.

Plutonisme

Oligo-Miocène

Extension

Rh: stock rhyolitique paligénétique ; B. th: souche basaltique tholéiitique ; B. sh: souche basaltique shoshonitique ;
Gr: stock granitique paligénétique ; G. th: souche gabbroïque tholéiitique.

* Le nombre et la valeur des symboles sont représentatifs de l'intensité des différents types d'activité magmatique.

Fig. 182 EVOLUTION PETROSTRUCTURALE DE LA REGION DE SAVEH AU PALEOGENE

Au début du Priabonien, l'ouverture du rift est ralentie, sans doute par suite d'une moindre importance du dôme thermique. Ces conditions tectoniques plus stables entraînent un rééquilibrage isostatique des blocs qui se répercute sur la paléogéographie et sur le magmatisme de l'Ensemble supérieur. La Sous-zone sud, effondrée depuis le Lutétien inférieur, subit un mouvement de surrection. Les éruptions phréatomagmatiques sont tout de même encore importantes au début, dans les dernières laisses de la mer où s'accrochent encore quelques huîtres et quelques coraux. Mais des coulées prismées non altérées apparaissent bientôt, chassant définitivement les dernières lagunes.

Curieusement, certains secteurs s'effondrent dans la Sous-zone nord qui jusqu'alors avait toujours eu tendance à constituer un horst par rapport à la Sous-zone sud. La paléogéographie et les différents dynamismes volcaniques de ces bassins et de leur bordure est la réplique exacte, en plus modeste, de ce qui se passait à l'Eocène moyen dans toute la région de Saveh. Mais la disposition des bassins n'est plus parallèle aux grandes failles longitudinales du rift, et les variations paléogéographiques et dynamiques ne s'effectuent plus selon un axe N 10 - N 20 perpendiculaire au rift, mais selon un axe N 100, parallèle à celui-ci. L'effondrement de ces petits bassins n'est plus à relier avec le mouvement général d'extension du rift, mais plutôt avec des réajustements isostatiques. Ces conditions tectoniques de plus en plus stables sont à l'origine de la deuxième période magmatique de la région de Saveh. Une nouvelle souche magmatique basaltique apparaît, alcaline cette fois, au côté de la souche tholéiitique persistante (fig. 182 c). Parmi tous les phénomènes envisageables pour la genèse de cette souche basaltique alcaline, il semble que le processus proposé par Gass et al. (1973) dans le rift de la Mer Rouge puisse être envisagé : un fractionnement de plus en plus poussé lors d'une remontée moins rapide du magma tholéiitique. L'enrichissement en K et en éléments incompatibles serait provoqué par un épiphénomène plus ou moins contemporain : fusion d'un manteau hydraté, zone refining, wall rock reaction (cf. p. 264).

Le magma rhyolitique de cette deuxième période provient toujours du même stock palingénétique que celui de la première période. Mais les conditions tectoniques plus stables lui permettent d'évoluer avant son ascension. Des cristallisations intratelluriques donnent naissance à de nombreux phénocristaux. La phase liquide résiduelle se trouve donc enrichie en éléments volatils qui, une fois la saturation atteinte, forment une émulsion (P.M. Vincent 1960). C'est ainsi que le magma rhyolitique se met en place sous forme de coulées ignimbritiques, alors que dans la première période magmatique il donnait des dômes.

Des phénomènes de contamination réciproque très importants entre les deux souches basaltiques mantéliques et la souche rhyolitique palingénétique enrichie en volatils sont à l'origine de la diversité des faciès pétrographiques de l'Ensemble supérieur, calco-alcalins (andésites et andésites porphyriques, dacites) et alcalins potassiques (latite-basaltes porphyriques et latite-andésites).

Il y a 39 millions d'années, la phase tectonique éo-oligocène fait avorter le rift éocène. Les résidus du stock palingénétique éocène, contaminés par une souche tholéiitique nouvelle, sont injectés dans les séries éocènes sous la forme de plutons circonscrits, surtout le long des grandes failles longitudinales, là où le volcanisme avait été le plus important. Les plutonites mises en place sont typiquement calco-alcalines (gabbros, diorites, granites, granites leucocrates). La faible teneur en rubidium de ces roches, même les plus acides, montre que le stock rhyolitique mis en oeuvre résulte de l'évolution finale de la palingénèse éocène. A l'intérieur de chaque massif plutonique un processus de différenciation centripète conduit des gabbros de bordure aux granites centraux selon deux lignées, l'une sodique, l'autre sodi-potassique. Lors de cette phase, les séries anté-oligocènes sont diaclasées et subissent une altération propylitique accompagnée de minéralisations hydrothermales.

La mise en place des plutons provoque aussi le thermométamorphisme des formations éocènes. D'importants mouvements épirogéniques entraînent le démantèlement d'une partie de la série éocène, ce qui engendre les conglomérats de la base de la série oligo-miocène.

Au cours de l'Oligo-Miocène, une nouvelle phase d'extension se traduit par un découpage de la chaîne volcanique éocène suturée en un nouveau système de horsts et grabens, toujours limités par les grandes failles longitudinales. Celles-ci sont à nouveau le siège de manifestations volcaniques, mais plus locales et moins importantes que pendant l'Eocène. L'instabilité tectonique importante en début de cycle se traduit en profondeur par une remontée spasmodique des isogéothermes au niveau des zones de grandes fractures longitudinales. Ce phénomène provoque une réactivation importante de la palingénèse crustale et la création d'un nouveau stock rhyolitique (qui montre de fortes teneurs en Rb), ainsi qu'une remontée rapide d'un magma mantélique à caractère tholéitique. Ce nouveau cycle volcanique est dominé à son début par des alternances de puissants épanchements de laves et d'ignimbrites rhyolitiques, avec des coulées moins épaisses de basaltes à olivine ; puis, avec le retour d'une relative stabilité tectonique au cours de l'Oligo-Miocène, des roches intermédiaires (trachyandésites et dacites) apparaissent à la suite de la contamination de deux souches magmatiques. L'activité éruptive paléogène cesse rapidement par suite d'une baisse du flux thermique, lors de la transgression marine de l'Aquitanién. Cette mer peu profonde permet le dépôt des calcaires de la Formation de Qom dans la Sous-zone sud, de l'Aquitanién au Burdigalien. Mais la morphologie en horsts et grabens, acquise au cours de l'Oligocène, entraîne des variations d'épaisseur très importantes. Dans la moitié ouest de la région de Saveh, la Sous-zone nord, séparée de la Sous-zone sud par le grand accident longitudinal d'Alishar qui rejoue en faille synsédimentaire, reste totalement émergée pendant toute cette période. Après le régime marin de l'Aquitanién et du Burdigalien le comblement des bassins subsidents s'effectue avec les dépôts détritiques continentaux de la Formation Rouge Supérieure. En bordure des horsts de la partie ouest, se déposent des grès rouges continentaux, alors que dans la partie orientale ce sont des marnes salifères par suite de l'éloignement et de la moindre importance des reliefs.

Une importante phase tectonique de serrage intervient ensuite, sans doute entre le Miocène et le Pliocène. Les failles longitudinales rejouent en décrochements dextres dans la partie sud de la région de Saveh, et senestres dans sa partie nord. Entre ces deux domaines, la paléofaille d'Alishar ne rejoue pas et peut être considérée comme une ligne neutre. Par suite de ces mouvements décrochants, le plissement des séries anté-pliocènes se fait d'une manière très hétérogène. La direction axiale des plis est oblique par rapport aux accidents décrochants, mais à leur voisinage elle tend à leur devenir parallèle. L'intensité du plissement augmente aussi à proximité de ces grandes failles. Mais cette hétérogénéité de plissement est sans doute aussi en relation avec les différences de compétence et de puissance des formations. Des dykes et dômes de laves andésitiques à rhyolitiques se mettent en place à la charnière de certains plis, d'autres sur des fractures parallèles aux grandes failles longitudinales, sans doute pendant des phases de détente. Mais le régime général est toujours au serrage et les conglomérats pliocènes et pleistocènes sont plissés.

Au Quaternaire, le long des grandes failles longitudinales décrochantes, des secteurs localement en transtension permettent des montées de basaltes alcalins qui constituent de petits volcans ponctuels. Le mouvement de ces grands accidents est encore visible actuellement dans les terrasses quaternaires de certains oueds.

Le 1er septembre 1962, le rejeu de la faille d'Ipak, provoquait un séisme responsable de la mort de 12 225 personnes.

B) QUELQUES REMARQUES A PROPOS DE LA ZONE DE L'IRAN CENTRAL

Dans ce dernier paragraphe nous résumerons brièvement les principaux résultats de ce travail et signalerons quelques problèmes particuliers qui, à notre avis, devraient faire l'objet de recherches complémentaires. Compte-tenu de l'importance du volcanisme paléogène nous proposerons un modèle montrant le mécanisme de l'évolution pétro-structurale d'un secteur de la Zone de l'Iran Central.

STRATIGRAPHIE

Bien que les données à l'échelle de l'Iran soient encore peu nombreuses, nous nous demandons si la région occupée actuellement par les dépressions du Grand désert central iranien (Dasht-e-Kavir) n'a pas depuis longtemps constitué un ombilic de subsidence plus important.

A l'Eocène, considérons la chaîne d'orientation N 130, comprenant le flanc sud de la branche ouest de l'Alborz, et la région de l'Iran Central comprise entre Mianeh et Saveh.

- Dans la région de Mianeh le volcanisme est aérien ou subaérien (Lescuyer, Riou 1976). Dans le secteur d'Avaj des séries vertes apparaissent, avec des sédiments déposés dans une mer peu profonde (Bolourchi, 1975).
- Enfin dans la région de Saveh, la série verte de l'Eocène moyen présente une sédimentation de type flysch, avec des fossiles de mer ouverte (Radiolaires, Globigérines), et un volcanisme franchement sous-marin.

Sur le flanc sud de l'Alborz, les différents logs stratigraphiques de Annels et al. (1975) montrent une augmentation progressive de la puissance des séries vertes volcano-sédimentaires du Nord-Ouest (Nord de Zanjan) vers le Sud-Est (Nord-Ouest de Karadj). A Karadj, Dedual (1967) décrit une série de type flysch, dont la puissance dépasse 3 000 m.

La subsidence semble donc avoir été de plus en plus forte du Nord-Ouest (Mianeh) vers le Sud-Est (Saveh-Karaj) en direction du Grand désert central iranien, où malheureusement nous manquons de données.

Plus au Sud, les observations sont peu nombreuses, mais la série décrite par Amidi (1975) dans la région de Natanz-Nain-Surk présente peu de termes sédimentaires et le volcanisme y est subaérien. Dans la région de Qom au contraire, une série verte d'âge éocène moyen semble présenter des caractères analogues à ceux de la région de Saveh (Emami, communication orale). Là encore, il semble donc y avoir une augmentation de la subsidence du Sud-Est vers le Nord-Ouest, en direction de Qom-Saveh.

La carte des isopaques de l'Oligo-Miocène marin en Iran de Gansser et Huber (1955) permet d'arriver à des conclusions analogues. Les régions les plus subsidentes se situaient alors dans la région de Qom. A partir de ce secteur, les isopaques se répartissent selon deux directions : l'une (N 130) est celle de la branche Tabriz-Bazman, l'autre (N 60) correspond au secteur situé entre la branche est de l'Alborz et le bloc du Lut.

DYNAMISME DES ERUPTIONS VOLCANIQUES EOCENES

L'étude du dynamisme des éruptions revêt une importance considérable. Il est possible d'observer en quelques kilomètres le passage d'un volcanisme aérien à un volcanisme franchement sous-marin, par toute une série d'intermédiaires. Des marqueurs classiques d'une mise en place sous-marine ont été reconnus : coulées à pillows, cônes de hyaloclastites. Mais ceux-ci sont peu nombreux car les laves basiques sont relativement rares. D'autres types dynamiques liés aux éruptions de magma acide apparaissent. Les plus intéressants sont les écoulements pyroclastiques sous-marins. Nous invoquons pour leur mécanisme de mise en place un modèle qui n'a encore été décrit, à notre connaissance, dans aucune autre région du monde.

A sa sortie, le magma fortement vésiculé évolue très rapidement en une coulée pyroclastique qui conserve encore quelque temps un écoulement laminaire. Des phénomènes de friction, à l'interface coulée-eau, provoquent la désintégration de la surface de la coulée. Les produits arrachés, ponces, échantons, cristaux, sont mis en suspension dans l'eau de mer. La fraction la plus dense évolue ensuite en un courant de turbidité. Les produits les plus fins, au contraire, ne se sédimentent que très lentement avec des boues calcitiques pour constituer les classiques boues tuffitiques vertes de l'Iran Central. Dans toutes les régions où l'on connaît des Séries vertes, de telles coulées pyroclastiques sous-marines doivent être abondantes et des recherches ultérieures devraient permettre d'améliorer ces premiers résultats.

Enfin la région de Saveh (et sans doute de nombreuses régions de l'Iran Central) est très intéressante pour étudier le mécanisme de mise en place des coulées ignimbritiques. La bonne qualité des affleurements sur de grandes distances permet d'observer les rapports entre les différents faciès et d'en déduire le mécanisme évolutif. De plus, contrairement à de nombreuses autres régions du monde, ces coulées sont souvent isolées au milieu d'autres formations et cela permet de bien situer la base et le sommet d'une même unité. Ces dispositions favorables nous ont permis de montrer le passage progressif d'une coulée de lave à un écoulement ignimbritique. Cette théorie, peu défendue à l'heure actuelle, mériterait de connaître un regain de succès.

TECTONIQUE

La plus forte subsidence de la région correspondant approximativement aux Grands désert de l'Iran Central et à ses bordures (Karadj, Saveh, Qom) est sans doute la conséquence d'une extension plus importante. D'autres faits semblent confirmer cette hypothèse :

- ouverture précoce du rift éocène dans la région de Saveh et Qom (Emami, communication orale) (voir p. 28) ;
- présence de laves à caractères tholéitiques (voir p. 263) ;
- dédoublement des grands accidents longitudinaux, et éloignement l'un de l'autre du Nord-Ouest vers le Sud-Est dans la région de Saveh. Ces accidents sont donc divergents : ceux de la Sous-zone sud se rattachent à la cicatrice éruptive Tabriz-Bazman avec ses décrochements dextres ; ceux de la Sous-zone nord semblent plutôt se raccorder à la branche est de l'Alborz avec ses directions N 60 et ses décrochements senestres. Entre ces deux domaines, la paléofaille d'Alishar n'a pas été réactivée pendant la phase de décrochements mio-pliocène et peut être considérée comme une ligne neutre.

Dans toute cette zone, les phénomènes de contraction ont par contre été moins intenses que dans les autres régions. Ceci est particulièrement net dans la région de Saveh où les terrains affleurant sont de plus en plus récents et de moins en moins plissés, du Nord-Ouest vers le Sud-Est, en direction du Grand désert central iranien.

Cela doit attirer l'attention sur le fait que les limites de la Zone de l'Iran Central correspondent à des accidents anciens qui ne sont pas parallèles, ni rectilignes. Cela explique que les différents régimes tectoniques aient des effets variables, voire différents, en fonction de la situation géographique de la région affectée.

La région de Saveh à cet égard est particulièrement intéressante, car elle se trouve à la charnière entre un domaine ouest à subsidence faible et plissement fort, et un domaine est à subsidence forte et plissement faible, qui conduit à la zone des dépressions du Grand désert central iranien. Cette dernière occupe une position-clef, car elle se situe au carrefour des trois branches principales de la Zone de l'Iran Central. A notre avis, elle doit se caractériser par des séries sédimentaires plus puissantes, mais moins plissées. Seules des études géophysiques à l'échelle régionale permettraient de confirmer cette hypothèse.

CARACTERES MAGMATIQUES DE LA ZONE DE L'IRAN CENTRAL. INTERPRETATION PETROSTRUCTURALE

Tous les auteurs ayant étudié les caractères du magmatisme dans des régions voisines de la chaîne de l'Iran Central (S.M. Amidi, 1975 ; J.L. Lescuyer et R. Riou, 1976) s'accordent pour dire que le volcanisme tertiaire de l'Iran résulte de l'évolution d'un rift intracontinental.

Ce modèle que nous défendons (c f. p. 265) et dont l'évolution chronologique est à l'origine des caractères successifs du volcanisme éocène dans la région de Saveh, influence de la même manière le régime du phénomène majeur des contaminations réciproques dont la modulation spatiale détermine les grands traits du volcanisme éocène dans toute la chaîne de l'Iran Central (c f. p. 260).

A travers les caractères du volcanisme éocène que nous connaissons dans la chaîne de l'Iran Central, nous pouvons essayer de retrouver le mécanisme global de l'ouverture de ce rift qui l'a engendré.

Dans la région de Saveh, les importants phénomènes de contamination réciproque entre une souche basaltique et une souche rhyolitique palingénétique, que nous entrevoyons à travers l'apparition d'une tendance calco-alcaline dès l'Eocène inférieur, soulignent la situation privilégiée de cette région vis-à-vis de l'ouverture du rift.

C'est en effet dans une zone comprise entre Avaj-Saveh et Qom que semble se produire l'ouverture initiale de cette structure ; en effet, c'est seulement dans ce domaine de l'Iran Central que semble exister un volcanisme équivalent à notre première période magmatique (cf. p. 171) et qui traduit régionalement de manière précoce une extension vigoureuse. Le manque de données chimiques sur les secteurs voisins d'Avaj et Qom ne nous permet malheureusement pas de le confirmer.

A partir de cette zone d'extension initiale rapide, semble se propager dans toute la Zone de l'Iran Central, vers le Nord-Ouest et vers le Sud-Est, un mécanisme semblable d'extension, légèrement plus tardif mais également moins vigoureux, car situé plus loin de l'apex du dôme thermique. Ceci est sans doute à l'origine du caractère plus aérien du volcanisme éocène décrit dans la région de Natanz-Nain-Surk, au Sud-Est, et en Azerbaïdjan, au Nord-Ouest.

Nous devons, sans doute voir également sous cet aspect le mécanisme qui induira un volcanisme généralement plus tardif dans les régions les plus éloignées ; la région de Natanz-Nain-Surk obéirait bien à une telle loi car le volcanisme n'y débute qu'au Lutétien ; mais pour ce qui est de l'Azerbaïdjan, le manque de données stratigraphiques plus précises ne permet pas de vérifier la valeur de cette hypothèse.

L'ouverture plus tardive des régions périphériques s'accompagne également d'une plus grande faiblesse du régime d'extension qui n'atteint pas le paroxysme que nous observons dans la région de Saveh. L'extension initiale dans la région de Natanz-Nain-Surk est suffisamment lente pour permettre l'expression, dès le début de l'activité volcanique, d'une deuxième souche basaltique shoshonitique (cf. p. 261) ; ceci permet d'ailleurs de corréler sur des critères pétrographiques les premières manifestations éruptives de cette région à notre deuxième période magmatique (cf. p. 170). En Azerbaïdjan l'extension est encore plus faible, car jamais la souche tholéitique ne semble s'être exprimée pendant toute l'activité alcaline éocène de cette région.

L'équilibre isostatique très important lié au ralentissement du flux thermique vers l'Eocène moyen marque dans la région de Saveh le début des conditions qui induisent l'apparition des roches alcalines et intermédiaires, riches en potassium lors du développement d'une souche basaltique shoshonitique. Toutefois, le déséquilibre des blocs provoqué par l'extension vigoureuse initiale est tel que jamais le réajustement postérieur n'atteint un stade suffisant pour que disparaisse totalement la souche basaltique tholéitique et pour que la palingénèse crustale soit fortement ralentie, à fortiori arrêtée.

Il n'en est pas de même dans la région de Natanz-Nain-Surk où, très vite, le désordre initial provoqué par la montée rapide du flux thermique est encaissé puis amorti, ce qui permet, en fin de cycle, à la fois une régression de la palingénèse crustale et de l'activité basaltique tholéitique, et le développement d'une souche basaltique alcaline, ce processus aboutissant à l'épisode shoshonitique terminal.

En ce qui concerne l'Azerbaïdjan, l'ouverture du rift est resté tellement faible que le caractère continental de cette région n'a jamais beaucoup évolué durant l'Eocène. Le vieillissement du rift est précoce et presque toute l'évolution est jalonnée par un volcanisme à tendance shoshonitique de plus en plus marquée.

Ainsi tout semble se passer, durant l'Eocène, dans la chaîne de l'Iran Central, comme si l'arrivée d'un important dôme thermique se manifestait d'abord dans la zone centrale de cette structure et se propageait progressivement vers les extrémités nord-ouest et sud-est en créant une ouverture parallèle aux structures antétertiaires de ce domaine.

Les intrusions plutoniques oligocènes inférieures marquent la fin de l'évolution du rift éocène en suturant localement cette structure, lors des mouvements tectoniques de serrage qui accompagnent la phase éo-oligocène.

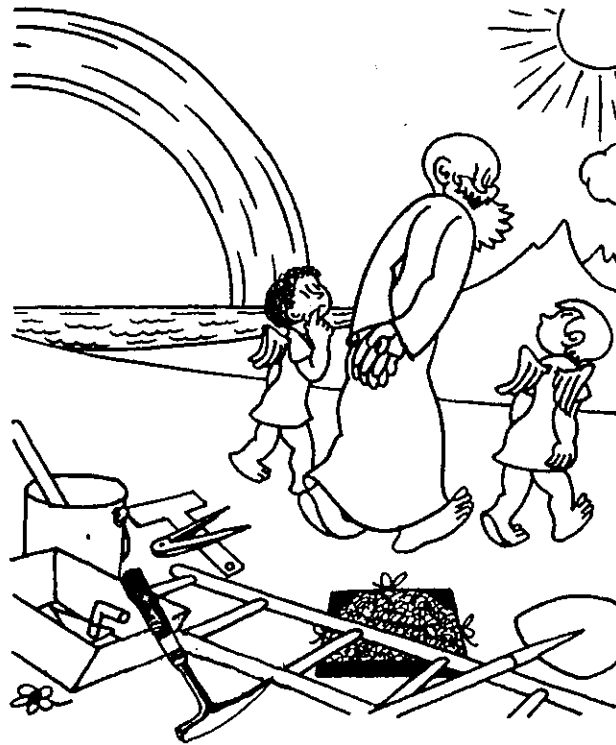
Ce cycle volcanique oligo-miocène marque la fin de l'activité magmatique paléogène. Bien qu'il soit issu du découpage de la chaîne volcanique éocène en un nouveau système de horsts et de grabens, nous ne pensons pas qu'il reflète une évolution de type rift semblable à celle de l'Eocène.

Dans la région de Saveh, la reprise de l'activité volcanique à la fin du Paléogène ne s'opère que grâce à d'importants mouvements tectoniques d'extension le long de grandes failles longitudinales. Dans ce cas, la montée du flux thermique est une conséquence de l'extension oligo-miocène, et non plus son moteur comme elle l'avait été pendant tout l'Eocène lors de l'évolution du rift intracontinental. Cette montée sporadique du flux thermique avorte très vite, lors du retour à une plus grande stabilité tectonique qui se manifeste par une homogénéisation du bain issu de la contamination entre les deux souches magmatiques, et l'apparition de trachyandésites à amphibole à la fin du cycle volcanique, vers l'Aquitainien.

Le cycle volcanique oligo-miocène se caractérise donc par un très grand contrôle du magmatisme par les mouvements tectoniques. Cette modalité semble être à l'origine de l'uniformité des caractères de ce cycle dans toutes les régions de la Zone de l'Iran Central où il a été reconnu : alcalinité générale des produits, très importante activité rhyolitique palingénétique, similitude exceptionnelle du cycle volcanique en Azerbaïdjan et dans la région de Saveh et plus grande localisation des manifestations volcaniques.

Après l'ouverture du rift très modulée spatialement durant l'Eocène, les divers épisodes volcaniques vont se dérouler dans tous les secteurs avec de nombreuses similitudes, en relation avec une histoire tectonique assez semblable dans toute la Zone de l'Iran Central.





— ... et après tout le mal qu'on s'est donné, que je n'entende jamais dire : « L'Univers est dû à des causes surnaturelles »...

D'après Jean EFFEL - La création du monde (1971).

BIBLIOGRAPHIE

- ABBOTT, M.J., 1969 - Petrology of the Nandewar volcano, N.S.W., Australia. Contrib. Mineral. Petrol., v. 20, p. 115-134.
- AHRENS, L.H., 1968 - Origin and distribution of the elements. Ed. L.H. Ahrens. Pergamon Press. Oxford-London-Edinburgh.
- ALBEE, A.L., ZEN, E.An., 1969 - Dependence of the zeolite facies on the chemical potentials of CO₂ and H₂O. (in Russian) Dokl. Akad. Nauk SSSR; Korzhinskii vol. ; p. 249-260.
- ALLENBACH, P., 1966 - Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral Elburz), Iran. Thèse n°3885, Zürich, 145p.
- ALOISIO, P., 1963 - Submarin volcanism. Bull. volcanol., t. XXV, p. 277.
- AMBRASEYS, N.N., 1963 - The Buyin-Zara (Iran) earthquake of September 1962: A field report. Bull. Seism. Soc. Am., 53 (4), p. 705-740.
- AMIDI, S.M., 1975 - Contribution à l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région de Natanz-Nain-Surk (Iran Central). Thèse Doct. Etat, Grenoble.
- ANNELS, R.N., ARTHURTON, R.S., BAZLEY, R.A., DAVIES, R.G., 1975 - Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangles Map. Geol. Surv. Iran, report n° E3, E4.
- ARNI, P., 1963 - L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. Mem. BRGM n° 32. 1^{er} coll. Afr. de Microp., p. 7-20.
- ARRHENIUS, G., 1963 - Pelagic sediments. Thea. sea, ideas and observations. Ed. M.N. Hill, Interscience Publ., v. 3, p. 655-727.
- ASSERETO, R., 1963 - The jurassic Shemshak formation in Central Elburz (Iran). Riv. ital. Paleont. Stratigr., Milano, v. LXXII, n° 4, p. 1133-1182.
- AUMAITRE, R., BUFFET, G., 1973 - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés des Ecrins - Pelvoux (Alpes françaises occidentales). Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 302 p.
- BAILEY, D.K., 1972 - Uplift, rifting and magmatism in continental plates. Leeds Univ. J. Earth Sci.
- BAKER, P.E., BROSSET, R., GASS, I.G., NEARY, C., 1973 - Jebel al'Abyad: a recent alkalic volcanic complex in western Saudi Arabia. Lithos, v. 6, n° 3, p. 291-314.
- BARBIERI, A., 1970 - Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins - Pelvoux. Les granites. Aperçu sur la géochronométrie du massif. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 126 p.
- BAUBRON, J.C., DEMANGE, J., 1977 - Chronologie absolue de quelques formations volcaniques du centre du strato-volcan du Cantal (Massif Central français). Méthode potassium - argon. Implications volcanologiques. BRGM, serv. géol. nat.
- BENNETT, F.D., 1974 - On volcanic ash formation. Amer. J. Sci., 274, p. 648-661.
- BERBERIAN, M., 1971 - Preliminary report on structural analysis of Ipak active fault. Geol. Surv. Iran, internal report, 52p.
- BERBERIAN, M., 1976 - Contribution to the seismotectonics of Iran. (Part II). Geol. Surv. Iran, report n° 39.
- BERTHIER, F., BILLAULT, J.P., HALBRONN, B., MAURIZOT, P., 1974 - Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros, Iran). Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 282 p.
- BESWICK, A.E., 1976 - K and Rb relations in basalts and other mantle derived materials. Is phlogopite the key? Geoch. Cosmochim. Acta, 31, p. 1167-1183.
- BILLINGS, M.P., WHITE, W.S., 1950 - Metamorphised mafic dykes on the Woodsville quadrangle - Vermont and New Hampshire. Amer. Mineralogist, 35, p. 629-643.
- BLOKHINA et al., 1959 - Principles of classification and nomenclature of the ancient volcanic-clastic rocks. Intern. geol. rev., 1-12, p. 56-61.
- BOCCALETTI, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., et al., 1976-1977 - Neogene and Quaternary Volcanism of the Bijar Area (Western Iran). Bull. Volcanol., v. 40-2.
- BOETTCHER, A.L., 1973 - Volcanism and orogenic belts. The origin of andesites. Tectonophysics, 17, p. 223-240.
- BOLOURCHI, M.H., 1969 - Preliminary report of the Maku area (North-west extreme of Iran). Geol. Surv. Iran, internal report.
- BOLOURCHI, M.H., 1975 - Etude géologique de la région d'Avaj (NW de l'Iran). Stratigraphie et tectonique. Thèse Doct. Etat, Grenoble.

- BONATTI, E., 1965 - Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. Bull. volcanol., t. XXVIII, p. 257-269.
- BONORINO, F. G., 1959 - Hydrothermal alteration in the Front Range mineral belt, Colorado. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, p. 53.
- BORDET, P., 1958 - A propos des ignimbrites. C. R. somm. Soc. géol. Fr., p. 77.
- BORDET, P., 1965 - Nomenclature volcanologique. Bull. volcanol., t. XXVIII, p. 151.
- BORDET, P., MARINELLI, G., MITTEMPERGHER, M., TAZIEFF, H., 1963 - Contribution à l'étude volcanologique du Katmat et de la vallée des Dix Mille Fumées (Alaska). Mém. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol. Bruxelles, 8, n°7, p. 1-114.
- BORDET, P., BERBERIAN, M., 1971 - Reconnaissance géologique du massif Sahand (Azerbaïdjan). Geol. Surv. Iran, internal report, 12 p.
- BORDET, P., ALAVI TAHRANI, N., LOTFI, M., 1973-1974 - Work in progression Sahand. Not published.
- BOUCARUT, M., 1971 - Etude volcanique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse Doct. Etat, Nice.
- BURNHAM, C. W., 1962 - Facies and types of hydrothermal alteration. Econ. Geol., 57, p. 1-16.
- CAMUS, G., VINCENT, P. M., 1974 - Le Chuquet Genestroux et les projections palagonitiques du Maar d'Enval. Bull. Soc. Hist. nat. Auvergne.
- CANTAGREL, J. M., 1973 - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : application au Massif Central français et à l'Aleksod, Sahara algérien. Ann. Sci. Univer. Clermont, 50.
- CARMICHAEL, I. S. E., TURNER, F. J., VERHOOGEN, J., 1974 - Igneous Petrology. Mc Graw-Hill, New-York.
- CARRON, J. P., BONIN, B., VELLUTINI, P., LAGACHE, M., 1973 - L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse occidentale. Bull. Soc. géol. Fr., 7, XV, n° 3-4, p. 274-287.
- CAROZZI, A. V., 1960 - Microscopic sedimentary petrography. Wiley & sons, London, p. 485.
- CHOUBERT, G., 1963 - Essai de mise au point du problème des ignimbrites. Bull. volcanol., t. XXV, p. 123-140.
- COOK, E. F., 1962 - Ignimbrite bibliography. Idaho bur. Mines and geol. Inf. Circ., n° 13, 64 p.
- COOK, E. F., 1966 a - Tuffs lavas and ignimbrites. Elsevier, New-York, 212 p. - A survey of soviet studies.
- COOMBS, D. S., ELLIS, A. J., FYFE, W. S., TAYLOR, A. M., 1959 - The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geoch. Cosmochim. Acta, 17, p. 53-107.
- COOMBS, D. S., HORODYSKI, R. J., NAYLOR, R. S., 1970 - Occurrence of prehnite-pumpellyite facies metamorphism in northern Maine. Am. J. Sci., 268, p. 142-156.
- CONRAD, G., CONRAD, J., GIROD, M., 1971 - Données sur le volcanisme tertiaire et quaternaire affectant le bloc du Lout et les monts de Kerman (Iran oriental). C. R. somm. Soc. géol. Fr., p. 196-198.
- CONRAD, G., CONRAD, J., GIROD, M., 1977 - Les formations continentales tertiaires et quaternaires du bloc du Lout (Iran) : importance du plutonisme et du volcanisme. Mem. h. ser. Soc. géol. Fr., n° 8, p. 53-75.
- COX, K. G., HORNUNG, G., 1966 - The petrology of the Karoo basalts of Basutoland. Amer. Mineralogist, 51, p. 1414-1432.
- CRAWFORD, W. A., FYFE, W. S., 1965 - Lawsonite equilibria. Am. J. Sci., 263, p. 262-270.
- DALRYMPLE, G. B., LAMPHERE, M. A., 1969 - Potassium argon dating (principles, techniques, and applications) to geochronology. W. H. Freeman and company, San Francisco, 1 vol., 258 p.
- DEDUAL, E., 1967 - Geologie des mittleren und untern Karaj-Tales, Zentral Elburz (Iran). Mitt. Geol. Inst. E. T. H. univ. Zurich, 76, 123 p.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J., 1962 - Rock-forming minerals; v. 1, Ortho- and ring silicates. Longmans, London, 333 p.
- DELLENBACH, J., 1964 - Contribution à l'étude géologique de la région située à l'Est de Téhéran, Iran. Ph. D. Diss., Univ. Strasbourg, 117 p.
- DEMANT, A., 1972 - Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de la Sardaigne nord-occidentale. Le cycle "Andésitique-Terminal" (Région Mara-Romana). Thèse 3^{ème} cycle, Marseille, 113 p.
- DENAYER, M. E., 1963 - Les hyaloclastites de la rive nord du lac Kivu (Congo). Bull. volcanol., t. XXV, p. 201-216.
- DIDON, J., GEMAIN, Y. M., 1976 - Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran) : étude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 304 p.
- DI RE, M., 1963 - Hyaloclastites and pillow lavas of Acicastello (Mt Etna). Bull. volcanol., t. XXV, p. 281-284.
- DUDA, A., SCHMINCKE, H. U., 1978 - Quaternary basanites, melilite nephelinites and tephrites from the Laacher See area (Germany). N. Jahrbuch f. Mineralogie. Abhandlungen, Bd. 132, p. 1-33.
- DUPUY, C., 1970 - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Thèse Doct. Etat, Montpellier.

- DUPUY, C., DOSTAL, J., VERNIERES, J., 1977 - Genesis of volcanic rocks related to subduction zones geochemical point of view. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XIX, n° 6, p. 1233-1243.
- EMAMI, 1976-1977 - Géologie du quadrangle de Qom. Not published.
- ESCHGHI, I., KASIG, W., 1976 - Kugelige Absonderung in tuffen und tuffiten der Karaj-Formation östlich Tehran (Iran) Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie. Monatshefte.
- EWART, A., STIPP, J., 1968 - Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratios, and Sr, Rb, K, U and Th abundances. Geoch. Cosmochim. Acta, 32, p. 699-736.
- FENNER, C.N., 1948 - Incandescent tuff flow on Southern Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 59, p. 879-893.
- FISHER, R.V., 1961 - Proposed classification of volcanic sediments and rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, p. 1409-1414.
- FISHER, R.V., 1964 - Maximum size, median diameter and sorting of Tephra. J. geophys. Res., 69, p. 341-355.
- FISHER, R.V., 1966 - Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Sci. Rev. Amsterdam, 1, p. 287-298.
- FISHER, R.V., SCHMINCKE, H., 1978 - Les ignimbrites. in Girod, M. et al. (1978) Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin, Paris, p. 193-209.
- FISKE, R.S., 1963 - Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. Geol. Soc. Amer. Bull., 74, p. 391-405.
- FISKE, R.S., MATSUDA, T., 1964 - Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. Am. J. Sci., 262, p. 76-106.
- FLOWER, M.J.F., SCHMINCKE, H. U., THOMPSON, R.N., 1975 - Phlogopite stability and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ step in basalts along the Reykjanes Ridge. Nature, 254, p. 404-406.
- FORBES, W.C., FLOWER, M.F.J., 1974 - Phase relations of titan-phlogopite $\text{K}_2\text{Mg}_4\text{TiAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}$: a refractory phase in the upper mantle. Earth. Plan. Sci. Letters, 22, p. 60-66.
- FORSTER, H., 1968 - Association of Volcanic Rocks in the Mountains South of Sabzevar (NE Iran). 23th I.G.C., v. 2, p. 197-212.
- FORSTER, H., FESEFELDT, K., KURSTEN, M., 1972 - Magmatic and orogenic evolution of the central iranian volcanic belt. 24th I.G.C., Montreal, sect. 2, p. 198-210.
- FYFE, W.S., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J., 1958 - Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies. Geol. Soc. Amer. Mem., n° 73.
- GANSSE, A., 1955 - New aspects of the geology in Central Iran (with discussion). World Petrol. Congr., 4th, Rome, sect. 1, p. 278-300; abs. : 1955 - Petrol. Times, v. 59, n° 1506, p. 434.
- GANSSE, A., HUBER, H., 1962 - Geological observations in the Central Elburz, Iran. Schweiz. miner. petrogr. Mitt., v. 42, n° 2, p. 583-630.
- GASS, I.G., MALLICK, D.I.J., COX, K.G., 1973 - Volcanic islands of the Red Sea. J. Geol. Soc., 129, p. 275-310.
- GERASIMOVSKY, V.I., 1975 - Trace elements in selected groups of alkaline rocks. in Sørensen (ed.) Wiley, New-York, The alkaline rocks, p. 402-412.
- GEZE, B., 1964 - Sur la classification des dynamismes volcaniques. Bull. volcanol., t. XXVII, p. 237-257.
- GIROD, M., BAILEY, D.K., BAKER, P.E. et al., 1978 - Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin, éd., Paris, 239 p.
- GLAUS, M., 1964 - Trias und Oberperm in zentralen Elburz (Persien). Eclogae geol. Helv., v. 57, n° 2, p. 497-508.
- GOUEL, J., 1953 - Le régime thermique de l'eau souterraine. Ann. des Mines, Paris, X, p. 3-32.
- GOLDSMITH, J.R., LAVES, F., 1954 - The microcline sanidine stability solutions. Geoch. Cosmochim. Acta, v. 5.
- GRANGE, L.H., 1934 - Rhyolite sheet flows of the North Island New Zealand. New Zealand Journ. of Sci. and Techn. v. XVI, n° 2.
- GREEN, T., RINGWOOD, A., 1969 - High pressure experimental studies on the origin of andesites. Proceed. Andesite Conf., Int. Upper Mantle project, p. 13-21.
- HADJIAN, J., 1970 - Géologie de la région de Tafresh, Iran. Thèse, France, Lyon, n° 664, 295 p.
- HAGHIPOUR, A., 1974 - Etude géologique de la région de Biabanak-Bafq (Iran Central). Thèse Doct. Etat, Grenoble.
- HARMAND, C., 1976 - Contribution à l'étude des propriétés expansives des verres volcaniques acides. Thèse 3ème cycle, Clermont.
- HAY, R.L., 1959 - Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St-Vincent. B.W.I. J. Geol., 67, p. 536-540.
- HAY, R.L., IJIMA, A., 1968 - Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu Group on Oahu, Hawaii. Geol. Soc. Amer. Mem., n° 116, p. 331-376.
- HIRAYAMA, K., SAMINI, M., ZAHEDI, M., HUSHMAND-ZADEH, A., 1966 - Geology of the Taroun District, western part (Zanjan area, Northwest Iran). Geol. Surv. Iran, report n° 8.

- HOLLOWAY, J. R., 1971 - Composition of fluid phase solutes in a basalt. $H_2O - CO_2$ system. Geol. Soc. Amer. Bull., 82, p. 233-238.
- HONNOREZ, J., 1963 - Sur l'origine des hyaloclastites. Bull. volcanol., t. XXV, p. 253.
- HOVEY, E. O., 1902 - Observations on the eruptions of 1902 of La Soufrière, St Vincent, and Mt Pelée, Martinique. Am. J. Sci., 4th ser., v. 164, p. 319-350.
- HUBER, H., 1953 - Geological report on the upper Qarachai Area between Saveh and Hamadan., N.I.O.C.
- IWAO, S., HUSHMAND-ZADEH, A., 1971 - Stratigraphy and petrology of the low-grade regionally metamorphosed rocks of the Eocene Formation in the Alborz range, north of Tehran, Iran. J. Japan Ass. Min. Petr. Econ. Geol., 65, n° 6, p. 265-285.
- IYAMA, I. J., 1960 - Etudes préliminaires de la solubilité du basalte dans l'eau à haute température. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristall., 84, p. 128-130.
- JAEGER, J. C., 1959 - Temperatures outside a cooling intrusive sheet. Am. J. Sci., v. 257, n° 1, p. 44-54.
- JAGGAR, T. A., 1930 - Recent activity of Bogoslof volcano. The volcano Letter, 275, p. 1-3, Honolulu.
- JAGGAR, T. A., 1931 - Evolution of Bogoslof volcano. The volcano Letter, 322, p. 1-3, Honolulu.
- JAGGAR, T. A., FINCH, R. H., 1924 - The explosive eruption of Kilauea in Hawaii. Am. J. Sci., 5th ser., v. 8, p. 353-374.
- JÄKES, P., WHITE, A., 1972 - Major element and trace element abundances in volcanic rock of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, p. 29-40.
- JOPLIN, G., 1965 - The problem of the potash-rich basaltic rocks. Min. Mag., 34, p. 266-275.
- JOPLIN, G., 1968 - The shoshonite association: a review. J. Geol. Soc. Austr., 15, p. 275-294.
- JUNG, D., KURSTEN, M., TARKIAN, M., 1975 - Post-mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-arabian plate under the Eurasian plate. "Afir Monograph". Deutsche Forschung.
- KAY, R. N., HUBBARD, N. J., GAST, P. W., 1970 - Chemical characteristics and origins of oceanic ridge volcanic rocks. J. Geophys. Res., 75, p. 1585-1686.
- KHAIN, V. E., 1975 - Structure and main stages in the tectono-magmatic development on the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation. Am. J. Sci., 275-A, p. 131-156.
- KUBLER, B., 1968 - Evolution quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. Bull. Cent. Rech. PAU SNPA, 2, p. 385-397.
- KUNO, H., 1959 - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcanol., 20, p. 37-76.
- KUNO, H., 1960 - High alumina basalt. J. Petrol., 1, p. 121-145.
- LACROIX, A., 1904 - La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson & Cie, Paris, 662 p.
- LADAME, G., 1945 - Les ressources métallifères de l'Iran. Schweiz. miner. petrogr. Mitt., v. 25, n° 1, p. 165-302.
- LA ROCHE, H. (de), 1965 - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonaises. Geol. Rundschau, 55, n° 2, p. 274-301.
- LAUX, J. J., NATIVEL, P., 1975 - Metamorphism in volcanic rocks of Reunion. Pétrologie, 3, 4, p. 279-290.
- LESCUYER, J. L., RIOU, R., 1976 - Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan). Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 233 p.
- LESCUYER, J. L., RIOU, R., 1977 - Géologie du quadrangle d'Ahar. Geol. Surv. Iran, unpublished report.
- LIOU, J. G., 1969 - P - T stabilities of laumontite, wairakite and lawsonite. (abstr.), Eos (Amer. Geophys. Union, Tran.), v. 50, n° 4, p. 352.
- LIOU, J. G., 1970 - P - T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8 - SiO_2 - H_2O$. J. Petrol., 12, p. 379-411.
- LOCARDI, E., MITTEMPERGHER, M., 1967 - On the genesis of ignimbrites. How ignimbrites and other pyroclastic flow products originate from a flowing melt. Bull. volcanol., t. XXXI, p. 131.
- LOMBARD, A., 1972 - Séries sédimentaires. Genèse - évolution. Masson, Paris, 425 p.
- LORENZ, C., 1964 - Die Geologie des oberan Karaj-Tales (Zentral Elburz), Iran. Thesis Univ., Zürich.
- LORENZ, V., 1973 - On the formation of maars. Bull. volcanol., t. XXXVII, n° 2, p. 183-204.
- LORENZ, V., 1975 - Formation of phreatomagmatic maar - diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. Physics and Chemistry of the Earth, v. 9, Pergamon Press, Oxford and New-York, p. 17-27.
- LOSACCO, U., PAREA, G. C., 1969 - Saggio di un atlante di strutture sedimentarie e postsedimentarie osservate nelle piroclastiti dell Lazio (Apparati vulcanici vulsino, cimino, sabatino e dei colli Laziali). S. T. E. M. MUCCHI, Modena, 31 p.
- Mc BIRNEY, A. R., 1963 - Factor governing the nature of submarin volcanism. Bull. volcanol., t. XXVI, p. 455-469.
- Mc BIRNEY, A. R., 1973 - Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions. Bull. volcanol., t. XXXVII, fasc. 3, p. 372-384.

- Mc BIRNEY, A. R., MURASE, T., 1970 - Factors governing the formation of pyroclastic rocks. Bull. volcanol., t. XXXIV, fasc. 2, p. 372-384.
- Mc KENZIE, D., 1972 - Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. Astr. Soc., 30, p. 109-158.
- MARSHALL, P., 1935 - Acid rocks of the Taupo Rotorua volcanic district. Transact. Royal Soc. New Zealand, 64, p. 323-396.
- MARSHALL, R. R., 1961 - Devitrification of natural glass. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, n° 10, p. 1493-1520.
- MAURIN, N., 1972 - Contribution à l'étude expérimentale du rôle de l'eau de mer dans la mise en solution d'éléments chimiques constitutifs du basalte dans la précipitation de certains sels en milieu marin. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- MEYER, J. D., 1972 - Glass crust on intratelluric phenocrysts in volcanic ash, as a mesure of eruptive violence. Bull. volcanol., t. XXXV, fasc. 2, p. 358-368.
- MICHEL, R., 1946 - Les roches volcaniques du Plateau de Gergovie. C. R. somm. Soc. géol. Fr., p. 238-239.
- MICHEL, R., 1953 - Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne. Publications Fac. Sci. univ. Clermont, fasc. 1.
- MILANOWSKY, E. E., 1972 - Continental rift zones : their arrangment and developement. Tectonophysics, 15, p. 65-70.
- MILESI, J. P., 1976 - Dynamique des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon - Massif Central français. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- MIYASHIRO, A., 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin, London.
- MOHAJER, G. A., PIERCE, G. R., 1963 - Qazvin - Iran Earthquake. Bull. of the A. A. P. G., v. 47, n° 10.
- MOHR, P. A., 1972 - Regional significance of volcanic geochemistry in the Afar triple junction, Ethiopia. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, p. 213-221.
- MOORE, J. G., PECK, D. L., 1962 - Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. J. Geol., 70, p. 182-193.
- MUIR, I. D., TILLEY, C. E., 1964 - Basalts from the nothern part of the rift zone of the Mid-Atlantic ridge. J. Petrol., 5, p. 409-434.
- MULLER, G. (von), BRAUN, E., 1977 - Nach Methoden zur Berechnung von Geisteinsnormen.
- NOGOLE, A., 1978 - Les zones de décrochements et de virgations structurales en Iran. Conséquences des résultats de l'analyse structurale de la région de Qom. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- PEARCE, J. A., 1976 - Stastical analysis of major element patterns in basalts. J. Petrol., 17/1, p. 15-43.
- PETERSON, M. N. A., GOLDBERG, E. D., 1962 - Feldspar distributions in South Pacific pelagic sediments. J. Geophys. Res., 67, p. 3477-3492.
- PHILPOTTS, A. R., MILLER, J. A., 1963 - A precambrian glass from St Alexis des Monts, Quebec. Geol. Mag., v. 100, n° 4, p. 337-344.
- PICHLER, H., 1965 - Acid hyaloclastites. Bull. volcanol., t. XXVIII, p. 293-310.
- RAGUIN, E., 1961 - Géologie des gîtes minéraux. Masson & Cie, Paris.
- RAGUIN, E., 1970 - Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Masson & Cie, Paris.
- RAGUIN, E., 1976 - Géologie du granite. Masson & Cie, Paris, 3ème éd.
- REYNOLDS, D. L., 1954 - Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granits. Am. J. Sci., 252, p. 577.
- RICOU, L. E., 1974 - L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros Iranien) et l'évolution structurale des Zagrides. Thèse Doct. Etat, Paris Sud - Orsay.
- RITTMANN, A., 1963 - Les volcans et leur activité. Masson & Cie, Paris, 461 p.
- RIVIERE, A., 1934 - Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz (Perse). Rev. Géogr. Phys. Géol. dynam., v. 7, pts 1-2, p. 1-190.
- RODDICK, J. C., FARRAR, E., 1971 - Hight initial argon rations in hornblendes. Earth Plan. Sci. Letters, v. 12, n° 2, p. 208-214.
- ROSS, C. S., SMITH, R. L., 1961 - Ash flow tuffs : their origin, geologic relations and identification. U. S. geol. Surv. Prof. paper, 366, 81 p.
- ROUTHIER, P., 1963 - Les gisements métallifères. Masson & Cie, Paris, 2 vol.
- SAEZEHEI, M., 1974 - Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran Méridional). Etude pétrographique et structurale. Interprétation dans le cadre iranien. Thèse Doct. Etat, Grenoble.
- SCHIEFERDECKER (éditeur), 1959 - Geological nomenclature. Royal geological and mining society of Netherland, En 200 M. N. V.
- SCHOLZE, H., MOLFINGER, H. O., 1959 - Der Einbau des Wossers in Gläsern. Glastechn. Ber., v. 32, p. 381-386.

- SCROPE, POULETT, 1829 - On the volcanic district of Naples. Geol. Soc. London, Trans., 2d ser., v. 2, p. 337-352.
- SEKI, Y., 1973 - Metamorphic facies of propylitic alteration. J. Geol. Soc. Japan, 79, 12, p. 771-780.
- SHAW, D. M., 1964 - Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson, Paris.
- SILVESTRI, C., 1963 - Lava dykes in hyaloclastites at Capo Passero, Sicily. Bull. volcanol., t. XXV, p. 271.
- SILVESTRI, C., Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. Bull. volcanol., t. XXV, p. 315-320.
- SMITH, R. L., 1960 - Ash - flows. Geol. Soc. Amer. Bull., 71, p. 795-842.
- SOCOHOU, A., 1975 - Etude pétrologique et géochimique des granites à l'Ouest de St-Etienne (Massif Central français).
Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- SODER, P. A., 1959 - Geology of the area north of Saveh - Tehran. Geol. Surv. Iran, confidential report (Gr. 174).
- SPARKS, R. S. J., 1976 - Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows.
Sedimentology, v. 23, p. 147-188.
- STALDER, P., 1971 - Magmatisme tertiaire et subrécent entre Talighan et Alamout, Elbourz central (Iran). Bull. Suisse Min. Petr., 51, p. 1-138.
- STEARNS, H. T., 1925 - The explosive phase of Kilauea volcano, Hawaii in 1924. Bull. volcanol., v. 5-6, p. 193-208.
- STEIGER, M., JAGER, E., 1977 - Subcommission on geochronology: convention on the use of constants in geo- and cosmochronology. Earth Plan. Sci. Letters, 30, p. 359-362.
- STEIGER, R., 1966 - Die Geologie der West-Firaz-Kuh-Area (Zentralelburz, Iran). Mitt. geol. Inst. eidg. tech. Hochsch. univ. Zürich, N. F. 68, 145 p.
- STEINER, A., 1953 - Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand. Econ. Geol., 48, p. 1-13.
- STOCKLIN, J., 1968 - Structural history and tectonics of Iran: a review. Amer. Ass. Petrol. Geologists Bull., v. 52, n° 7, p. 1229-1258.
- STOCKLIN, J., EFTEKHAR-NEZHAD, J., 1969 - Explanatory text of the Zanjan quadrangle map. I: 250 000. Geol. Surv. Iran, Geol. Quadrangle n° D4.
- STOCKLIN, J., NABAVI, M. H., 1971 - Explanatory text of the Boshruyeh Quadrangle map. Geol. Surv. Iran.
- STRECKEISEN, A. L., 1967 - Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh., 107, n° 3, p. 215-240.
- STRINGHAM, B., 1952 - Field of formation of some common hydrothermal alteration minerals. Econ. Geol., 47, p. 661-664.
- SUN, S. S., HANSON, G. N., 1975 - Origin of Ross Island basanitoid and limitations upon the heterogeneity of mantle sources of alkali basalts and nephelinites. Contrib. Mineral. Petrol., 52, p. 77-106.
- SURIALE, C., 1963 - Pillows and hyaloclastites of island of Ostica Sicily. Bull. volcanol., t. XXV, p. 259.
- TARAZ, H., 1974 - Geological report and mining evaluation of the Vardeh baryte Mine - Zarand area. Unpublished report.
- TARLING, D. M., TARLING, M. P., 1971 - Continental drift. G. Bell and sons Ltd, London, 112 p.
- TAYLOR, S., CAPP, A., GRAHAM, A., 1969 - Trace element abundances in andesites. II. Saipan, Bougainville and Fidji. Contrib. Mineral. Petrol., 23, p. 1-26.
- TAZIEFF, H., 1968 - Genèse des hyaloclastites dans les éruptions basaltiques. Geol. Rundschau, 57, 3, p. 955.
- TAZIEFF, H., 1969 - Volcanisme sous-marin de l'Afar. C. R. Acad. Sc. Paris, ser. D, 268, p. 2657-2660.
- TAZIEFF, H., 1972 - About deep sea volcanism. Geol. Rundschau, 61, 2.
- TAZIEFF, H., 1973 - Les volcans et la dérive des continents. P. U. F., p. 31-52.
- TAZIEFF, H., MARINELLI, G., BARBERI, F., VARET, J., 1969 - Géologie de l'Afar Septentrional. Bull. volcanol., t. XXXIII, p. 1039-1071.
- THIETZE, E., 1877 - Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges in Persien. Jarb. K. K., Geol. Reichsanst., Wien, Bd 27, H. E., p. 375-430.
- THOMPSON, A. B., 1970 - Laumontite equilibria and the zeolite facies. Am. J. Sci., 269, p. 267-275.
- THOMPSON, A. B., 1971 - Analcite - albite equilibria at low temperatures. Am. J. Sci., 271, p. 79-92.
- TUTTLE, O. F., BOWEN, N. L., 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer. Mem., 74.
- VALIZADEH, M. V., SABOURDY, G., 1975 - Géochimie: premiers résultats géochimiques sur l'association granites-norites dans le massif du Mont Alvand, Iran. C. R. Acad. Sc. Paris, ser. D, 281, p. 1293-1296.
- VALLANCE, T. G., 1974 - Pyroxene and the basalt-spillite relation. in "Spilites and Spilitic Rocks", ed. by G. C. Amstutz, Springer-Verlag, Berlin, p. 59-68.
- VANCE, J. A., 1969 - On syneusis. Contrib. Mineral. Petrol., 24, p. 7-29.
- VARET, J., 1970 - Contribution à l'étude des roches volcaniques du bassin du Lout (Iran). C. R. somm. Soc. géol. Fr., p. 194-195.

- VARET, J., 1973 - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemples de l'Afar. Thèse Doct. Etat, Paris.
- VATAN, A., AYANIAN, P., 1962 - Observations sédimentologiques sur les couches vertes de l'Elbourz (Iran). C.R.somm.Soc.géol.Fr., n° 10, p. 320-321.
- VATHAIRE, J. C., 1965 - Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la partie sud-ouest du massif des Grandes Rousses. Thèse 3ème cycle, Paris.
- VIALETTE, Y., 1973 - Signification des données radiométriques obtenues par les méthodes Rubidium-Strontium et Potassium-Argon. Publicaciones del Instituto Investigaciones Geologicas de la Diputacion de Barcelona, v. XXVIII.
- VINCENT, P. M., 1960 - Les volcans tertiaire et quaternaire du Tibesti occidental et central. Thèse Doct. Etat, Paris et Mém.BRGM, n° 23, 307 p.
- VINCENT, P. M., 1963 - Le volcanisme ignimbritique du Tibesti occidental (Sahara tchadien). Essai d'interprétation dynamique. Bull.volcanol., t. XXVI, p. 259-272.
- VLODAVETZ, V. I., 1966 - On the terms "ignimbrite" and ignimbritic deposit. Bull.volcanol., t. XXIX, p. 141-146.
- VON PLATEN, H., 1965 - Kristallisation granitisher Schmetzen. Beitr.Mineral.Petrol., 11, 4, p. 344-381.
- Cristallisation des liquides fondus granitiques. - Traduction du résumé et des figures avec légendes par J. Peterlongo. Trav.Dpt.Géol.Minéral.Clermont-Fd., ser. Doc., 1969, 13.
- WAGER, L. R., MITCHELL, R. L., 1951 - The distribution of trace elements during strarg fractionation of basic magma - a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geoch.Cosmochim.Acta, 1, p. 129-207.
- WALKER, F., POLDERVAART, A., 1949 - Karoo dolerites of the Union of South Africa, Geol.Soc.Amer.Bull., v. 60, p. 591-706.
- WALKER, G. P. L., 1971 - Grain size characteristics of pyroclastic deposits. J.Geol., 79, p. 696-711.
- WALKER, CROASDALE, 1972 - Characteristics of some basaltic pyroclastites. Bull.volcanol., t. XXXV, fasc. 2, p. 303-317.
- WATERS, A. C., FISHER, R. V., 1971 - Basc surges and their deposits : Capelinhos and Taal volcanoes. J.Geophys.Res., 76, p. 5596-5614.
- WATELET, P., 1977 - Volcanisme tertiaire dans les hautes vallées de la Santoire, de l'Impradine et de la Petite Rhue. Contribution à l'étude des formations brèchiques. Massif du Cantal. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- WATTERS, W. A., ETMINAN, H., 1973 - Manganese in Iran ; in Contributions to the geology of mineral resources in Iran. Geol.Surv.Iran, report n° 21, p. 37-52.
- WENTWORTH, C. K., WILLIAMS, H., 1932 - The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Nat.Acad.Sci., Nat.Res.Council, 89, p. 19-53.
- WESTERCAMP, D., 1972 - Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique. Thèse 3ème cycle, Paris Sud - Orsay.
- WINCKLER, H. G. F., 1974 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 3rd ed., Spinger-Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin.
- YAJIMA, T., 1961 - The geology and petrology of the Sano gabbro-diorite complex and its surrounding area. in "Basalts", I, ed. H. H. Hess, John Wiley and sons, New-York.
- YODER, H. S., SAHAMA, Th. S., 1957 - Olivine X-ray determinative curve. Amer.Mineralogist, 42, p. 475-491.
- ZEN, E. An., 1960 - Metamorphism of lower paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in west-central Vermont. Amer.Mineralogist, v. 45, p. 129-175.

ANNEXES

ANALYSES CHIMIQUES

Annexe n°1.

N°	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Tot.	Sr	Rb	Ba	Q/f*	Or	An	Ab
Volcanites crétacées																				
81	54.57	15.20	2.58	4.55	0.12	1.71	6.20	3.01	1.52	1.08	0.15	8.62	99.31	327	38	71	15.07	8.98	23.47	25.47
631	43.05	12.18	2.80	7.16	0.25	5.06	11.59	2.26	0.30	1.30	0.26	14.38	100.59	355	0	128	0.20	1.77	22.20	19.12
Ensemble inférieur de l'Eocène																				
Basalte																				
8	49.42	18.86	2.15	7.20	0.18	4.97	11.58	2.16	0.21	0.65	0.14	3.23	100.75	509	39	120	2.67	1.24	41.15	18.28
Basalte porphyrique à hornblende																				
84	47.34	14.91	2.65	6.13	0.12	9.28	11.25	3.16	1.32	1.15	0.17	2.98	100.46	936	21	537	-5.74	7.80	22.60	16.15
Andésites basaltiques, andésites et latite																				
6	47.05	17.15	2.15	7.58	0.20	7.05	9.58	1.62	1.50	0.65	0.14	5.80	100.47	690	72	359	0.00	8.86	35.09	13.71
86	53.54	16.72	2.86	5.93	0.18	3.12	9.06	3.19	1.20	1.36	0.30	2.73	100.19	587	0	463	7.45	7.09	27.76	26.99
87	52.77	18.86	3.07	4.78	0.15	2.34	9.14	3.48	1.02	1.57	0.37	2.83	100.38	773	0	690	6.99	6.03	32.83	29.45
293	50.99	18.29	2.21	7.63	0.17	4.13	10.78	2.04	1.03	0.71	0.19	1.99	100.16	735	78	534	4.44	6.09	37.71	17.26
305	51.01	16.75	2.26	5.95	0.86	2.22	10.66	2.76	1.31	0.76	0.20	5.99	100.73	538	38	307	4.85	7.74	29.45	23.35
650	53.00	17.28	2.71	6.56	0.23	2.93	7.94	2.53	2.06	1.21	0.39	3.06	99.92	827	87	582	7.91	12.17	29.71	21.41
651	51.99	15.78	2.21	5.99	0.20	4.15	7.68	2.64	3.27	0.71	0.35	4.71	99.68	748	95	513	1.73	19.32	21.55	22.34
Dacites																				
188	59.14	16.00	2.19	4.12	0.18	2.59	6.47	2.67	1.77	0.69	0.23	4.00	100.05	1023	115	631	18.40	10.46	26.45	22.59
189	58.81	16.41	2.15	2.94	0.18	1.55	6.35	1.62	4.20	0.65	0.21	4.75	99.82	554	153	610	17.76	24.82	25.10	13.71
265	58.98	16.11	2.17	3.88	0.10	0.85	6.08	3.10	4.02	0.67	0.24	3.53	99.73	539	126	655	12.19	23.76	18.17	26.23
Rhyolites																				
88	69.84	14.71	2.81	0.20	0.00	0.46	1.06	4.00	3.22	0.70	0.14	1.84	98.98	452	106	710	31.69	19.03	4.34	33.85
89	68.51	11.46	3.54	0.20	0.10	0.47	3.95	3.00	2.56	0.45	0.19	4.51	98.94	387	86	431	34.39	15.13	10.24	25.39
90	64.42	15.77	3.66	0.20	0.06	0.68	2.59	4.48	2.73	0.82	0.31	3.93	99.65	423	95	212	22.23	16.13	10.82	37.91
186	70.35	14.58	2.07	0.20	0.04	0.39	1.42	2.13	6.18	0.45	0.09	2.04	99.94	314	148	577	30.94	36.52	6.46	18.02
212	70.07	13.40	2.39	0.20	0.02	0.50	2.31	1.76	4.56	0.47	0.12	3.52	99.32	315	141	519	37.03	26.95	10.68	14.89
213	65.83	16.12	2.90	0.20	0.01	0.18	3.02	3.17	4.27	0.56	0.12	2.85	99.23	395	153	827	24.65	25.23	14.20	26.82
265	71.00	14.71	3.24	0.20	0.00	0.43	0.57	2.96	5.84	0.47	0.07	1.10	100.59	347	171	798	29.77	34.51	2.37	25.05
269	71.08	15.02	2.04	0.20	0.04	0.47	0.85	2.61	6.13	0.45	0.39	1.11	100.39	367	198	919	31.02	36.22	1.67	22.09
291	64.78	15.56	2.99	0.20	0.27	0.99	2.21	3.24	5.20	0.57	0.12	2.35	99.48	429	194	879	20.16	30.73	10.18	27.42
292	64.23	15.64	4.75	0.20	0.13	0.46	2.40	3.01	4.46	0.76	0.29	4.07	100.40	372	134	1023	24.64	26.36	10.01	25.47
303	72.72	13.73	1.71	0.20	0.02	0.41	1.51	2.55	5.32	0.43	0.06	1.53	100.19	366	181	939	33.85	31.44	7.10	21.58
Rhyolite hololeucocrate à quartz																				
646	81.00	12.62	0.19	0.20	0.00	0.39	0.18	0.00	1.27	0.13	0.01	3.71	99.70	287	64	146	75.20	7.50	0.83	0.00
Ensemble moyen de l'Eocène																				
Basaltes																				
178	50.34	16.68	2.43	9.14	0.22	5.70	10.83	1.70	0.60	0.93	0.23	0.88	99.68	583	0	219	4.37	3.55	36.11	14.38
264	49.12	18.04	2.18	6.98	0.16	4.06	9.46	1.75	1.39	0.68	0.16	6.39	100.37	521	33	223	4.97	8.21	37.26	14.81
Dacite																				
152	66.15	14.40	3.90	0.20	0.10	1.35	2.63	6.83	0.21	0.55	0.12	2.90	99.54	843	5	64	19.23	1.24	8.01	57.79
Rhyolites																				
151	69.70	15.28	2.44	0.20	0.09	0.67	1.23	3.23	4.93	0.47	0.07	1.81	100.12	431	135	1039	28.61	29.13	5.64	27.33
156	72.11	13.23	1.78	0.20	0.06	0.64	1.71	2.57	4.88	0.38	0.04	1.74	99.31	626	149	1048	33.98	28.84	8.22	21.75
259	70.22	14.72	2.83	0.20	0.00	0.74	0.98	3.59	4.57	0.49	0.07	1.18	99.59	468	116	1024	28.84	27.01	4.40	30.38
311	70.00	14.93	2.12	0.20	0.04	0.33	1.82	1.79	5.42	0.45	0.06	2.86	100.02	378	174	922	34.62	32.03	8.64	15.12
Tuf rhyolitique																				
226	70.21	11.53	0.87	0.20	0.03	0.54	6.17	0.09	2.37	0.17	0.06	8.00	100.24	307	60	1404	48.00	14.00	24.00	0.76
Ensemble supérieur de l'Eocène																				
Basaltes																				
77	47.98	16.99	2.50	6.85	0.16	3.69	9.02	2.42	0.90	1.00	0.40	8.24	100.15	940	0	611	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
192	49.86	20.73	2.34	7.39	0.04	3.16	8.72	3.63	1.12	0.84	0.23	1.67	99.73	678	1	294	0.00	6.62	36.96	30.72
593	47.17	17.64	2.36	8.92	0.25	5.95	10.41	2.59	0.47	0.86	0.20	3.26	100.08	851	0	479	0.00	2.78	35.12	21.92
Andésites																				
33	46.29	19.67	2.75	6.15	0.07	2.68	12.10	2.33	0.38	1.25	0.25	5.58	99.50	577	0	167	2.36	2.25	42.09	19.72
344	51.60	18.80	2.25	6.60	0.24	3.44	9.62	2.12	1.71	0.75	0.22	2.02	99.37	609	27	345	5.36	10.10	36.73	17.94
421	52.07	20.81	2.67	5.73	0.00	2.39	9.76	3.24	1.28	1.07	0.25	0.91	100.18	611	0	332	3.37	7.56	38.46	27.42
750	49.13	17.18	2.36	7.65	0.23	5.31	9.87	1.42	0.35	0.86	0.20	5.78	100.34	464	0	78	7.74	2.07	39.47	12.02
754	50.51	18.36	2.49	8.17	0.26	4.42	9.89	2.33	0.27	0.99	0.22	2.14	100.05	524	0	65	5.29	1.60	38.84	19.72
837	51.56	21.41	2.45	4.14	0.20	0.74	11.14	2.60	0.71	0.95	0.28	4.59	100.97	555	0	150	9.44	4.20	44.95	22.00
839	52.58	19.55	2.36	6.88	0.25	3.08	8.56	2.80	1.08	0.86	0.20	1.79	99.99	574	0	276	6.13	6.38	37.59	23.69
841	52.83	20.24	2.74	6.19	0.14	2.27	9.26	2.71	1.46	1.24	0.29	1.10	100.47	538	3	318	6.88	8.63	38.75	22.93
847	56.39	15.14	2.75	7.70	0.13	2.08	6.92	2.29	1.32	1.25	0.36	3.29	99.62	433	16	385	17.58	7.80	27.13	19.38
Latite-andésites																				
20	57.50	16.98	2.11	5.68	0.20	2.75	4.15	3.52	2.16	0.61	0.14	3.58	99.38	676	51	667	12.50	12.76	19.67	29.79
336	52.23	17.83	2.27	4.33	0.19	0.70	11.11	2.27	2.56	0.77	0.27	5.67	100.20	604	75	359	7.64	15.13	30.90	19.21
348	53.68	16.65	2.35	7.53	0.33	3.36	7.56	2.64	2.38	0.85	0.29	1.57	99.19	419	0	1155	5.73	14.06	26.55	22.34
490	55.44	17.35	2.34	6.21	0.19	2.71	6.97	2.68	2.18	0.84	0.26	2.93	100.10	549	8	442	10.29	12.88	28.87	22.68
780	54.80	18.33	2.41	5.88	0.20	3.06	6.72	3.28	2.66	0.91	0.28	1.25	99.78	680	59	574	4.75	15.72	27.44	27.75
812	56.08	17.40	2.15	4.80	0.17	1.88	6.11	3.07	2.70	0.65	0.28	4.31	99.60	572	0	591	10.52	15.96	25.72	25.98
833	54.36	16.37	2.32	6.94	0.23	4.70	7.74	2.00	1.48	0.82	0.20	2.44	99.60	582	69	1693	10.77	8.75	31.32	16.92
834	60.84	17.97	2.28	4.01	0.14	1.58	4.60	3.32	2.60	0.78	0.29	2.07	100.48	597	12	2056	18.16	15.36	20.93	28.09
836	57.95	16.88	2.06	3.31	0.27	3.41	6.07	2.86	2.50	0.56	0.16	3.01	99.04	616	43	898	13.01	14.77	25.84	24.20

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Tot.	Sr	Rb	Ba	Q/f*	Or	An	Ab
Latite-basaltés																				
569	48.69	21.23	2.12	6.24	0.31	5.00	8.94	2.41	1.98	0.62	0.12	2.80	100.46	554	23	207	0.00	11.70	41.26	20.39
743	49.32	17.63	2.46	6.62	0.22	2.00	10.99	2.78	1.63	0.96	0.77	5.28	100.66	416	23	584	2.51	9.63	30.81	23.52
840	46.72	18.58	2.33	9.93	0.13	5.20	6.89	2.22	3.42	0.83	0.23	3.49	99.97	512	122	474	-0.60	20.21	30.63	17.68
844	50.16	18.61	2.43	7.50	0.22	3.54	9.60	2.93	2.35	0.93	0.58	1.93	100.88	907	25	698	0.00	13.89	30.69	24.79
Dacites																				
165	65.24	15.57	2.88	0.20	0.04	0.88	3.28	1.59	5.08	0.49	0.10	5.12	100.47	450	122	705	28.49	30.02	15.62	13.45
489	63.03	15.35	5.14	0.20	0.12	0.72	4.99	2.68	2.99	0.67	0.25	4.11	100.25	436	48	665	25.39	17.67	21.02	22.68
562	67.02	14.18	2.98	0.20	0.08	0.25	3.48	2.89	3.85	0.45	0.12	3.11	98.81	344	85	965	28.45	22.75	14.35	24.45
Rhyolites																				
23	61.37	14.96	1.98	2.99	0.20	1.58	6.82	2.65	0.90	0.48	0.20	6.10	100.03	647	23	414	25.90	5.32	26.27	22.42
24	72.51	12.88	2.82	0.20	0.03	0.48	2.32	6.45	0.10	0.36	0.06	1.62	99.23	470	0	0	30.22	0.59	5.90	54.58
35	68.47	16.37	2.37	0.20	0.00	0.57	0.87	3.89	4.26	0.57	0.12	2.15	99.84	445	82	909	27.17	25.17	3.53	32.92
38	70.60	15.20	2.60	0.20	0.10	0.54	1.65	3.59	4.88	0.51	0.08	0.04	99.99	559	154	752	26.93	28.84	7.66	30.38
42	53.94	16.00	2.03	4.42	0.15	3.51	8.98	1.78	1.10	0.53	0.20	6.37	99.01	648	5	905	15.14	6.50	32.42	15.06
65	72.20	12.20	1.79	0.20	0.66	0.24	3.70	5.17	0.68	0.39	0.08	3.38	100.09	872	0	233	33.57	4.02	8.07	43.75
69	68.51	16.24	2.21	0.20	0.02	0.60	1.07	2.43	6.06	0.33	0.07	2.19	99.93	425	210	391	28.19	35.81	4.85	20.56
75	61.96	17.03	2.93	0.20	0.09	0.75	2.16	3.30	7.52	0.46	0.17	2.86	99.43	436	248	775	8.75	44.44	9.45	27.92
135	67.39	15.77	1.92	0.20	0.09	0.50	2.12	2.39	5.60	0.50	0.09	2.66	99.23	363	191	860	27.02	33.09	9.93	20.22
583	67.28	14.74	2.91	0.20	0.05	0.53	1.64	2.03	8.05	0.56	0.09	2.11	100.19	324	215	940	20.66	47.57	7.33	17.18
608	69.20	14.78	2.33	0.20	0.01	1.86	0.44	2.54	5.08	0.36	0.05	2.52	99.37	297	159	744	31.41	30.02	1.86	21.49
610	69.55	13.98	2.81	0.20	0.03	1.59	0.46	4.45	3.49	0.50	0.09	2.09	99.24	84	0	423	27.21	20.62	1.69	37.65
639	67.20	14.14	4.54	0.20	0.33	1.28	1.24	2.48	5.45	0.65	0.15	2.33	99.99	322	139	1026	27.78	32.21	5.17	20.99
656	65.69	14.30	4.50	0.20	0.04	0.20	3.07	2.22	5.76	0.58	0.16	3.07	99.79	442	226	782	24.77	34.04	12.04	18.78
683	72.02	13.58	1.96	0.20	0.00	1.10	1.28	2.54	4.78	0.35	0.06	1.28	99.15	436	124	519	34.74	28.25	5.96	21.49
684	70.62	14.45	2.27	0.20	0.02	0.76	0.87	4.31	4.91	0.38	0.06	0.90	99.75	356	123	718	23.93	29.01	3.92	36.47
685	69.83	14.89	2.29	0.20	0.00	0.40	1.05	4.51	4.94	0.37	0.07	0.88	99.43	347	0	703	22.04	29.19	4.75	38.16
763	66.43	14.63	3.91	0.20	0.06	0.61	2.34	3.63	4.66	0.59	0.16	2.63	99.85	123	114	1250	22.16	27.54	9.86	30.72
790	67.19	15.41	3.36	0.20	0.03	0.77	1.36	4.41	4.80	0.72	0.13	1.63	100.00	470	141	915	19.46	28.36	5.90	37.32
818	66.57	14.49	3.17	0.20	0.01	0.42	1.59	1.55	8.35	0.61	0.10	2.15	99.21	73	332	612	21.85	49.34	7.23	13.12
822	66.90	14.36	2.56	0.20	0.00	0.26	1.85	0.75	9.62	0.67	0.14	2.44	99.75	30	260	600	21.95	56.85	7.41	6.35
823	65.13	12.67	2.83	0.20	0.08	0.55	4.84	1.46	7.26	0.47	0.13	5.36	100.98	121	170	544	21.61	42.90	6.58	12.35
Rhyolites à quartz																				
617	70.70	11.44	0.84	0.20	1.15	0.19	4.45	3.36	3.16	0.33	0.09	4.09	100.00	285	35	94	32.09	18.67	6.80	28.43
707	76.18	11.50	1.43	0.20	0.00	0.07	1.84	6.61	0.05	0.36	0.07	1.42	99.73	306	0	86	35.23	0.30	1.56	55.93
772	72.48	12.87	0.75	0.20	0.03	0.25	2.64	0.24	5.24	0.10	0.03	4.80	99.63	308	195	0	45.09	30.96	12.90	2.03
Tuf sombre																				
589	61.69	16.38	5.22	0.20	0.13	2.95	0.85	6.85	2.18	0.62	0.16	2.03	99.26	319	10	416	7.74	12.88	3.17	57.96
Roches plutoniques de l'Oligocène inférieur																				
Gabbros, dolérites																				
347	52.38	15.96	2.36	7.55	0.26	3.86	9.40	3.34	1.91	0.86	0.25	2.10	100.23	596	0	357	0.22	11.29	22.91	28.26
398	48.80	18.50	2.18	6.38	0.19	5.89	12.47	2.47	0.37	0.68	0.09	1.22	99.34	585	0	14	0.00	2.19	38.30	20.90
457	50.38	16.71	2.31	8.69	0.17	5.37	10.33	2.38	0.93	0.81	0.14	1.19	99.41	617	0	233	1.22	5.50	32.16	20.14
482	51.95	16.10	2.31	7.82	0.31	6.21	9.74	2.57	1.24	0.81	0.26	0.69	100.01	405	0	164	1.40	7.33	28.73	21.75
634	52.17	17.83	1.26	8.49	0.30	4.98	9.71	2.20	1.01	0.76	0.18	1.06	99.95	685	0	332	3.90	5.97	35.79	18.62
726	52.03	17.79	2.25	7.81	0.24	5.06	9.91	2.27	1.08	0.75	0.16	0.66	100.01	614	0	308	3.84	6.38	35.16	19.21
729	51.31	16.81	2.37	6.86	0.00	6.70	9.10	3.43	0.38	0.87	0.21	1.18	99.22	567	0	12	0.00	2.25	29.35	29.02
731	49.99	19.93	2.37	5.63	0.05	2.86	10.79	4.10	0.36	0.87	0.17	2.36	99.48	547	0	30	0.00	2.13	34.91	34.69
Diorites																				
348	53.68	16.65	2.50	7.30	0.33	3.36	7.56	2.64	2.38	0.85	0.29	1.57	99.11	419	0	1155	5.98	14.06	26.55	22.34
399	65.17	15.26	2.26	3.00	0.16	1.78	5.26	3.96	1.45	0.76	0.19	1.25	100.50	451	0	379	23.12	8.57	19.58	33.51
475	57.71	16.89	2.24	5.63	0.11	3.00	6.35	3.12	2.14	0.74	0.20	1.10	99.23	431	0	594	11.41	12.65	25.76	26.40
477	54.32	19.53	2.30	4.87	0.01	2.54	7.01	3.21	2.18	0.80	0.64	2.26	99.67	535	0	406	7.69	12.88	30.60	27.16
Granites																				
406	62.64	16.29	2.11	3.78	0.12	2.19	4.62	3.21	2.78	0.61	0.18	0.75	99.28	588	20	647	18.66	16.43	21.74	27.16
453	65.73	15.73	2.07	2.75	0.10	1.77	3.89	3.25	3.57	0.57	0.14	0.64	100.21	499	87	613	21.54	21.10	17.79	27.50
454	64.33	15.88	2.06	3.08	0.10	1.82	4.08	2.91	3.50	0.56	0.13	1.03	99.48	512	123	970	21.46	20.68	19.39	24.62
474	66.03	15.33	2.02	2.64	0.12	1.80	3.55	3.45	2.91	0.52	0.11	1.90	100.38	502	271	717	23.69	17.20	16.89	29.19
479	64.79	14.86	2.16	3.58	0.14	1.71	3.45	4.02	2.86	0.66	0.17	1.33	99.73	208	33	474	19.62	16.90	14.06	34.02
496	64.25	14.35	2.33	3.53	0.13	1.82	4.61	3.60	2.15	0.83	0.18	1.30	99.08	243	0	791	22.53	12.70	16.65	30.46
728	64.47	16.67	0.58	0.20	0.00	2.02	6.75	6.42	0.24	1.35	0.39	0.86	99.95	181	0	0	13.07	1.42	15.96	54.32
Granites leucocrates																				
466	69.53	15.70	1.51	0.20	0.00	0.47	1.85	4.16	4.58	0.38	0.04	1.34	99.76	573	48	733	23.25	27.06	8.92	35.20
730	71.96	15.61	0.43	0.20	0.00	0.92	3.33	5.08	0.99	0.35	0.08	1.09	100.14	802	0	105	30.34	5.85	16.00	42.98
Roches filoniennes (microgabbro, micropegmatite, apélite)																				
476	48.26	13.98	2.64	9.26	0.14	4.04	7.17	4.80	0.63	1.14	0.19	7.55	99.80	398	0	112	-0.95	3.72	14.74	36.87
480	58.40	21.23	1.91	1.07	0.10	1.00	6.59	4.91	1.13	0.41	0.18	1.85	98.78	378	0	171	10.41	6.68	31.52	41.55
483	75.47	14.67	0.20	0.20	0.00	0.07	0.57	6.79	0.66	0.53	0.05	0.92	100.13	23	0	0	32.26	3.90	2.50	57.46

Annexe n°3.

N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Tot.	Sr	Rb	Ba	Q/f*	Or	An	Ab
<u>Volcanites oligo-miocènes</u>																				
<u>Basaltes</u>																				
105	49.41	16.97	2.73	6.29	0.17	6.73	8.12	3.62	0.76	1.23	0.35	3.01	99.39	726	0	399	0.00	4.49	27.81	30.63
106	51.37	16.22	2.86	5.29	1.23	7.06	8.34	2.59	2.78	1.36	0.40	1.47	100.97	844	91	539	0.00	16.43	24.42	21.92
115	52.55	18.21	2.27	7.11	0.19	1.83	9.54	2.42	1.81	0.77	0.26	3.02	99.98	735	16	504	7.06	10.70	33.48	20.48
119	48.15	18.27	2.23	8.97	0.18	5.77	11.41	1.39	0.59	0.73	0.18	2.66	100.53	722	0	168	1.93	3.49	41.87	11.76
435	50.73	16.92	2.69	5.84	0.17	1.97	10.58	3.11	1.71	1.19	0.52	4.90	100.33	781	108	426	3.57	10.10	27.16	26.32
<u>Trachyandésites</u>																				
114	55.15	15.63	2.02	2.05	0.13	1.78	10.81	2.97	3.62	0.52	0.26	5.06	100.00	1647	49	1044	5.46	21.39	18.63	25.13
329	56.30	17.31	2.29	4.32	0.11	4.02	6.64	4.20	2.27	0.79	0.21	1.72	100.18	1367	39	660	3.44	13.41	21.67	35.54
341	64.26	16.81	3.23	0.20	0.04	1.28	3.82	4.25	3.10	0.32	0.15	2.62	100.08	836	89	1071	18.08	18.32	17.64	35.96
644	56.86	17.31	2.17	4.24	0.16	2.80	4.51	2.95	4.10	0.67	0.33	3.08	99.18	720	188	744	8.74	24.23	20.22	24.96
652	60.97	16.69	2.00	3.29	0.11	1.71	5.26	2.48	3.89	0.50	0.20	2.60	99.70	649	152	626	17.09	22.99	22.92	20.99
<u>Dacites</u>																				
95	62.87	15.69	4.67	0.20	0.10	1.91	4.69	3.57	1.64	0.55	0.14	3.92	99.95	637	116	972	23.42	9.69	21.94	30.21
118	60.71	15.55	2.02	3.16	0.03	1.80	3.82	2.83	3.52	0.52	0.14	5.93	100.03	564	107	616	18.79	20.80	18.03	23.95
141	61.03	16.12	2.06	3.26	0.09	2.16	5.11	3.20	2.07	0.56	0.16	3.81	99.63	743	150	737	19.34	12.23	23.51	27.08
518	63.66	15.65	4.23	0.20	0.48	1.83	4.58	2.99	2.25	0.48	0.13	3.84	100.32	751	87	680	25.48	13.30	21.87	25.30
<u>Rhyolites</u>																				
122	70.60	13.89	2.70	0.20	0.19	0.30	2.88	0.35	1.38	0.38	0.08	6.75	99.70	328	6	684	56.89	8.15	13.76	2.96
125	65.67	15.89	2.78	0.20	0.06	0.21	2.28	3.52	5.31	0.47	0.11	2.58	99.08	450	162	1081	19.99	31.38	10.59	29.79
158	68.12	14.25	1.90	0.20	0.10	0.37	4.54	0.01	2.95	0.28	0.08	7.08	99.88	326	65	428	46.72	17.43	22.00	0.08
166	69.64	16.31	2.33	0.20	0.10	0.60	0.80	0.12	4.03	0.49	0.05	4.44	99.11	315	106	510	51.05	23.81	3.64	1.02
205	68.38	15.45	1.94	0.20	0.01	0.48	1.99	2.29	5.50	0.52	0.08	2.77	99.61	371	194	824	29.26	32.50	9.35	19.38
209	67.82	14.71	4.44	0.20	0.02	0.74	1.23	2.76	5.05	0.45	0.11	2.12	99.65	351	116	711	29.01	29.84	5.38	23.35
211	67.71	16.12	2.49	0.20	0.02	0.62	0.60	2.58	6.51	0.55	0.13	1.58	99.11	318	137	696	25.95	38.47	2.13	21.83
349	64.89	11.53	2.96	0.20	0.21	0.18	8.04	0.11	3.00	0.35	0.12	9.33	100.92	282	4	442	39.28	17.73	22.11	0.93
436	72.38	12.95	2.71	0.20	0.01	0.39	0.88	2.75	5.67	0.26	0.02	1.29	99.51	288	261	96	32.28	33.51	4.24	23.27
654	62.82	17.92	3.78	0.20	0.10	0.62	1.31	4.65	6.47	0.57	0.18	0.80	99.42	595	183	934	7.79	38.23	5.32	39.35
<u>Volcanites pliocènes</u>																				
<u>Dolérites andésitiques</u>																				
734	57.35	17.34	2.30	5.36	0.09	2.45	5.34	4.02	2.81	0.80	0.24	1.70	99.80	600	36	650	6.56	16.61	20.97	34.02
797	63.62	16.02	4.85	0.20	0.09	1.58	2.17	6.94	1.24	0.66	0.15	2.63	100.15	419	111	286	12.12	7.33	8.90	58.72
<u>Rhyolites et trachytes</u>																				
623	66.37	15.94	3.20	0.20	0.04	0.92	0.66	2.76	7.24	0.54	0.11	1.52	99.50	313	241	703	20.13	42.78	2.56	23.35
714	70.78	14.89	2.37	0.20	0.02	0.69	0.71	5.10	3.52	0.34	0.05	1.08	99.75	320	0	820	25.24	20.80	3.20	43.15
716	67.81	14.53	2.99	0.20	0.09	0.47	2.45	3.49	4.41	0.62	0.10	2.18	99.34	444	131	1106	25.08	26.06	10.96	29.53
718	64.60	16.51	3.76	0.20	0.16	1.21	1.44	5.92	2.40	0.54	0.18	2.29	99.21	566	5	618	16.60	14.18	5.97	50.09
768	67.58	14.14	4.94	0.20	0.00	1.15	0.58	1.73	6.60	0.45	0.06	2.13	99.66	307	174	565	29.47	39.00	2.62	14.50
774	63.04	15.46	5.31	0.20	0.13	1.19	3.40	4.47	3.23	0.75	0.23	2.49	99.90	441	55	593	16.87	19.09	12.58	37.82
802	67.83	14.74	2.54	0.20	0.04	0.35	1.56	1.50	8.23	0.29	0.11	2.36	99.75	397	283	613	24.06	48.63	7.02	12.69
<u>Rhyodacite</u>																				
395	64.27	14.90	4.00	0.20	0.17	1.66	2.95	1.95	4.60	0.50	0.13	4.71	100.04	431	198	582	45.09	30.96	12.90	2.03
<u>Le Quaternaire</u>																				
<u>Basanites</u>																				
296	40.60	10.01	3.41	5.82	0.13	10.92	17.15	3.08	1.55	1.91	2.50	2.43	99.51	3262	0	1888	21.30	0.00	8.91	0.00
298	39.76	9.48	3.33	5.85	0.13	10.68	17.86	1.89	1.34	1.83	2.66	5.92	100.73	3556	0	1860	14.87	0.00	13.43	0.00

(*) Dans la colonne Q/f, les valeurs positives indiquent des teneurs en quartz normatif; les valeurs négatives, des teneurs en feldspathoïdes normatifs.

LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1.....	Situation géographique de la région de Saveh.....	1
Fig. 2.....	Carte géographique de la région étudiée.....	3
Fig. 3.....	Carte tectonique schématique de l'Iran (d'après Stöcklin).....	5
Fig. 4.....	Position des différentes zones distinguées dans la région de Saveh.....	6
Fig. 5.....	Morphologie des schistes jurassiques de la Zone de Saman.....	8
Fig. 6 a.....	Carte géologique des séries antétertiaires de la Sous-zone sud.....	10
b.....	Coupe géologique de la série antétertiaire de la Sous-zone sud.....	10
Fig. 7.....	Coupe géologique de la série antétertiaire de la Sous-zone nord.....	12
Fig. 8.....	Carte de répartition des séries éocènes.....	14
Fig. 9.....	Carte géologique du secteur de Saman.....	16
Fig. 10.....	Coupe géologique de la série éocène de la Zone de Saman.....	18
Fig. 11.....	Coupe schématique de l'Ensemble inférieur de l'Eocène au Nord d'Ardamin.....	18
Fig. 12.....	Panorama général de la série éocène de la Sous-zone sud.....	20
Fig. 13.....	Carte géologique de la région d'Allah Yar.....	25
Fig. 14.....	Coupes stratigraphiques montrant le passage d'une série volcanique sombre continentale à une série verte volcano-sédimentaire.....	27
Fig. 15.....	Corrélations stratigraphiques de l'Eocène.....	29
Fig. 16.....	Carte de répartition des séries oligo-miocènes de la région de Saveh.....	32
Fig. 17.....	Panorama général des séries oligo-miocènes de la Sous-zone sud.....	34
Fig. 18.....	Le Conglomérat de base de l'Oligo-Miocène.....	36
Fig. 19.....	Représentation schématique des relations stratigraphiques entre les différentes formations à la limite éo-oligocène.....	36
Fig. 20.....	Coupe géologique de la série oligo-miocène de la Sous-zone sud.....	38
Fig. 21.....	Tableau de corrélations stratigraphiques des séries oligo-miocènes de la région de Saveh.....	40
Fig. 22.....	Limites de la transgression de la Formation de Qom dans la région de Saveh.....	41
Fig. 23.....	Coupe schématique interprétative de la région étudiée au Miocène inférieur.....	42
Fig. 24.....	La Formation Rouge supérieure.....	44
Fig. 25.....	Carte de répartition des volcanites pliocènes.....	46
Fig. 26.....	Morphologies volcaniques pliocènes.....	48
Fig. 27.....	Carte de l'appareil quaternaire de Khalifeh-Kandy et de son environnement.....	50
Fig. 28.....	Front d'une coulée des basaltes quaternaires.....	50
Fig. 29.....	Lapilli accréionnaires dans un tuf granoclassé.....	57
Fig. 30.....	Détail d'un lapilli accréionnaire.....	57
Fig. 31.....	Diatrème d'explosion intrusif dans une série de molasses.....	60
Fig. 32.....	Détail de la partie basale de l'appareil montrant les blocs pyroclastiques anguleux.....	60
Fig. 33.....	Courbes montrant la très faible vitesse d'hydratation du verre avec la profondeur.....	62
Fig. 34.....	Courbe montrant la décroissance très rapide du temps requis pour la formation hydrothermale de perlite.....	62
Fig. 35.....	Front d'une coulée sous-marine.....	64
Fig. 36.....	Détail d'une autre coulée à pillows allongés.....	64
Fig. 37.....	Partie ouest du Kuh-e-Kowra Bolagh.....	66
Fig. 38.....	Schéma d'un cône hyaloclastique.....	66
Fig. 39.....	Les cônes de hyaloclastites avec leurs dykes d'alimentation intrusifs dans le bed-rock stratifié.....	67
Fig. 40.....	Détail d'un dyke et de sa bordure autobréchifiée.....	67
Fig. 41.....	Bombe volcanique dans des tufs hyaloclastiques mal stratifiés.....	67
Fig. 42.....	Variations de la densité de l'eau avec la T° et la P (d'après Goguel, 1953).....	69
Fig. 43.....	Courbes donnant les possibilités limite d'explosion des laves basaltiques et rhyolitiques en fonction de leur teneur en eau et de la pression régnant aux lieux de leur mise en place.....	69
Fig. 44.....	Forme cylindrique terminée en cône dans des tuffites vertes.....	71
Fig. 45.....	Pseudo-flammes.....	75

Fig. 46. Différents types d'échardes montrant l'absence de tassement et de soudure dans les ignimbrites tuffacées.	78
Fig. 47. Image sigmoïde : biotite déformée au contact d'un obstacle (amphibole) qu'elle contourne.	80
Fig. 48. Trognon lavique dans son fond vitroclastique.	80
Fig. 49. Flamme évoluant dans un milieu riche en obstacles.	80
Fig. 50. La nappe ignimbritique du Nord du Lac de Sel (Daryacheh-ye Howz Soltan) sur un ensemble de grès tuffogéniques et d'andésites très altérées.	82
Fig. 51. Situation géographique.	82
Fig. 52. Faciès basal à flammes.	82
Fig. 53. Schéma interprétatif.	82
Fig. 54 a. Faciès vésiculé considéré comme pyromagma, présentant ici un xénolithe.	83
b. Les bulles s'orientent parallèlement à l'obstacle.	83
c. Les bulles s'accumulent dans les dépressions.	83
d. Ou contournent les obstacles.	83
Fig. 55. Flamme trapue, libérant des échardes et des fragments de flamme.	85
Fig. 56. Autobrèche. Rupture à un stade précoce.	86
Fig. 57. Faciès à pseudo-flammes situé entre le feuillet moyen et le feuillet supérieur.	85
Fig. 58. La nappe ignimbritique du Nord du Lac de Sel.	88
Fig. 59. Schéma évolutif supposé.	89
Fig. 60. Flamme trapue dans son fond vitroclastique.	91
Fig. 61. Flammes de magma fluide.	91
Fig. 62. Extrémité d'une flamme de magma fluide.	91
Fig. 63. Echardes de verre d'une coulée pyroclastique.	95
Fig. 64. Coulée pyroclastique.	95
Fig. 65. Deux blocs situés à côté d'un obstacle.	95
Fig. 66. Enclaves ovoïdes aux formes sinueuses.	95
Fig. 67. Schéma montrant les rapports entre les différents faciès d'une coulée pyroclastique sous-marine dans son contexte paléogéographique.	99
Fig. 68. Evolution d'une coulée pyroclastique sous-marine.	100
Fig. 69. Coupe schématique de la paléogéographie de la région de Saveh à l'Eocène moyen et supérieur.	104
Fig. 70. Dynamismes des éruptions volcaniques dans leur cadre paléogéographique.	105
Fig. 71. Abaque de G. Muller et E. Braun (1977).	108
Fig. 72. Classification de Streckeisen (1967).	110
Fig. 73. Diagrammes de Kuno (1959)	
a. Eocène. Ensemble inférieur et moyen.	112
b. Eocène. Ensemble supérieur.	112
Fig. 74. Basaltes à olivine de Kur-Cheshmeh.	114
Fig. 75. Détail d'une structure syneusis dans un plagioclase.	114
Fig. 76. Les basaltes porphyriques à hornblende de Lar.	116
Fig. 77. Détail d'un xénolithe d'amphibolite.	116
Fig. 78. Les andésites basaltiques de Razak.	118
Fig. 79. Détail de l'ouraltisation d'un pyroxène.	118
Fig. 80. Détail du fond.	118
Fig. 81. Les andésites de Zambar.	118
Fig. 82. Détail de la déstabilisation d'un plagioclase.	118
Fig. 83. Le vitrophyre dacitique de Badamtchaluq.	120
Fig. 84. Les rhyolites.	122
Fig. 85. Fantôme d'agrégat à structure doléritique de plagioclase et de pyroxène.	122
Fig. 86. Détail du fond vitreux des rhyolites de Sangak.	122
Fig. 87. Structures de dévitrification	
a. en galaxie.	122
b. sphérolitique.	122
c. en "snow flakes".	122

Fig. 88.....	Le dôme de rhyolites à quartz de Varchand et son environnement (Sous-zone nord).....	125
Fig. 89.....	Les rhyolites hololeucocrates de Varchand	
A	Microscopie.....	126
B	Bordure du dôme.....	126
C	Cœur du dôme.....	126
Fig. 90.....	Les dolérites basaltiques de Badamtchaluq.....	128
Fig. 91.....	Les latite-basaltes du Kuh-e-Zire.....	131
Fig. 92.....	Les latite-andésites de Torshak.....	133
Fig. 93.....	Les andésites à petits phénocristaux.....	135
Fig. 94.....	Tableau de corrélations et de répartition du magmatisme éocène de la région de Saveh.....	140
Fig. 95.....	Diagrammes de Kuno (1959)	
a.....	Oligo-Miocène.....	142
b.....	Pliocène et Quaternaire.....	142
Fig. 96.....	Carte de situation des différents massifs plutoniques.....	144
Fig. 97.....	Les différents faciès des granites centraux	
a.....	granite à amphibole.....	147
b.....	granite à amphibole et biotite.....	147
c.....	granite leucocrate.....	147
Fig. 98.....	Les différents faciès de bordure des granites	
a.....	microgranite.....	150
b.....	granophyre.....	150
Fig. 99.....	Les différents faciès des intrusions basiques	
a.....	diorite.....	153
b.....	gabbro.....	153
c.....	dolérite.....	153
Fig. 100 a.....	Isochrone $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$	157
b.....	Isochrone $^{40}\text{Ar}^*$ —% K tot.....	157
Fig. 101.....	Les basaltes alcalins à olivine de Meserghan.....	160
Fig. 102.....	Les basaltes à olivine de Barhamum.....	160
Fig. 103.....	Les trachyandésites de Chelasban.....	164
Fig. 104.....	Bordure de réaction autour d'un xénocrystal de quartz des trachyandésites de Chelasban.....	164
Fig. 105.....	Les trachyandésites de Varchand.....	164
Fig. 106.....	Détail du zonage d'une hornblende verte des trachyandésites de Torshak.....	164
Fig. 107.....	Vitrophyre dacitique de Band Amir.....	167
Fig. 108.....	Détail d'une hornblende verte pœcilitique.....	168
Fig. 109.....	Le volcanisme paléogène de l'Iran. Corrélations.....	171
Fig. 110.....	Les dolérites andésitiques.....	174
Fig. 111.....	Les rhyodacites du Kuh-e-Pang.....	176
Fig. 112.....	Les trachytes.....	178
Fig. 113.....	Les rhyolites.....	178
Fig. 114.....	Les basaltes quaternaires de Khalifah Kandy.....	180
Fig. 115.....	Les enclaves à phlogopite.....	180
Fig. 116.....	Données expérimentales concernant l'équilibre analcime + quartz (Thompson, 1971).....	190
Fig. 117.....	Diagramme $\mu \text{H}_2\text{O} / \mu \text{CO}_2$ dans le faciès zéolite.....	190
Fig. 118.....	Diagramme P / T des équilibres dans le faciès zéolite.....	190
Fig. 119.....	Diagramme μCO_2 — $\mu \text{H}_2\text{O}$ des associations minérales comportant pu - preh - ép à T et P arbitraires (d'après Seki, 1973).....	198
Fig. 120.....	Directions des filons minéralisés dans la région étudiée.....	201
Fig. 121.....	Diagramme de variations des concentrations en éléments-traces dans le liquide résiduel en fonction de la fraction de magma résiduel.....	205
Fig. 122.....	Variations des teneurs en éléments majeurs et en éléments-traces sur une coupe verticale de la nappe ignimbrétique du Nord du Lac de Sel.....	206
Fig. 123.....	Diagramme K_2O — Na_2O	206

Fig. 124.....	Légende des diagrammes de géochimie.....	208
Fig. 125.....	Diagramme $MgO-Fe_2O_3+FeO$ pour la période éocène.....	209
Fig. 126.....	Variations des teneurs en oxydes et de An - indice de différenciation. 1 ^{ère} période magmatique.....	210
Fig. 127.....	Variations des teneurs en oxydes et de An - indice de différenciation. 2 ^{ème} période magmatique.....	212
Fig. 128.....	Diagrammes Na_2O/K_2O-SiO_2	214
Fig. 129.....	Diagrammes Ca—Sr et Ca/Sr—Sr pour la période éocène.....	216
Fig. 130.....	Diagrammes K—Sr pour la période éocène.....	218
Fig. 131.....	Diagramme Ba—Sr.....	220
Fig. 132.....	Diagramme Rb—Sr.....	220
Fig. 133.....	Diagramme K/Ba—Ba.....	222
Fig. 134.....	Evolution schématique de la magmatogenèse pour la période éocène pour la région de Saveh.....	224
Fig. 135.....	Diagramme K_2O-SiO_2	231
Fig. 136.....	Diagramme K_2O/Na_2O-SiO_2	231
Fig. 137.....	Diagramme A-F-M.....	232
Fig. 138.....	Diagramme de H. de La Roche.....	233
Fig. 139.....	Diagramme Or—Ab—An.....	233
Fig. 140.....	Diagramme Q—Ab—Or.....	234
Fig. 141.....	Diagramme $MgO-(FeO+Fe_2O_3)$	234
Fig. 142.....	Variations des teneurs en oxydes - indice de solidification.....	235
Fig. 143.....	Variations des teneurs en oxydes - indice de solidification.....	235
Fig. 144.....	Variations des teneurs en oxydes - indice de solidification.....	236
Fig. 145.....	Variations des teneurs en oxydes et de An - indice de différenciation.....	237
Fig. 146.....	Variations des teneurs en oxydes et de An - indice de différenciation.....	238
Fig. 147.....	Diagramme K/Rb—Rb.....	239
Fig. 148.....	Diagramme K/Ba—Ba.....	241
Fig. 149.....	Diagramme Ba— SiO_2	241
Fig. 150.....	Représentation schématique de la magmatogenèse pour les roches plutoniques dans la région de Saveh.....	243
Fig. 151.....	Variations des teneurs en oxydes et de An - indice de différenciation.....	244
Fig. 152.....	Diagramme K—Rb.....	246
Fig. 153.....	Diagramme K/Rb—Rb.....	248
Fig. 154.....	Diagramme Ca—Sr.....	248
Fig. 155.....	Diagramme K—Ba.....	248
Fig. 156.....	Diagramme Ba—Sr.....	248
Fig. 157.....	Diagramme Ca/Sr—Sr.....	250
Fig. 158.....	Diagramme K/Ba—Ba.....	250
Fig. 159.....	Diagramme Rb—Ba.....	252
Fig. 160.....	Diagramme K—Ti.....	252
Fig. 161.....	Diagramme Rb—Sr.....	252
Fig. 162.....	Représentation schématique de la magmatogenèse des laves oligo-miocènes dans la région de Saveh.....	254
Fig. 163.....	Diagramme K/Rb—K.....	256
Fig. 164.....	Diagramme Or—Ab—An—Quartz (coordonnée verticale).....	256
Fig. 165.....	La ceinture magmatique paléogène de l'Iran	
A ...	Evolution spatiale et chronologique du modèle de contamination.....	261
B ...	Distribution des tendances alcalines et calco-alcalines.....	261
Fig. 166.....	Diagramme de Pearce (1976).....	262
Fig. 167.....	Diagramme Q—Ab—Or de Tuttle et Bowen, 1958.....	262
Fig. 168.....	Principales directions structurales de la Zone de l'Iran Central et sens des mouvements décrochants.....	266
Fig. 169.....	Carte schématique montrant les différentes zones structurales dans la région de Saveh.....	268
Fig. 170.....	Schéma tectonique de la région de Saveh.....	269
Fig. 171 a...	La structure de Saman.....	272
b...	Schéma explicatif des virgations de la structure de Saman.....	273
Fig. 172.....	La structure de Bivaran.....	273
Fig. 173.....	Schéma tectonique de la région d'Allah yar.....	275

Fig. 174.....	Intensités variables de la contraction en fonction de la géométrie des zones mobiles, des blocs rigides et de la direction des mouvements.....	277
Fig. 175.....	Ouverture différentielle dans le rift éocène.....	278
Fig. 176.....	Poinçonnement du Nord de la région de Saveh.....	278
Fig. 177.....	Ligne neutre située entre deux zones de décrochements de sens différents.....	279
Fig. 178.....	Position des différentes unités tectoniques de la région de Saveh.....	281
Fig. 179.....	Evolution tectonique de la région de Saveh, pendant le Tertiaire.....	284
Fig. 180.....	Schéma comparatif entre un système en horst-graben et un intrados-extrados de pli.....	285
Fig. 181.....	Bloc diagramme de la limite nord du bassin de Chelasban-Alishar.....	286
Fig. 182.....	Evolution pétrostructurale de la région de Saveh au Paléogène.....	291
Fig. 183.....	Tableau récapitulatif des principaux événements géologiques de la région de Saveh.....	294

TABLE DES MATIERES

	Pages
REMERCIEMENTS.....	I
AVANT-PROPOS.....	II
ABSTRACT.....	III
RESUME EN PERSAN.....	VI
GLOSSAIRE.....	VII
 <u>CHAPITRE I - INTRODUCTION</u>	 3
A - Buts de l'étude.....	3
B - Aperçu géographique.....	3
C - Cadre géologique.....	4
D - Travaux antérieurs.....	7
 <u>CHAPITRE II - STRATIGRAPHIE</u>	 9
<u>I - LES SERIES ANTETERTIAIRES</u>	9
A - Zone de Saman.....	9
B - Zone de l'Iran Central.....	11
1 - Sous-zone sud.....	11
2 - Sous-zone nord.....	11
C - Conclusion à l'étude des séries antétertiaires dans la région de Saveh.....	13
<u>II - EOCENE</u>	15
A - Introduction.....	15
B - L'Eocène dans la Zone de Saman.....	15
C - L'Eocène dans la Zone de l'Iran Central.....	17
1 - L'Ensemble inférieur de l'Eocène.....	17
a - Sous-zone sud.....	17
b - Sous-zone nord.....	19
c - Conclusions.....	19
2 - L'Ensemble moyen "La Série Verte".....	21
a - Sous-zone sud.....	21
b - Sous-zone nord.....	22
c - Corrélations stratigraphiques à l'échelle de l'Iran.....	22
d - Conclusion : âge et place de ces séries vertes.....	23
3 - L'Ensemble supérieur.....	24
a - Sous-zone sud.....	24
b - Sous-zone nord.....	24
4 - Conclusions : La séquence éocène en Iran.....	28
<u>III - L'OLIGO-MIOCENE</u>	33
A - Généralités.....	33
1 - En Alborz.....	33
2 - En Iran Central.....	33
B - Les séries oligo-miocènes de la région de Saveh.....	35
1 - Caractères généraux.....	35
2 - Le Conglomérat de base.....	35
a - Zone de Saman.....	35
b - Zone de l'Iran Central.....	35
3 - Le volcanisme oligo-miocène.....	37
a - Zone de Saman.....	37

b - Zone de l'Iran Central.....	39
ba - Sous-zone sud.....	39
bb - Sous-zone nord.....	39
4 - La Formation de Qom.....	41
C - Paléogéographie de la région de Saveh au Miocène inférieur.....	43
1 - Sous-zone nord.....	43
2 - Sous-zone sud et Zone de Saman.....	43
a - Le bassin de Alishar - Chelasban.....	43
b - Chaîne centrale.....	43
c - Bassin méridional.....	43
D - Le plutonisme oligocène inférieur.....	43
<u>IV - LE MIOCENE.....</u>	<u>44</u>
<u>V - LE PLIOCENE.....</u>	<u>47</u>
A - Le volcanisme pliocène.....	47
1 - Dykes et lames extrusives.....	47
2 - Dômes et dômes-coulées rhyolitiques.....	49
B - Les conglomérats.....	49
<u>VI - LE QUATERNAIRE.....</u>	<u>51</u>
A - Les terrasses anciennes.....	51
B - Le volcanisme quaternaire.....	51
C - Les formations superficielles récentes.....	51
D - Les dépressions salifères ou "kavir".....	52
<u>CHAPITRE III - DYNAMISME DES ERUPTIONS VOLCANIQUES EOCENES -</u>	
<u>MECANISME DE MISE EN PLACE DES IGNIMBRITES.....</u>	<u>53</u>
<u>I - LE VOLCANISME EFFUSIF ET LES STRATO-VOLCANS DE L'ENSEMBLE INFERIEUR.....</u>	<u>54</u>
<u>II - LE VOLCANISME EXPLOSIF - LES PYROCLASTITES DES ENSEMBLES MOYEN ET SUPERIEUR.....</u>	<u>54</u>
A - Les éruptions de magma acide (rhyolitique).....	54
B - Les éruptions de magma intermédiaire à basique. Centres éruptifs et pyroclastites associées.....	56
1 - Les appareils aériens à cônes mixtes.....	56
2 - Les éruptions vulcaniennes de type phréatomagmatique.....	56
a - Les produits pyroclastiques.....	56
b - Les centres éruptifs : volcans sans cônes ni coulées.....	59
c - Conclusion.....	59
C - Conclusion - Les tufs de la région de Saveh et le volcanisme explosif.....	61
<u>III - LE VOLCANISME SOUS-MARIN.....</u>	<u>62</u>
A - Les phénomènes d'argilisation. Conditions d'hydratation des verres volcaniques.....	62
B - Quelques témoins d'un volcanisme sous-marin : coulées à pillows et cônes de hyaloclastites.....	63
1 - Les coulées sous-marines.....	63
2 - Les cônes de hyaloclastites.....	65
3 - Conditions physiques régnant lors d'éruptions sous-marines.	
Problèmes de la profondeur.....	69
4 - Dynamisme des explosions sous-marines.....	70
5 - Le problème des boules.....	71
C - Conclusion - Le volcanisme sous-marin en Iran.....	72
<u>IV - LE VOLCANISME IGNIMBRITIQUE - MECANISMES DE MISE EN PLACE DES IGNIMBRITES</u>	
<u>ET DES COULEES PYROCLASTIQUES SOUS-MARINES.....</u>	<u>73</u>
A - Les ignimbrites subaériennes.....	74
1 - Morphologie.....	74
2 - Les différents types d'ignimbrites.....	74

Type 1 - Ignimbrite-lave. Laves à potentialité d'ignimbrite.....	74
Type 2 - Ignimbrites flammées.....	76
Type 3 - Les ignimbrites tuffacées.....	77
3 - Conclusion - Essai d'interprétation dynamique. Mécanisme de mise en place.....	79
4 - Un cas particulier - La nappe ignimbritique du Nord du Lac de Sel.....	81
a - Le feuillet médian.....	81
b - Le feuillet inférieur.....	81
c - Le feuillet supérieur.....	87
d - Conclusion.....	87
5 - Le mécanisme de rupture : acquisition de la structure vitroclastique.....	90
a - Rupture ménagée. Conservation des flammes.....	90
b - Rupture brutale.....	90
B - Coulées pyroclastiques sous-marines.....	92
1 - Texture et structure.....	93
2 - Les phénomènes d'argilisation.....	93
3 - Le contexte paléogéographique.....	93
4 - Les coulées pyroclastiques du Sud d'Azbezan.....	94
5 - La coulée pyroclastique du Kuh-e-Kowra Bolagh.....	96
6 - Les centres d'émission.....	97
7 - Conclusion.....	97
8 - Mécanisme de mise en place.....	98
9 - Les coulées pyroclastiques sous-marines en Iran et dans le monde.....	101
C - Conclusion générale sur le volcanisme ignimbritique.....	102
<u>V - CONCLUSION.....</u>	103
<u>CHAPITRE IV - PETROGRAPHIE.....</u>	107
<u>I - AVANT-PROPOS.....</u>	107
A - Moyens d'études.....	107
B - Choix d'une classification.....	108
C - Utilisation de la classification de Streckeisen.....	108
1 - Calcul de la composition de la sanidine (SA) et du plagioclase (SB).....	109
2 - Calcul du pourcentage relatif de la sanidine et du plagioclase.....	109
3 - Calcul des paramètres Q - A - P - F.....	109
<u>II - LE VOLCANISME CRETACE INFERIEUR.....</u>	111
<u>III - LE VOLCANISME EOCENE.....</u>	113
A - L'Ensemble inférieur de l'Eocène.....	113
1 - Les basaltes à olivine.....	113
2 - Les basaltes porphyriques à hornblende verte.....	115
3 - Les andésites basaltiques et les andésites.....	117
4 - Les dacites.....	120
5 - Les rhyolites.....	121
6 - Les rhyolites hololeucocrates à quartz.....	124
B - L'Ensemble moyen de l'Eocène.....	127
1 - Les tufs et les ignimbrites rhyolitiques.....	127
2 - Les dolérites basaltiques.....	128
C - L'Ensemble supérieur de l'Eocène.....	129
1 - Les basaltes.....	129
2 - Les latite-basaltes porphyriques.....	130
3 - Les latite-andésites.....	132
4 - Les andésites et les andésites porphyriques.....	134

5 - Les dacites.....	136
6 - Les rhyolites.....	137
7 - Les rhyolites hololeucocrates à quartz.....	138
D - Conclusions à l'étude pétrographique des laves éocènes.....	139
1 - Le groupe des roches acides.....	139
2 - Le groupe des roches basiques et intermédiaires.....	139
E - Corrélations magmatiques dans la région de Saveh.....	141
IV - LA PERIODE OLIGO-MIOCENE.....	143
A - Le plutonisme oligocène inférieur.....	143
1 - Introduction.....	143
2 - Localisation des massifs.....	143
3 - Les différents faciès de roches plutoniques.....	145
a - Les granites.....	145
aa - Les faciès centraux.....	145
ab - Les faciès de bordure.....	150
ac - Les enclaves.....	152
b - Les intrusions basiques.....	152
ba - Les diorites.....	152
bb - Les gabbros.....	154
bc - Les dolérites.....	154
c - Cortège filonien.....	155
ca - Les filons acides.....	155
cb - Les filons basiques.....	155
4 - Conclusion.....	155
B - Etudes géochronologiques.....	156
1 - Généralités.....	156
2 - Interprétation des résultats obtenus, conclusion.....	156
C - Le volcanisme oligo-miocène.....	161
. Les roches basiques et intermédiaires.....	161
1 - Les basaltes alcalins à olivine.....	161
2 - Les trachyandésites.....	163
. Les roches acides.....	166
1 - Les rhyolites.....	166
2 - Les dacites.....	169
D - Le volcanisme paléogène de l'Iran: corrélations.....	170
1 - Bordure méridionale de l'Alborz.....	170
2 - Région de Natanz-Nain-Surk.....	170
3 - Région de Kerman.....	172
4 - Région de Sabzevar.....	172
5 - Région orientale (Lut).....	172
6 - Alborz central.....	172
7 - Azerbaidjan.....	173
V - LE VOLCANISME PLIOCENE.....	174
A - Les dolérites andésitiques.....	174
B - Les rhyodacites.....	175
C - Les trachytes.....	177
D - Les rhyolites.....	179
VI - LE VOLCANISME QUATERNAIRE.....	181
A - Les basaltes.....	181
B - Enclaves à phlogopite.....	181
1 - Assimilation de roches carbonatées.....	182
2 - Fusion partielle d'un manteau supérieur riche en phlogopite.....	183

. Pétrographie du volcanisme néogène et quaternaire de l'Iran - Comparaisons.....	184
1 - Le Pliocène.....	184
2 - Le Quaternaire.....	184
CHAPITRE V - METAMORPHISMES ET ALTERATIONS HYDROTHERMALES.....	185
I - LE METAMORPHISME REGIONAL FINI CRETACE DE LA ZONE DE SAMAN.....	185
II - METAMORPHISMES TERTIAIRES, ALTERATIONS ET PHENOMENES ASSOCIES	
DE LA REGION DE SAVEH.....	185
A - Altération hydrothermale liée au volcanisme sous-marin.....	186
1 - Coulées andésitiques émises en conditions subaquatiques.....	186
2 - Les hyaloclastites.....	186
3 - Conclusions.....	187
B - Altérations géothermales éocènes et oligocènes.....	187
1 - Les dômes trachyandésitiques oligo-miocènes.....	188
2 - Phénomènes fumerolliens liés à des centres éruptifs éocènes.....	188
3 - Phénomènes fumerolliens liés aux nappes ignimbrétiques.....	189
a - Les séries ignimbrétiques oligo-miocènes du secteur de Chelasban - Vardeh.....	189
C - Métamorphisme régional de très faible degré des bassins subsidents éocènes.....	191
1 - Quartz.....	191
2 - Zéolites.....	191
3 - Minéraux argileux.....	192
a - Méthode d'analyse.....	192
b - Interprétation.....	192
D - Métamorphisme de contact oligocène inférieur.....	193
1 - Andésitfels à albite - épidote.....	193
2 - Andésitfels à hornblende.....	194
3 - Les andésitfels minéralisées.....	195
4 - Conditions thermodynamiques du métamorphisme de contact.....	195
a - Pression lithostatique.....	195
b - Pression de fluides.....	195
c - Température.....	195
E - Altération propylitique oligocène inférieure - minéralisations hydrothermales associées.....	196
1 - Les minéraux primaires.....	196
2 - Les minéraux secondaires.....	196
3 - Conclusions.....	199
4 - Conditions de l'altération propylitique.....	199
a - Température.....	199
b - Composition de la phase fluide.....	199
c - Variations des pressions partielles de CO ₂	199
d - Conclusions.....	200
F - Altération hydrothermale pliocène.....	200
1 - Les dolérites andésitiques.....	200
2 - Les rhyodacites.....	200
G - Métallogénie.....	201
1 - Introduction.....	201
2 - Les gisements hydrothermaux.....	201
a - Barytine.....	202
b - Galène et blende, mine de Lak.....	202
c - Manganèse.....	203
3 - Les gisements d'altération.....	203
4 - Les gisements sédimentaires.....	203

CHAPITRE VI - GEOCHIMIE	205
I - GENERALITES	205
A - Définition.....	205
B - Rappels sur la géochimie des éléments incompatibles.....	205
C - Le problème des ignimbrites.....	207
II - GEOCHIMIE DU VOLCANISME EOCENE	209
A - Géochimie des éléments majeurs.....	209
1 - Diagramme de Kuno ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$).....	209
2 - Diagramme $\text{MgO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	209
3 - Variations de la teneur des principaux éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation : $\text{ID} = \text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + (\text{Ne})$	211
4 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$	213
B - Géochimie des éléments incompatibles.....	215
1 - Diagramme $\text{Ca} - \text{Sr}$	215
2 - Diagramme $\text{Ca}/\text{Sr} - \text{Sr}$	215
a - 1ère période magmatique de l'Eocène.....	215
b - 2ème période magmatique de l'Eocène.....	217
3 - Diagramme $\text{K} - \text{Sr}$	217
a - 1ère période magmatique.....	217
b - 2ème période magmatique.....	219
4 - Diagramme $\text{Ba} - \text{Sr}$	221
5 - Diagramme $\text{Rb} - \text{Sr}$	221
6 - Diagramme $\text{K}/\text{Ba} - \text{Ba}$	223
C - Conclusion.....	223
1 - Magmatogenèse.....	223
a - 1ère période magmatique de l'Eocène.....	225
b - 2ème période magmatique de l'Eocène.....	225
2 - Place de la différenciation par cristallisation fractionnée dans la magmatogenèse éocène.....	226
3 - Origine et rôle des volatils.....	226
a - Rôle dynamique.....	226
b - Rôle minéralogique.....	227
4 - Nature des souches basaltiques.....	227
5 - Origine de la lignée calco-alcaline éocène de l'Iran Central.....	227
6 - Origine de la lignée shoshonitique éocène de l'Iran Central.....	229
III - GEOCHIMIE DU PLUTONISME OLIGOCENE INFERIEUR	230
A - Introduction.....	230
B - Les éléments majeurs.....	230
1 - Diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (Kuno).....	230
2 - Diagramme $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$	230
3 - Diagramme $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$	231
4 - Diagrammes triangulaires de AFM, H, de la Roche, $\text{Or} - \text{Ab} - \text{An}$, et $\text{Q} - \text{Ab} - \text{Or}$	232
5 - Diagramme $\text{MgO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$	234
6 - Variations des oxydes en fonction de l'Indice de Différenciation.....	237
C - Les éléments en trace.....	238
1 - Le rubidium.....	238
2 - Le strontium.....	238
3 - Baryum.....	242
D - Conclusion.....	242
IV - GEOCHIMIE DU VOLCANISME OLIGO-MIOCENE	245
1 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Kuno, 1959).....	245

2 - Variations de la teneur des principaux éléments majeurs en fonction de l'indice de différenciation : $ID = Q + Or + Ab + (Ne)$	245
3 - Diagramme K/Rb—Rb.....	247
4 - Diagramme Ca—Sr.....	249
5 - Diagramme Ca/Sr—Sr.....	251
6 - Diagramme K/Ba—Ba.....	251
7 - Diagramme Rb—Sr.....	253
8 - Conclusions.....	255
V - GEOCHIMIE DU VOLCANISME PLIOCENE	257
1 - Diagramme K/Rb—K.....	257
2 - Diagramme Or—Ab—An—Quartz (en coordonnée verticale).....	257
3 - Conclusions.....	257
VI - GEOCHIMIE DU VOLCANISME QUATERNAIRE	257
VII - MAGMATISME DE LA CEINTURE PALEOGENE DE L'IRAN	258
A - Le cycle magmatique paléogène en Iran Central.....	258
1 - Eocène.....	258
a - Dans la région de Saveh.....	258
b - Dans la région de Natanz-Nain-Surk.....	258
2 - Oligo-Miocène.....	259
a - Dans la région de Saveh.....	259
b - Dans la région de Natanz-Nain-Surk.....	259
B - Le cycle magmatique paléogène en Alborz.....	259
C - Le cycle magmatique paléogène en Azerbaïdjan.....	259
1 - Lors du cycle volcanique du Miocène inférieur.....	260
2 - Pour le cycle éocène.....	260
D - Conclusions.....	260
1 - A l'Eocène.....	260
2 - A l'Oligo-Miocène.....	263
VIII - LES SOUCHES MAGMATIQUES	263
A - Les souches basaltiques.....	263
1 - La souche basaltique tholéiitique.....	263
2 - La souche basaltique alcaline à tendance shoshonitique.....	263
B - La souche palingénétique rhyolitique.....	264
IX - IMPLICATIONS STRUCTURALES	264
A - Magmatisme éocène et structures.....	265
B - Conclusion.....	265
CHAPITRE VII - TECTONIQUE	267
I - LES GRANDS TRAITES STRUCTURAUX	267
A - Anomalie structurale de la région de Saveh.....	267
B - Les plis.....	271
C - Les failles.....	274
II - LES PRINCIPALES UNITES STRUCTURALES	280
1 - Le bassin de Nowbaran.....	280
2 - La Zone de Saman.....	280
3 - La chaîne de la Sous-zone sud.....	280
4 - Le bassin de Chelasban-Alishar.....	282
5 - La chaîne occidentale de la Sous-zone nord.....	282
6 - La chaîne orientale de la Sous-zone nord.....	282

7 - Le bassin de Zavieh.....	283
8 - Le bassin d'Eshtehard.....	283
III - HISTOIRE TECTONIQUE.....	283
A - La phase laramienne.....	283
B - Le rift éocène.....	283
C - La phase éo-oligocène.....	285
D - Les grabens miocènes.....	286
E - Les phases récentes.....	287
IV - CONCLUSION.....	287
CHAPITRE VIII - CONCLUSIONS GENERALES.....	289
A - Résumé de l'histoire géologique de la région de Saveh.....	289
B - Quelques remarques à propos de la Zone de l'Iran Central.....	296
Stratigraphie.....	296
Dynamisme des éruptions volcaniques éocènes.....	296
Tectonique.....	297
Caractères magmatiques de la Zone de l'Iran Central. Interprétation pétrostructurale.....	298
BIBLIOGRAPHIE.....	301
ANNEXES.....	308
LISTE DES FIGURES.....	311
TABLE DES MATIERES.....	316

VU

Grenoble, le 30 novembre 1978

Le Président de la thèse

A handwritten signature in dark ink, appearing to be 'L. Meunier', written over a horizontal line.

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale