



**HAL**  
open science

# Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran) : étude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional

Jacques Didon, Yves Marie Gemain

## ► To cite this version:

Jacques Didon, Yves Marie Gemain. Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran) : étude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional. Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1976. Français. NNT: . tel-00756617

**HAL Id: tel-00756617**

**<https://theses.hal.science/tel-00756617>**

Submitted on 23 Nov 2012

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

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

~~T PR 22/43~~

T Grenoble  
1976  
N° D'ORDRE  
D 11

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

DOCTORAT DU 3° CYCLE

# THÈSE

présentée

à l'Université scientifique et médicale de Grenoble

pour obtenir le grade de

## DOCTEUR DU 3° CYCLE

Spécialité :

GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

Jacques DIDON

et

Yves-Marie GEMAIN



# LE SABALAN, VOLCAN PLIO-QUATERNAIRE DE L'AZERBAIDJAN ORIENTAL (IRAN): ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DE L'ÉDIFICE ET DE SON ENVIRONNEMENT RÉGIONAL

Soutenu publiquement

le 15 JUIN 1976

devant la Commission d'examen

R. MICHEL	Professeur USMG	Président - Rapporteur
P. VIALON	Professeur USMG	Examineur
M. AMIDI	Docteur ès-sciences Ingénieur au Service Géologique d'Iran (invité)	Examineur
G. VIVIER	Ingénieur CNRS de Grenoble (invité)	Examineur



T PR 22 43  
T GRE  
1976  
N° D'ORDRE DID

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

DOCTORAT DU 3° CYCLE

# THÈSE

présentée

à l'Université scientifique et médicale de Grenoble

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DU 3° CYCLE

Spécialité :

GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

Jacques DIDON

et

Yves-Marie GEMAIN

sciences de la terre  
BIUS  
JUSSIEU  
CADIST

BIUS JUSSIEU  
THÈSES  
PARIS

## LE SABALAN, VOLCAN PLIO-QUATERNAIRE DE L'AZERBAIDJAN ORIENTAL (IRAN): ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DE L'ÉDIFICE ET DE SON ENVIRONNEMENT RÉGIONAL<sup>ME</sup>

Soutenu publiquement

le 15 JUIN 1976

devant la Commission d'examen

R. MICHEL	Professeur USMG	Président - Rapporteur
P. VIALON	Professeur USMG	Examineur
M. AMIDI	Docteur ès-sciences Ingénieur au Service Géologique d'Iran (invité)	Examineur
G. VIVIER	Ingénieur CNRS de Grenoble (invité)	Examineur

91-671

## AVANT - PROPOS

Cette thèse est le résultat d'une étude faite par Jacques DIDON et Yves-Marie GEMAIN à la suite du jumelage entre l'Institut Dolomieu, à Grenoble, et le Geological Survey of Iran.

Les levés de terrain ont été effectués lors de deux campagnes, durant l'été 1972 et l'été et l'automne 1973.

En raison de l'importance du territoire à couvrir, près de 6 000 km<sup>2</sup>, des difficultés d'accès, des altitudes élevées, plus de 4 800 m., et pour des raisons de sécurité, ce travail a toujours été fait en équipe.

Le travail de laboratoire a été réparti entre nous deux, et les résultats ont fait l'objet de nombreuses mises au point communes.

Pour ce qui est du manuscrit, la rédaction a été répartie comme suit :

<u>Rédaction commune :</u>	→	[	• <i>Introduction générale</i>
			• <i>Tectonique générale</i>
			• <i>Conclusions générales.</i>
<u>Par J. DIDON :</u>	→	[	• <i>Première partie :</i>
			Stratigraphie et paléogéographie
			Formations volcaniques Eocène → Miocène
			Géochimie
			• <i>Deuxième partie :</i>
			Séries anté-caldera.
<u>Par Y.M. GEMAIN :</u>	→	[	• <i>Première partie</i>
			Formations volcaniques Crétacé supérieur
			Manifestations magmatiques intrusives
			• <i>Deuxième partie :</i>
			Séries post-caldera
			Tectonique et volcanotectonique
			Géochimie.

*Au terme de notre étude, nous tenons à exprimer notre profonde reconnaissance à Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a pris l'initiative de notre séjour en Iran, et qui, par ses conseils et ses encouragements nous a permis de mener à bien ce travail, entrepris grâce à la coopération entre l'Institut Dolomieu et le Service géologique de l'Iran (G.S.I.).*

*Nous remercions Monsieur N. KHADEM, ex-directeur du Service géologique de l'Iran, qui nous accueillit, alors, au sein de son service.*

*Nous tenons à témoigner notre gratitude à Monsieur le Professeur P. BORDET qui nous a fait bénéficier de son expérience lors de ses visites sur notre terrain.*

*Monsieur le Professeur P. VIALON ainsi que Monsieur M. SABZEHI et M. AMIDI, par leur profonde connaissance de l'Iran nous ont apporté de précieuses suggestions, et ne sauraient être oubliés ici.*

*Notre considération et notre amitié vont à Monsieur G. VIVIER, qui, sans ménager son temps et de façon inconditionnelle nous fit profiter de son aide dans de nombreux domaines.*

*Nous voudrions remercier également Monsieur le Professeur P. GIRAUD, qui outre sa gentillesse s'est toujours montré disponible pour les problèmes que nous avons pu lui soumettre.*

*Nous sommes extrêmement reconnaissants à l'égard de Monsieur P. SALIOT de l'Ecole Normale Supérieure grâce à qui nous avons pu réaliser les manipulations de microsonde électronique.*

*Au Professeur A. ALBERTI et son équipe du Laboratoire de pétrographie et de minéralogie de l'Université de Trieste nous exprimons tous nos remerciements.*

*Les longues discussions que nous avons eues avec Jean - Luc LESCUYER et Robert RIOU, dont a souvent jailli la lumière, ainsi que les conseils aussi avisés que sarcastiques, n'ont pas altéré la profonde amitié que nous leur portons.*

*L'aide précieuse, surtout dans le domaine linguistique que nous ont apportée Mahmat BAHROMI et Rhamat ELAMI, étudiants à l'Université d'Ispahan, lors de notre premier séjour, doit être soulignée.*

*Que les personnes qui nous ont apporté leur aide et que nous ne saurions toutes citer, soient ici remerciées en particulier :*

- Monsieur J. GIRAULT qui nous a fait bénéficier de son expérience de minéralogiste.*
- Monsieur J.L. PAIRIS de l'Institut Dolomieu, Madame LESSANI et Monsieur MEHRNUSH, pour les déterminations de microfaunes.*
- Tout le personnel technique de l'Institut Dolomieu, Madame F. KELLER pour les analyses, Messieurs J. COCHET pour le tri des minéraux, L. GRANET pour les rayons X, R. TELMAT, pour les lames minces, et Mr. CHABERT.*
- Le personnel technique du Geological Survey of Iran.*

*Nous tenons aussi à remercier la direction et le personnel de l'entreprise SECOPRINT, qui par leur compétence et avec gentillesse ont assuré la composition et l'impression de ce mémoire.*

Ⓞ

## RESUME

A l'Ouest d'Ardebil, le Sabalan (4 820 m), massif volcanique central représente un ensemble subactif complexe. Le socle tectonisé de ce massif est constitué par des séries volcaniques d'âge Crétacé supérieur au Miocène, qui prolongent la ceinture volcanique d'Iran central.

Après une phase tectonique ayant fortement plissé les assises anté-Crétacé supérieur (phase laramienne), des mouvements d'extension (andins ?), localisés principalement dans le Nord de cette région, provoquent la montée d'un magma alcalin sous-saturé (blairmorites), dont les épanchements sont associés à des calcaires pélagiques sénoniens.

Les mouvements orogéniques du Danien permettent une émergence assez générale à laquelle fait suite une phase d'expansion importante. Cette phase, accompagnée de basculements, traduit l'ouverture d'un « rift » intracontinental qui se poursuivra durant tout l'Eocène.

Par des fissures profondes, l'ascension d'un magma alcalin donne naissance à des formations volcaniques d'épaisseur et d'étendue considérables. La différenciation complexe et poussée de ce magma se traduit par des laves très diversifiées (de latites basaltiques à des dacites), appartenant à l'association shoshonitique.

Une transgression, du Nord vers le Sud, associée à l'extension du « rift », atteint son développement maximum au Lutétien.

La fin de l'Eocène est caractérisée par l'arrêt de l'expansion, c'est-à-dire par la cicatrisation du « rift », accompagnée par une nouvelle émergence générale.

Au début de l'Oligocène, une anatexie de la croûte se traduit par une phase de granitisation profonde, consécutive à la cicatrisation du « rift » Eocène.

Le « rift », ainsi que l'anatexie, peuvent être l'expression de la présence d'un « dôme thermique » sous l'Azerbaïdjan oriental durant toute la période éocène.

La granitisation oligocène se traduit par la mise en place d'énormes volumes de roches intrusives (monzonites), auxquelles sont liés quelques épanchements acides réduits.

La fin de l'Oligocène est caractérisée par une phase tectonique cassante, durant laquelle s'individualisent de grands horsts d'orientation grossièrement Est-Ouest.

Au Miocène et au Plio-Quaternaire, des mouvements tectoniques (contemporains de la surrection de la chaîne du Caucase) provoquent une intense fracturation des horsts.

Des appareils volcaniques ponctuels se mettent en place le long de ces fractures miocènes, de direction méridienne.

Sur l'un des horsts se développe le Sabalan, affecté, au cours de son édification, par l'effondrement d'une caldera.

La construction du strato-volcan anté-caldera s'est faite en cinq épisodes successifs, précédés chacun de phases explosives réduites. Les caractères volcanologiques des séries sont constants : dynamisme de type strombolien accompagné de coulées très étendues, avec un paroxysme effusif pour les séries intermédiaires.

Du point de vue pétrographique, la composition des laves varie entre celle d'une latite-andésite, à tendance basaltique, et celle d'une dacite.

Les séries sont représentées par une série d'épisodes peu différenciés qui traduisent un volcanisme rythmique à partir d'un terme peu évolué des basaltes alcalins du pré-Sabalan miocène.

L'effondrement d'une vaste caldera (12 km de diamètre) entraîne un remodelage complet de l'édifice, mais n'est pas accompagné de manifestations volcaniques synchrones particulières.

Les séries post-caldera peuvent se diviser en cinq stades :

1. Formation d'un grand cône stratifié de type strombolien.
2. Mise en place de trois grands dômes exogènes (augmentation de la viscosité).
3. Episode explosif très important, et mise en place d'un chapelet de cumulo-dômes. Cette phase est étroitement liée à des mouvements volcano-tectoniques : Effondrement de grandes vallées, rejeu de la caldera.
4. Formation de deux cônes stratifiés stromboliens évoluant vers un type plus explosif.
5. Stade effusif avec trois grandes coulées fissurales de pied d'appareils.

Le Sabalan, après un stade fumerollien ayant laissé peu de traces en est actuellement au stade hydrothermal.

La composition des épisodes post-caldera est celle d'une latite-andésite. L'ensemble de ces roches paraît dériver directement des séries anté-caldera dont il conserve les caractères géochimiques, tout en constituant des termes un peu plus évolués.

## ABSTRACT

To the West of Ardebil, the central volcanic massif, the Sabalan (4 820 m = 15800 feet), is a complex subactive edifice. The tectonised base of this massif is made up of volcanic series from the upper-Cretaceous age, to the Miocene, which extend along the central volcanic belt of Iran.

After a tectonic phase which considerably folded the pre upper-Cretaceous layers (Laramian phase), some extending movements; principally localised in the north of this land provoke the rise of an Alkaline sub-saturated magma (Blairmorite), whose emissions are associated with Senonian Pelagic limestones.

From the orogenic movements (Danian) result a general emersion followed by an important expansion phase. This phase accompanied by subsidences, reveals the opening of an intracontinental rift which will continue throughout the until the Eocene. The rise of an alkaline magma, from deep faults, produces volcanic formations of considerable thickness and area.

The complex and elaborate differentiation of this magma is seen in the very varied lavas (Latite-Basalts to Dacites) belonging to the Shoshonite type.

A marine transgression, from the North to the South, related to the extension of the rifts, reaches its maximum in the Lutetian.

The end of Eocene is characterized by the end of expansion i.e., by the healing of the rift, accompanied by a new general emersion.

At the beginning of the Oligocene, an anatexis of the crust is shown by a profound granitisation phase, consecutive to the healing of the Eocene rift.

The rift as well as the anatexis could be a sign of the presence of a «thermic dome» under the Eastern Azerbaïdjan throughout the Eocene period.

The Oligocene granitisation is shown by the occurring of great volumes of intrusive rocks (Monzonite), to which some minor acidic emissions are linked.

The end of Oligocene is characterized by a faulted tectonic phase, during which great Horsts, broadly EW, grow up.

In the Miocene and Plio-Quaternary ages, tectonic movements (contemporaneous with the Caucasian uplift) provoke an intense fracturing of the Horsts.

Volcanic edifices punctuate these Miocene faults, in the NS direction.

On one of these Horsts, the Sabalan volcano develops, affected during its growth, by the collapse of caldera.

The pre-caldera strato-volcano was constructed in five successive episodes, each preceded by minor explosive phases.

The volcanologic properties of the series are constant :

- Strombolian type dynamism with extended lava-flows and, for the intermediate series, an effusive paroxysm.

Petrographically, lavas compositions vary between that of a Latite-Andesite and that of a Dacite.

The series are represented by a succession of quite similar episodes, which shows a rhythmic volcanism, from a little evolved parent Alkaline Basalt magma, of the pre-Sabalan Miocene.

The collapse of a vast caldera (12 km in diameter) causes a complete remodelling of the edifice, but is not accompanied by any special simultaneous volcanic manifestations.

The post-caldera series can be divided into five stages :

1. Formation of a great strombolian type stratified cone.
2. Formation of three great exogenous domes.
3. Very important explosive phase, and formation of a succession of cumulo-domes.
4. Formation of 2 stratified strombolian cones.
5. Effusive stage with three fissural lava-flows.

The Sabalan volcano after a fumerolian stage, is now at the hydrothermal activity.

The composition of the post-caldera episodes is that of a Latite-Andesite. All these rocks appear to derive directly from pre-caldera series, whose geochemical properties they conserve, being nevertheless, slightly more evolved.

## SOMMAIRE



- AVANT-PROPOS :
- INTRODUCTION GENERALE :
- PREMIERE PARTIE : Etude géologique régionale
- I. STATIGRAPHIE :
  1. Socle anté-Crétacé
  2. Crétacé supérieur
  3. Eocène
  4. Oligocène
  5. Miocène
  6. Plio-Quaternaire
- II. FORMATIONS VOLCANIQUES :
  1. Crétacé supérieur : formation de Sehjafarlu
  2. Eocène
  3. Oligocène
  4. Miocène
  5. Plio-Quaternaire
- III. MANIFESTATIONS MAGMATIQUES INTRUSIVES
- IV. GEOCHIMIE
- V. APERCU DE TECTONIQUE GENERALE
- DEUXIEME PARTIE : Le Sabalan, volcan Plio-Quaternaire
- I. SERIES ANTE-CALDERA
- II. SERIES POST-CALDERA
- III. TECTONIQUE ET VOLCANOTECTONIQUE
- IV. GEOCHIMIE
- CONCLUSION GENERALE
  - Annexes
  - Bibliographie
  - Table des matières



## INTRODUCTION



Nous nous proposons, dans cette étude, de présenter les problèmes géologiques majeurs que posent le volcan Sabalan et sa région. Il s'agit, en fait, de la première étude géologique quelque peu détaillée dans ce secteur de l'Iran.

### Présentation géographique du secteur étudié :

#### ● *Situation et accès :*

La région, ayant fait l'objet de cartographie, couvre environ une surface de 6 000 Km<sup>2</sup> et se trouve dans la province iranienne de l'Azerbaïdjan oriental, limitée par la frontière irano-soviétique, dans sa partie Nord-Est.

La ville la plus importante y est celle de Meshkin-Shahr (8 000 habitants), sise à 75 km au Nord-Ouest d'Ardebil; à 60 km à l'Est d'Ahar et à 180 km à l'Est de Tabriz, capitale de l'Azerbaïdjan.

Elle est limitée par les coordonnées géographiques suivantes :

Longitudes : 47° 30' E. — 48° 00' E.

Latitudes : 38° 00' N. — 39° 00' N.

A partir de Téhéran, il est possible d'y accéder par deux routes : soit par le bord de la Mer Caspienne, par Rasht, Astara et Ardebil, soit par l'intérieur du pays, par Tabriz et Ahar.

A part l'axe Est-Ouest Ardebil - Meshkin-Shahr - Ahar et l'axe Nord-Sud Parsabad-Meshkin-Shahr, constitués par de bonnes chaussées empierrées, les routes sont à peu près inexistantes. Par ailleurs, c'est une région montagneuse, pratiquement dépourvue de chemins carrossables, et une grande partie est totalement inaccessible en véhicules, même tous terrains (particulièrement au Sud dans le secteur du Sabalan).

#### ● *Topographie :*

La région se divise en trois types de formes de relief :

. Au Nord, le Dasht-e-Moghan, prenant le relais de la dépression de la Koura, s'élève progressivement. D'altitude moyenne de 1 000 m., il est caractérisé par une suite de chaînons grossièrement parallèles, d'orientation Est-Ouest qui culminent vers 1 500 m. A l'Ouest les reliefs s'accroissent et se développent largement dans la Kara-Dagh.

. A peu près au milieu de notre terrain s'étale la large plaine d'effondrement de Meshkin-Shahr à une altitude de 1 200 m.

. Au Sud de cette plaine, le massif du Sabalan s'élève brusquement. Nous faisons appel à la description qu'en a donné Elisée RECLUS dans sa Nouvelle Géographie Universelle en 1877 :

*«A l'ouest des montagnes de Talich, se dresse un mont presque isolé, que sa forme conique désigne de loin comme un volcan : c'est le Sabalan, dont la croupe suprême s'élève à 4 844 mètres et que recouvre presque constamment une couche de neige; depuis les temps historiques, on ne parle pas d'éruption de cendres ou de laves qui aient ébranlé cette montagne. Les voyageurs qui l'ont gravie n'y ont trouvé que des traces de cratère; mais d'abondantes*

*sources thermales jaillissent à sa base. A l'est, au nord, au sud, le Savalan est complètement séparé des monts environnants; seulement à l'ouest, un chaînon de hauteurs le relie au Kara dagh, ou «montagne Noire», dont la crête se développe en demi-cercle au sud des gorges de l'Araxe et va rejoindre en Arménie le massif de l'Ararat. La montagne Noire est l'arête qui limite au nord-ouest le plateau de l'Iran, fermant ainsi la longue avenue qui s'ouvre entre l'Elbourz et les monts du Courdistan. Mais on ne peut point dire que cette chaîne, longée au nord par la frontière russe, soit une limite naturelle. Les monts du nord de la Perse, ceux de la Transcaucasie méridionale et de l'Arménie turque constituent dans leur ensemble un même système orographique unissant les chaînes de l'Iran à celles de l'Asie Mineure : c'est la région montueuse à laquelle Carl Ritter donne le nom d'isthme médique...»*

● **Climat et géographie humaine :**

Deux saisons sont extrêmement marquées. L'été est chaud et les précipitations très rares. Par contre l'hiver est particulièrement rude et à cause des altitudes relativement élevées la couverture neigeuse, souvent épaisse de plusieurs mètres, recouvre la région entière. Des températures hivernales de  $-20^{\circ}\text{C}$  y sont fréquentes.

Les ressources de la population locale sont uniquement agricoles. La région du Dasht-e-Moghan a, depuis longtemps été considérée comme l'un des greniers à blé de l'Iran.

Les fonds de vallées sont occupés par des rizières, suffisant à la consommation locale.

Les populations, toutes d'origine turque, parlent le dialecte Azéri. Elles se divisent en deux groupes très distincts :

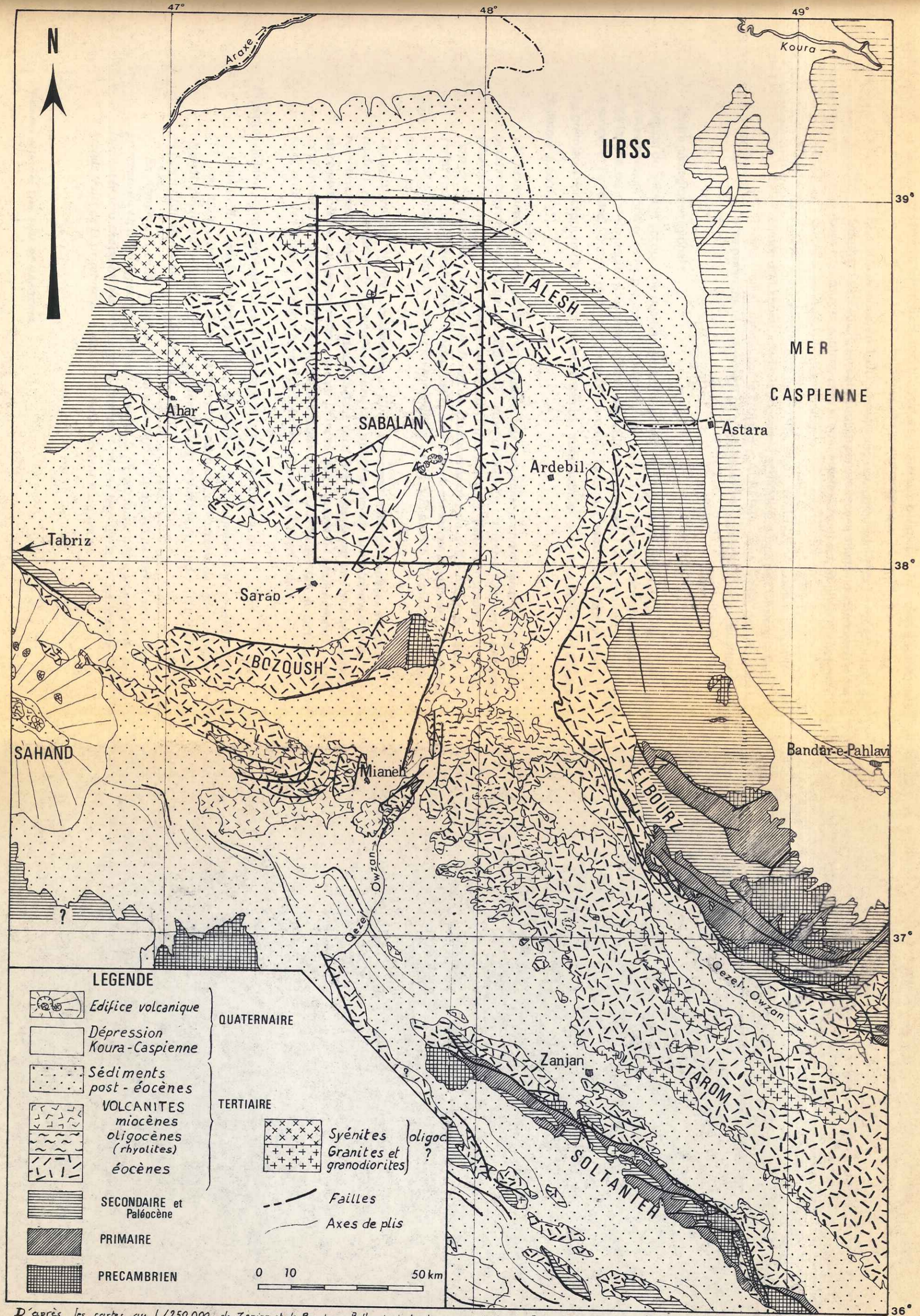
- . Les villageois sédentaires et cultivateurs.
- . Les nomades Shah Sevan vivant d'élevage. Ces nomades, d'origine turco-mongole passent leur estivage sur le Sabalan où leurs villages de tentes de feutre se rencontrent jusqu'à près de 4 000 m. d'altitude. L'hivernage se fait dans le Nord du Dacht-e-Moghan, le long de l'Araxe aujourd'hui faisant frontière avec l'URSS.

Ces pâturages sont des lieux historiques d'hivernage, pour ces ethnies, depuis l'invasion de la Perse par les armées de Gengis-Khan.

**Historique des travaux antérieurs :**

Les textes citant le Sabalan sont rares.

- GREWINGK, en 1853, remarque ce volcan, et y note une activité fumerollienne intense.
- Elisée RECLUS, dans sa Nouvelle Géographie Universelle, en 1877, décrit topographiquement l'édifice du Sabalan et le replace bien dans son contexte régional.
- Dans le cadre d'une interprétation générale des chaînes du Moyen-Orient, Hermann ABICH dans «*II Teil, Geologie des armenischen Hochlandes. 1, Westhälfte. 1882*» et Suess dans «*La face de la Terre*» traduction d'Emmanuel de Margerie, commentent largement cette région.
- M. et Mme P. Bonnet, après plus de trente années de travail sur les chaînes de l'Araxe moyen, région située à 200 km de celle du Sabalan, firent paraître en 1947 un remarquable mémoire résumant leurs travaux et représentant la première interprétation géologique de détail sur la Transcaucasie. («*Géologie de la Transcaucasie méridionale. Mémoires de la société géologique de France N° 53.1947*»).



D'après les cartes au 1/250.000 de Zanzan et de Bandar-e-Pahlavi et des travaux inédits de P. Bordet, J.L. Iescuyer, R. Riou, M. Lotfi et M. Sabzehi.  
 Certains contours ont été dessinés à partir des photos par satellites au 1/1000.000.

FIGURE 1 — ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD-OUEST DE L'IRAN

- Depuis, GANSSEY, lors d'un de ses nombreux périple en Iran cite le volcan en en faisant un «strato-volcan de magmatisme de type intermédiaire».
- Plus près de nous, en 1970, une étude géographique du massif a été effectuée par Gunther SCHEISER, et a été publiée dans le recueil allemand «Géographie des pays tropicaux et subtropicaux», où il insiste surtout sur les phénomènes glaciaires et les aspects ethnographiques.
- Lors de notre première campagne de terrain, en 1972, nous avons rencontré une équipe du Laboratoire de Pétrographie et de Minéralogie de l'Université de Trieste (Italie), dirigée par le Professeur ALBERTI, qui a publié, depuis, une note préliminaire concernant ce que nous avons appelé les «Séries supérieures du Sabalan».

#### Cadre géologique régional :

La région du Sabalan occupe une position géologiquement intéressante. En effet, le plateau volcanique de l'Azerbaïdjan, pris en relais par celui de l'Arménie fait partie d'un ensemble formant un «pont» entre les chaînes montagneuses proprement iraniennes (Elbourz et Zagros) et les chaînes d'Asie mineure (Taurides et Pontides). D'autre part, les puissants chaînons plissés du Caucase sont tout proches.

Les premières conceptions de la structure de l'ensemble transcaucasien sont dues à Abich et à Suess.

Ce dernier a écrit : (\*)

*«Nous sommes ici dans les faisceaux terminaux de l'arc iranien septentrional. Les chaînes occidentales de l'Iran, (Zagros et Elbourz) venues du Sud-Est atteignent l'Arménie; une autre série de chaînes, non moins importantes, arrive du Sud-Ouest. Celles-ci occupent tout l'espace compris entre le bord méridional du Taurus et la côte de la Mer Noire, près de Trébizonde, et les deux vallées longitudinales du Tchorsk, s'unissent à Baïbourt, fournissent un bon exemple de leur direction moyenne, qui va de l'E.N.E. au N.E. Ce sont les chaînes tauriques.*

*Ces deux groupes, chaînes occidentales de l'Iran d'une part, chaînes tauriques de l'autre tendent à se réunir; mais la jonction, au lieu de s'opérer selon une arête transversale de rebroussement comme sur les bords du Jhelam, ou d'être ménagée par une courbe continue, est remplacée par un effondrement, et c'est là même que s'étalent les épanchements de lave les plus vastes, le haut plateau volcanique d'Ardahan jusqu'au Tchaldyr Göl, le plateau de Kars, celui de l'Alagoez, le socle étendu de l'Ararat, le plateau d'Azerbaïdjan ...»*

Plus près de la région du Sabalan, Suess a interprété les structures comme suit :

*«A la limite des Iranides et des Taurides se produit un rebroussement : l'arc secondaire de l'Elbourz passe, dans la Kara Dagh orientale et occidentale, à l'extrême de l'arc pontique oriental, tandis qu'au Sud les chaînes persanes du Zagros vont se raccorder avec le Taurus un peu à l'Est du méridien de Diarbékir.»*

*«... En Arménie, et en Azerbaïdjan, les entassements et les coulées de roches volcaniques prennent un tel développement qu'ils déterminent la physionomie d'une grande partie de la contrée. Les chaînons plissés se sont effondrés et ont été recouverts, et, sur la carte, les grands traits de la structure profonde sont complètement masqués.»*

(\*) La face de la terre. Trad. EMM. DE MARGERIE.

● **Etudes pétrographiques :**

L'étude des roches a été effectuée systématiquement pour tous les faciès rencontrés, aux fins de détermination exacte et de cartographie. Mais pour la résolution des problèmes pétrologiques, un certain nombre de ces études ont été plus poussées et complétées comme suit :

**Analyses totales :**

Sur la plupart des faciès principaux de la région au moins une analyse chimique par voie humide de la roche totale a été effectuée dans le laboratoire de l'Institut Dolomieu.

De plus, six analyses nous ont été communiquées par le Professeur Alberti de l'Université de Trieste, celles-ci concernant les séries supérieures du Sabalan.

Nous donnons la répartition de ces analyses dans l'annexe N° 1.

**Analyses partielles :**

Pour compléter les analyses totales, particulièrement dans le domaine des éléments incompatibles, nous avons effectué des analyses par fluorescence X (Annexe 2). Celles-ci ont été faites à l'Institut Dolomieu au Laboratoire associé au C.N.R.S. N° 156, avec l'aide de Monsieur G. VIVIER. (Annexe N° 2).

**Analyses à la microsonde électronique :**

Les mesures optiques en minéralogie ont été complétées par quelques analyses à la microsonde électronique dans le Laboratoire de géologie de l'Ecole Normale Supérieure à Paris grâce à l'aide de Monsieur P. SALIOT. (Annexe 3).

**Diffraction X :**

Après des tris aux liqueurs denses, des diagrammes en diffraction X, ont été effectués sur quelques minéraux.



Ce mémoire sera divisé en deux parties bien distinctes :

Première partie : Géologie régionale et problèmes généraux.

Deuxième partie : Le Sabalan.

Les arcs iraniens cherchent donc, si l'on peut dire, à rejoindre les arcs tauriques, et, sur son schéma du raccordement des chaînes européennes et asiatiques, Suess figure par un trait N.W. - S.E. la direction d'ensemble des terminaisons iraniennes septentrionales.

Du point de vue stratigraphie il est possible d'extrapoler à notre région les séries anté-Crétacé définies par P. Bonnet dans les chaînes de l'Araxe moyen.

La série paléozoïque représente, à cette époque un point faible de l'écorce terrestre, point dont le caractère essentiellement instable tend à entraîner la transformation progressive des dépôts néritiques du début en dépôts bathyaux.

Le Permo-Trias continue cette évolution, alors que le Lias est marqué par une tendance à l'émersion avec des épanchements volcaniques importants.

La transgression aalénienne rétablit le régime bathyal aux étages Bajocien-Bathonien-Callovien.

De l'Oxfordien au Crétacé inférieur se développe une lacune considérable par son extension. Celle-ci serait due aux mouvements andins typiques.

Cette stratigraphie s'applique surtout au nord du plateau Azéri, à la limite de ce que l'on pourrait appeler le géosynclinal caucasien. Le plateau lui-même semble avoir eu une évolution beaucoup plus continentale, surtout à partir du Mésocrétacé.

*«Quand à la situation entre deux continents, sans doute on peut alléguer que l'isthme caucasique est enserré entre la plate-forme russe et le massif arabe, et que notre région y occupe une position centrale, séparée de la première au Nord par l'Anticaucase et le Grand Caucase et du second au Sud par les faisceaux de la jonction irano-taurique méridionale».*

Ainsi s'exprimait P. Bonnet en 1947, laissant présager des futures plaques tectoniques arabe et russe.

#### Moyens et méthodes d'étude :

L'étude qui fait l'objet de ce présent mémoire a débuté en 1972 par une reconnaissance générale, un échantillonnage et une première ébauche cartographique du Sabalan.

Cette étude de terrain a été reprise en 1973.

Toutes les études postérieures à décembre 1973 ont été réalisées en France.

#### ● Cartographie :

La préparation de la carte géologique est la base de tout notre travail. Elle a consisté tout d'abord, en une étude de photographies aériennes à l'échelle approximative de 1/55 000, puis par un contrôle sur le terrain.

La carte définitive a été dessinée d'après ces photos aériennes, bien que les différences d'échelles soient considérables d'une zone à l'autre à cause des grandes variations d'altitude (de 1/30 000 à 1/65 000).

D'autre part, il nous a été possible d'obtenir des photos prises à partir de satellite, grâce au programme américain LANDSAT.

Ces photos sont disponibles à : EROS Data Center, Sioux Falls, S.D. 57198 USA. Ces prises de vues à très haute altitude sont particulièrement précieuses dans l'interprétation générale d'une région.

*Remarque : A partir de cette minute a été réalisée une carte au 1/100 000<sup>e</sup>. La carte générale incluse à ce mémoire est redessinée au 1/250 000<sup>e</sup>.*

#### ● Etudes pétrographiques :

L'étude des roches a été effectuée systématiquement pour tous les faciès rencontrés, aux fins de détermination exacte et de cartographie. Mais pour la résolution des problèmes pétrologiques, un certain nombre de ces études ont été plus poussées et complétées comme suit :

##### Analyses totales :

Sur la plupart des faciès principaux de la région au moins une analyse chimique par voie humide de la roche totale a été effectuée dans le laboratoire de l'Institut Dolomieu.

De plus, six analyses nous ont été communiquées par le Professeur Alberti de l'Université de Trieste, celles-ci concernant les séries supérieures du Sabalan.

Nous donnons la répartition de ces analyses dans l'annexe N° 1.

##### Analyses partielles :

Pour compléter les analyses totales, particulièrement dans le domaine des éléments incompatibles, nous avons effectué des analyses par fluorescence X (Annexe 2). Celles-ci ont été faites à l'Institut Dolomieu au Laboratoire associé au C.N.R.S. N° 156, avec l'aide de Monsieur G. VIVIER. (Annexe N° 2).

##### Analyses à la microsonde électronique :

Les mesures optiques en minéralogie ont été complétées par quelques analyses à la microsonde électronique dans le Laboratoire de géologie de l'Ecole Normale Supérieure à Paris grâce à l'aide de Monsieur P. SALIOT. (Annexe 3).

##### Diffraction X :

Après des tris aux liqueurs denses, des diagrammes en diffraction X, ont été effectués sur quelques minéraux.

Ce mémoire sera divisé en deux parties bien distinctes :

Première partie : Géologie régionale et problèmes généraux.

Deuxième partie : Le Sabalan.

PREMIERE PARTIE :

ETUDE GEOLOGIQUE REGIONALE.

## I - STRATIGRAPHIE

Mis à part quelques affleurements réduits de calcaire, témoignant de l'existence d'un socle sédimentaire, les différentes formations observées dans la région, sont toutes de nature volcanique.

Après les émissions du Crétacé supérieur, localisées dans les régions septentrionales, le volcanisme prend une extension considérable au début du Tertiaire, puis son intensité va en décroissant; par la suite, au Plio-Quaternaire, un volcanisme important de type central conduit à l'édification du massif du Sabalan.

### 1. LE SOCLE ANTE-CRETACE.

#### Calcaires de Allahyarlu.

Cette formation affleure à l'extrême nord de la zone étudiée. Elle se présente comme un anticlinal de direction moyenne N 100°, dont le sommet érodé en certains endroits a été recouvert par les formations du Crétacé supérieur et de l'Eocène. (Voir fig: 2.)

Nous avons pu observer l'alternance :

- bancs à patine noire, finement lités, à aspect de schistes pélitiques.;
- bancs massifs (2 à 3 m.) de calcaires cristallins beiges à bryozoaires et entroques, renfermant des foraminifères du genre *Rotaliina* et possédant quelques niveaux à silex.

L'absence de tout fossile de zone ne nous a pas permis de donner un âge précis à cette formation. Seules quelques analogies de faciès avec des affleurements observés dans la région de Mianeh (J.L. Lescuyer et R. Riou) nous permettent de supposer que ces calcaires pourraient appartenir au Trias.

### 2. LE CRETACE SUPERIEUR.

Nous lui avons rattaché les formations volcaniques les plus anciennes. La totalité des affleurements est constituée par la plus grande partie des monts du Resteh-e-Salavat, avec, toutefois, quelques pointements plus à l'Est, en direction de la frontière russe. Ce type particulier de volcanisme, dont l'étude détaillée sera faite plus loin (au chapitre «Série de Sehjafarlu» p. 29 ), possède des caractères constants de la base au sommet, caractères qui ont pu être définis dans la région de Sehjafarlu, où nous avons pu observer des coupes de cette formation. La base est associée à des calcaires, qui nous ont permis de dater avec précision, le début de volcanisme.

#### 2.1. Calcaires de Naçir Kandeh.

Ils apparaissent en «fenêtre» au coeur de la série de Sehjafarlu au Nord, et constituent le soubassement, ainsi que les premiers reliefs à l'Est du village de Nacir Kandeh. Nous avons pu suivre ces calcaires vers l'Ouest, en direction de la Qareh Su, ainsi qu'à l'Est en direction de la frontière russe.

Cette formation constitue grossièrement le coeur du vaste bombement anticlinal, qui surélève les monts du Resteh-Ye-Salavat. (Fig. 3).

C'est un calcaire finement gréseux, beige, à patine jaunâtre, se débitant en petites plaquettes de 2 à 5 cm d'épaisseur.





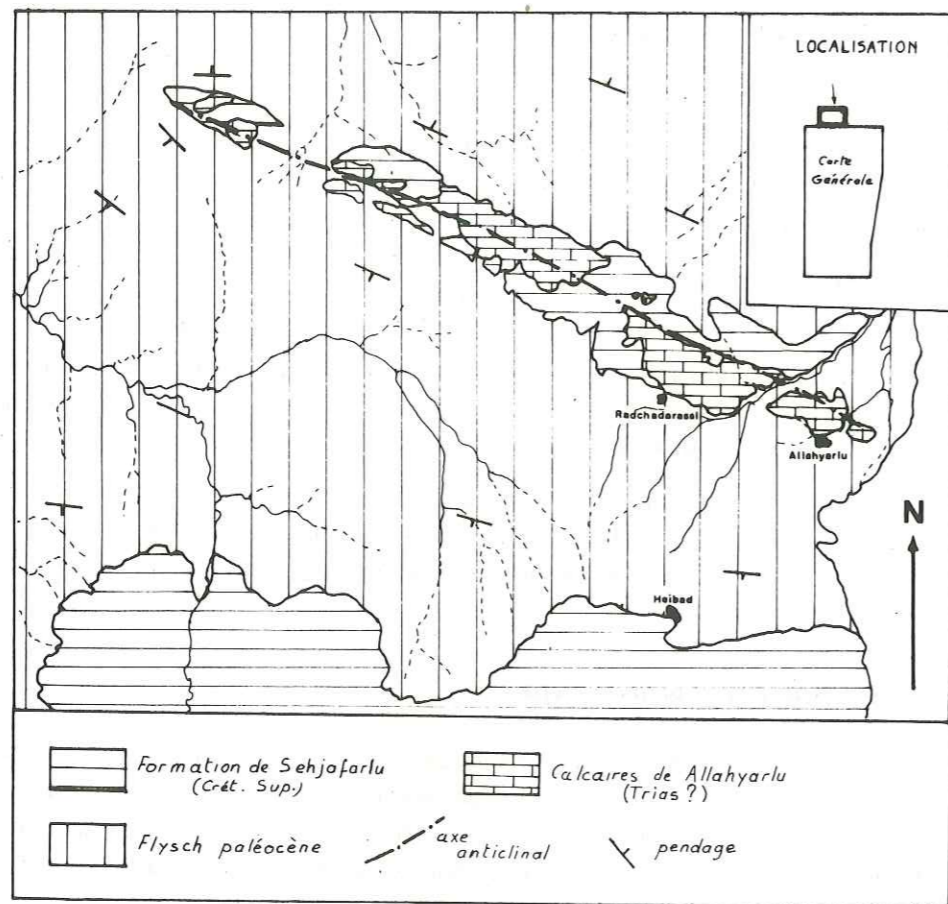


Fig. 2 : Dasht-e-Moghan  
(calcaires de Allahyarlu)

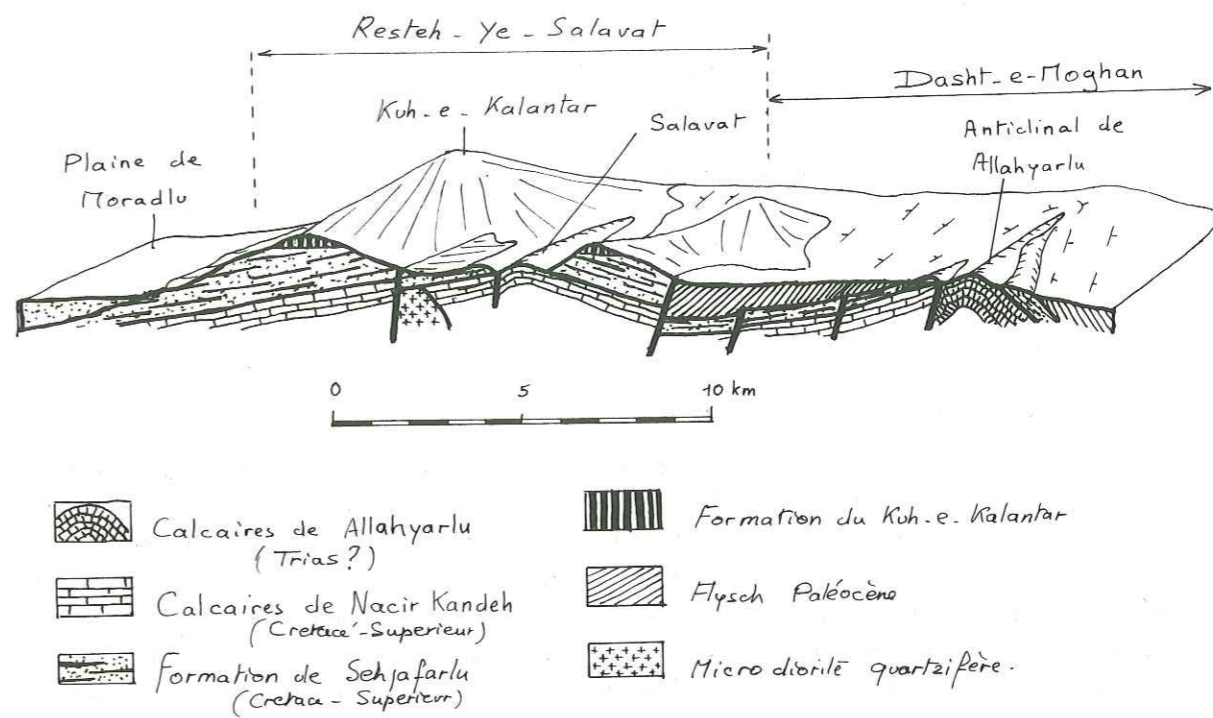


Fig. 3 : Schéma interprétatif des régions Nord.

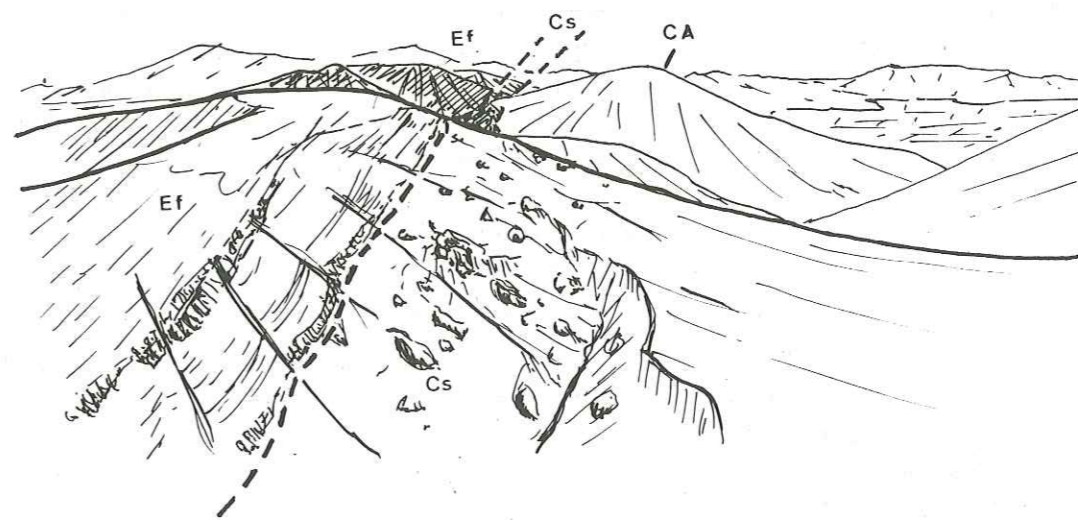


Fig. 4 : Contacts Eocène-Crétacé supérieur - calcaires de Allahyarlu  
CA : Calcaires de Allahyarlu; Cs : formation de Sehjafaru (Crét. sup.)  
EF : Flysch paléocène.

Nous avons recueilli :

- *Inoceramus lingua*
- *Inoceramus cf labiatus*
- Radiolaires
- *Nodosaréidés*
- *Globotruncana helvetica*
- *Globotruncana g. raini*
- *Globotruncana cf globigeridae*

qui nous ont permis d'attribuer un âge Turonien Supérieur.

## 2.2. Formation de Sehjafarlu. (Fig. 3).

Elle constitue une immense formation de matériaux détritiques (brèches, conglomérats et grès), où sont interstratifiées des coulées de basanites, à faciès sous-marin net. De nombreux dykes d'alimentation ont rebroussé les calcaires de Nacir Kandeh, non encore consolidés. De même, certains sills, ainsi que les premières coulées, se sont nettement mêlés aux sédiments en cours de diagenèse. Ceci nous permet d'affirmer, que le début du volcanisme est contemporain du sédimentaire de Naçir Kandeh : Turonien Supérieur, Coniacien. L'activité volcanique s'est poursuivie pendant tout le Crétacé Supérieur, comme le montre l'évolution des faciès, qui de franchement marins, au départ, deviennent subaériens vers le sommet. Ceci est en accord avec la régression générale, qui caractérise la fin du Crétacé Supérieur.

## 3. L'EOCENE

La position très septentrionale de la région étudiée, par rapport à l'ensemble du volcanisme de l'Azerbaïdjan oriental, joue un rôle prédominant dans la distribution des faciès volcaniques. Comme nous le verrons plus loin, dans le chapitre paléogéographie, les formations d'âge Eocène se sont mises en place sur une zone de bordure continentale. Du Nord au Sud, le volcanisme passera d'un milieu marin-littoral à un milieu continental aérien franc. Ainsi, sur une étendue relativement faible (environ 100 km) nous avons pu observer, au sein des séries pétrographiques contemporaines, de rapides variations latérales de faciès. Ceci nous a amené à définir trois formations se succédant du Nord au Sud, et correspondant chacune à des faciès particuliers de mise en place :

- la formation du Kuh-e-Kalantar
- la formation de Moradlu
- la formation des «Trapps».

Un tel découpage ne correspond pas du tout à la stratigraphie, qui est basée sur la chronologie de séries à caractères pétrographiques définis (composition, minéralogie). Toutefois, mentionnerons-nous dans ce paragraphe, ces formations afin de définir leur place et leur extension dans la succession stratigraphique. Nous devons, cependant, souligner que la formation des «Trapps» qui est caractérisée par des faciès uniquement effusifs a commencé à l'Eocène Inférieur, et s'est poursuivies sans interruption jusqu'à la fin de l'Eocène Supérieur. (Fig. 5).

L'absence totale de toute formation sédimentaire fossilifère ne nous a pas permis de repérer avec précision les différents ensembles définis. Une collaboration étroite avec J.L. Lescuyer et R. Riou, basée sur la mise en évidence de caractères communs, tant au point de vue pétrographique, que géochimique, nous a permis de replacer dans un contexte régional avec une précision satisfaisante les différents ensembles étudiés. Ainsi nous a-t-il été possible, grâce à certains niveaux caractéristiques, de grande extension, d'établir une stratigraphie détaillée de l'Eocène.

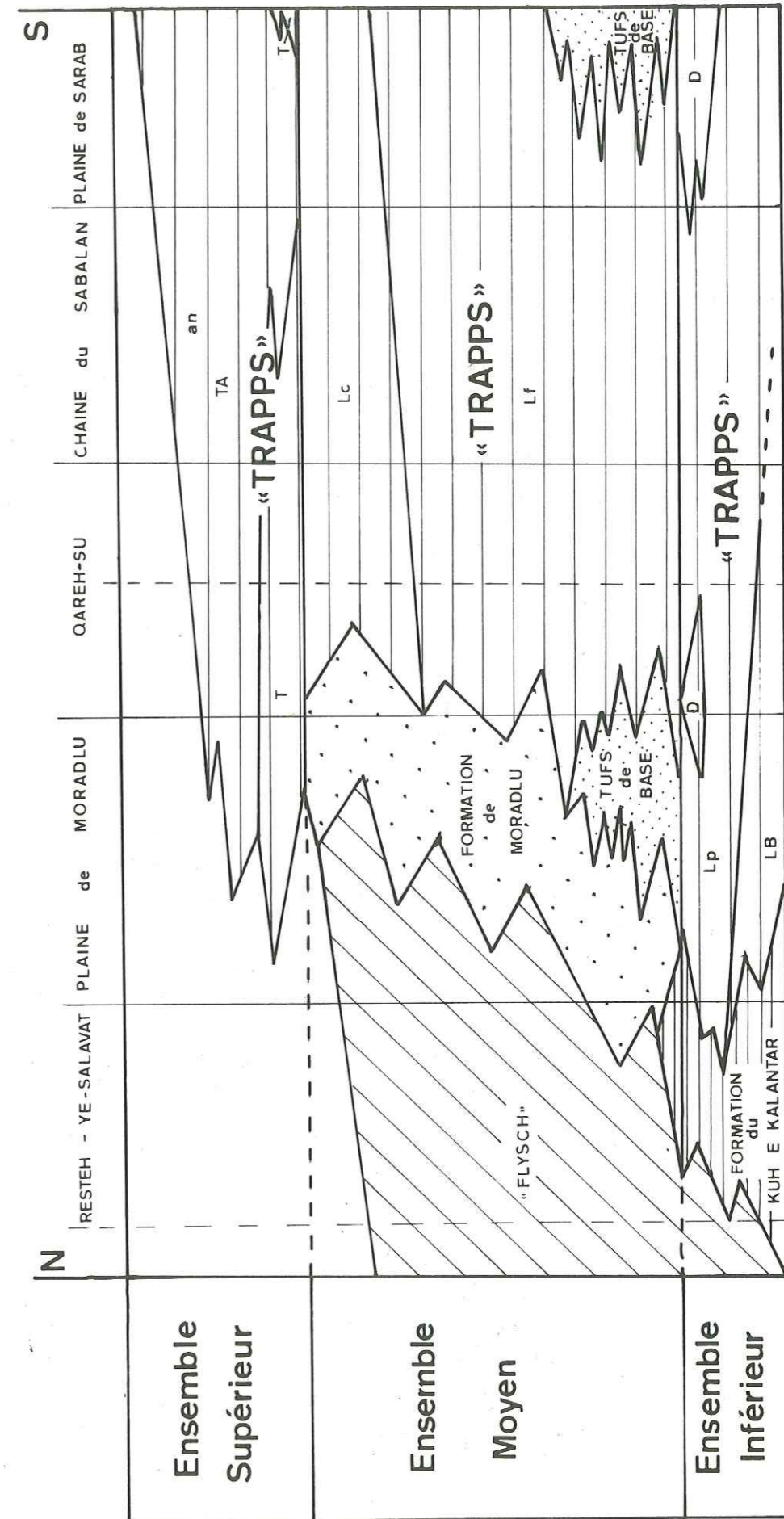


Fig. 5 : Stratigraphie et variations de faciès à l'Eocène  
 LB : latites-basaltes; Lp : latites porphyriques; D : dacites  
 Lf : latites foncées; Lc : latites claires; T : trachytes  
 TA : trachyandésites; an : apparition de l'anaclisme

### 3.1. L'ensemble inférieur

Au Nord, dans la formation de Sehjafarlu, les premières séries de l'Eocène reposent en légère discordance sur le Crétacé Supérieur. La disparition de l'analcite est un caractère majeur des laves datant le début de l'Eocène. Par ordre chronologique les différentes séries observées sont :

#### 3.1.1. Les latite-basaltes à olivine :

Excepté dans la formation de Sehjafarlu, ce type de lave constitue la série la plus ancienne, que l'on puisse observer dans l'Eocène. Les roches sont facilement reconnaissables à leur couleur noire, ainsi qu'à la forte quantité d'olivine décelable à l'oeil nu.

Cette série affleure au sud de Jabarlu en coulées de 4 à 5 mètres d'épaisseur, totalisant 50 m. environ de puissance. Nous la rencontrons aussi, plus à l'Ouest, à environ 8 km au Nord du Jabbolaghi.

Dans la formation du Kuh-e-Kalantar, au Nord, le début de l'Eocène est caractérisé par des niveaux à pillow lavas, particulièrement dans les environs du Bonguz Gaduk.

#### 3.1.2. Les latites porphyriques :

Elles constituent un véritable niveau-repère dans le volcanisme de l'Azerbaïdjan oriental. Les grands cristaux de feldspath (1 à 3 cm) baignant dans une pâte, le plus souvent verdâtre, les rendent facilement reconnaissables, même lorsque le métamorphisme de contact les a profondément altérées (vallée de Mejandeh).

Le terme d'«andésite nougat», que nous leur avons primitivement attribué avant toute étude pétrographique détaillée, reflète assez bien la structure porphyrique particulière de cette roche.

Cette série affleure au-dessus des latite-basaltes au Sud de Jabarlu et a une puissance moyenne de 50 mètres. Plus à l'Ouest, au Nord du Jabbolaghi, ce niveau tend à disparaître et n'est plus visible que sur de petits affleurements ne dépassant pas 10 mètres d'extension.

#### 3.1.3. Les dacites et formations associées :

Nous ne rencontrons ce type de roches qu'à la fin de l'Ensemble Inférieur, où il joue, en quelque sorte, le rôle de repère. Les dacites sont des laves grises et parfois légèrement violacées, séparées par des niveaux de tufs acides clairs.

Cette série n'a que peu d'importance dans la région de Jabarlu, à proximité de la Qareh Su. En revanche, près de Godeh Kahriz, son extension est plus grande, donnant ainsi des niveaux à tufs blanchâtres très repérables. C'est dans cette zone, où la tectonique a provoqué un intense diaclage, que nous avons pu observer des remplissages d'arsenic natif dans les fissures.

**Les ignimbrites :** En bordure de la route allant de Lahrud à Parsabad près de Godeh Kahriz, les dacites sont surmontées d'un niveau très réduit d'ignimbrites marron-rougeâtre, montrant de belles «flammas». Bien que peu important en volume, ce niveau est caractéristique, car il existe beaucoup plus au Sud, dans la région de Mianeh, où il a une extension nettement plus grande. (Fig. 6).

#### 3.1.4. Le flysch Paléocène.

Il constitue une épaisse formation détritique à matériel volcanique qui s'étend, au Nord du Resteh-Ye-Salavat, dans le Dasht-e-Moghan. Cet ensemble est recouvert ensuite par les formations sédimentaires oligocènes et miocènes, beaucoup plus au Nord, en direction de l'Araxe.

Ce flysch, qui a débuté à l'Eocène inférieur, se poursuit jusqu'au Lutétien. Il se présente comme une succession de bancs relativement minces (maximum 5 mètres) donnant une épaisseur totale de 3 000 mètres dans la région de Radchadarassi Heibad. (Fig. 7 et 8).

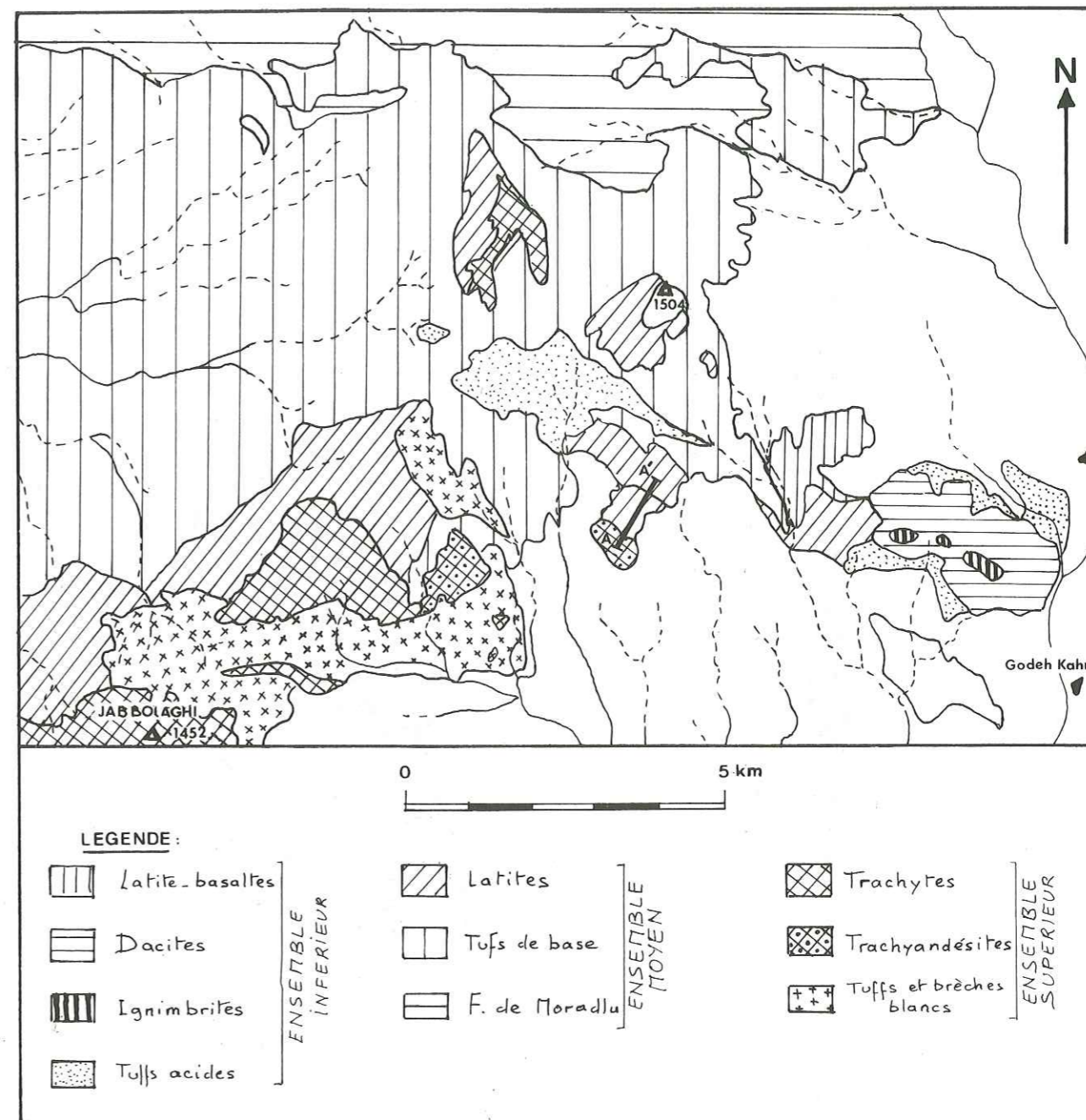


Fig. 6 : L'Eocène au Nord du Jabbalaghi.



Fig. 7 : Panorama du Dasht-e-Moghan  
Fs : formation de Sehjafarlu - Fl : flysch paléocène  
Ca : calcaires de Allahyarlu

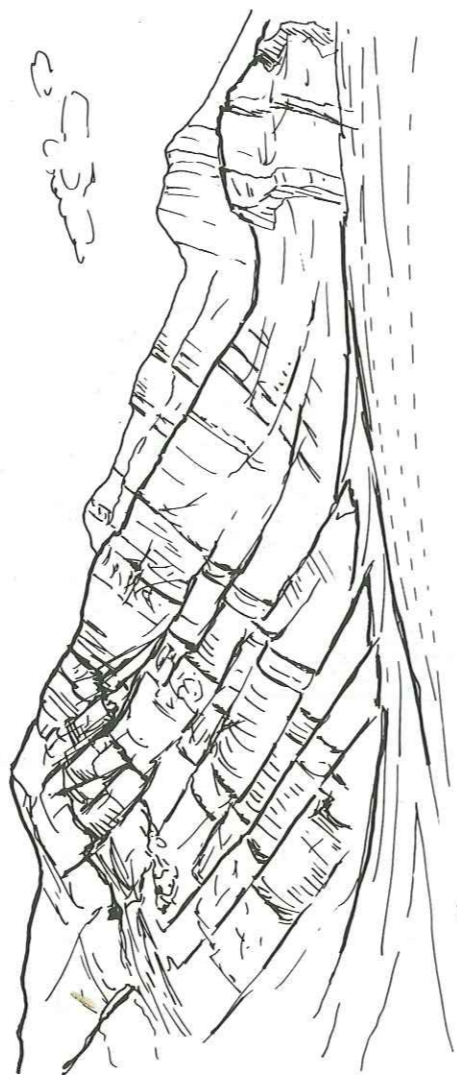


Fig. 8 : Le Flysch paléocène  
(alternance bancs durs - bancs tendres)

Dans la région de l'anticlinal calcaire de Allahyarlu, le flysch repose en discordance sur le Crétacé Supérieur, où il débute par un niveau conglomératique. Il se poursuit ensuite donnant une alternance monotone.

- bancs tendres : à matériaux fins de nature pélitique et présentant une schistosité nette;
- bancs durs : formés de débris de nature volcanique consolidés donnant des roches à aspect gréseux.

Quelquefois, les bancs durs possèdent vers leur partie supérieure un niveau très dur à allure de radiolarite, coloré en vert le plus souvent.

Il semblerait que ces niveaux siliceux résulteraient du transport de la silice qui se concentrerait dans des niveaux privilégiés à matériaux très fins.

De tels bancs siliceux ont pu être observés dans la formation de Karaj (Delual 1967 - Shuichi Iwao et Hushmand Zadeh 1971).

L'ensemble a été plissé, au Miocène, en une série d'anticlinaux orientés Est-Ouest.

### 3.2. L'ensemble Moyen.

D'une manière générale, l'Ensemble Moyen est caractérisé par l'apparition de niveaux très épais de pyroclastites. Il est très bien représenté dans la région, car l'Ensemble Supérieur, souvent incomplet, et d'extension plus réduite, ne le recouvre que partiellement.

Les séries, qui le composent, subissent de notables variations latérales de faciès.

#### 3.2.1. Les tufs de base :

Ils constituent un bon niveau-repère, car ils se détachent facilement des tufs acides blancs de l'Ensemble Inférieur, lorsque ceux-ci sont présents.

Ces tufs ont une épaisseur variable, pouvant dépasser une centaine de mètres ou être inférieure à un mètre comme dans la région comprise entre Jabarlu et la Qareh Su.

A sept kilomètres au Nord de Jabbolaghi, ces tufs de base contiennent souvent des coulées d'«andésite à pyroxènes» (latites de l'Ensemble Moyen) et constituent une variation latérale du faciès Moradlu qui sera étudié plus loin (Voir p. 51 ).

Plus au Sud, au Nord de Mirkuh (flanc Sud-Ouest du Sabalan), ces tufs atteignent leur maximum d'épaisseur et ne montrent que peu d'intercalations effusives.

A l'Ouest du Sabalan, où les formations de l'Eocène ont subi un fort métamorphisme de contact, les tufs donnent des cornes équantes gris-noir à verdâtres, où les reliques de coulées sont seulement soulignées par des traînées de plagioclases altérés. (Voir p. 96 ).

#### 3.2.2. Les latites sombres.

Dans la région situés à l'Ouest de Godeh Kahriz, après quelques coulées dans les tufs de base, vient une épaisse série de latites et de latites basaltiques. Ce sont des roches noirâtres à grands feldspaths arrondis formant un empilement de coulées séparées par de faibles passées de tufs; le tout ayant une épaisseur moyenne d'environ 40 mètres. La présence de nombreux cristaux de pyroxènes nous avait incité à utiliser le terme : d'«andésite à Pyroxènes», lors de l'étude de terrain.

Plus à l'Est, au Sud de Jabarlu, en bordure de la Qareh Su, cette série est réduite à quelques niveaux jointifs d'une dizaine de mètres d'épaisseur.



Fig. 9 : Dyke dans la formation de Moradlu (Ens. Moy).  
H : hyaloclastites

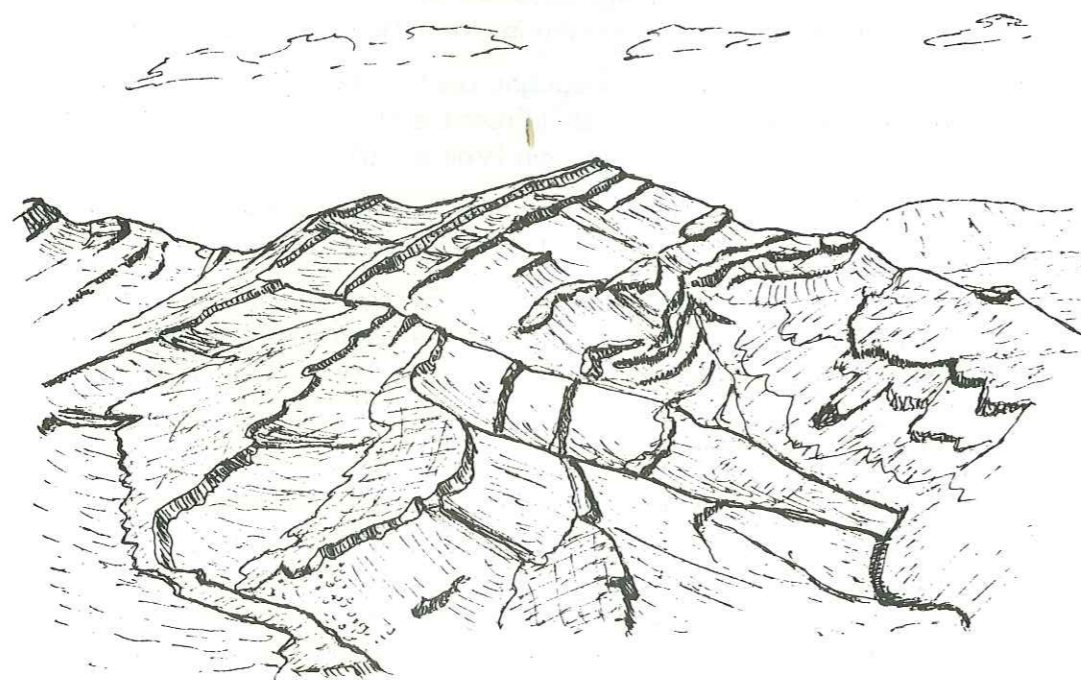


Fig. 10 : Intercalations coulées - tufs de base.

Ce n'est qu'à l'Ouest du Sabalan et surtout au Sud-Est, vers Mirkuh que ces coulées, alternant à leur base avec d'épais niveaux de tufs, prennent un développement important. Nous avons pu, ainsi, observer des empilements de coulées dépassant 50 mètres d'épaisseur.

### 3.2.3. Les latites claires :

Cette série plus acide est caractérisée par une teinte plus claire des coulées allant du gris-clair au gris-violacé parfois. Les laves sont très riches en zéolites.

Alors qu'à l'Ouest de Godeh Kahriz, ce niveau se réduit à 2 ou 3 coulées totalisant à peu près 10 mètres d'épaisseur, plus à l'Est, au nord d'Arbab Kandeh cette série dépasse 200 mètres. Nous avons alors un empilement de coulées à pendage subhorizontal, séparées par de faibles niveaux de tufs.

A l'Ouest du Sabalan ces latite-andésites à zéolites sont beaucoup plus réduites et ne dépassent pas 50 mètres

Dans la région de Mirkuh, les zéolites se font plus rares et les laves sont associées à quelques niveaux plus acides à latite-andésites leucocrates.

### 3.2.4. La formation de Moradlu.

Elle constitue une série à part, caractérisée par une réduction notable de l'importance des coulées.

Elle est essentiellement formée de tufs et d'hyaloclastites de couleur gris sombre à vert foncé; elle peut localement dépasser 500 mètres d'épaisseur. De nombreux dykes d'alimentation la traversent, leur nature pétrographique est analogue à celles des séries inférieures de l'Ensemble Moyen (en particulier les latites).

La formation de Moradlu n'est surmontée, actuellement, d'aucune série effusive postérieure. En fait, il semble bien que ceci soit la conséquence d'une intense érosion, qui aurait décapé les séries supérieures. Effectivement, certains dykes qui la traversent, appartiennent, du point de vue pétrographique, à des séries de l'Ensemble Supérieur.

### 3.2.5. La formation du Kuh-e-Kalantar.

Assez réduite, du point de vue étendue, elle recouvre les sommets des monts du Resteh-Ye-Salavat. Dans les régions du Bonguz Gaduk, elle repose sur des latite-basaltes de l'Ensemble Inférieur, alors que partout ailleurs, elle fait directement suite, sans discordance nettement visible, au Crétacé Supérieur de la formation de Sehjafarlu. Elle se compose exclusivement de quelques coulées appartenant à la série des latites, entrecoupées de passées plus importantes, de nature pyroclastique et détritique.

### 3.3. L'Ensemble Supérieur.

Son extension réduite ne nous a pas permis d'en observer les termes supérieurs. Cet ensemble est essentiellement caractérisé, du point de vue pétrographique, par l'apparition de l'analcime. Celle-ci, d'ailleurs, prend une très grande importance dans la série supérieure. Toutefois, nous n'avons jamais pu observer en place les dernières coulées à analcime centrimétrique, si ce n'est qu'à l'état de galets roulés.

L'épaisseur de cet ensemble peut atteindre, à Arbab Kandeh, une centaine de mètres. Par ordre chronologique nous avons :

#### 3.1.3. Les tufs et brèches blancs :

Parfois rosâtres, souvent lités, ne dépassant pas 10 à 20 mètres d'épaisseur. Ce niveau, très repérable sur le terrain, ne représente souvent, que les seuls vestiges de l'Ensemble Supérieur.

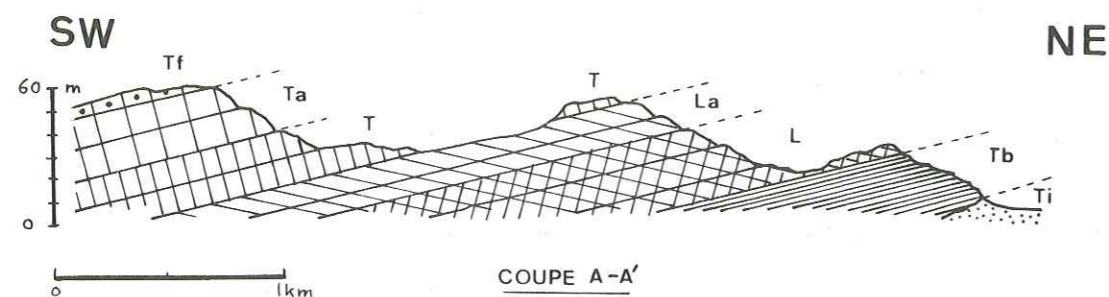


Fig. 11 : Coupe dans la formation des Trapps.  
(localisation sur fig. 6).

Ti	: tufs acides Ensemble Inférieur	} Ensemble Moyen
Tb	: tufs de base	
L	: latites	
La	: latite-andésites	
T	: trachytes	} Ensemble Supérieur
Ta	: trachyandésites	
Tf	: trachyandésites à analcime	

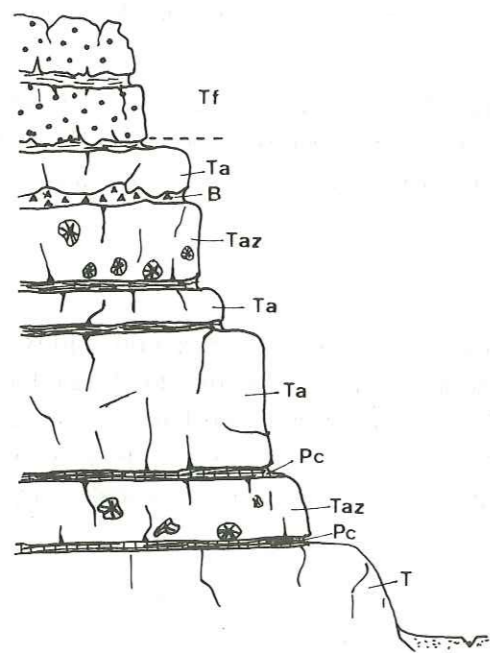


Fig. 12 : L'ensemble Supérieur dans la formation des Trapps  
(Arbab Kandeh)

T : trachyte; Pc : paléosol à porcelanites; Taz : trachyandésites à nombreuses géodes de zéolites;  
Ta : trachyandésites; B : brèche de base; Tf : trachyandésite à analcime.

Nous les rencontrons dans les environs du Jabbolaghi, ainsi qu'à l'est et au nord du Qsar Dagh.

### 3.3.2. Les trachyandésites porphyriques :

Ces roches sont caractérisées par des phénocristaux de feldspath (2 à 3 cm) baignant dans une pâte grise à brunâtre. Au nord du Jabbolaghi, ce niveau-repère n'est pas constitué, que de coulées dont l'épaisseur totale ne dépasse pas 15 mètres. Il en est de même dans la région d'Arbab Kandeh, où il ne représente que 2 ou 3 coulées massives. A l'ouest du Sabalan ce niveau a été métamorphisé (contact) au niveau du Kuh-e-Kalil.

### 3.3.3. Les trachytes :

De couleur gris clair, ces roches se distinguent facilement dans le paysage. Elles affleurent principalement dans le Jabbolaghi, où elles constituent la plupart des hauts sommets à l'est de ce massif; leur puissance moyenne est alors d'une cinquantaine de mètres. Quelques affleurements ont pu être observés au sud-ouest du Sabalan, sur le flanc sud-ouest de la Thériak Dagh. La petite taille de ceux-ci a rendu difficile toute localisation précise.

### 3.3.4. Les trachytes à analcime :

De couleur gris sombre, les roches contiennent encore quelques phénocristaux de plagioclase. L'analcime ne dépasse que rarement le millimètre dans les séries étudiées et n'est souvent décelable qu'en lame mince.

Ce n'est que dans la région d'Arbab Kandeh que ces roches forment un empilement de coulées dépassant 30 mètres. Ailleurs, les seuls affleurements réduits que l'on ait pu observer (nord du Jabbolaghi surtout), atteignent difficilement 10 mètres d'épaisseur.

## 4. OLIGOCENE.

Cette époque est très peu représentée dans notre région. D'ailleurs, la réduction de l'Oligocène est caractéristique dans tout l'Azerbaïdjan. Les affleurements sont localisés dans des zones à tectonique de forte intensité et, mise à part une importante intrusion, qui n'affleure que peu sur notre terrain, les formations volcaniques d'âge Oligocène se réduisent à quelques faciès hypovolcaniques et aériens associés.

Les formations sédimentaires contemporaines sont totalement absentes, ce qui pourrait s'expliquer par un milieu continental aérien. Quelques conglomérats et formations détritiques ont dû, quand même, se former à cette époque aux dépens des épanchements volcaniques et de leurs tufs associés. Cependant, une importante tectonique post-Oligocène, suivie d'épais recouvrements de matériel détritique Plio-Quaternaire, semble avoir effacé les derniers vestiges de l'Oligocène sédimentaire.

De manière générale, il nous a été impossible de dater avec précision les formations étudiées. Seule la phase intrusive, très bien connue en Iran, a pu être estimée d'âge Oligocène Inférieur.

Ainsi, l'ordre dans lequel les différentes séries vont être présentées n'est peut-être pas conforme à la stratigraphie réelle et pourra être remis en question.

### 4.1. Les dacites et formations acides associées.

Elles affleurent dans la vallée de la Qareh Suh dans une zone s'étendant de Kangalu à environ 3 km à l'ouest de Garagaya. L'ensemble ne dépasse pas 30 mètres de haut, et forme de grands panneaux brisés à pendage sud-sud est, dépassant à peine de la plaine de Meshkin Shar.

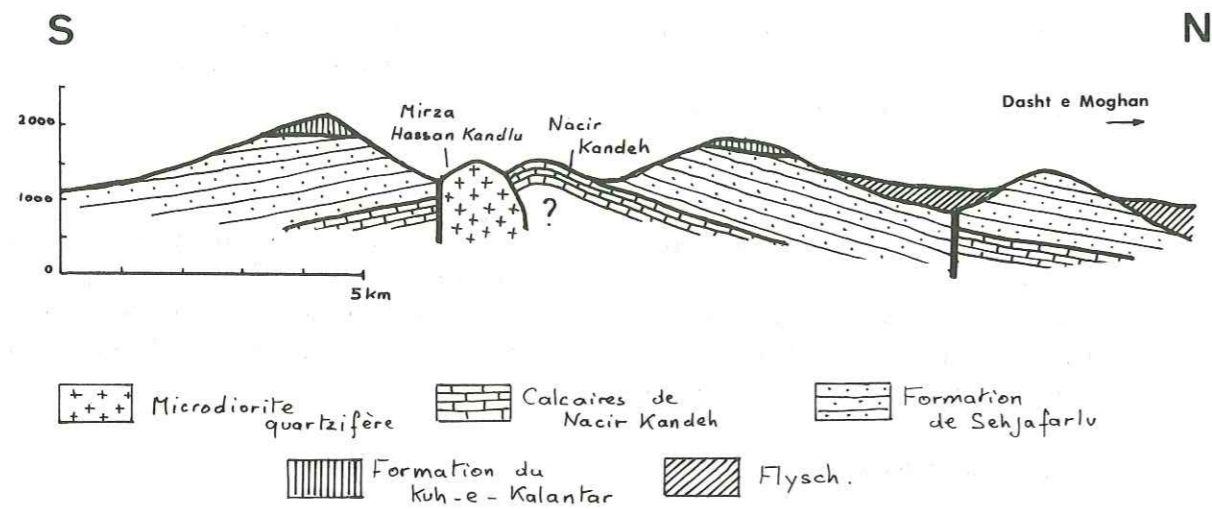
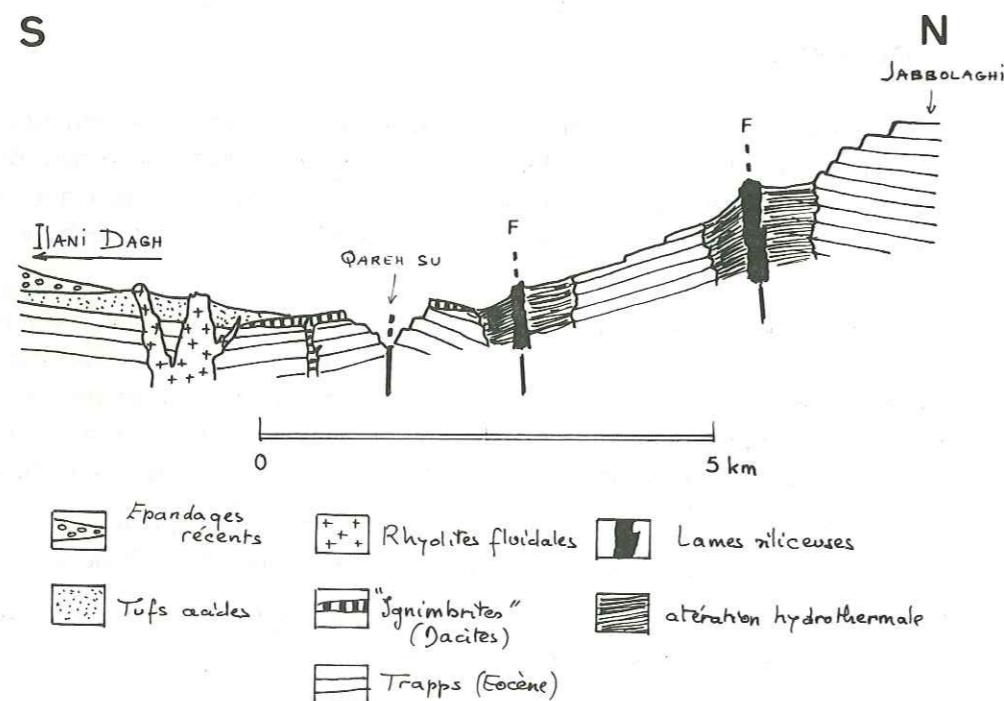


Fig. 13 : Coupe schématique du Resteh-Ye-Salavat.

Fig. 14 : Coupe interprétative des «formations acides»  
(plaine Meshkin-Shahr - Qareh Su - Jabbolaghi).

Ces roches font ici directement suite à l'Ensemble Supérieur de l'Eocène plus ou moins altéré et érodé. Les tufs associés ne subsistent en rive droite de la Qareh Su, que sous de faibles épaisseurs, alors qu'ils disparaissent sous la plaine en rive gauche.

#### 4.2. Les rhyolites :

Ces roches n'apparaissent, que sous forme de lames à structure fluidale.

Les seuls affleurements importants que nous avons pu observer se situent sur le flanc sud-est du Sabalan. Là, ils sont associés à des tufs assez importants, qui n'ont pas été recouverts par des coulées du Sabalan.

Ailleurs, ces rhyolites forment une partie du soubassement des Ilani Dagh et peuvent donner quelques petits affleurements isolés, jusqu'à environ 4 km au Nord.

Nous avons pu observer qu'aussi en rive gauche de la Qareh-Su au niveau de Khan Kandeh, ces rhyolites ont une extension beaucoup plus grande et sont alors à caractère nettement plus effusif.

#### 4.3. Les intrusions.

Ces phénomènes magmatiques les plus importants de cette époque. Etroitement liés à la tectonique, ils caractérisent l'Oligocène inférieur.

Nous avons ainsi observé deux faciès intrusifs différents :

##### 4.3.1. La monzodiorite de l'Oghlan Dagh :

C'est de loin la masse intrusive la plus importante de cette région, tant au point de vue volume, qu'au point de vue des phénomènes associés.

Le massif a grossièrement une orientation nord nord-est, sud sud-ouest. Il forme le soubassement de l'Oghlan Dagh et se poursuit vers le nord, après être passé sous la plaine de Meshkin Shahr jusque vers le Davehsar Dagh.

Lors de sa mise en place, un tel volume de roches a fortement métamorphisé les terrains encaissants. Ainsi dans la région de l'Oghlan Dagh et sur les flancs ouest du Sabalan, les formations de l'Eocène (Ensemble Supérieur et Moyen surtout) ont donné des cornéennes.

Une telle situation a, bien sûr, été accompagnée d'un important réseau filonien qui apparaît bien sur les flancs ouest du Sabalan.

Toutes ces formations, ainsi que celles qui suivent, feront l'objet d'une étude détaillée (voir chapitre : Manifestations magmatiques intrusives p. 90 ).

##### 4.3.2. La micro diorite quartzifère de Mirza Hassan Kandlu :

Elle s'est mise en place au coeur des monts du Resteh-Ye-Salavat, en bordure de la route, près du village de Naqir Kandeh. Elle forme un petit massif à peu près circulaire d'environ 1 km de diamètre ayant très peu affecté l'encaissement constitué ici par la formation de Sehjafarlu (Crétacé Supérieur).

#### 4.4. Lames siliceuses et altération hydrothermale :

Ce type de formation est étroitement lié à la tectonique. Ainsi, avons-nous pu constater qu'il jalonne les grands accidents qui se sont formés à l'Oligocène et, qui ont joué avec une intensité variable jusqu'au Quaternaire récent.

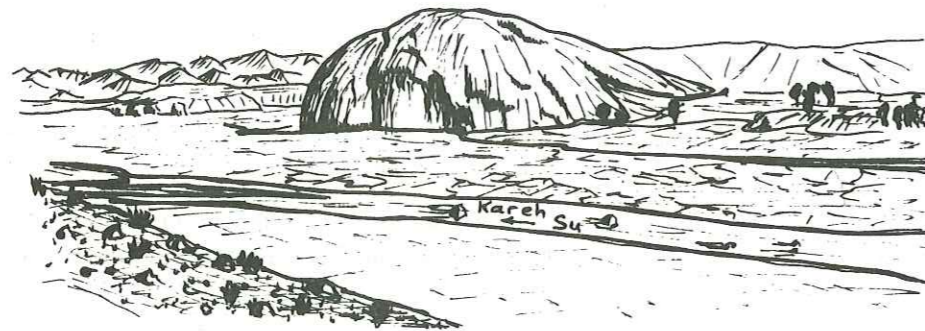
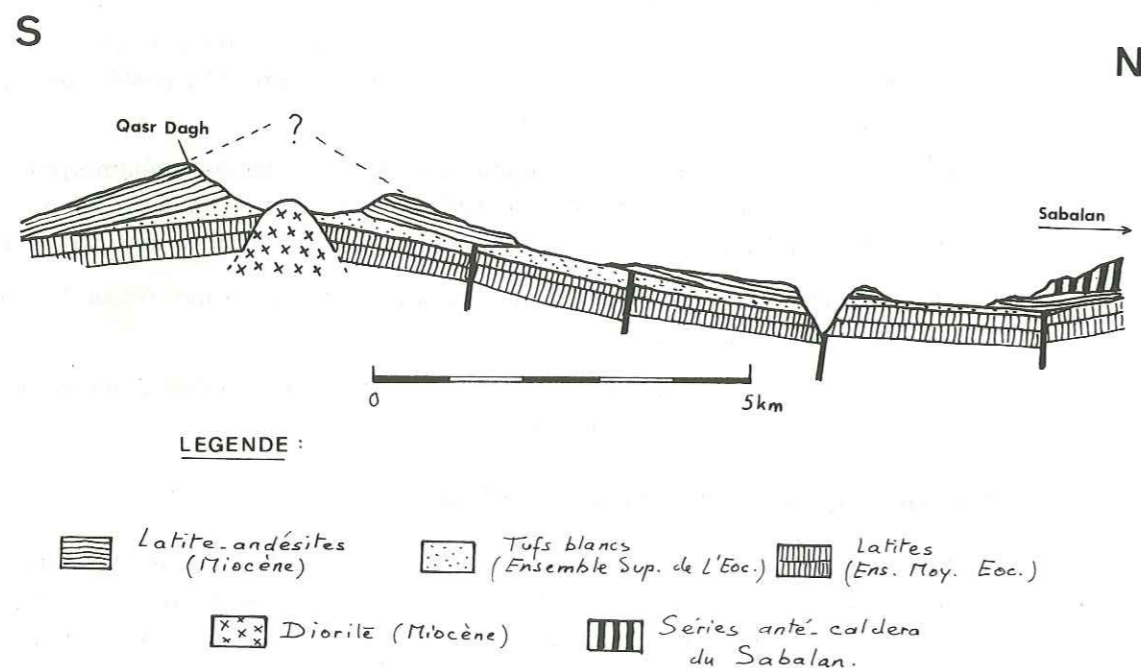


Fig. 15 : Leuco-latites de Khan Kandeh

Fig. 16 : Coupe schématique du Qasr Dagh  
(Sud du Sabalan)

D'un point de vue stratigraphique, nous avons placé ici ces phénomènes, car c'est à la limite supérieure de l'Oligocène, qu'ils sont apparus et ont été les plus intenses.

Généralement ils se présentent sous forme de grandes lames verticales formées exclusivement de matériel siliceux, lames qui peuvent atteindre 8 km de long sur une épaisseur supérieure à 150 m. A leur contact, les roches encaissantes ont été fortement altérées sur des largeurs supérieures au kilomètre. De tels types d'affleurement se rencontrent au Nord du village de Saheb Divan, en rive droite de la Qareh Su; c'est là qu'ils atteignent leur maximum d'extension. Ils sont aussi présents au Sud-Ouest de la région étudiée, au Nord de Mirkuh. Nous avons pu les observer, dans le massif du Sabalan, surtout sur le flanc nord à l'Est de Qotur Suyu sous le Kuh-e-Qezel Gol sous le massif du Tchaï Dagh, ainsi qu'en amont de la vallée de Meyur.

## 5. LE MIOCENE.

A cette époque, nous assistons à une reprise du volcanisme, mais son intensité n'égale jamais celle du volcanisme Eocène. De plus nous avons pu observer quelques affleurements réduits de niveaux sédimentaires, qui nous ont permis de dater approximativement ce volcanisme.

Nous en avons déduit la succession suivante :

### 5.1. Les leuco-latites :

Elles caractérisent le début du Miocène. Leur répartition, ainsi que le mode de mise en place (voir paragraphe volcanologie), dénotent une étroite dépendance de ce volcanisme vis à vis de la tectonique. Ce sont des laves claires ne contenant pas de phénocristaux, mais présentant une prismation nette.

Le principal affleurement est formé par les Ilani Dagh, où il repose directement sur des tufs acides liés aux rhyolites de l'Eocène. Nous les rencontrons aussi à environ 9 km au Nord du Jabbolaghi au point côté 1504. Elles forment là, une gigantesque coulée prismée, d'environ 20 m d'épaisseur, posée sur l'Ensemble Moyen de l'Eocène. Quelques rares pointements ont été aussi observés dans la vallée de Meyur, dans le soubassement du Sabalan, ainsi que plus au Nord, dans la vallée de la Qareh Su au nord de Khan Kandeh. (Fig. 15).

### 5.2. Les latite-andésites bulleuses : (\*)

Ce sont des roches typiques, facilement reconnaissables à leur couleur gris foncé, et à leur structure bulleuse. Leur mise en place s'est faite par des appareils ponctuels reposant en grande partie sur les formations de l'Eocène et accompagnés de niveaux de projections plus ou moins importants (bombes, scories, cendres). Ces édifices qui, lorsqu'ils ne sont pas recouverts, sont relativement peu détruits, se répartissent grossièrement sur une ligne Nord-Sud; partant du flanc nord-ouest du Sabalan, au niveau de Mejandeh, ils se continuent sous le flanc ouest, sous le Kuh-e-Kalil, pour ressortir, au Sud, au niveau de la Theriak Dagh. Là aucune formation postérieure ne les surmonte et ils forment ainsi l'essentiel du Qasr Dagh. (Fig. 16).

(\*) Remarque : La position particulière des édifices volcaniques, associée aux caractères pétrographiques et chimiques des produits émis, nous ont conduit à adopter le terme de «Séries Pré-Sabalan» pour qualifier les latite-andésites et latite-basaltes miocènes.



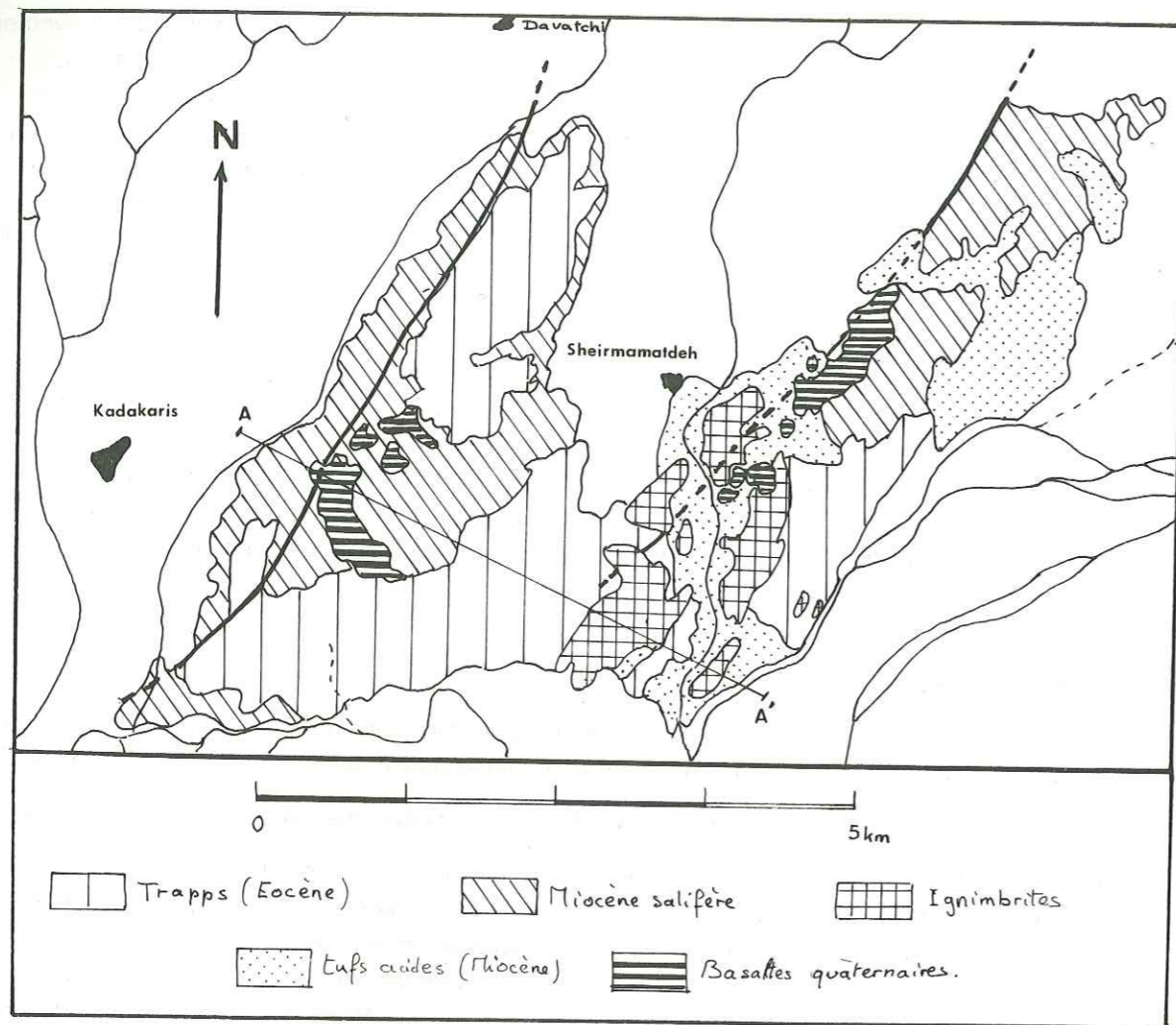


Fig. 17 : Carte détaillée du Miocène salifère

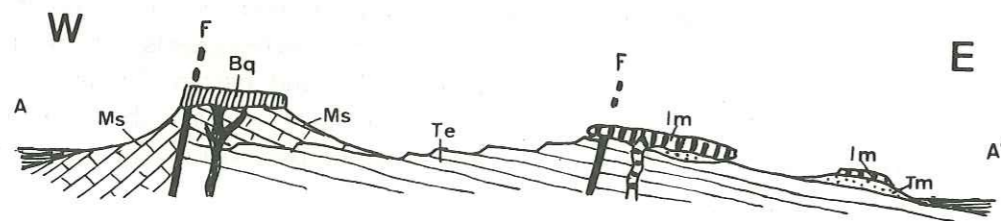


Fig. 18 : Coupe schématique

Ms : Miocène salifère; Te : Trapps éocènes  
 Im : Ignimbrites miocènes; Tm : tufs acides miocènes  
 Bq : Basaltes quaternaires.

### 5.3. La monzodiorite :

C'est le seul faciès intrusif appartenant au Miocène, que nous ayons pu observer. Il affleure à l'extrême Sud de la région étudiée, dans le Qasr Dagh.

Très réduite (environ 500 mètres de diamètre), cette intrusion traverse l'Eocène qui, à cet endroit, se termine par les tufs et brèches blancs de l'Ensemble Supérieur; par ailleurs, ceux-ci ne sont que faiblement altérés.

Un tel phénomène hypo-volcanique semble être en relation étroite avec la mise en place des latites-andésites contemporaines. (Fig. 16).

### 5.4. Le Miocène salifère. (Fig. 17 et 18).

Cette formation est très bien connue en Iran et particulièrement dans l'Azerbaïdjan, où elle est caractérisée par d'importants dépôts de type lagunaire.

Dans la région étudiée, cette formation affleure sur une surface qui ne dépasse pas 15 km<sup>2</sup> en tout. Le principal affleurement se situe autour du village de Davatchi et à l'Est de Kadakariss. A cet endroit, le Miocène considérablement hâché par la tectonique, a été en grande partie décapé par l'érosion. Ainsi, n'avons-nous pu étudier qu'une série incomplète, dont la stratigraphie se résume ainsi : (Fig. 19 et 20).

- tufs de Moradlu et latites sombres de l'Ensemble Moyen : ils forment le substratum du Miocène et sont fortement altérés;
- conglomérats et brèches :  
plus ou moins consolidés par un ciment calcaire. Les éléments constitutifs des blocs sont acides vers la base (liés au volcanisme acide fin-Oligocène) alors que le sommet plus gréseux ne contient plus que des matériaux liés à l'Eocène;
- calcaires :  
en bancs massifs dont la puissance totale ne dépasse pas 4 à 6 mètres;
- grès fins brunâtres :  
en bancs décimétriques présentant des slumps et des figures de sédimentation littorale;
- marnes salifères rougeâtres associées à du gypse :  
ces niveaux peu consolidés ont été fortement érodés. Cependant, ils caractérisent dans cette région le Tortonien et le Sarmatien;
- tufs blanchâtres volcaniques :  
liés à la mise en place des ignimbrites au Miocène Supérieur.

### 5.5. Les ignimbrites :

Ce sont des formations à matériel dacitique, affleurant près de Sheirmahmatdeh et en rive gauche de la Qareh Su près de Qaderlu.

La mise en place de ces ignimbrites a été précédée par quelques petits épanchements de dacites plus ou moins enveloppés par les tufs, <sup>liés</sup> aux ignimbrites.

Ces affleurements jalonnent les accidents, qui ont relevé le Miocène salifère souvent, recouvert par les cendres relatives à la mise en place des ignimbrites. Nous pouvons donc avancer que ces dernières sont d'âge fini-Miocène, probablement Pontien.

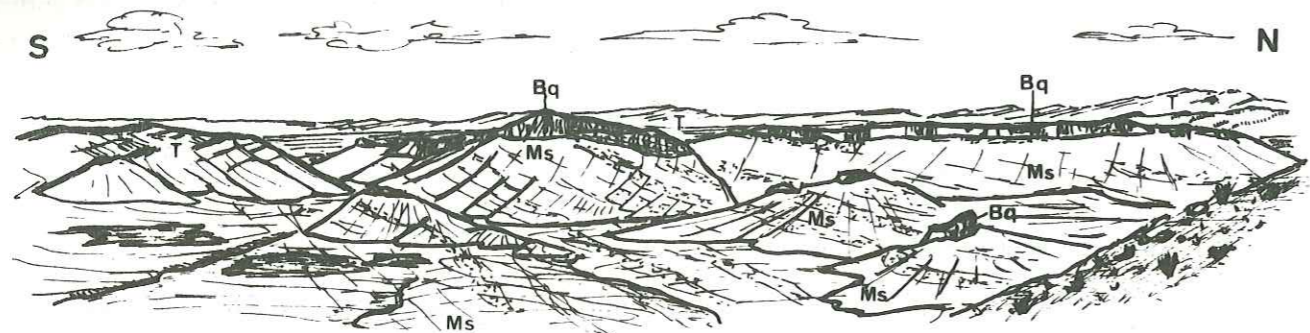


Fig. 19 : Panorama de la dépression de Sheir-mahmatdeh  
 Ms : Miocène salifère; Bq : basaltes quaternaires  
 T : trapps.

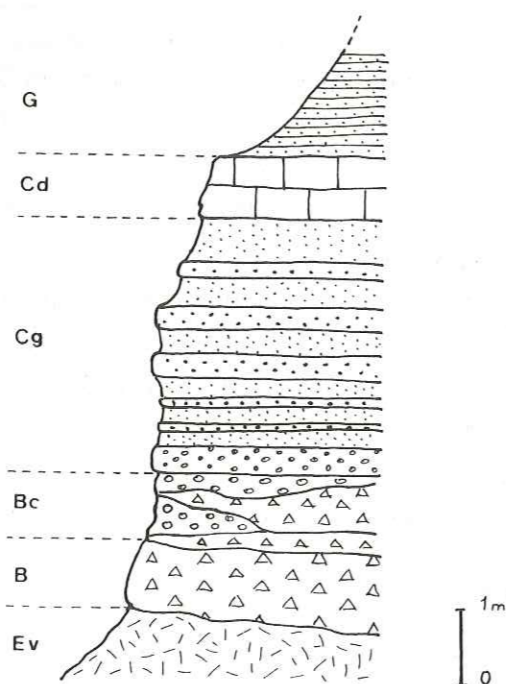


Fig. 20 : Base du Miocène salifère  
 (Davatchi)

Ev : volcanites éocènes; B : brèche à éléments de tufs blancs (Oligocène);  
 Bc : lentilles de brèches et conglomérats à éléments de volcanites Crétacé-  
 sup. et éocènes; Cg : alternance micro conglomérat - grès fin.  
 Cd : calcaire détritique en bancs massifs;  
 G : argiles fines en bancs décimétriques.

## 5.6. Les latite - basaltes à sphérolites :

Les affleurements sont très réduits et presque totalement recouverts par les coulées plus récentes du Sabalan. On les rencontre sous le flanc Nord-Est du Sabalan, ou au Sud de Meshkin Shar près de Balujeh puis un peu plus à l'Est vers Mejandeh.

## 6. LE PLIO - QUATERNAIRE.

A cette époque, les formations sédimentaires sont exclusivement détritiques et continentales. Le caractère le plus marquant est une reprise localisée du volcanisme. En effet, à la faveur de structures à allure anticlinale, qui sont le résultat de la tectonique Miocène, se met en place un immense édifice volcanique de type central : le Sabalan.

### 6.1. Le conglomérat :

C'est une formation détritique, essentiellement Pliocène, à galets et blocs peu cimentés, dont la taille est comprise entre 10 cm et 1 m. Elle résulte du dépôt en milieu lacustre de produits de démolition, arrachés aux reliefs, ayant joué lors de la phase tectonique fini-Miocène. Nous la trouvons au Sud-Ouest de la région étudiée, au bas des reliefs formés par l'Oghlan Dagh et le Qir Dagh, au Nord de la plaine de Sarab, où ils reposent sur le Miocène sédimentaire. A cet endroit, les dépôts peuvent atteindre 30 mètres d'épaisseur.

Quelques vestiges de moindre importance sont aussi visibles au pied du flanc Nord de l'Oghlan Dagh à la limite Ouest de la région étudiée.

### 6.2. Les tufs jaunes :

Ils correspondent à de vastes épandages de piedmont, plus ou moins indurés par des circulations d'eaux souterraines. Au sud du Sabalan, ils forment la presque totalité du nord de la plaine de Nir, donnant de vastes terrasses entaillées par le réseau hydrographique. Cette formation se poursuit sans interruption notable autour du Sabalan, à l'Est d'Ardebil et, enfin, disparaît au Nord du Sabalan, sous des dépôts plus récents au niveau de Lahrud.

Nous avons pu observer dans la région d'Alvars, que ces tufs font suite sans discordance aux conglomérats. Par analogie avec d'autres régions de l'Azerbaïdjan nous estimons qu'ils sont d'âge Pliocène Supérieur.

La base de cette formation est constituée d'un niveau de 8 à 15 m. :

**Les tufs à galets :** débris roulés d'origine volcanique cimentés par une pâte beige à jaune clair, résultant du remaniement et de l'altération de cendres volcaniques.

Ces tufs à galets sont recouverts par un niveau plus ou moins induré ne dépassant pas 5 mètres. Le tout comporte de place en place des petites lentilles conglomératiques à matériel volcanique. (Fig. 22).

Au point de vue génétique, les tufs jaunes représentent le résultat de l'érosion des appareils miocènes, ainsi que du Sabalan, dont de nombreux tufs et cendres remaniés se trouvent interstratifiés dans la région d'Alvars.

### 6.3. Les conglomérats fluviaux

Ce sont des dépôts du Quaternaire ancien donnant des plates-formes d'extension réduite entaillées par l'érosion. Ces niveaux ne se rencontrent que sur les rives de la Qareh Su au niveau de Kangalu et sous des épaisseurs plus réduites dans la dépression orientée Nord-Ouest, Sud-Ouest qui s'étend de Kangalu à Qusheh.

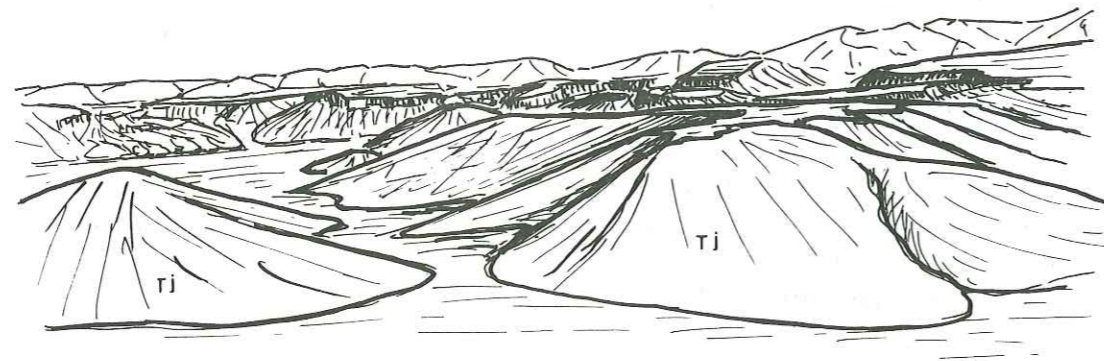


Fig. 21 : Plaine d'Alvars : les tufs jaunes

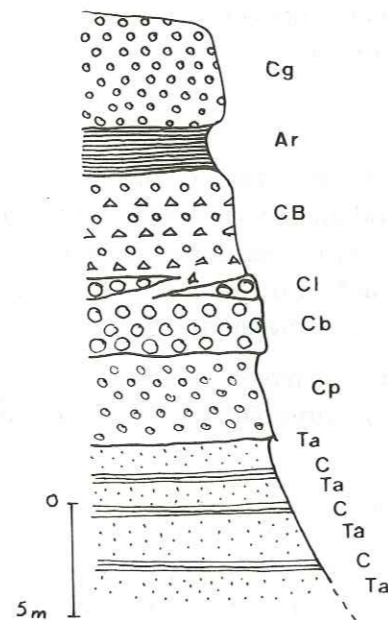


Fig. 22 : Log partiel de la formation des tufs jaunes

Ta : tufs argileux; C : niveaux cendres blanchâtres  
 Cp : conglomérat à petits éléments, matrice rosâtre;  
 Cb : conglomérat à gros blocs  
 Cl : conglomérat grossier en lentilles  
 CB : conglomérat + brèche  
 Ar : argiles rougeâtres; Cg : conglomérat.

Cette formation est constituée de conglomérats à petits éléments (taille moyenne 3 à 4 cm) de nature volcanique, intercalée de niveaux graveleux et sableux de faible épaisseur. L'ensemble est fortement cimenté par une matière calcaire.

#### 6.4. Les épandages récents :

Ces formations, qui résultent du remaniement des produits émis par le Sabalan (lahars, cendres), ont comblé la presque totalité de la dépression de Meshkin Shahr.

Ce genre de dépôts, dû aux eaux de ruissellement, se poursuit encore de nos jours.

#### 6.5. Le Sabalan

Immense strato-volcan, dont le diamètre moyen est supérieur à 40 km. Il a débuté au Pliocène et son activité a duré jusqu'à l'époque actuelle. Ses coulées ont ainsi recouvert en partie les édifices Miocène et plus anciens qui jouent le rôle de socle.

Le volume et la complexité d'un tel édifice nécessitent une étude particulière détaillée, c'est pourquoi le Sabalan fera l'objet de la deuxième partie de ce travail.

#### 6.6. Les basaltes quaternaires :

Dans la région de Sheirmahmatdeh, à la faveur de mouvements tectoniques, se mettent en place de petits appareils basaltiques donnant des coulées de l'ordre du kilomètre. Ce volcanisme n'est accompagné que de faibles projections de cendres.

## II - FORMATIONS VOLCANIQUES

### 1. Le Crétacé - supérieur : Formation de Sehjafarlu :

Cette série, débutant au Turonien-Coniacien, représente le lambeau volcanique le plus septentrional d'Azerbaïdjan. (Voir carte générale, fig. 1).

D'autres séries, tout à fait similaires, ont été rencontrées dans les chaînes de l'Araxe moyen, en Transcaucasie méridionale (P. Bonnet 1947).

Il semble de plus, que ce genre de formations se développent jusque dans la région des Pontides en Turquie.

#### 1.1. Description :

Dans la région du Dasht-Moghan, cette série forme une grande partie du Reshteh-Salavat et du Kuh-e-Kalantar, ainsi qu'une petite partie du Samandlu Dagh. Elle se prolonge plus à l'Ouest, en rive gauche de la Qareh-Su, par la Kara-Dagh et une partie des Monts du Talysch. (\*)

Au Nord, elle passe, par une variation latérale de faciès, à un flysch recouvrant en discordance le grand anticlinal de calcaires métamorphiques de Allahyarlu.

Au sein de la Kuh-e-Kalantar, où elle est la plus épaisse, elle peut atteindre une puissance de près de 1 000 m. A son sommet, la série de Sehjafarlu est continuée, sans discordance notable, par la série Eocène du Kuh-e-Kalantar qui en est la suite évolutive. (Fig. 23).

Le Reshteh-ye-Salavat, pris en relais par la Samandlu Dagh, forme une grande structure, à valeur de terminaison anticlinale (voir chapitre tectonique). Le cœur de cet anticlinal est occupé par les calcaires de Naçir-Kandeh, qui sont la base de la série de Sehjafarlu.

La première manifestation volcanique connue apparaît sous la forme d'un petit sill (1 m. d'épaisseur) au sein des calcaires de Naçir-Kandeh. (Fig. 24). Ce sill est interstratifié dans les calcaires mais n'a

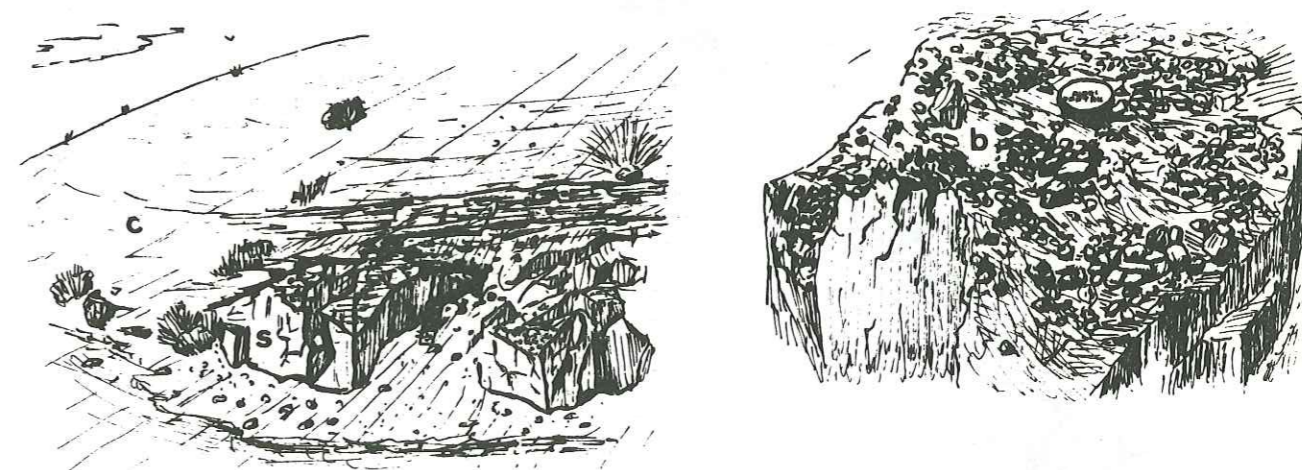


Fig. 24 : Petit sill de Naçir Kandeh  
S : sill; c : calcaires pélagiques; b : débit en billes (détail)

(\*) Ne pas confondre avec le Tالش, chaîne bordière de la mer Caspienne.

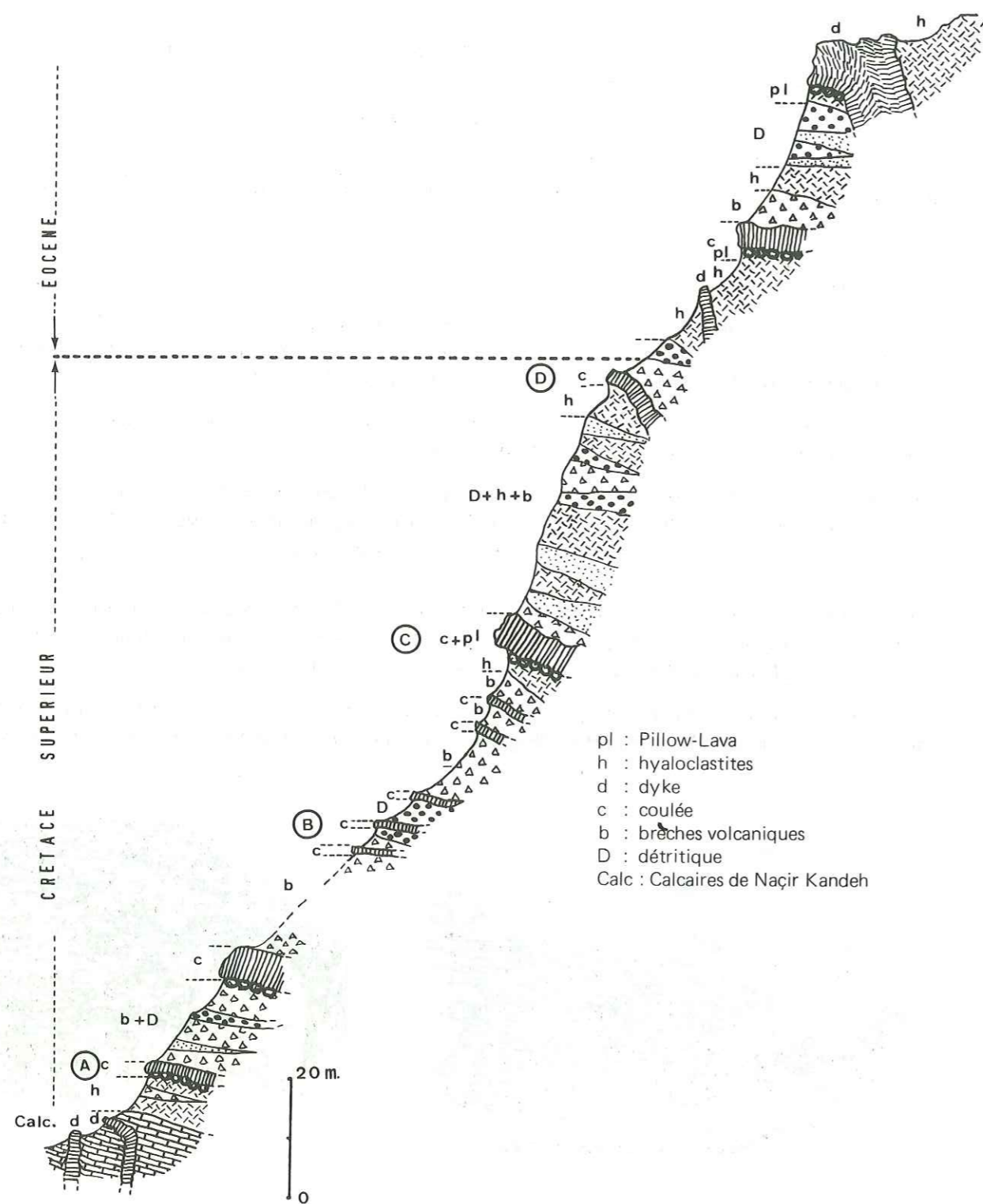


Fig. 23 : Coupe de la Samandlu Dagh.

pas entraîné de perturbations dans la stratigraphie. Son toit et son mur présentent, sur 10 à 15 cm d'épaisseur, un débit en billes de 1 à 2 cm de diamètre. (Fig. 24). Ce sill s'est mis en place dans un interbanc des calcaires non diagénisés, encore gorgés d'eau.

Ensuite, le volcanisme s'intensifie brusquement, et ne permet plus la sédimentation tranquille des calcaires pélagiques.

La série de Sehjafarlu est, schématiquement, constituée par une alternance de niveaux bréchiques et de coulées volcaniques franches, le tout recoupé par un réseau de dykes assez dense. (Fig. 23).

Les niveaux bréchiques :

Leur volume est beaucoup plus important que celui des laves. Dans la Samandlu Dagh, c'est-à-dire à la terminaison orientale de la série, les niveaux bréchiques ont de 2 à 20 m. d'épaisseur et des blocs de 10 à 40 cm. Au plus épais de la série, (Kuh-e-Kalantar) ces brèches deviennent encore plus puissantes et plus grossières. Le pourcentage des blocs est très variable d'un niveau à l'autre, mais tend généralement à diminuer dans le haut de la série.

On trouve des blocs de trois sortes :

- Laves des coulées plus ou moins démolies (parfois des prismes entiers sont stratifiés).
- Calcaires pélagiques, en petits blocs, dans le bas de la série surtout. Ces calcaires ne sont pas recuits.

On ne trouve par contre jamais de blocs de calcaires cristallins identiques à ceux de l'Anticlinal de Allahyarlu.

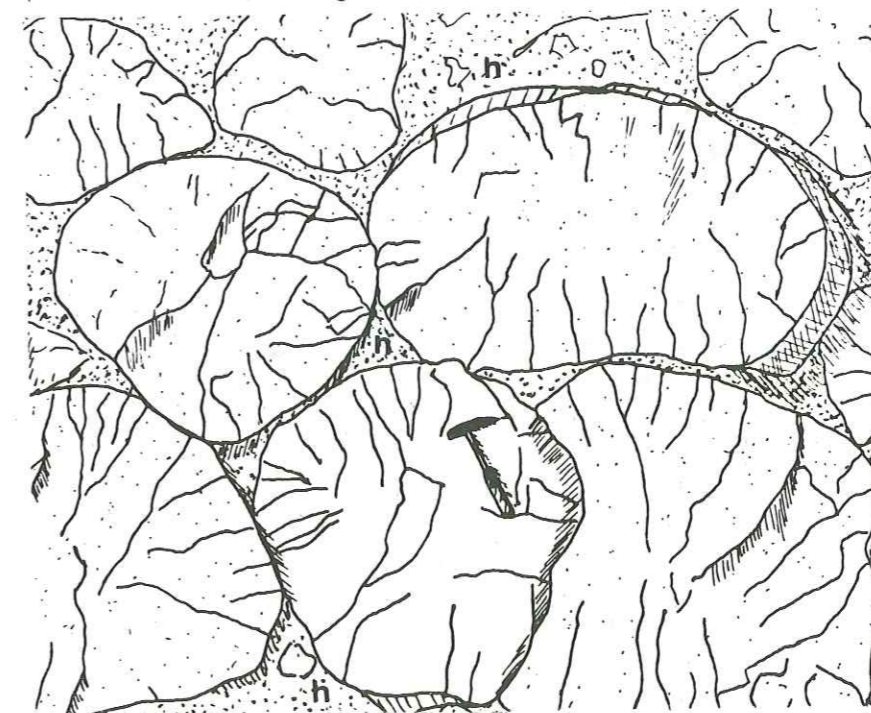
- Blocs de matrice, plus indurée, appartenant peut-être à des horizons inférieurs remaniés.

La matrice est constituée de produits volcaniques sableux grossiers et d'une purée de particules vitreuses. Ces hyaloclastites assurent une très bonne cohésion à l'ensemble.

Ce qui caractérise aussi cette matrice, c'est la présence de très nombreux cristaux, particulièrement de pyroxène et d'analcime très bien formés, non érodés.

Aucun granoclassement n'apparaît dans le bas de la série, par contre, dans le haut, nous assistons à un affinement des produits, les blocs peuvent disparaître totalement, et nous avons alors des niveaux sableux à stratification entrecroisée (Passage à la série Eocène).

Les coulées de laves, (de 2 à 6 m. d'épaisseur) sont bien formées, le plus souvent fortement prismées. Elles reposent pour la plupart, sur un tapis de pillow-lavas. Ceux-ci sont particulièrement bien formés (1 m. de diamètre; voir fig. 25) dans le haut de la série. Ces coulées sont assez étendues.

Fig. 25 : Pillow-Lavas  
h : hyaloclastites

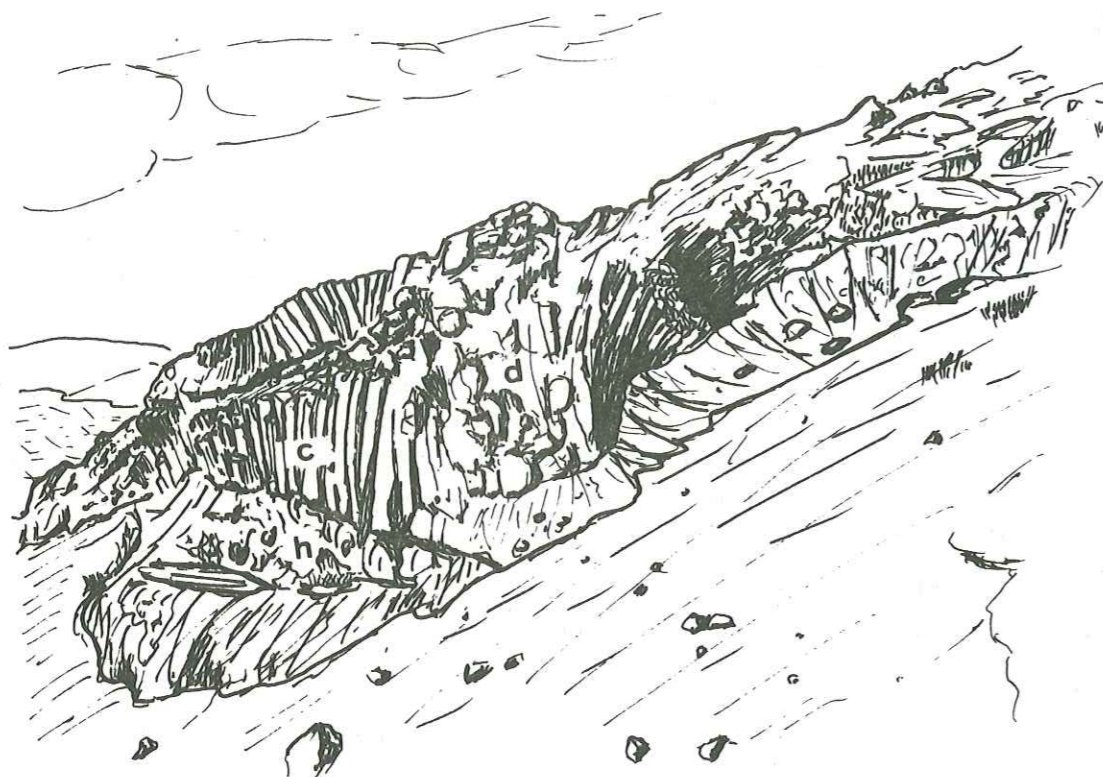


Fig. 26 : Passage d'un dyke à une coulée (Samandlu Dagh)  
d : dyke; c : coulée; h : hyaloclastites.

Samandlu Dagh

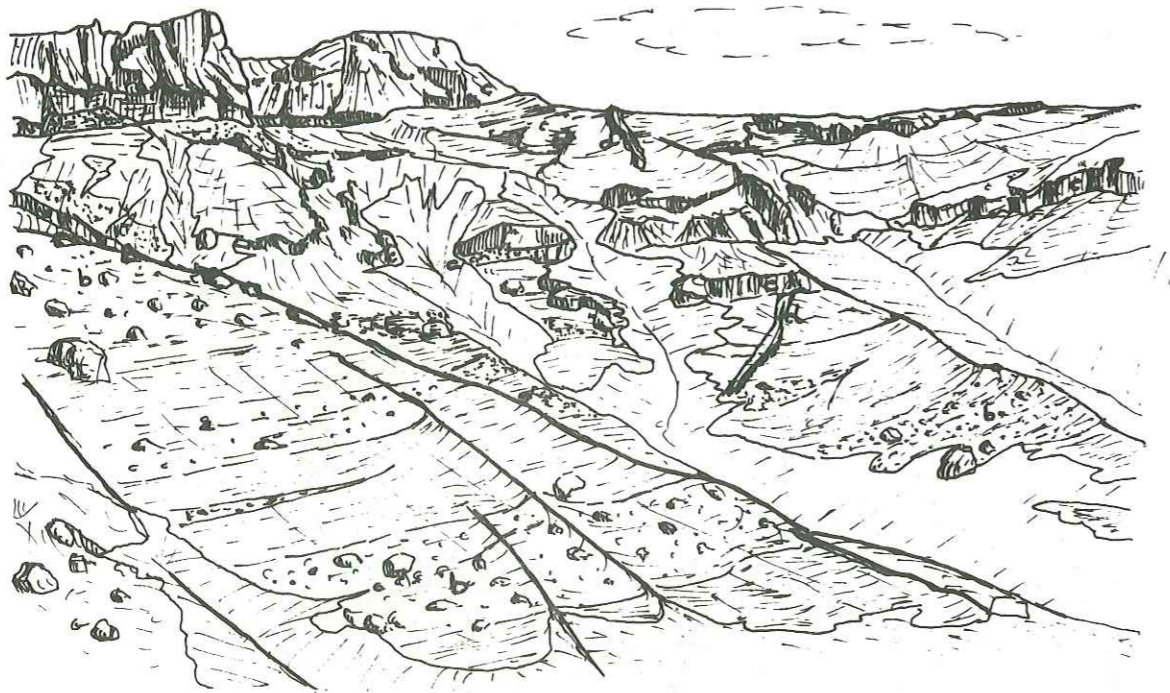


Fig. 27 : Panorama de la Samandlu Dagh  
b : brèches; c : coulées; d : dykes.

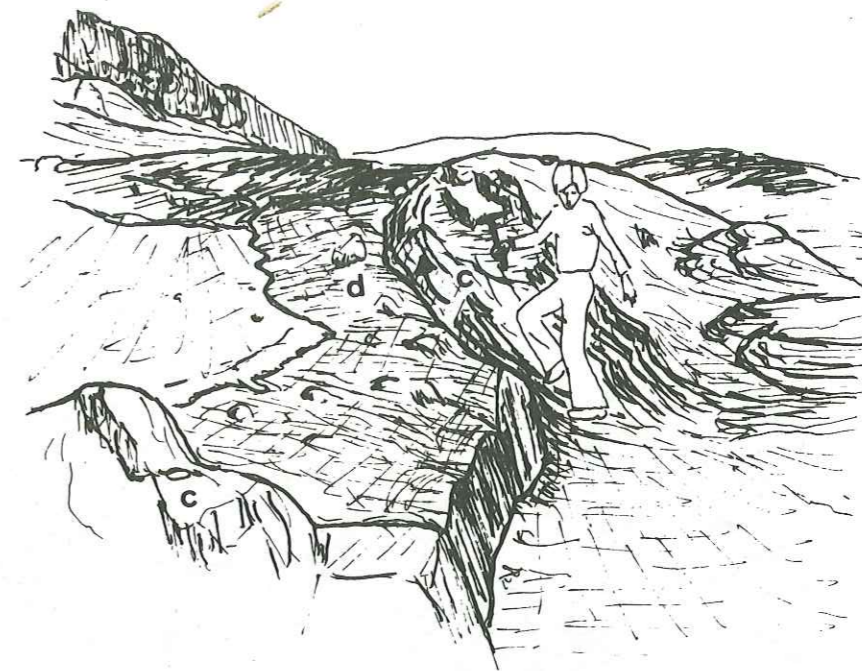


Fig. 28 : Dyke rebroussant des strates calcaires.  
d : dyke; c : calcaires

Les dykes : De direction  $N60^\circ$  à  $N120^\circ$  ils sont relativement peu épais (1 à 3 m.). Dans le bas de la série ils recoupent les calcaires, dont ils rebroussent les strates au passage. (Fig. 28 ). Il a été possible de voir le passage d'un dyke à sa coulée (fig. 26 ).

### 1.2. Interprétation - dynamisme.

Nous avons vu plus haut (chapitre stratigraphie) - que ces éruptions doivent être considérées comme post-coniaciennes.

L'examen des tufs intercalés entre les dykes et les coulées montre qu'ils sont nettement stratifiés; mais nous n'y avons trouvé aucun indice de restes organiques. Il semble que ces éruptions se soient produites par saccades, avec intercalation de courtes périodes de repos, pendant lesquelles se sont précisément déposés les tufs stratifiés. Il paraît difficile d'attribuer coulées et tufs à des éruptions subaériennes; on n'observe aucun indice d'émersion, aucun dépôt terrestre; il est beaucoup plus vraisemblable de voir là une phase d'activité volcanique sous-marine, dont le centre d'émission, ne peut se trouver qu'au voisinage immédiat.

La présence, quasi constante, de pillow-lavas à la base des coulées confirme d'ailleurs bien l'origine marine de la série.

L'ensemble se serait déposé sur un fond encore soumis à des oscillations qu'il semble plausible d'envisager comme un contrecoup, à retardement, des mouvements andins.

Le dynamisme de la série de Sehjafarlu est de **type très explosif**. Le volume des tufs est nettement plus important que celui des coulées et des dykes. Ce caractère explosif sera discuté plus loin, car il est étroitement lié à la pétrographie ainsi qu'à la genèse de cette série.

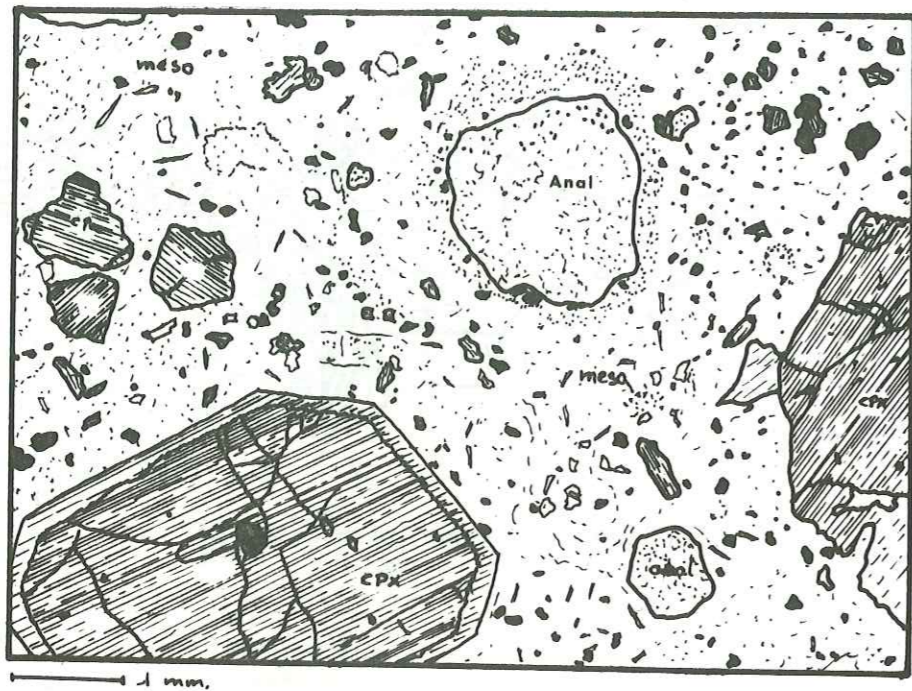


Fig. 29 : Structure d'une blairmorite.

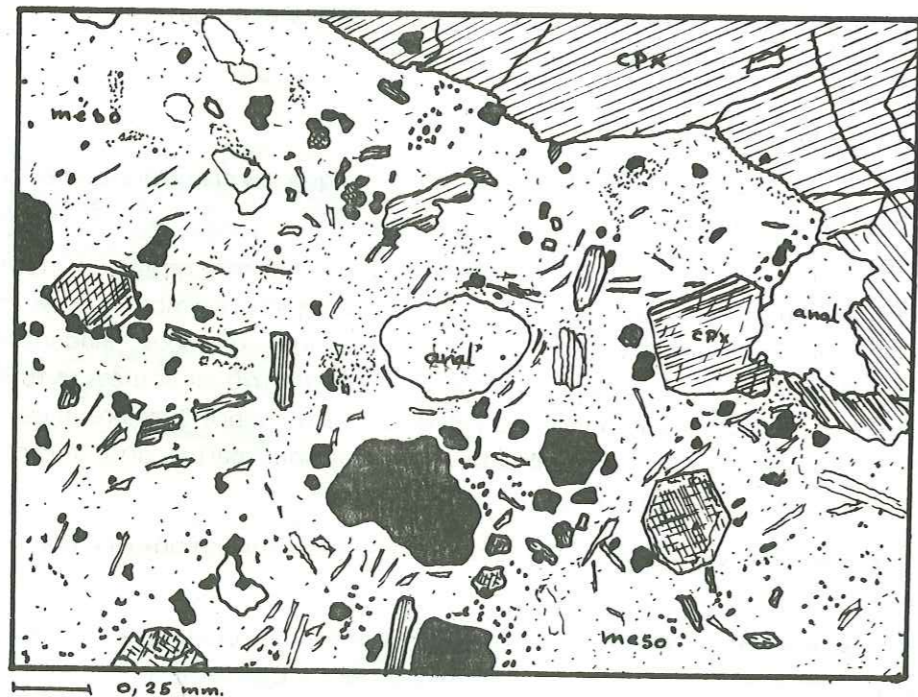


Fig. 30 : Structure d'une blairmorite.

anal. : analcime; CPX : Salite méso : mésostase.

### 1.3. Pétrographie

#### 1.3.1. Description :

Les laves de la série de Sehjafarlu sont constituées par une roche relativement claire, verdâtre, ayant de nombreux **phénocristaux**. Ceux-ci sont représentés par de grands cristaux (> 2,5 cm) d'analcime et une multitude de petits phénocristaux (0.2 à 4 mm) de pyroxène et aussi d'analcime (Fig. 29 et 30).

La mésostase est formée de très petits cristaux de pyroxène, d'analcime, de minéraux opaques et de quelques feldspaths potassiques, le tout dans une **pâte vitreuse**.

Il semble que le verre ait une tendance à se déstabiliser et il apparaît souvent un début de cristallisation de lattes feldspathiques. Les roches des dykes, par contre, ont souvent une **structure doléritique** (Fig. 31).



Fig. 31 : Structure doléritique (Teschénite)  
anal. : analcime; Py : Salite; b : Labrador.

Tout se passe donc, comme si la cristallisation avait été brusquement stoppée, lors de la mise en place sub-aquatique.

## 1.3.2. : Minéralogie :

Analyses modales -

Sens d'Evolution de la série →

	A	B	C	D
Pyroxènes	17,5	37,6	32,4	41,4
Analcime	32,6	39,5	24,2	2,6
Minéraux opaques	4,4	5,0	5,2	7,6
Feldspaths alcalins	2,1	---	---	---
Al bite	2,3	---	---	---
Mésostase	41,1	18,2	38,2	48,4
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00

(\* Voir le repérage des échantillons sur la coupe Fig. 23 ).

L'analcmie tend à disparaître dans le haut de la série.

## A. Les Pyroxènes.

Ils se présentent en phénocristaux (0,2 à 5 mm) de forme trapue, rarement brisés, et se groupent souvent en agrégats. Ils sont aussi fréquents sous la forme de microlites.

En L. P. apparaît un fort zonage, ainsi que de très belles macles en sablier et parfois des macles polysynthétiques.

Ils présentent une très grande dispersion et un angle  $2V = 60^\circ$ .

Ng : 1,727

Np : 1,697

Nm : 1,675

Ce qui donne  $Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn = 4,52 \text{ Atoms}$  (Hess, 1949).

Cette valeur correspond à celle d'une **salite**.

Deux analyses à la microsonde ont été réalisées. Il n'a cependant pas été possible de détecter le ou les éléments déterminant le zonage.

Analyse à la microsonde N°  
(Fig. 35)

	3	4
SiO <sub>2</sub>	47,66	47,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,78	8,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Fe total)	8,37	9,40
MgO	11,14	10,52
CaO	21,34	21,64
Na <sub>2</sub> O	1,10	1,75
K <sub>2</sub> O	0,18	0,35
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,91
MnO	0,09	0,02
Total	97,38	99,69

Nombre d'ions sur la base de 12 oxygènes.

Si	3,70	3,65
Al	0,31	0,37
Fe <sup>3+</sup>	0,49	0,56
Mn	0,01	---
Mg	1,30	1,25
Ca	1,82	1,84
Na	0,11	0,13
K	0,01	0,02
Ti	0,05	0,06

D'après le diagramme (Fig. 32) (Poldervaart et Hess 1951), nous avons une **Salite sodique** à pourcentage **Ca** très élevé.

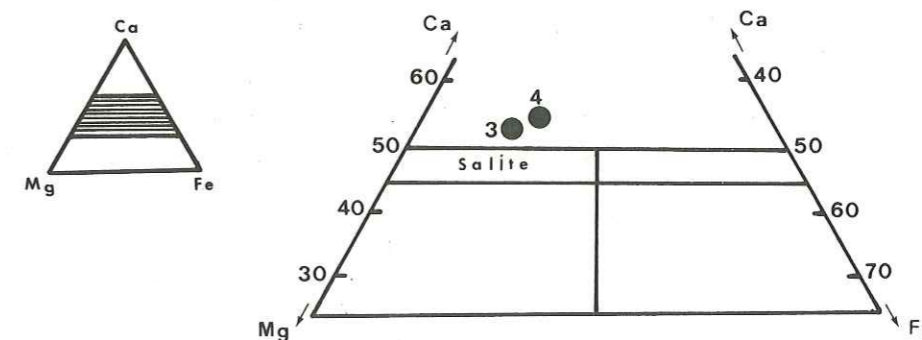


Fig. 32 : Diagramme de Hess (1951).



Ces analyses corroborent les analyses optiques. Les pyroxènes d'une série de roches identiques en Australie (New South Wales : Wilkinson 1962), présentent les mêmes caractères.

D'après le «Rock Forming Minerals» (Deer, Howie & Zussman 1966), les Salite seraient les pyroxènes typiques des **roches hypabyssales** dérivant de magmas basaltiques alcalins.

#### B. L'analcite :

En raison de son importance, elle sera décrite à part dans le paragraphe «Analcite en Azerbaïdjan» (p. 44).

#### C. Les minéraux opaques :

Assez abondants, en grains parfois assez gros, ils sont le plus souvent disséminés dans la mésostase.

Analyse à la microsonde N° 5 (Fig. 35).

SiO <sub>2</sub>	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Fe total)	69,80
MnO	0,45
MgO	3,34
CaO	0,84
TiO <sub>2</sub>	5,51
H <sub>2</sub> O (probable:Deer)	11,00
Total : .....	99,70

Cette analyse correspond à celle d'une **limonite**, montrant le caractère **hautement hydraté** de la roche.

#### D. Les Feldspaths :

La mésostase des coulées, étant particulièrement fine, il n'est pas possible de faire des mesures sur les microlites, assez mal cristallisés. Quelques **feldspaths potassiques** ont cependant été discernés.

Dans les dykes, les lattes de plagioclases ont une composition de **labrador**. D'autre part, surtout dans les dykes, se développent, secondairement, des cristaux d'**albite** de forme armiboïde. (Fig. 33).

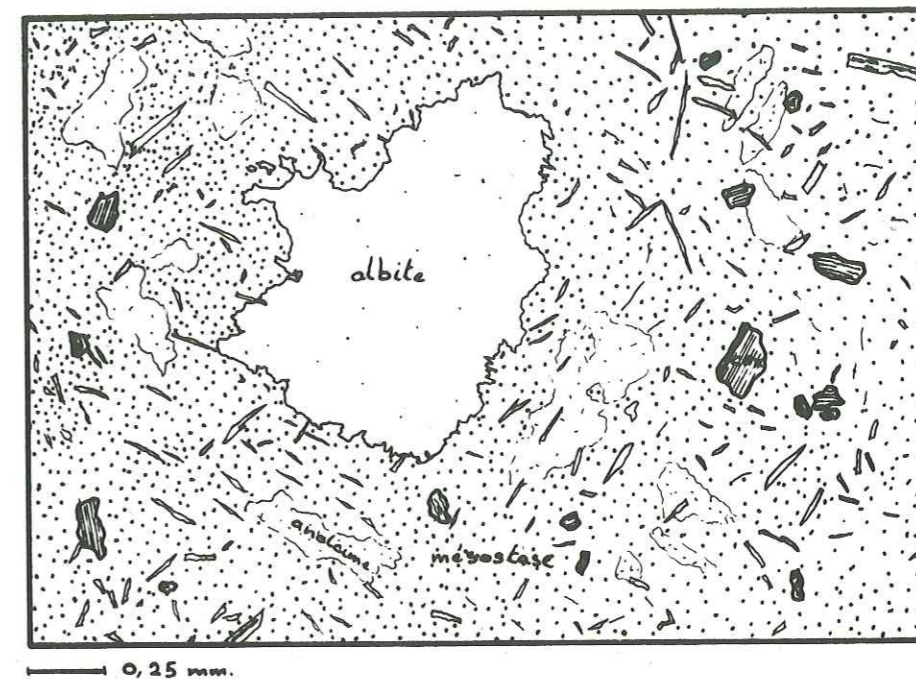


Fig. 33 : Albite amiboïde secondaire dans une blairmorite.

Dans les dykes où la structure doléritique se développe, les lattes feldspathiques ont une composition de **labrador** (An 60-70) voir même parfois de **bytownite** (An 70-75). (Fig. 31).

#### 1.3.3. : Chimisme et classification :

Analyses totales N°	1	2
SiO <sub>2</sub>	47,60	46,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,55	15,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,00	4,33
FeO	2,15	2,00
MgO	9,25	9,25
CaO	14,05	5,68
Na <sub>2</sub> O	0,65	5,20
K <sub>2</sub> O	4,60	5,36
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,10
MnO	0,25	0,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,15	3,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	1,65
Total : .....	99,35	99,80

Analyses totales N° (suite)	1	2
Normes CIPW		
Q	---	---
Or	19,58	28,99
An	12,28	4,49
Ab	---	---
Neph	2,98	23,84
Leu	5,96	2,10
Diop	43,68	17,93
Oi	1,95	10,32
Magn	5,28	4,74
Hem	5,36	1,06
Ilm	1,61	1,65
Apa	0,47	0,24

D'après Streckeisen nous avons une mélatéphrite phonolitique pour la 1; une phonolite téphritique mélanocrate pour la 2.

Ces laves, largement sous-saturées, sont, d'après leur teneur en minéraux colorés, à la limite des téphrites et des basanites. Ces roches ne renferment pas de plagioclases exprimés, le feldspath est à l'état potentiel dans l'augite ou dans le verre. L'analcmite est, en fait, le seul élément blanc, et n'apparaît par calcul que sous forme de **néphéline virtuelle**. (Echantillon 2). Ces roches constituent donc une **forme cryptomorphe de téphrite analcimique**.

Lacroix (1924) donne à des roches tout à fait similaires le nom de **Scanoïtes**. Actuellement le terme le plus employé est celui de **Blairmorite** (Wilkinson, 1962, 1970, Pearce 1970...). Quand la structure doléritique se développe, les roches prennent le nom de **Teschénites**.

Quelques rares enclaves homoeogènes ont été rencontrées. Elles sont composées en majorité de clinopyroxènes et d'olivine, pratiquement totalement transformée en **iddingsite**, et aussi de quelques orthopyroxènes. La structure est microgrenue. Cette roche, très altérée, est donc un terme proche des **Iherzolites**.

La série de Sehjafarlu est le résultat de la mise en place marine d'un magma basaltique alcalin, largement sous-saturé, d'origine très profonde.

#### 1.4. L'Analcmite en Azerbaïdjan.

L'analcmite de la série de Sehjafarlu a attiré notre attention du fait de sa relative rareté en tant que minéral primaire dans les roches ignées, ainsi que par la taille de ses cristaux et par son pourcentage élevé (jusqu'à 30) au sein des laves.

D'autre part, sa présence a été signalée à plusieurs reprises en Turquie; en Azerbaïdjan soviétique (SOLOVKIN 1945); en Azerbaïdjan du Sud (LESCUYER, RIOU, LOTFI 1974) ainsi qu'en Iran central (STALDER 1971, SABZEHI 1974, AMIDI 1975). Dans toutes ces localités, la présence de l'analcmite est liée au volcanisme fini-Crétacé-Eocène appartenant à la ceinture volcanique d'Iran central.

Souvent interprétée comme leucite, nous avons identifié l'analcmite par ses propriétés optiques, par diffractométrie X et par analyses à la microsonde électronique.

##### 1.4.1. : Caractéristiques :

Les phénocristaux d'analcmite sont généralement de la forme d'un trapézoïdre, allant jusqu'à

2,5 cm. de diamètre, automorphe, mais parfois arrondis sur les bords ou encore fractionnés et fragmentés.

De plus petits cristaux (de 1 mm à 0,1 mm) sont plus arrondis. L'analcmite est de couleur rose-orangée et d'aspect opalin. Généralement tous les cristaux présentent une bordure blanche, assez fine. Dans les plus gros phénocristaux, des mouchetures, ayant les mêmes caractéristiques que la bordure, se développent. (Fig. 34).

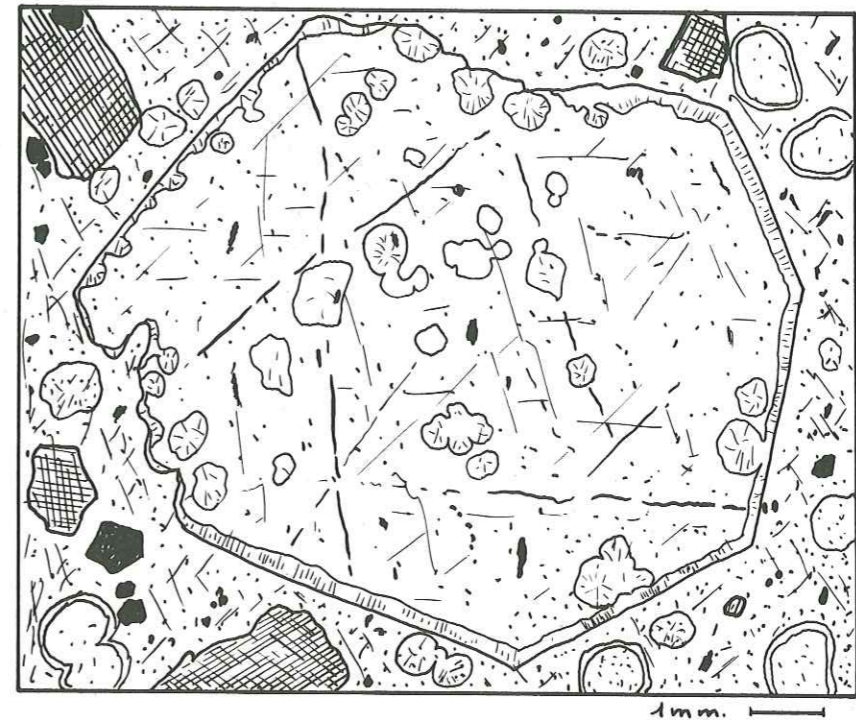


Fig. 34 : Phénocristal d'analcmite.

Lorsque les cristaux sont fragmentés, la mésostase pénètre dans les cassures, mais il n'y a ni résorption, ni formation de la bordure blanche à la surface de la cassure.

Au microscope, l'analcmite apparaît en cristaux globuleux, de couleur rose et d'aspect sale. Nous n'avons jamais rencontré de cristaux limpides.

Quelques inclusions (C.P.X., apatite, min. opaques) ne sont pas rares. Aucun clivage ne domine.

La réfringence est de  $1,494 \pm 0,002$  (mesurée aux liqueurs d'indice).

En lumière polarisée, les cristaux sont pratiquement **isotropes**. Par l'adjonction d'une lame de gypse, il est possible de distinguer une très légère biréfringence, mais aucune trace de macles, particulièrement celles de la leucite, n'ont été décelées.

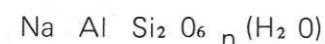
Optiquement, il est difficile de différencier l'analcmite d'un verre, ce qui rend délicat la détection des petits cristaux dans une roche à pâte vitreuse.

Les diagrammes de diffractométrie X, effectués sur des analcmites, triées à plus de 80 %, ont donné les résultats suivants :

d (hkl)	I/I <sub>0</sub>	d (hkl)	I/I <sub>0</sub>
6,867	5	1,714	30
5,589	80	1,689	40
4,837	40	1,663	10
3,659	20	1,619	20
3,428	100	1,593	30
3,229	5	1,496	20
2,921	80	1,480	20
2,738	20	1,447	10
2,687	50	1,414	40
2,502	50	1,375	10
2,420	30	1,373	10
2,226	40	1,294	10
2,017	10	1,284	20
1,902	50	1,186	10
1,869	40	1,167	10
1,742	60	1,167	10

Ces valeurs correspondent à celles d'une analcime sodique, à faible remplacement du Na par K et Ca (Höller 1970).

Formule structurale théorique :



Calculée sur les 15 premières raies, la maille du réseau cristallin est de :

$$a = 13,70 \text{ \AA} \pm 0,01$$

D'après SAHA (1959, 1961), cette maille donne une proportion moléculaire de Si variant de 4,5 à 5. (Ces valeurs diffèrent quelque peu de celles obtenues à la microsonde).

Analyses à la microsonde électronique. (Fig. 35).

	N° 1	2	1	2	
SiO <sub>2</sub>	54,63	57,18	Si	4,01	4,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,74	10,55	Al	1,96	1,77
MgO	00,08	00,09	Na	1,78	1,62
CaO	00,08	00,30	K	0,21	0,18
Na <sub>2</sub> O	12,55	11,46	Ca	0,01	0,02
K <sub>2</sub> O	00,26	00,23	Fe	0,03	0,03
TiO <sub>2</sub>	---	---	Calculés pour 14 atomes d'oxygène.		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	00,92	01,18			
H <sub>2</sub> O (Probable, Deer)	08,50	08,50			
Total : .....	99,76	99,49			

(\*) Les détails et les caractéristiques des manipulations de la microsonde sont décrits en annexe 3.

D'après ces analyses les formules structurales développées sont :

1.  $(\text{Na}_{1,8} \text{K}_{0,2}) \text{ Al}_2 \text{ Si}_4 \text{ O}_{12} \cdot 2 \text{ (H}_2\text{O)}$ .
2.  $(\text{Na}_{1,6} \text{K}_{0,18}) \text{ Ca}_{0,2} \text{ Al}_{1,8} \text{ Si}_{4,2} \text{ O}_{12} \cdot 2 \text{ (H}_2\text{O)}$ .

Les gros phénocristaux sont donc typiquement des **analcimes sodiques**, ne présentant qu'un faible taux de remplacement de Na par K. Les petits phénocristaux ont une légère tendance vers l'analcime calcique (Wairakite).

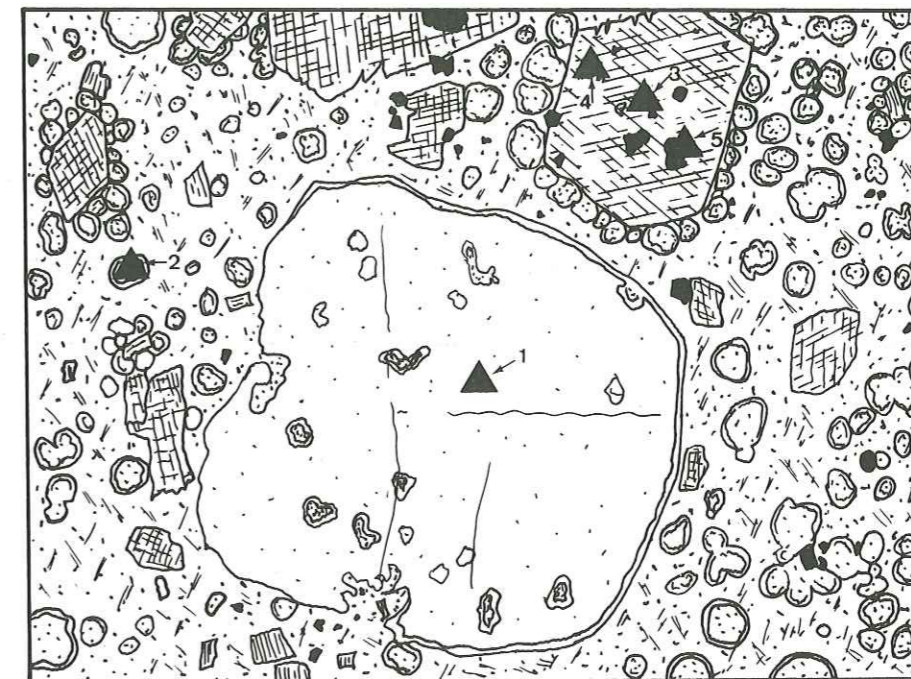
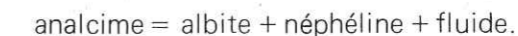


Fig. 35 : Blairmorite : Analyses de microsonde :  
Analyse 1 : analcime  
Analyse 2 : analcime  
Analyse 3 : Salite (cœur)  
Analyse 4 : Salite (bordure)  
Analyse 5 : Limonite

Noter les couronnes de petites analcimes autour des clinopyroxènes.

#### Nature de la frange d'«altération»; migration des alcalins :

Cette bordure corrode légèrement les cristaux. Elle est anisotrope, d'aspect fibroradiée. Il peut s'agir soit d'une zéolite fibroradiée (Sabzehi 1974) soit d'un mélange Albite + Néphéline d'après LIOU 1971 :



Nous avons relevé les deux raies principales de la néphéline sur un diagramme de diffraction X.

D'autre part, une coloration sélective montre que cette bordure, restant blanche, peut-être, soit de la leucite, soit de la néphéline.

Pour résoudre ce problème, et celui de la genèse de l'analcime, nous avons effectué deux traversées en «scanning» à la microsonde, l'une en K l'autre en Na. (Fig 36 A et B).

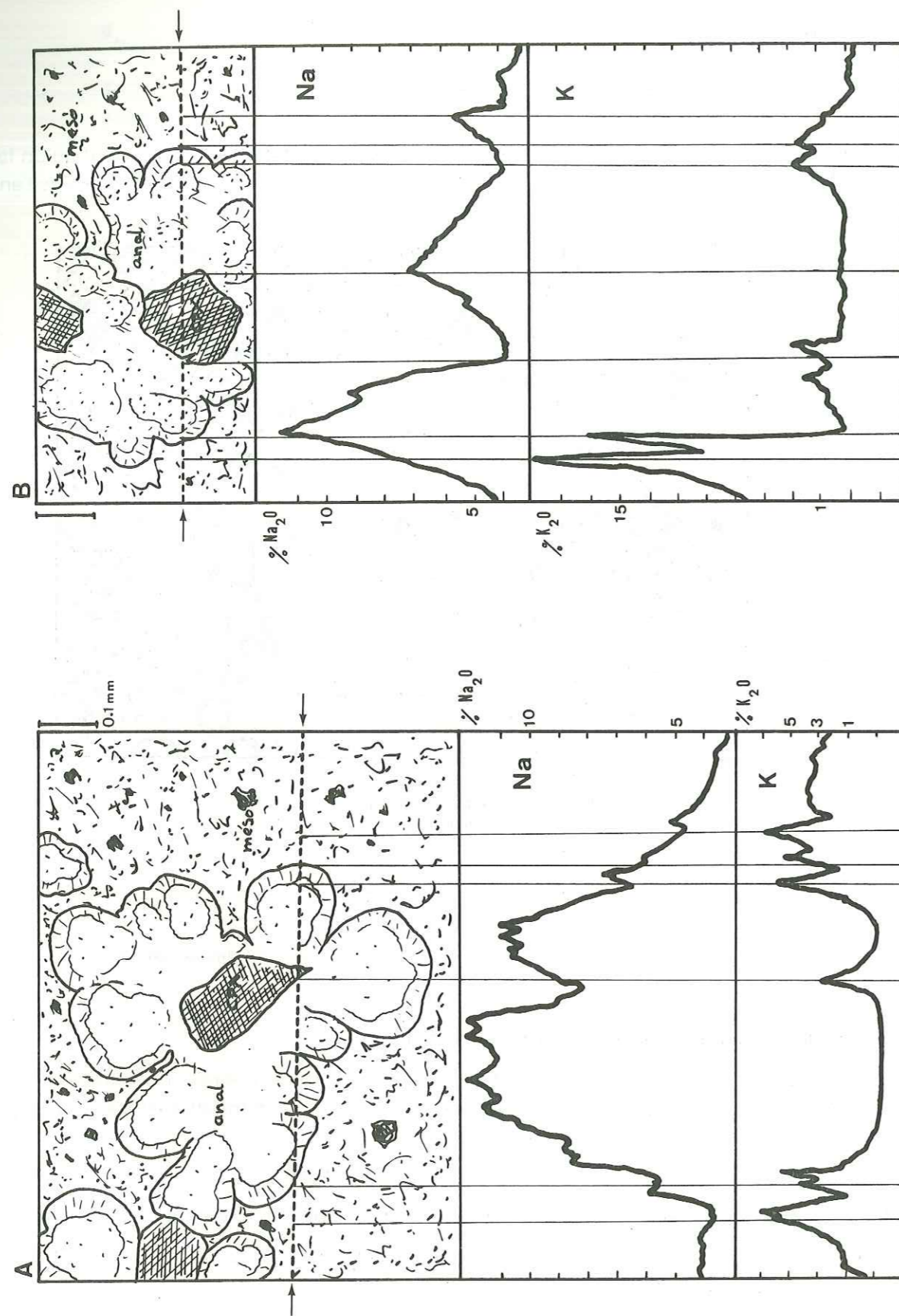


Fig. 36 : Traversées à la microsonde (Scanning)  
Images en électrons réfléchis  
→ ← Trajet du pinceau d'électrons pendant la traversée.

Nous voyons que le Na est très important dans tout le cristal d'analcite, plus ou moins bien réparti, alors que le K est très faible et constant.

Par contre, au niveau de la frange nous avons une augmentation brutale en K, alors que la teneur en Na devient faible, mais reste cependant plus importante que dans la pâte.

La frange a donc une composition en alcalins de 6 à 8 % en  $\text{Na}_2\text{O}$ , et de 5 à 6 % en  $\text{K}_2\text{O}$ .

Il est donc plus probable que cette frange soit un produit de déstabilisation de l'analcite en albite + néphéline.

Cependant, cette déstabilisation a dû être précoce et apparaître avant la solidification de la lave. Les mouchetures, à l'intérieur des cristaux sont de même nature.

Dans le scanning B (fig. 36), à gauche de la courbe, à la sortie du cristal d'analcite, nous avons, une augmentation très brutale et très importante en K. Ce fait nous a amené à rechercher où se trouve le K, une fois qu'il a été chassé du réseau de l'analcite.

Nous avons effectué des images de répartition en K et en Na. Le Na est très bien distribué dans l'analcite et en proportions bien moindre dans la pâte. (Fig. 37 a; b; c).

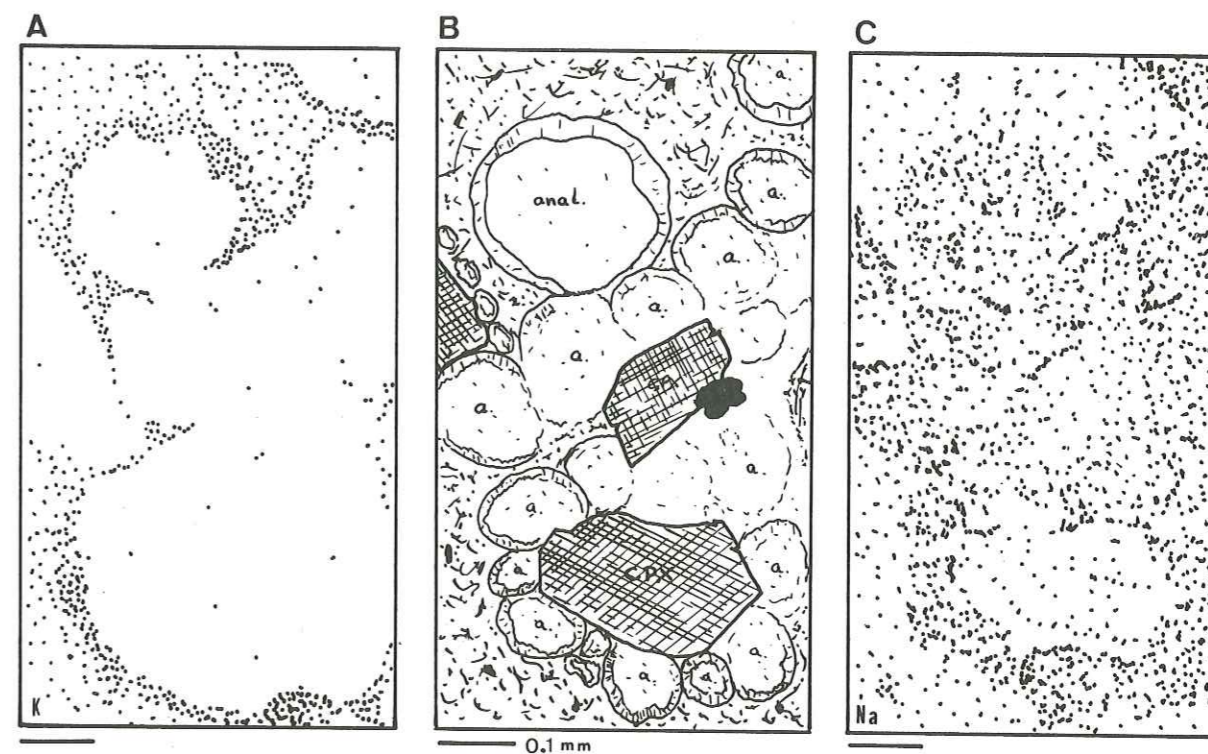


Fig. 37 : Images de répartition des éléments :  
A : Image en K; B : Image en électrons réfléchis  
C : Image en Na.

Le K n'est pas réparti de façon aléatoire dans la pâte. Il se concentre au contraire autour de l'analcite de façon très nette. Il s'exprime alors soit sous forme de néphéline, soit sous forme de feldspaths **potassiques virtuels**, au sein de la pâte.

L'échange des ions Na et K semble se faire très rapidement, et la réaction est si prompte que des solutions métastables peuvent être produites entre les cristaux et le verre hydraté. (Taylor, Mr Kenzie 1975).

La frange néphélinique aurait alors une formation presque simultanée avec l'analcime. (\*)

S'agissant de structures essentiellement ioniques, on est conduit, lors de telles migrations, à faire intervenir d'une part la différence de rayon des ions qui s'échangent, d'autre part, le volume qu'ils occupent dans le réseau (Volfinger 1970).

Le rayon du K (1.33Å) est plus important que celui de Na (0.95 Å), cristallin tel celui de l'analcime.

L'eau peut prendre place dans les interstices laissés par le départ du K et son remplacement par le Na plus petit (Thugutt 1951), ce qui peut expliquer le caractère plus hydraté de l'analcime par rapport à la pâte (Voir aussi Debron 1962).

#### 1.4.2. : Interprétation de la genèse :

Toutes les considérations ci-dessus nous amènent à penser que l'analcime est un **minéral primaire** au sein des blairmorites, et non pas un minéral formé sous des conditions hydrothermales, comme c'est le cas pour des analcimes interstitielles.

Dans ce dernier cas, l'analcime joue le rôle d'une zéolite, tandis que, lorsqu'elle est primaire, elle joue un rôle de feldspathoïde à part entière, au même titre que la leucite, ou la néphéline.

Dans le cas de l'analcime de Sejafarlu, il semble très probable que celle-ci ne se soit pas formée au détriment de la leucite, cette dernière n'ayant vraisemblablement jamais cristallisé.

Comme nous le verrons plus loin, l'analcime se forme à partir d'un liquide interstitiel donné, et dans des conditions thermodynamiques précises et qui lui sont propres.

Les données expérimentales sur le système  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$  ne manquent pas, mais de nouvelles expériences, effectuées par ROUX et HAMILTON (\*), amènent une lumière nouvelle sur les conditions de cristallisation de l'analcime dans la paragenèse correspondant à celle des blairmorites. (Fig. 38).

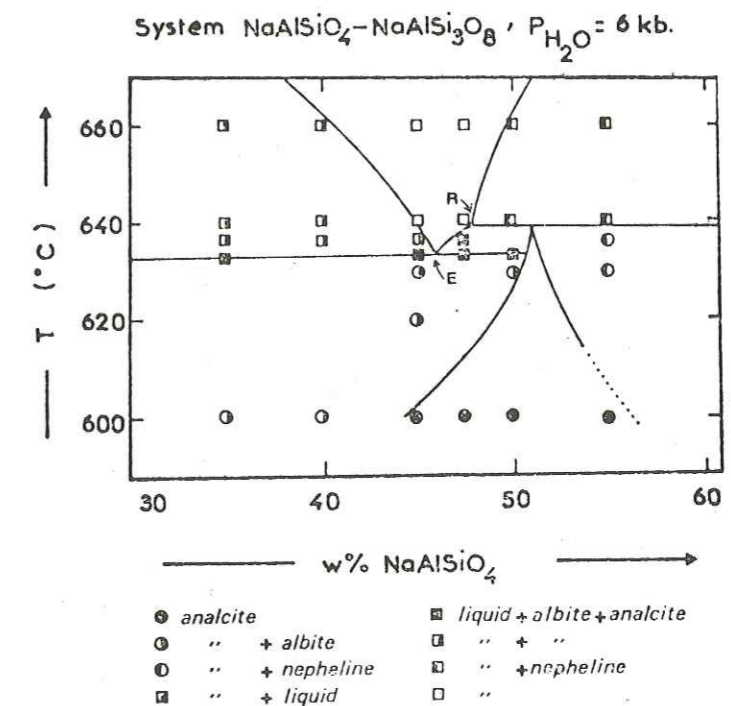


Fig. 38 : Relations entre les différentes phases à 6 kb. de pression de vapeur d'eau, pour une partie du système Ab - Neph. (Roux et Hamilton 1976).

Dans le système Ab - Or - Ne - Kalsilite -  $\text{H}_2\text{O}$ , l'assemblage: analcime ± (Ne, Ab, Or) ne peut exister qu'à des pressions fluides comprises entre 5 et 13 kb, et pour des températures variant de 600 à 640° C.

(\*) Les résultats sont à paraître dans le « Journal of Petrology » Vol. 17 part. 2, au printemps 1976.

(\*) Cependant, d'après J. ROUX (communication orale avril 1976), la cinétique de cet échange d'ions reste à définir avec plus de précisions, et il se pourrait qu'elle ne soit pas aussi rapide. Des études sont en cours pour lever cette indétermination.

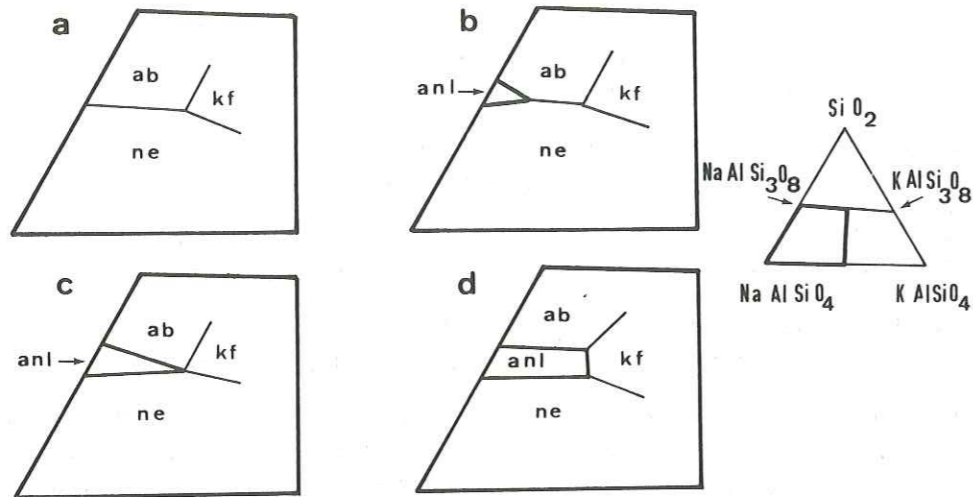


Fig. 39 : Diagrammes montrant les liquidus pour une partie du système résiduel,  
 a :  $P_{H_2O}$  inférieure à  $I_5$  ; b :  $P_{H_2O}$  entre  $I_5$  et  $J_1$   
 c :  $P_{H_2O}$  égale à  $J_1$  ; d :  $P_{H_2O}$  supérieure à  $J_1$   
 (Roux et Hamilton 1976).

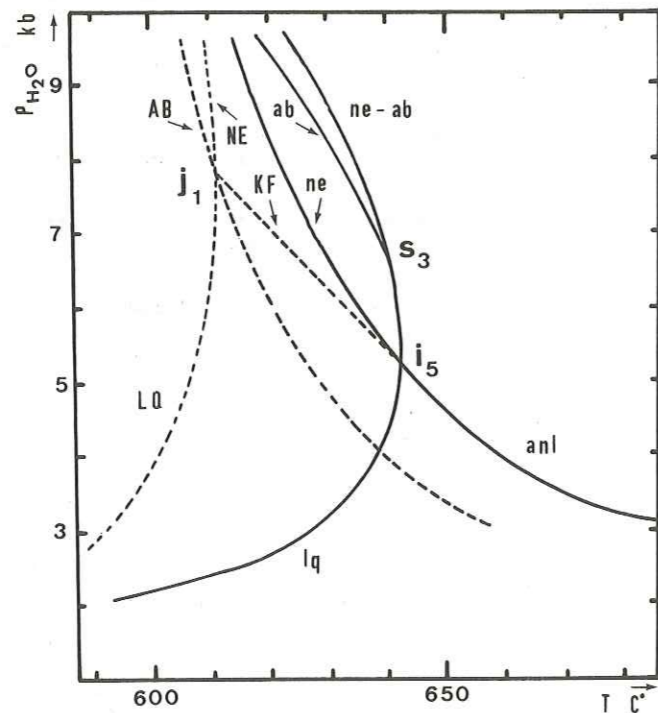


Fig. 40 : Courbes schématiques de l'invariant PT pour le système albite-néphaline (lignes pleines; lettres minuscules) et le système résiduel (lignes en pointillés; lettres capitales). Les courbes sont désignées par l'abréviation de la phase manquante.  $I_5$  est un point invariant, du système Albite-Néphéline où, l'albite, la néphéline, l'analcime, le liquide et la vapeur peuvent coexister.  $J_1$  : est un point invariant du système résiduel où l'Albite, la Néphéline, l'Analcime, le Feldspath K, le liquide et la vapeur peuvent coexister. (Roux et Hamilton 1976).

D'après la figure N° 39, il apparaît que l'analcime peut être considérée comme un minéral de haute pression et de température moyenne voire faible, alors que la cristallisation de la néphéline nécessite une pression fluide moindre, mais une température nettement supérieure.

Après la cristallisation des minéraux accessoires, des pyroxènes, et peut être de l'olivine (ayant pu être résorbée par la suite), nous avons un enrichissement important du liquide interstitiel en alcalins, en fluides et plus généralement en éléments incompatibles.

A ce moment-là, nous aurions dû avoir la cristallisation des feldspaths, mais les conditions thermodynamiques et chimiques (sous-saturation en Si) n'ont pas été favorables.

D'autre part, d'après les travaux d'O'HARA (1968), le fractionnement des nodules lherzolitiques, en équilibre avec le liquide basanitique, est possible entre 10 et 15 kb., ce processus enrichissant considérablement le liquide résiduel en néphéline normative.

Dans le cas particulier des blairmorites, l'assemblage qui les caractérise est : Analcime - feldspath K ( $\pm$  virtuel) - Liquide résiduel. Ces trois phases ne peuvent coexister que dans un domaine P et T entre (AB) et (NE), dans les courbes de la figure N° 40. (Roux et Hamilton 1976).

Ce domaine est très étroit, presque vertical. Il est limité à sa partie supérieure par les pressions entre 12 et 14 kb., où l'analcime se déstabilise en jadéite (H.S. Yoder et Weir 1960, Newton et Kennedy 1968).

Ainsi, il semble probable, que, la genèse des roches de type blairmorite se situe dans un environnement où la température est environ de  $600^\circ C.$ , avec une pression d'eau partielle comprise entre 8 et 14 kb. (équivalent à 28 - 50 km. de profondeur). (Roux et Hamilton 1976).

La teneur élevée d'un liquide en alcalins, ainsi que des pressions fluides importantes permettent la cristallisation de l'analcime.

Cependant, la frange Ne + Ab représente une certaine déstabilisation de l'analcime se produisant vers le point  $S_3$  (Fig. 40) (6,5 kb -  $640^\circ C.$ ). Cette déstabilisation traduit une baisse sensible de la pression fluide et une augmentation de la température.

Si les conditions thermodynamiques représentées au point  $S_3$  n'avaient pas évolué, la réaction



se serait développée beaucoup plus.

Or, nous constatons que dans les roches de la série de Sehjafarlu, les cristaux d'analcime ne présentent qu'un début de déstabilisation. Les conditions P et T de mise en place de ces roches ont dû donc être proches de 6,5 kb. et  $640^\circ C.$ , ces conditions devant être préservées durant la montée du magma.

Cette « fossilisation » de conditions thermodynamiques est possible avec une montée très rapide du magma à partir du lieu où règnent « naturellement » ces conditions.

Cette très grande rapidité d'ascension, à partir de profondeurs considérables est absolument nécessaire pour la conservation de l'analcime jusqu'à la surface, sinon, nous obtiendrions des roches à néphéline.

Bien que le champ de stabilité théorique de l'analcime soit relativement grand (de  $350^\circ C.$  et de 2 à 10-12 kb.), ses conditions de cristallisation, au sein d'une paragenèse donnée, sont, au contraire, relativement étroites. (Fig. 39).

Il faut, de plus que ces conditions soient à peu près conservées jusqu'à la mise en place en surface du magma.

Ces divers facteurs, difficiles à réunir tous ensemble, expliquent la relative rareté des analcimes primaires, ainsi que des roches de type blairmorites.

Dans le paragraphe suivant, nous verrons dans quel contexte peuvent se mettre en place ces associations de roches, et qu'elles sont leur signification.

### 1.5. : Conclusions :

La série de Sehjafarlu est composée de roches assez particulières : **les blairmorites**. Ces roches se sont mises en place avec un dynamisme explosif.

Il est rare de trouver des coulées bien formées dans les séries correspondant à ce type de roche; que la mise en place soit aérienne (Alberta), ou marine comme ici.

Ce sont toujours les brèches qui prédominent et les blairmorites se rencontrent le plus souvent sous la forme de blocs.

La série de Sehjafarlu fait un peu exception, et les coulées ainsi que les dykes n'y sont pas rares.

Le caractère explosif de la mise en place des blairmorites peut être expliqué par la pression fluide importante (sup. à 6 kb.) régnant au sein de ce matériel, jusqu'au moment de sa mise en place (voir le chapitre sur l'analcime).

Il semble d'autre part, que ces **séries à analcime primaire**, soient très généralement liées à des **fractures profondes** (cas du Forez par exemple : Hernandez J. 1973).

Ces fractures favorisent la montée rapide du magma, ce qui est nécessaire pour que l'analcime reste stable.

Le magma ne stagne pas dans des chambres magmatiques intermédiaires. Les associations du type blairmorite pourraient donc être l'indice du début ou de la fin d'une phase d'expansion, c'est-à-dire le moment où les grandes fractures profondes sont très peu béantes, soit qu'elles commencent seulement à s'ouvrir, soit au contraire qu'elles soient en cours de fermeture.

Nous verrons plus loin, après l'étude totale du magmatisme fini-Crétacé—Eocène, que cette hypothèse paraît être plausible en Azerbaïdjan oriental.

Pierre Bonnet conclut, à la suite de ce qu'il avait défini comme les « roches vertes mésocrétacées » dans son étude des chafnes de l'Araxe moyen (1947) :

*«Les éruptions volcaniques mésocrétacées transcaucasiennes représentent un stade typique dans l'évolution des géosynclinaux alpins, dont l'événement se produit à la même époque en de nombreux points de la Téthys (Balkans, arc iranien, etc...)».*

Pour nous, la série de Sehjafarlu marque, au moins, le début de l'ouverture d'un rift, dont l'extension continue à l'Eocène.

## 2. L'EOCENE

### 2.1. Etude volcanologique.

Afin de mettre en évidence l'évolution de caractères volcanologiques qui sont étroitement liés aux conditions paléogéographiques de mise en place, nous avons respecté dans cette étude la succession géographique Nord-Sud des formations du Kuh-e-Kalantar, de Moradlu, et des «Trapps» que nous avons définies dans le chapitre Stratigraphie. (Fig. 5).

#### 2.1.1. La formation du Kuh-e-Kalantar.

##### A - Description.

Elle constitue la plupart des plus hauts sommets des monts de Resteh-Ye-Salavat et surmonte, sans discordance notable, la formation de Sehjafarlu. Son épaisseur très réduite (environ une centaine de mètres) n'est pas seulement due à un volcanisme moins intense, mais aussi à une puissante érosion postérieure.

La base de la formation est franchement marine, caractérisée par des laves en coussins (pillow-lavas), reposant sur des niveaux d'hyaloclastites. Les stades ultérieurs, bien que souvent associés à des hyaloclastites, ne montrent plus de caractères subaquatiques aussi nets. De plus, nous pouvons remarquer une notable augmentation des projections aériennes vers le sommet de la série. Ces niveaux, dont la puissance varie entre 8 et 30 m., sont aussi constitués de matériaux d'origine détritique. Ces matériaux peuvent être des brèches, dont les blocs sont formés de débris de projections antérieures consolidées (hyaloclastiques), et où la matrice est un mélange de sable et de tufs remaniés. Plus rarement, pouvons-nous observer quelques niveaux sableux à litage vaguement entrecroisé indiquant une origine peu profonde (deltaïque). (Fig. 41).

##### B - Mise en place.

Pour les coulées basales, à laves en coussins, le processus est assez évident d'autant que nous avons pu observer le passage dyke intrusif-coulée, le tout associé à des productions notables de hyaloclastites.

Les coulées supérieures, ainsi que les épisodes détritiques avec lesquels elles sont interstratifiées, nous rappellent, par beaucoup de points communs, la formation de Sehjafarlu.

Il serait donc inutile de répéter ici le processus que nous avons précédemment décrits (volcanologie de Sehjafarlu); tout au plus pouvons-nous noter quelques différences :

- les épisodes détritiques séparant les coulées sont beaucoup plus épais, ce qui explique la faible résistance à l'érosion et caractérise un volcanisme effusif, qui va diminuant au profit d'un volcanisme plus explosif;
- certains niveaux révèlent un véritable transport. Ce sont des microconglomérats et des sables, qui évoluent vers des grès, semblables à ceux du flysch Paléocène plus au Nord.

En conclusion, ce type de volcanisme s'est établi en bordure continentale, probablement en zone deltaïque. Il joue un rôle de faciès de transition entre le flysch au Nord et la formation de Moradlu au Sud.

#### 2.1.2. La formation de Moradlu.

##### A - Description :

Constituée en grande partie de pyroclastites, elle donne des reliefs surbaissés aux formes arrondies, le plus souvent ennoyés par la couverture des produits de l'érosion récente. Seuls quelques dykes et de rares débris de coulées se découpent d'une manière nette sur cet ensemble monotone. (Fig. 42 et 43).

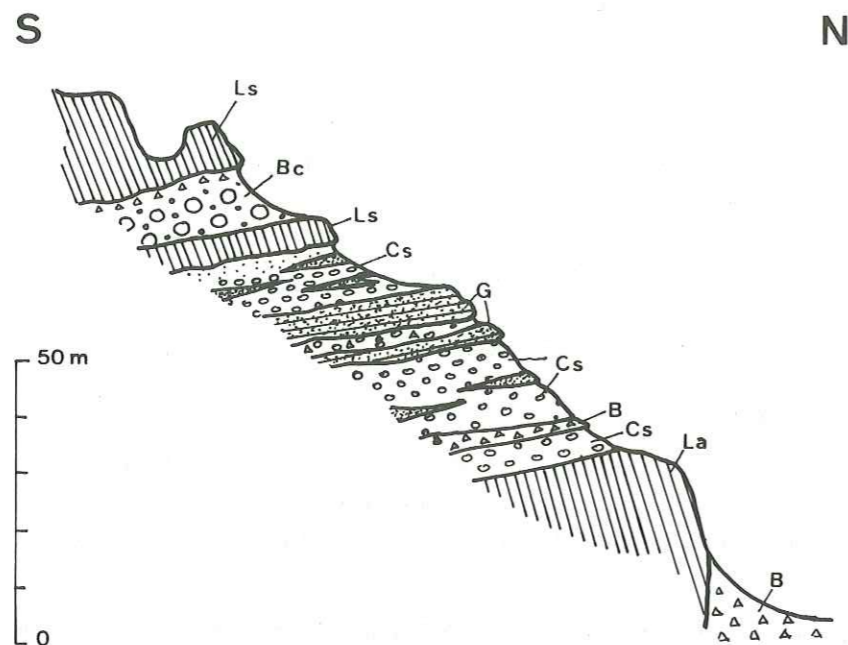


Fig. 41 : Coupe de la formation du Kuh-e-Kalantar  
(Nord de Sehjafarlu)

B : brèche; La : latite-andésite; Cs : conglomérat à lentilles sableuses; G : grès;  
Ls : latite «sombre»; Bc : brèche conglomératique à gros blocs.

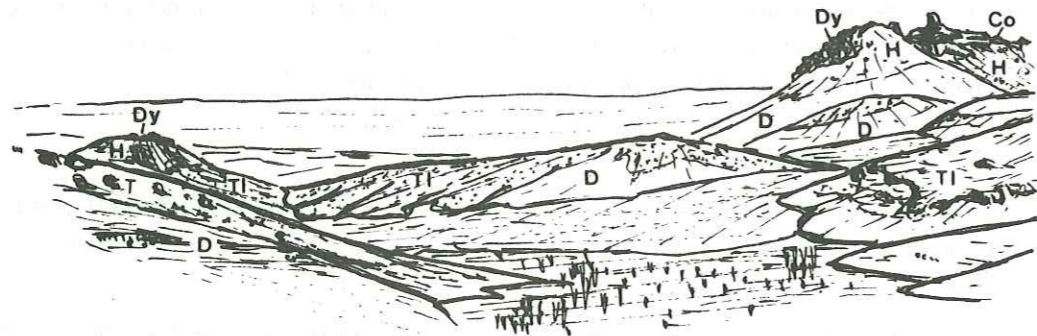


Fig. 42 : Formation de Moradlu.

Dy : dyke; H : hyaloclastites; TL : tufs à lapilli  
D : dépôts volcano-détritiques; Co : coulée

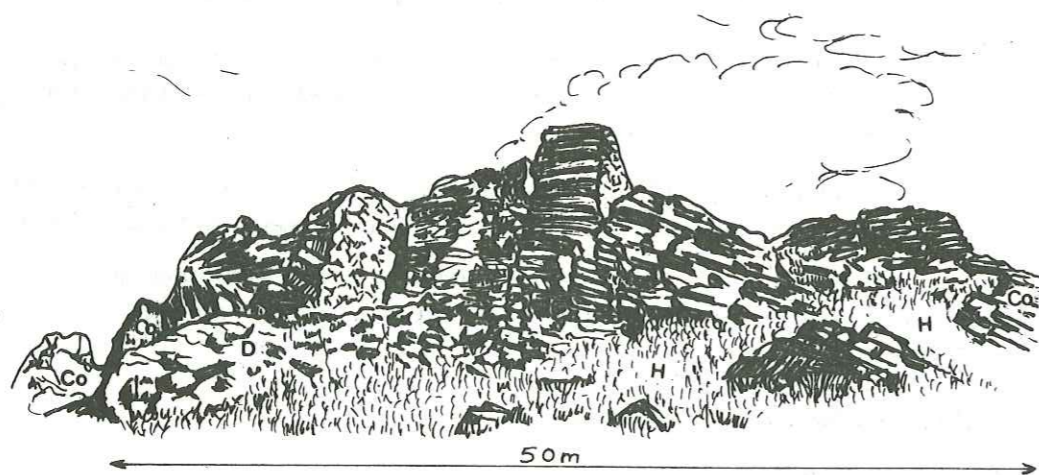


Fig. 43 : Dyke dans formation de Moradlu  
H : hyaloclastite; Co : coulée; D : volcano-détritique

#### a - Les tufs à lapilli :

Ces tufs sont caractérisés par leur matériel exclusivement formé de fragments de magma, ce qui justifie l'emploi du terme : tufs à lapilli.

Ils constituent environ 40 % du total des matériaux, sont monogéniques, stratifiés, mais sans granoclassement apparent, donnant des passées plus ou moins indurées, alternant avec des niveaux pulvérulents. La taille moyenne des fragments est de l'ordre du millimètre, et de nombreux cristaux d'augite sont visibles. Quelques rares blocs, correspondant à des fragments de bombes, peuvent être rencontrés.

Nous n'avons pas mis en évidence de figures de sédimentation. La couleur d'ensemble est gris verdâtre, mais elle peut dans certaines séquences prendre des teintes rougeâtres.

#### b - Les hyaloclastites :

Elles sont associées aux projections, mais se différencient par leur couleur nettement plus verte, qui est due à la présence d'un verre altéré. Comme dans les tufs à lapilli, les cristaux de pyroxène sont très fréquents et dénotent donc une origine commune.

Ces hyaloclastites se répartissent en niveaux de quelques mètres d'épaisseur et relativement étendus, nous les rencontrons au voisinage des dykes.

Toute stratification et granoclassement sont absents et la cohésion plus forte de ce matériau, par rapport aux tufs, est à l'origine des faibles dénivelées, qui affectent la surface de la formation de Moradlu.

#### c - Les dépôts volcano-détritiques :

Ils sont formés essentiellement de grès et de sables pouvant contenir de gros blocs provenant de la destruction des pyroclastites préexistantes. Ces épisodes à stratification vaguement entrecroisée sont intercalés entre plusieurs séquences de tufs, et ils ravinent toujours la formation inférieure.

Ce n'est que rarement, que l'on peut rencontrer des lentilles à matériau beaucoup plus grossier et, dont certains blocs sont franchement allochtones (fragments de la formation de Sehjafarlu et du Kuh-e-Kalantar). Ceci rappelle, mais à une échelle moins importante, les formations détritiques du Kuh-e-Kalantar.

D'une manière générale, la formation de Moradlu est caractérisée par l'absence de coulées bien individualisées. Cependant, les nombreux dykes qui la traversent, présentent de nombreuses analogies pétrographiques et chimiques avec les pyroclastites. (Fig. 43). Il n'est pas rare non plus, de trouver des dykes se rattachant à des formations plus tardives, en particulier celles de l'Ensemble Supérieur.

Il paraît alors évident, qu'une forte érosion postérieure favorisée par la faible cohésion des pyroclastites a pu totalement enlever les formations effusives postérieures.

#### B - Mise en place :

La présence des hyaloclastites et des niveaux détritiques est un argument en faveur du milieu aquatique. Cependant, les tufs, en particulier ceux ayant acquis une couleur rougeâtre par oxydation à l'air libre, caractérisent nettement des dépôts aériens. Seul, un processus faisant intervenir une alternance milieu aérien-milieu aquatique peut rendre compte de la succession répétée de ces différentes formations.

Il semblerait donc, que le volcanisme ait été essentiellement constitué par une **succession d'éruptions sous-marines de faible profondeur**. «Shallow submarine eruptions» (Mac Donald 73) présentant de



nombreux caractères communs avec les éruptions du Capelinhos (Tazieff 1958) et de l'île de Surtsey (Thorarinsson 1964).

Une phase éruptive évoluant suivant le schéma : (fig. 44 ).

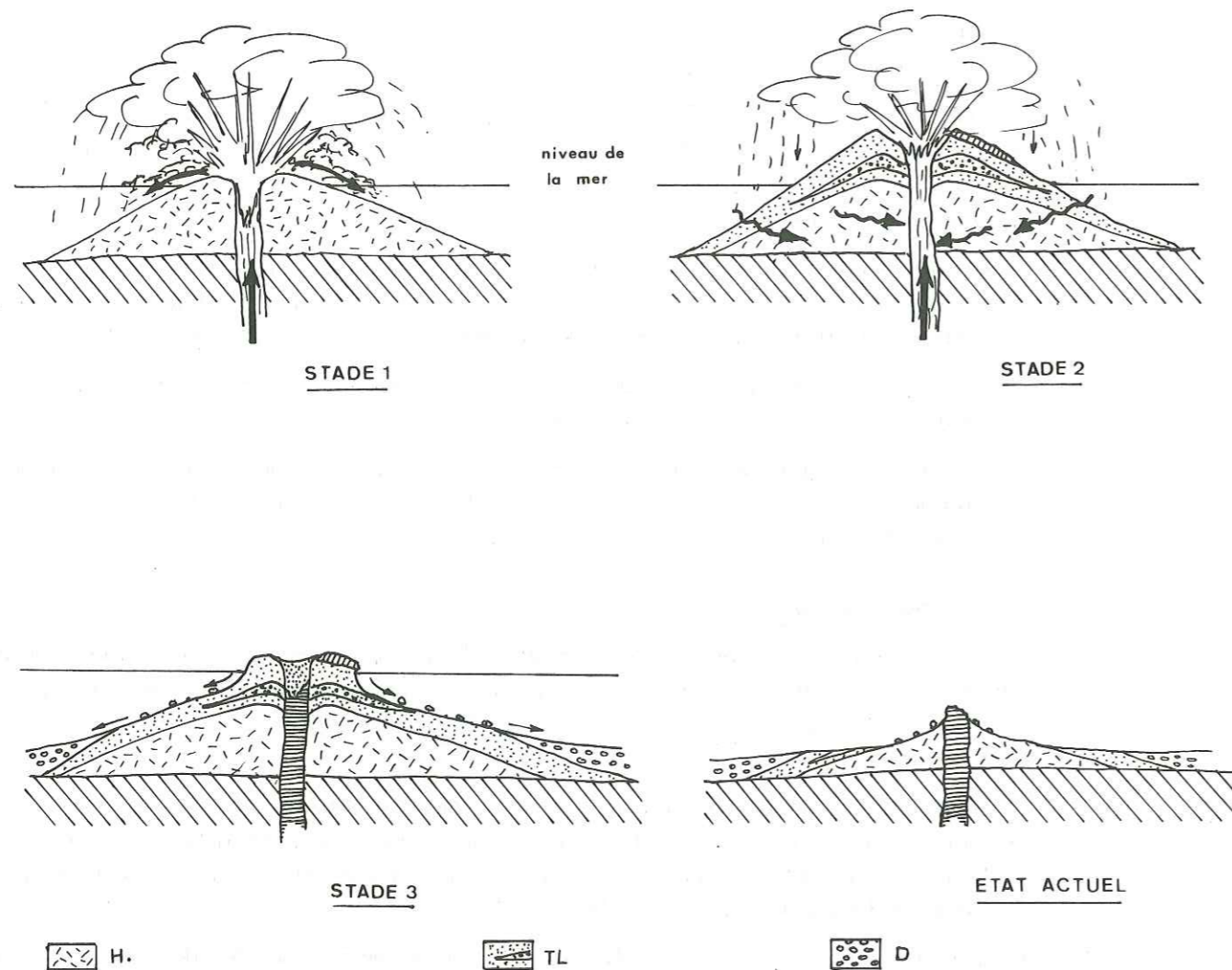


Fig. 44 : Interprétation schématique de la mise en place de la formation de Moradlu.

H : hyaloclastites; D : volcano détritique; TL : tufs à lapilli.

**a - Stade 1. :**

Arrivée du magma sous une faible épaisseur d'eau : 80 à 100 m. (Mac Donald) provoquant de violentes explosions sous marines avec formation de hyaloclastites. Les produits rejetés forment, par accumulation, un cône très surbaissé, qui, progressivement, atteint la surface.

**b - Stade 2. :**

Le cône, ainsi édifié, peut protéger le magma en ascension du contact de l'eau. Il s'ensuit donc, une diminution de l'intensité des explosions, les produits rejetés étant alors des lapilli et des bombes. Cependant la faiblesse de l'édifice ne pourra pas empêcher certaines venues.

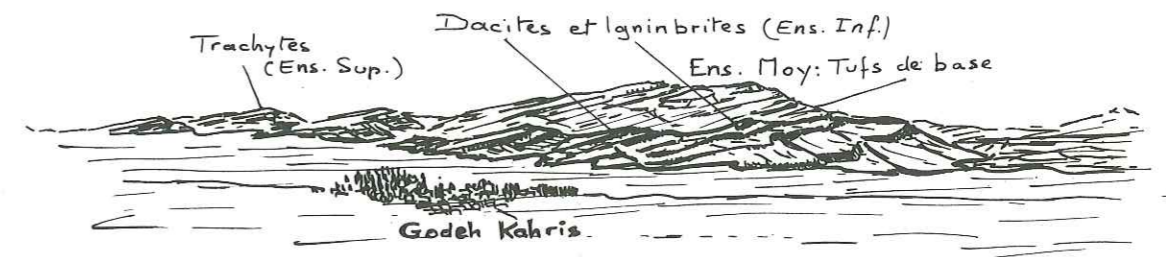


Fig. 45 : Vue d'ensemble des Trapps à l'Ouest de Godeh Kahris.



Fig. 46 : Formation des «Trapps» Vallée d'Arbab Kandeh (Trachyandésites de l'Ensemble Supérieur.)

d'eau (rupture du cône ou infiltrations), qui déclencheront alors de violentes explosions avec projections de tufs et de matériaux pulvérulents.

Quoi qu'il en soit, si le cône peut atteindre des dimensions suffisantes, des coulées de faible étendue pourront se mettre en place.

### c - Stade 3 :

Fin de la phase éruptive. Les vagues et courants détruisent rapidement le cône, car la cohésion des matériaux est très faible. C'est ainsi, que se formeront les lentilles de sable et les conglomérats.

Un tel processus a pu donc se renouveler plusieurs fois. Il semble cependant, que le nombre des phases éruptives, qui sont à l'origine de la formation de Moradlu, ait été peu élevé. Ceci est corroboré par la faible épaisseur des dépôts (compte tenu de l'érosion).

### 2.1.3. La formation des « Trapps ».

Elle se présente comme de vastes coulées à pendage faible, où aucun centre d'émission privilégié ne se distingue. Cette formation débute à environ 10 km au Nord du Jabbolaghi sur une largeur supérieure à celle de la région étudiée et, se continue vers le Sud, où elle réapparaît dans la plaine de Nir et vers le village de Mirhuh et Sowm'eh à l'ouest. En supposant, qu'elle ne subit aucune interruption sous la plaine de Meshkin Shahr et sous le Sabalan (ce qui semble vérifié par la continuité des séries à l'ouest d'Ardabil, sous le versant Est du Sabalan), la surface ainsi couverte dépasserait 2 400 km<sup>2</sup>. (Fig. 6)

Tous ces caractères morphologiques, alliés à certains caractères volcanologiques, nous ont conduits à adopter le terme de « Trapps », par analogie avec les immenses coulées du plateau du Dekkan. (Fig. 45)

### A - Description :

#### a - Les faciès effusifs :

Ce sont les séries des latites et des trachyandésites, qui ont la plus forte extension. Elles constituent des empilements énormes de coulées pouvant dépasser 20 mètres d'épaisseur chacune. Ainsi, au Nord d'Arbab Kandeh, elles donnent des reliefs en immenses plateaux (5 km de long) à bords « en escalier » dominant de plus de 500 m la topographie environnante, (fig. 46). Les coulées sont massives et souvent diaclasées par la tectonique; parfois même, les accidents de plus grande importance les ont brisées en panneaux plus ou moins basculés les uns par rapport aux autres.

Les épisodes séparant deux coulées successives sont, dans la majorité des cas, soulignés par des paléosols, (fig. 49). Ces derniers, preuve d'une mise en place exclusivement aérienne, peuvent parfois atteindre des épaisseurs supérieures à 1 m., attestant ainsi des périodes de repos assez longues. Lorsque de tels niveaux sont absents, les coulées ne sont séparées que par une brèche peu épaisse, légèrement scoriacée. (fig. 51).

#### b - Les produits pyroclastiques :

- brèche : certaines coulées peuvent être séparées par des niveaux bréchiés allant de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres.

Ces brèches sont monogéniques et montrent souvent des passées plus fines (cendres et lapilli), reflétant une activité explosive, momentanée et localisée.

Ces niveaux caractérisent généralement le début de l'activité dans une série.

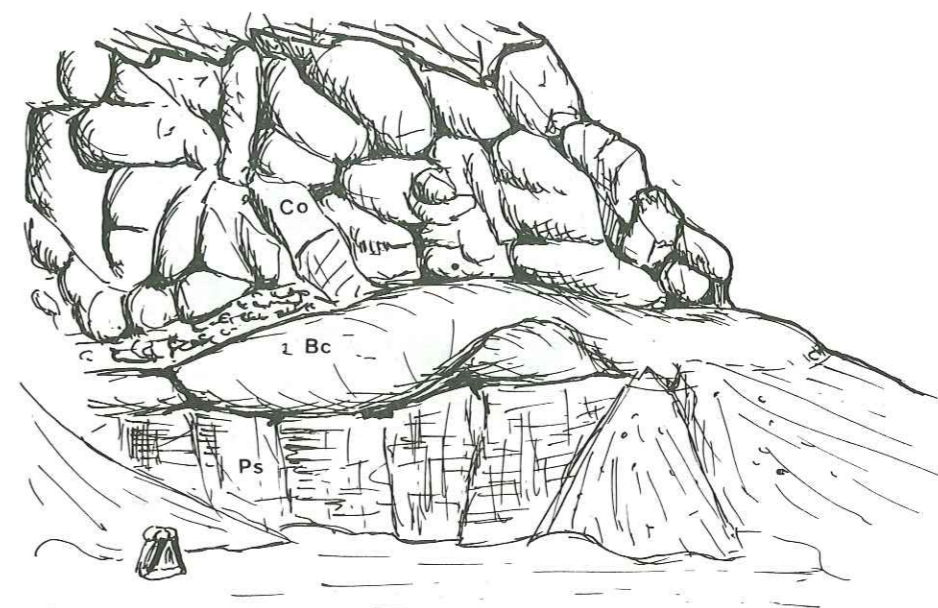


Fig. 47 : Base de coulée dans les latite-basaltes à Olivine (Ensemble Inférieur)

Ps : Paléosol + téphras consolidés; Bc : base de la coulée très vitreuse; Co : coulée massive diaclasée.

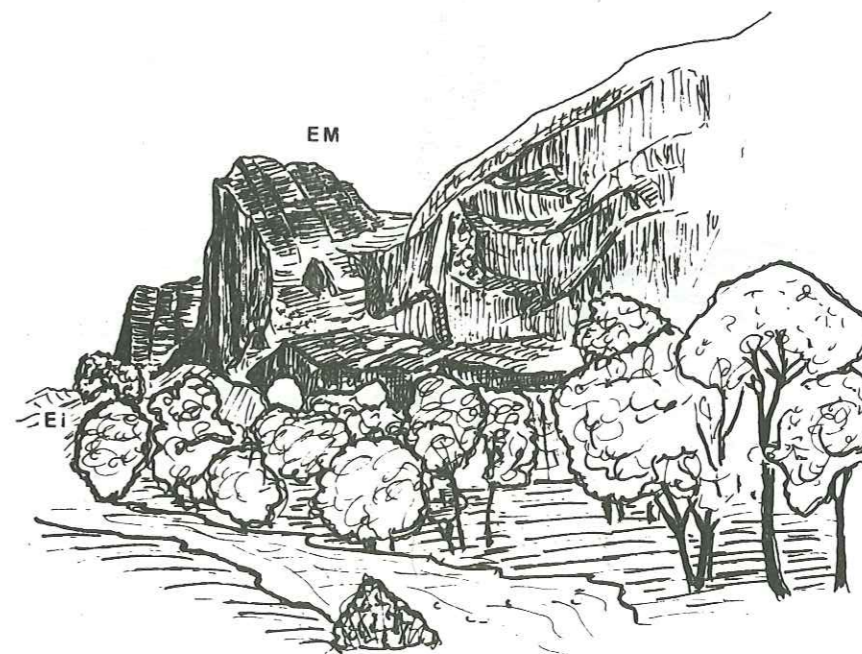


Fig. 48 : Dyke d'alimentation - Vallée de Mirkuh.

Ei : Ensemble Inférieur; EM : Ensemble Moyen.



Fig. 49 : Base de coulée de trachyandésite.  
(Ensemble Supérieur)  
Ps : paléosol.

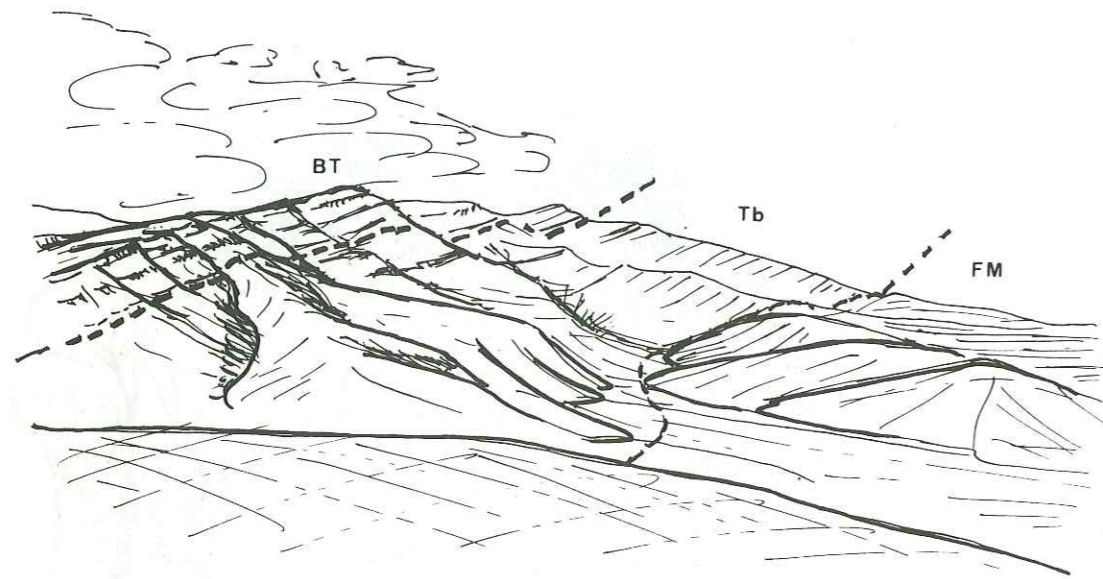


Fig. 50 : Passage des tufs de base aux Trapps.  
BT : base des trapps; Tb : Tufs de base; FM : Formation de Moradlu.

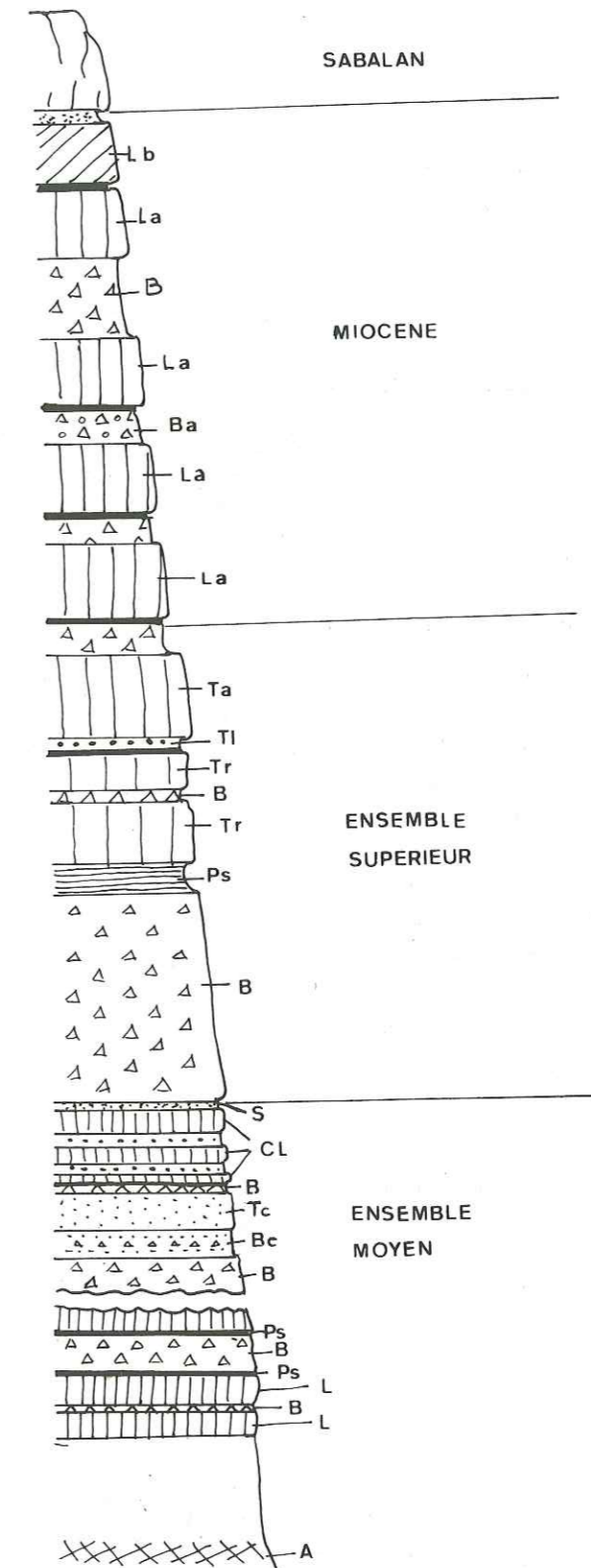


Fig. 51 : Loq des séries éocènes, miocènes et plio-quaternaires.  
(Vallée de Méjandeh, Ouest du Sabalan).

A : cornéennes de latites; L : latites; B : brèche; Ps : paléosol  
Bc : brèche avec lits conglomératiques; Tc : Tuf soudé; Cl : alternance  
coulées-lapilli; S : niveau sableux; Tr : trachyte; Tl : Tufs à lapilli;  
Ta : trachyandésite; La : latite-andésite; Ba : brèche à niveaux  
conglomératiques (alluvial); Lb : latite-basalte.

- Tufs : d'importance relativement faible, tout au long de l'ensemble des Trapps, où ils constituent des niveaux souvent rougeâtres caractéristiques d'une mise en place à l'air libre. Ils sont souvent disposés en plusieurs séquences superposées, où aucun granoclassement net n'est visible, résultant de la succession de phases explosives répétées.

Il est cependant nécessaire, de considérer à part, les tufs de base de l'Ensemble Moyen. En effet, cette série, qui n'est que localement très épaisse, représente le **passage du faciès de type Moradlu au faciès effusif franchement aérien des «Trapps»**. (fig. 50). Nous avons pu y observer quelques niveaux réduits d'hyaloclastites, alors que les coulées encore que peu épaisses, deviennent très fréquentes, passant graduellement au faciès «Trapps».

**c - Les faciès de remaniement :**

Certains épisodes pyroclastiques montrent nettement des niveaux conglomératiques à ciment sableux. Les phases de repos entre deux éruptions ont pu donc être assez longues, pour permettre un ravinement important accompagné de dépôts de type fluviatile. (Voir coupe p. 59, fig. 51).

**d - Les faciès hypovolcaniques :**

Ce sont essentiellement des dykes, qui affleurent moins bien que dans la formation de Moradlu, l'érosion ayant beaucoup plus de difficultés à les dégager. Ils affectent cependant des puissances considérables en rapport avec le volume des laves émises. Certains dykes, observés dans les vallées de Mirkuh et de Sowm'eh au Sud-Ouest de notre région, dépassaient 100 m. de large sur plusieurs kilomètres de long. (Fig. 48).

Nous n'avons pas pu mettre en évidence l'existence d'appareils ponctuels, ni même de niveaux à bombes et lapilli, qui auraient pu témoigner de leur proximité. Cependant, plus au Sud, dans le Bozqush et dans le même type de formation (en particulier l'Ensemble Moyen et l'Ensemble Supérieur), Lotfi (communication orale) a pu observer des vestiges d'appareils et leurs projections (bombes stromboliennes).

**B - Mise en place.**

Dans l'Ensemble Moyen, comme nous l'avons déjà dit, nous passons progressivement de projections de type explosif à des coulées de plus en plus épaisses.

Une telle variation dans le type d'éruption peut s'expliquer par le schéma suivant : (Fig. 52 a, b, c).

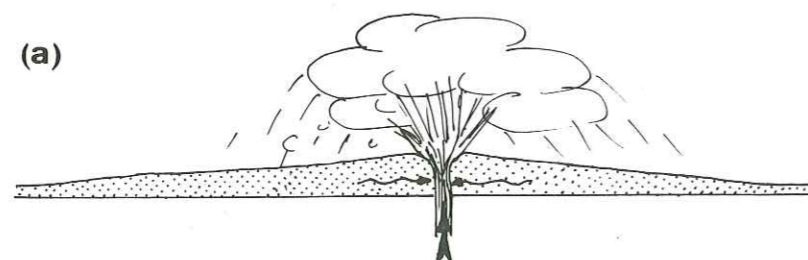
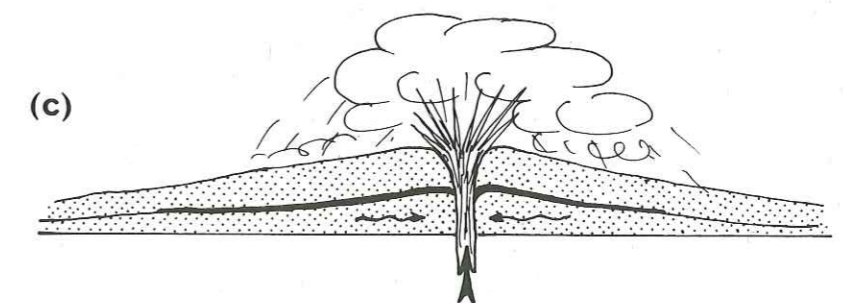
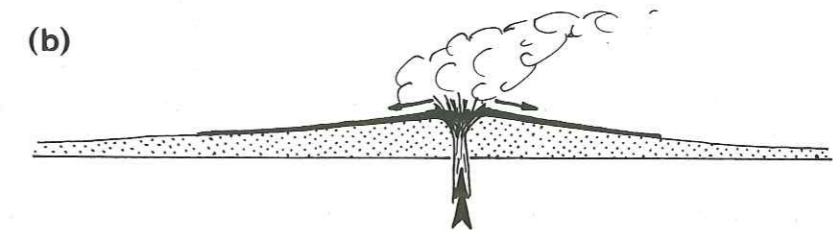


Fig. 52 : Schéma de mise en place des tufs de base  
 a. explosion phréatique : pyroclastites  
 b. petit épisode effusif.  
 c. nouvelles venues d'eau : explosions phréatiques.



- Le milieu où se sont mis en place les tufs de base faisait suite au milieu marin, où s'est développée la formation de Moradlu. Ainsi, le fond se relevant progressivement vers le Sud, nous nous trouvions alors, dans une zone sub-émergée, à la limite du battement des eaux.
- Les premières montées du magma se sont donc faites **en milieu humide**, donnant un volcanisme explosif de type phréatique, avec d'intenses projections accompagnées de quelques rares hyaloclastites.
- Ce n'est, que lorsque les tufs auront atteint une épaisseur suffisante pour isoler le cratère des venues d'eau phréatique, que le caractère explosif diminuera.

Lors d'une phase de repos, la grande perméabilité des produits rejetés permettra à la nappe d'atteindre l'emplacement du prochain point de sortie du magma, ce qui provoquera d'intenses phénomènes explosifs annonçant la phase éruptive suivante. La répétition de ce phénomène donnera de faibles coulées reposant sur des épais matelas de pyroclastites.

Plus tard, par suite de la disparition ou de l'abaissement de la mer septentrionale (voir paléogéographie), le volcanisme prend alors des caractères franchement aériens avec les énormes coulées, que nous lui connaissons.

### C - Problème des centres d'émission.

De telles masses effusives semblables au Plateau-basalt islandais et aux Trapps du Dekkan, ont toujours posé de nombreux problèmes, non encore résolus. Ainsi, il serait peu probable, que la mise en place soit uniquement liée aux dykes (Agashe et R.B. Gupte 1963; G.P.L. Walker 1963). En effet, certains dykes ont peu modifié les angles saillants, que pouvaient former l'encaissant, ce qui n'aurait pas été le cas lors d'un apport prolongé de magma; le passage de grandes quantités de laves en fusion aurait dû arracher, ou tout au moins «émousser» ces saillants. Cependant, une alimentation par des centres éruptifs impliquerait l'existence, soit d'énormes cratères, soit de très nombreux appareils, pour rendre compte du volume des produits émis. Or, les quelques cônes observés n'ont pas des dimensions assez vastes, de plus ils sont rares.

En conclusion, aucun des deux processus peut à lui seul rendre compte de la mise en place de cette formation. Seule, une hypothèse faisant intervenir à des degrés variés les deux modes de mise en place, peut satisfaire à ce problème.

Le début de l'activité volcanique peut ainsi avoir commencé par des éruptions fissurales; au fur et à mesure, que l'activité se poursuivait, les points d'émission ont pu se concentrer sur de faibles longueurs. Certaines portions élargies par les importantes venues de magma donneraient alors des structures rappelant la cheminée d'un édifice central (G.P.L. Walker 1968). Un tel type de «cheminée» a pu être observé dans la vallée de Mirkuh, où il forme un «bouchon» plus ou moins arrondi et prismé, qui entaille verticalement les formations de l'Ensemble Inférieur. (Fig. 53 ).

Le terme volcan central ne peut pas être appliqué à ce type d'émission par une cheminée ponctuelle. En effet, un volcan central s'édifie par une suite d'éruptions issues d'un cratère central : c'est un volcan polygénétiq. Or, ceci n'est pas le cas dans la formation des «Trapps», où l'on rencontre des appareils, qui n'ont rejeté qu'un seul type de lave et, parfois même, en une seule phase éruptive.

A ce type d'émissions ponctuelles peut être rattaché un important réseau de dykes de faible puissance, qui sont des injections de magma n'ayant pas donné lieu à des phénomènes effusifs.

## 2.2. Etude pétrographique.

### 2.2.1. Ensemble Inférieur.

#### A - Les latite-basaltes à olivine

Caractérisent les niveaux de base de l'Ensemble Inférieur. Ce sont des roches noires, rendues friables par l'altération et le diaclasage.

- |             |  |
|-------------|--|
| Plagioclase | : (10 % vol). Assez basiques (moyenne : An60), apparaît en phénocristaux de l'ordre du centimètre, peu zonés.  |
| Augite      | : (12 % vol). En cristaux bien individualisés, souvent groupés en agrégats.  |
| Olivine     | : (20 % vol). Apparaît en cristaux automorphes (taille moyenne : 0,5 cm) dont les bordures ainsi que les craquelures sont souvent serpentinisées et soulignées par des oxydes. |

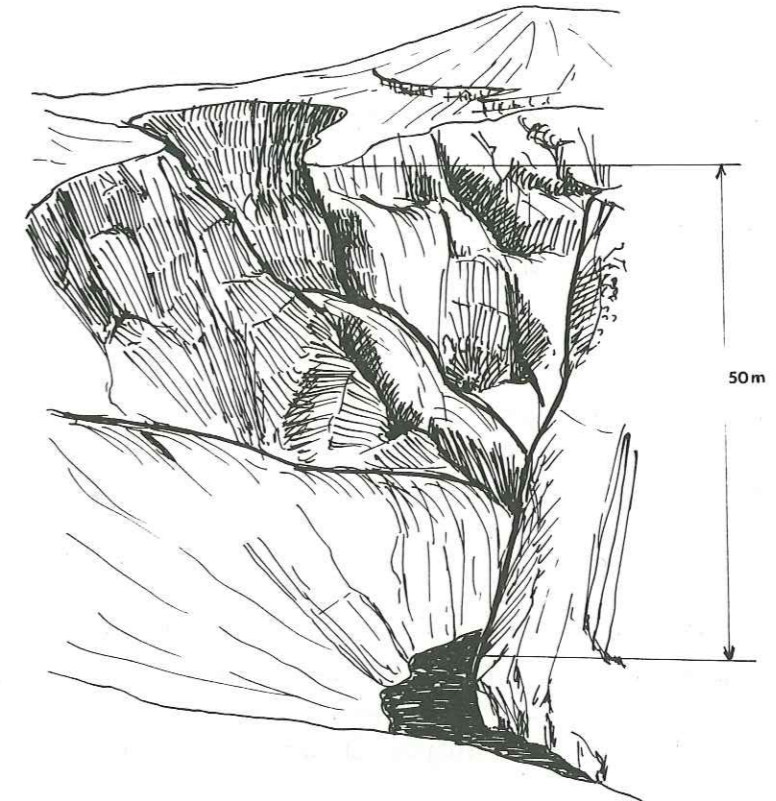


Fig. 53 : Centre éruptif : «Cheminée»  
(Vallée de Mirkuh).

Diffraction aux Rayons X d'une Olivine.

d Å	hkℓ	
5,123	0.20	Fo (mole %) = $4233,91 - 1494,53 \cdot d$ 130
3,893	0.21	
3,734	1.01	= 90,91 %
3,506	1.21	
3,000	1.30	
2,772	1.31	(Courbe de H.S. Yoder et Th Sahama 1957)
2,520	1.12	
2,467	1.22	
2,276	1.40	
2,255	2.11	
2,162	0.42	
1,949	2.22	
1,753	?	
1,698	2.41	
1,676	0.61	
1,642	1.31	
1,623	0.43	
1,577	0.04	
1,500	0.62	
1,484	1.70	
1,397	3.22	

Minéraux accessoires : Essentiellement des opaques avec en particulier de la magnétite.

Mésostase : (58 % vol). Formée par un assemblage de petits cristaux de feldspath alcalin associés aux plagioclases et quelques rares petits cristaux d'augite. La structure est du type ophitique.

Les dykes correspondant à ce type de roche ne montrent aucune variation notable, aussi bien dans leur composition minéralogique que dans la structure.

Le pourcentage d'olivine augmente en allant de la base vers le sommet de la série, il atteint son maximum dans les coulées qui précèdent directement les latites porphyriques.

### B - Les latites porphyriques :

Comme nous l'avons déjà indiqué, elles forment un niveau repère au point de vue régional. Ce sont des roches de couleur gris foncé à brunâtre, où les feldspaths blancs se découpent sur le fond sombre de la pâte.

Sous l'effet d'un métamorphisme peu poussé, ayant provoqué une altération en chlorite et épidote de la pâte, les roches peuvent parfois prendre une teinte verte, rappelant le « Porphyre vert antique ».

Plagioclase : Apparaît en phénocristaux (An56 à An70) dépassant souvent 2 cm. Ces cristaux de forme tabulaire à angles vifs, sont quelquefois zonés; la majorité cependant, possède une bordure de résorption constituée par des trous emplis de verre.

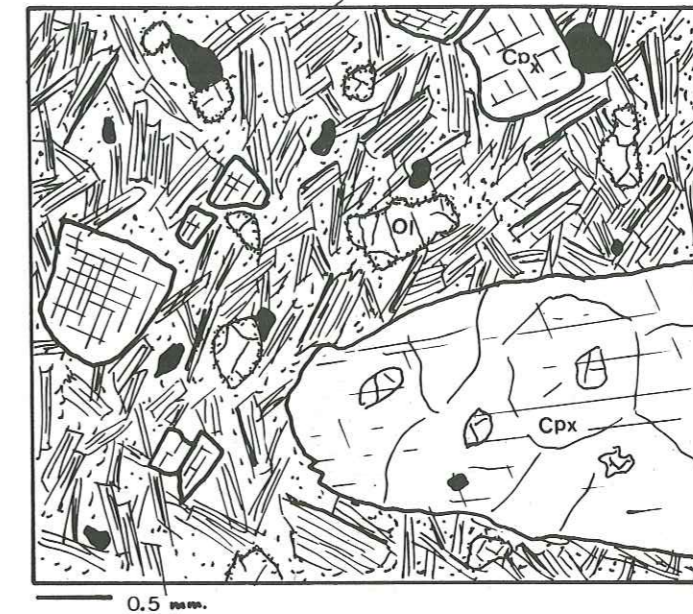


Fig. 54 : Latite-basalte à Olivine  
La : labrador; Cpx : augite; Ol : olivine.

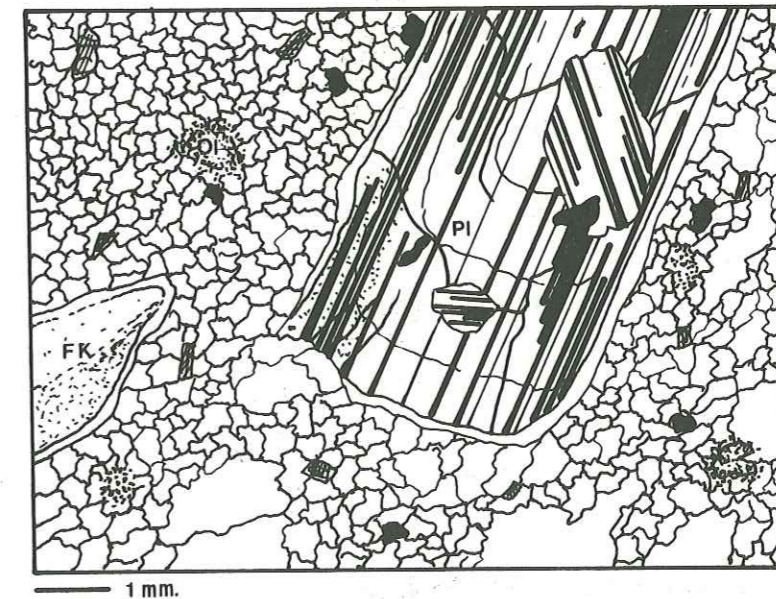


Fig. 55 : Latite porphyrique  
Pl : plagioclase; FK : feldspath potassique  
Ol : olivine; Cpx : augite.

- Augite : Peu fréquente, elle forme de petits cristaux (1 à 3 mm), pas altérés mais quelquefois brisés.
- Olivine : Assez rare, n'existe plus qu'à l'état de fantômes. Ce minéral a été entièrement déstabilisé en serpentine, cependant les oxydes qui soulignaient les contours et les fractures des cristaux, dessinent la forme originelle du cristal.
- Minéraux accessoires : Constitués essentiellement par la magnétite et de quelques apatites.
- Mésostase : Elle est formée, dans sa presque totalité, par un enchevêtrement de petits cristaux de feldspath potassique dans lequel nous pouvons rencontrer quelques rares débris d'augite.
- La structure est du type mégaporphyrique sans fluidalité apparente.

### C - Les dacites :

Peu représentées dans la région, ce sont des roches claires et massives; elles sont toujours associées à des tufs acides blanchâtres. Le quartz primaire n'a jamais été mis en évidence dans ces laves, qui d'ailleurs ne possèdent que peu de phénocristaux.

- Plagioclase : Phénocristaux peu zonés et de petite taille (5 mm) (An25-An30).
- Biotite : Assez fréquente et pas altérée, en petites lamelles automorphes (taille moyenne : 1 mm).
- Hornblende verte : En petits prismes allongés (1 mm).
- Augite : Rare, en petits cristaux brisés (1 à 2 mm).
- Minéraux accessoires : Magnétite surtout, un peu d'apatite et quelques rares sphènes.
- Mésostase : Formée de feldspaths alcalins de très petite taille associés à du quartz secondaire. Dans certains niveaux l'hématite peut colorer la pâte.

### D - Les ignimbrites :

La roche de couleur brun-rougeâtre est sillonnée de «flammes» noires très étirées pouvant atteindre 6 cm de long et soulignant la fluidalité.

- Plagioclase : Rare et de petite taille (0,5 à 2 mm), il a une composition moyenne d'oligoclase (An21-An30).
- Quartz : Peu fréquent; apparaît en petits cristaux corrodés (taille moyenne : 1 mm).
- Biotite : Rare en petites baguettes.
- Augite : Présente sous forme de petits fragments de cristaux brisés (0,5 mm).
- Mésostase : Formée de flammes vitreuses baignant dans une masse d'échardes de verre plus ou moins soudées et orientées dans le sens de la fluidalité. Ça et là, se trouvent dispersés quelques minuscules morceaux de ponce et de rares fragments de lave acide.

### E - La formation du Kuh-e-Kalantar :

Les roches effusives et hypovolcaniques, correspondant à l'Ensemble Inférieur, sont ici exclusivement constituées par des latite-basaltes proches des latite-basaltes à olivine. La minéralogie est rigoureusement identique, quoique les olivines tendent à disparaître dans cette formation. La structure des roches est doléritique particulièrement dans les dykes.

Les pyroclastites (tufs et hyaloclastites), associées à ce type de roches, conservent une grande partie des minéraux, en particulier l'augite, présente en phénocristaux automorphes peu brisés.

### 2.2.2. Ensemble moyen

#### A - Les latites foncées :

Ce sont des roches porphyriques, noires à brun foncé, avec des phénocristaux de plagioclase plus ou moins arrondis, sans angles vifs, comme dans les latites porphyriques de l'Ensemble Inférieur. Ces laves sont caractérisées par l'abondance des cristaux de pyroxène.

- Plagioclase : (An63-An70) Phénocristaux zonés pouvant atteindre 15 mm (taille moyenne : 10 mm), le plus souvent corrodés et entourés d'une frange riche en oxydes.
- Augite : Très abondante, en phénocristaux automorphes zonés (taille moyenne : 5 mm).
- Olivine : Toujours présente, elle n'est en général que faiblement altérée. Seules, les coulées supérieures voient leur olivine remplacée par de la serpentine et cloisonnée par d'abondants oxydes.
- Minéraux accessoires : Essentiellement de la magnétite.
- Mésostase : Formée de lattes de plagioclases plus ou moins engrenées induisant une tendance à la structure doléritique. Les plagioclases englobant quelques fragments d'augite et d'olivine déstabilisés. Le tout est imprégné de feldspaths potassiques en assez grande quantité.

#### B - Les latites claires :

Ces roches sont aussi porphyriques, de couleur gris foncé à gris brun. Les phénocristaux de plagioclase, ayant généralement une teinte assez sombre, ne se distinguent que sur les surfaces où l'altération les a mis en évidence.

- Plagioclase : Légèrement plus grands que dans les latites foncées, leur taille varie entre 15 et 20 mm. Ce sont des labradors (An 55-60) souvent très corrodés et possédant une frange d'altération beaucoup plus développée que dans les latites foncées.
- Augite : Abondante, mais cependant elle tend à diminuer vers les termes supérieurs, plus acides, de la série.
- Hyperstène : Caractéristique de cette série, il est souvent altéré. Nous le rencontrons parfois en association soit avec l'augite soit avec la hornblende.
- Amphibole : Présente aussi dans les latites foncées. Associée à quelques biotites, elle traduit l'acidité croissante de la série. L'amphibole est une hornblende verte en prismes allongés et souvent altérés (opaques).
- Olivine : Quasiment omniprésente, elle tend aussi à disparaître pour ne subsister que sous forme de squelettes d'oxydes associés à de la serpentine.
- Minéraux accessoires : Surtout de l'apatite, de la magnétite et quelques rares sphènes.
- Mésostase : Essentiellement formée d'un feutrage de feldspath potassique englobant des débris de cristaux. La pâte a souvent subi une dévitrification assez poussée, et la calcite n'est pas rare.

Les latites claires de l'Ensemble Moyen sont caractérisées par l'apparition de zéolites dans la pâte. Ce phénomène peut atteindre une très forte importance dans la région d'Arbab-Kandeh où certains niveaux montrent des cavités emplies de zéolites, pouvant dépasser 50 cm de diamètre.

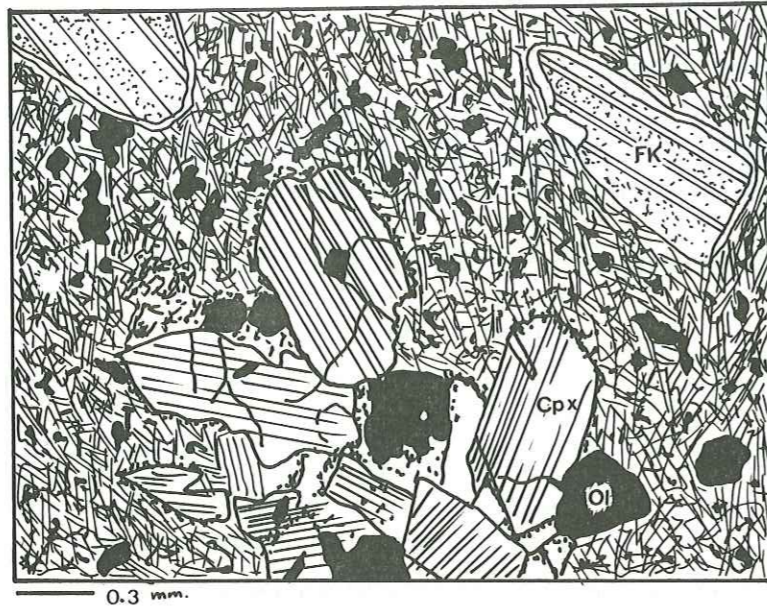


Fig. 56 : Latite foncée

Pl : plagioclase; FK : feldspath potassique  
Ol : olivine; Cpx : augite.

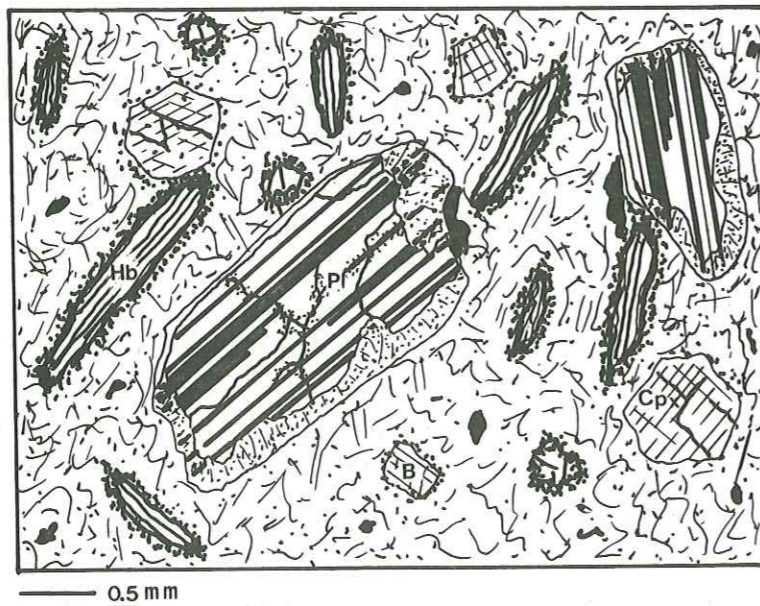


Fig. 57 : Latite claire

Pl : plagioclase; B : biotite; Cpx : augite  
Hb : hornblende.

Une analyse aux rayons X nous a révélé la présence de natrolite et de stilbite.

### C - Les formations associées :

Ce sont : les tufs de base de l'Ensemble Moyen, les formations du Kuh-e-Kalantar et de Moradlu. Comme nous l'avons déjà expliqué dans le chapitre précédent ces différentes formations ne représenteraient en fait, du point de vue volcanique, qu'une évolution continue d'un même ensemble volcanique dont les variations de faciès seraient dues aux variations des conditions de mise en place.

Ainsi les dykes associés à la formation de Moradlu et à la partie supérieure de la formation du Kuh-e-Kalantar présentent les mêmes caractères pétrographiques que les latites foncées de l'Ensemble Moyen.

- grands labradors (An 65) corrodés plus ou moins brisés;
- augite abondante automorphe et zonée;
- olivine altérée en iddingsite associée à des oxydes de fer;
- structure doléritique.

Les divers produits pyroclastiques associés aux tufs de base ainsi qu'aux formations de Moradlu et du Kuh-e-Kalantar contiennent tous du pyroxène en abondance de même nature que celui des latites claires. De plus les faibles épisodes effusifs, que nous avons pu observer au sein des tufs de base, ne sont autre que des latites foncées. Ainsi la pétrographie ne fait-elle que confirmer ce que l'étude paléogéographique et volcanologique nous avaient laissé entrevoir.

### 2.2.3. Ensemble supérieur.

#### A - Trachytes :

Ce sont des roches claires gris-vert se débitant en dalles grossières. De tels caractères, associés à la sonorité particulière au choc, nous avaient incité, lors de l'étude de terrain, à leur attribuer le nom de phonolites.

En fait, l'étude au microscope ne nous a pas révélé la présence de feldspathoïdes, d'où le terme de trachyte.

- |           |  |
|-----------|--|
| Feldspath | : Les grands phénocristaux sont rares, sinon absents. Nous observons un enchevêtrement de grands microlites de sanidine et de plagioclase (An 35) induisant une structure nettement trachytique. |
| Biotite   | : Peu fréquente, elle apparaît en grandes lattes automorphes (0,5 à 2 mm).   |
| Augite    | : Rare et en très petits cristaux.   |

Le mésostase peu importante est essentiellement formée de feldspath potassique et comble les interstices entre les microlites de sanidine.

#### B - Trachyandésites :

Ce sont des roches porphyriques, gris foncé, à phénocristaux de feldspath nettement visibles.

La plus grande partie des affleurements observés a été métamorphosée. Ceci bien sûr rend l'étude pétrographique difficile; toutefois certaines roches à peu près «saines» nous ont permis d'isoler les cristaux primaires de la fraction de cristaux néoformés dus au métamorphisme.

- |             |  |
|-------------|--|
| Plagioclase | : De grande taille, 0,8 à 1,5 cm. Ce sont des phénocristaux automorphes d'andésine (An 45 - An 50). Ils sont rarement altérés et possèdent parfois une frange de feldspath potassique. |
| Augite      | : En petits cristaux, qui ont pu être, soit corrodés en «golfses», soit ouralisés en hornblende verte lors du métamorphisme.   |



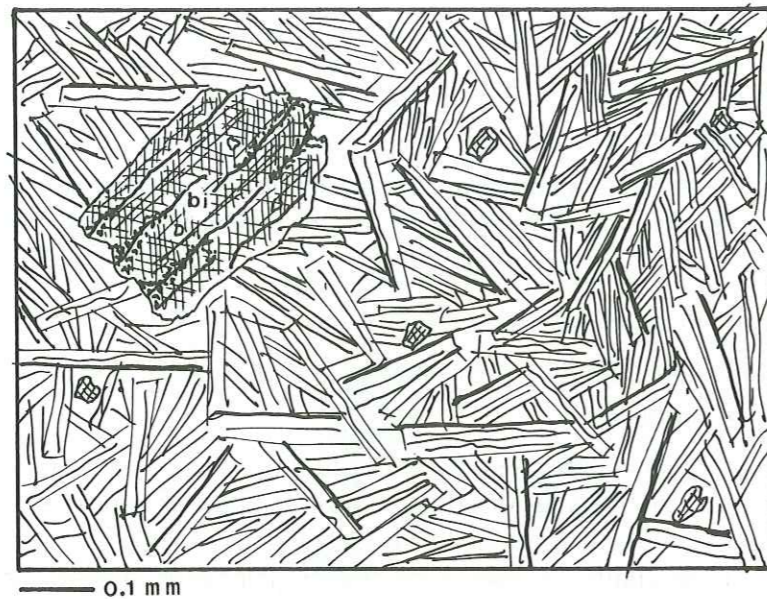


Fig. 58 : Trachyte.

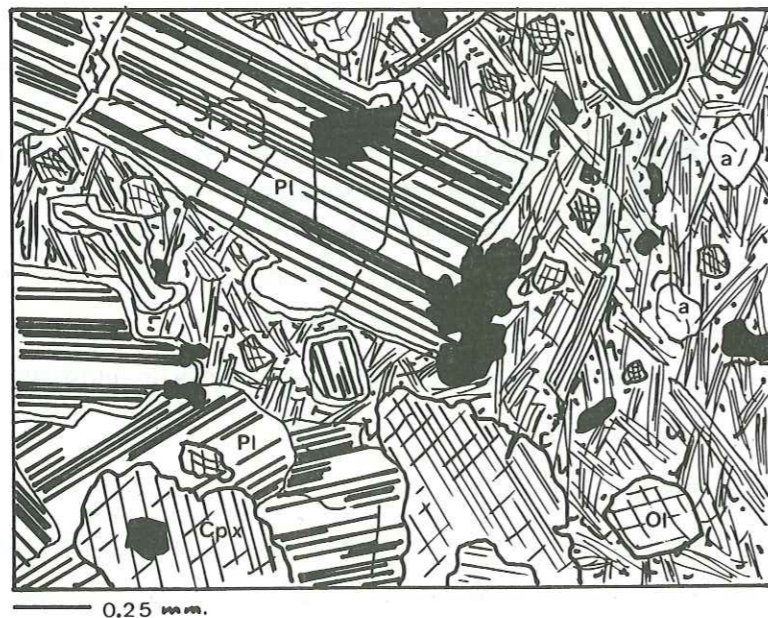


Fig. 59 : Trachyandesite à analcime

a : analcime; Pl : plagioclase  
Cpx : augite; Ol : olivine.

Olivine : Très rare et toujours remplacée par l'association oxydes-serpentine-calcite.

La mésostase, plus ou moins altérée, est formée de cristaux engrenés de feldspath potassique et de quelques rares petits plagioclases. La magnétite, qui est souvent altérée en hématite, est un des seuls minéraux accessoires trouvés.

### C - Trachyandesites à analcime.

Cette série, très réduite dans notre région, est caractérisée par l'apparition d'analcime en petits cristaux. L'absence de couches terminales de l'Eocène ne nous a pas permis d'observer le faciès à grosses analcimes centrimétriques.

Les roches de couleur gris-bleu à patine noirâtre sont porphyriques. Toutefois, la taille des phénocristaux est inférieure à celle des plagioclases des andésites porphyriques.

Plagioclase : En phénocristaux subautomorphes à bords arrondis de labrador (An 60), rappelant ceux des latites de l'Ensemble Moyen. Ces cristaux, souvent corrodés, sont associés au feldspath potassique qui comble les fissures ou forme une frange autour des cristaux.

Analcime : Elle se présente en phénocristaux automorphes de petite taille (maximum : 1 mm), rarement visibles à l'oeil nu. Parfois les minéraux d'altération des ferro-magnésiens et des feldspaths peuvent la masquer partiellement, mais elle n'est jamais altérée.

Augite : Peu abondante, en cristaux de petite taille (4 mm).

Olivine : Assez rare et toujours altérée, elle est souvent associée à de la serpentine.

Les minéraux accessoires sont l'apatite en cristaux automorphes et la magnétite plus ou moins altérée.

La mésostase est formée d'un fin enchevêtrement de feldspath potassique englobant les petites analcimes.

### 2.3. Paléogéographie. (Fig. 61).

Les mouvements orogéniques fini-Crétacé, début Eocène ont pour conséquence d'amorcer une transgression marine, qui se poursuivra pendant tout l'Eocène inférieur, dans le sens Nord-Sud.

Seuls les monts du Resteh-Ye-Salavat, soulevés au Danien constitueront une zone de haut-fond avec le Crétacé supérieur de la formation de Sehjafarlu. (Fig. 60).

Au Nord, le Dasht-e-Moghan équivaut à une avant-fosse subsidente, qui se remplit des débris arrachés au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur, donnant ainsi un empilement énorme de couches détritiques : le flysch Paléocène.

Au sud des monts du Resteh-Ye-Salavat, le volcanisme Eocène Inférieur débute par des émissions à caractères continentaux nets, donnant les latite-basaltes à olivine. Ce n'est que dans le Kuh-e-Kalantar, au Nord, que l'Ensemble Inférieur présente un faciès marin à pillow-lavas : Bonguz Gaduk. Donc, lors de la mise en place de l'Ensemble Inférieur, la ligne de rivage se situait grossièrement à la limite entre les monts du Resteh-Ye-Salavat et la plaine de Moradlu.

Ce n'est qu'au Lutétien, à la suite de mouvements tectoniques de réajustement, qu'une importante transgression marine se produit. L'Ensemble Moyen, qui débutait par des faciès aériens (région de Moradlu) et peu profonds (formation de Kalantar), prend alors des caractères subaquatiques beaucoup plus importants.

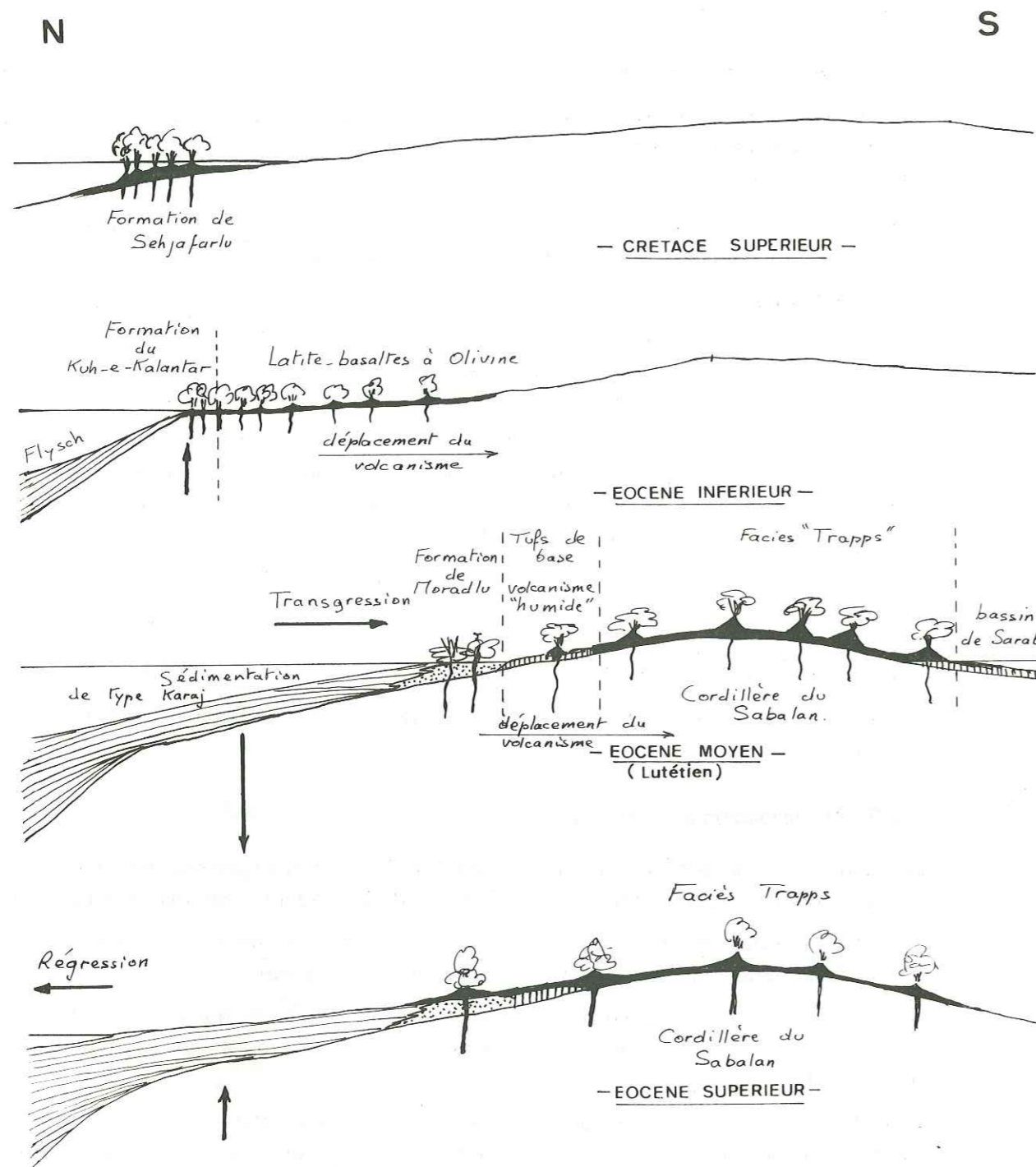


Fig. 60 : Schéma évolutif du volcanisme fini Crétacé-Eocène (la longueur des flèches verticales est proportionnelle à l'amplitude des soulèvements ou des affaissements).

La nouvelle ligne de rivage se déplace beaucoup plus au sud et sa limite la plus méridionale de direction Est-Ouest, est parallèle au lit actuel de la Qareh Su à environ 8 km au Nord de cette dernière. Ainsi, la plaine de Moradlu correspond-elle à une zone de plateau continental, où le volcanisme de l'Ensemble Moyen aurait un faciès subaquatique net : la formation de Moradlu.

Au Sud, l'Ensemble Moyen, après un faciès de transition riche en tufs, prend des caractères nettement continentaux. Ce n'est qu'en bordure méridionale de la chaîne du Sabalan, ainsi que sur les contreforts du Bozqush, que l'Ensemble Moyen retrouve des caractères de volcanisme de transition (marin-aérien) caractérisé par d'épaisses formations de tufs. Ceci nous laisse supposer, qu'à l'emplacement de la chaîne actuelle du Sabalan, se trouvait déjà au Lutétien un relief à valeur de horst. Cette ride, qui a été amorcée au Danien, contemporanément au bombement du Resteh-Ye-Salavat se développera ultérieurement lors de la phase tectonique, principalement au Miocène, pour former le relief actuel orienté Est-Ouest.

L'Eocène supérieur est caractérisé par un retrait des eaux vers le Nord. Celui-ci a pour conséquence l'arrêt de la sédimentation de type flysch dans la zone du Dasht-e-Moghan, alors qu'au Sud, l'Ensemble Supérieur ne donnera que des faciès typiquement aériens. Cette régression serait le résultat de mouvements post-Auvervien, qui ont été mis en évidence, plus au Nord-Est, dans l'Araxe moyen. (Bonnet 1947).

#### Extension des faciès.

L'avant-fosse subsidente du Dasht-e-Moghan avait, semble-t-il, une extension importante; elle se serait prolongée à l'Est, dans la zone de l'Elbrouz, où elle a donné d'épaisses formations, qui se sont poursuivies jusqu'au Lutétien (formation du Karaj). Au Nord-Ouest dans la Transcaucasie méridionale, P. Bonnet a noté un approfondissement de la fosse avec dépôts de flysch à fucoïdes.

La caractéristique du volcanisme Eocène est le déplacement vers le Sud de ses limites septentrionales. Alors que les formations Crétacé supérieur de type Sehjafarlu s'étendaient au Nord-Est jusqu'aux limites du Petit Caucase. L'Eocène ne dépasse guère les limites du Kara Dagh au Nord-Est et du Resteh-Ye-Salavat au Nord. En revanche, au Sud, il prend beaucoup plus d'ampleur et donnera la ceinture volcanique de l'Iran central.

Les latite-basaltes à olivine de l'Ensemble Inférieur semblent disparaître au Sud et n'ont pas été retrouvés ni dans le Bozqush, ni dans la région de Mianeh.

Comme nous l'avons déjà dit, lors de la mise en place de l'Ensemble Moyen, s'individualise une série de reliefs séparés par des bassins parallèles, à allure plus ou moins subsidente, permettant des dépôts de tufs entremêlés de niveaux de pyroclastites (plaines de Sarab et de Mianeh).

La plate-forme, où s'est mise en place la formation de Moradlu, se poursuit vers l'Ouest dans le Davehsar Dagh (Sabezehi 1974).

L'Ensemble Supérieur a tendance à se développer beaucoup plus au Nord-Ouest, où il recouvre en partie le Crétacé supérieur du Kuh-e-Geyshasar avec des trachytes à analcimes centimétriques.

L'Ensemble Supérieur est présent dans le Bozqush, où les séries sont beaucoup plus développées que dans notre région. Les séries se poursuivent plus au Sud dans la région de Mianeh, où quelques affleurements préservés de l'érosion, ont pu être mis en évidence. (J.L. Lescuyer et R. Riou 1976).

D'une manière générale, le volcanisme Eocène de notre région représente la terminaison septentrionale de phénomènes, qui se sont développés avec une intensité beaucoup plus forte au Sud. Les conditions paléogéographiques postérieures n'ont pas permis le dépôt de formations sédimentaires importantes, laissant ainsi à nu les volcanites éocènes, qui constituent environ la moitié des affleurements actuels.

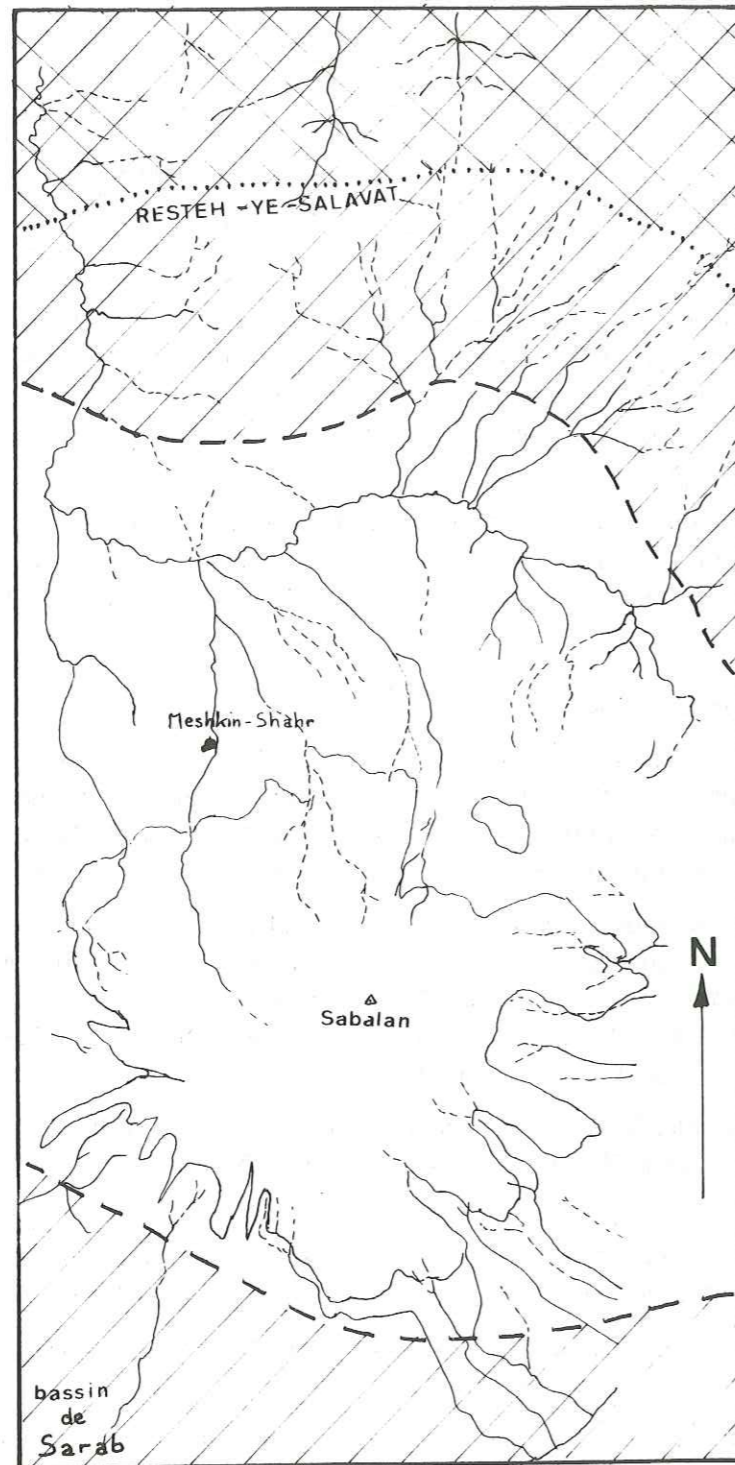


Fig. 61 : Carte paléogéographique de l'Eocène.

### 3. L'OLIGOCENE

#### 3.1. Etude volcanologique.

D'une manière générale, les émissions volcaniques n'ont fait que jalonner les principales zones d'activité tectonique et les contours des masses intrusives contemporaines. L'activité volcanique étant, le plus souvent, réduite à des faciès hypovolcaniques.

##### 3.1.1. La formation dacitique

Du bas vers le haut, nous avons : (Fig. 62).

- des coulées de faible puissance (4 à 5 m) reposant sur des niveaux de brèches et de cendres.
- un « manteau ignimbritique » réduit (18 à 25 m.) montrant la succession classique :
  - . feuillet inférieur intensément soudé avec téphras contenant de l'obsidienne,
  - . feuillet moyen avec figures de flammes et à prismation verticale grossière,
  - . feuillet supérieur non consolidé et partiellement enlevé par l'érosion.



Fig. 62 : Dacites (Ignimbrite)  
- environs de Garagayat

a. feuillet inférieur; b : feuillet moyen; c : feuillet supérieur.

L'origine de cette formation est certainement fissurale et la mise en place par dégazage intense, donnant des nuées ardentes, ne fait aucun doute.

##### 3.1.2. Les rhyolites fluidales :

Elles affleurent, en lames pouvant atteindre 30 mètres de puissance, et orientées grossièrement, Est-Ouest. Les figures de fluidalité sont souvent provoquées par une alternance de niveaux très riches en bulles et de niveaux vitreux plus foncés d'ordre centimétrique.

Les phénomènes de dégazage intense, précédant la mise en place, ont donné lieu à des projections de tufs acides, blanchâtres, pulvérulents, qui peuvent avoir subi une faible consolidation au voisinage immédiat des lames.

Cependant, l'intensité et le volume des produits rejetés n'ont pas été assez importants pour être à l'origine de dépôts ignimbricitiques.

Au contact, l'encaissant n'a été que faiblement affecté. Ainsi les latites de l'Ensemble Moyen de l'Eocène n'ont été « réchauffés » que sur quelques centimètres, alors que la lame possède presque toujours une bordure vitreuse, qui peut atteindre, parfois, jusqu'à 1 mètre d'épaisseur (Fig. : 63).

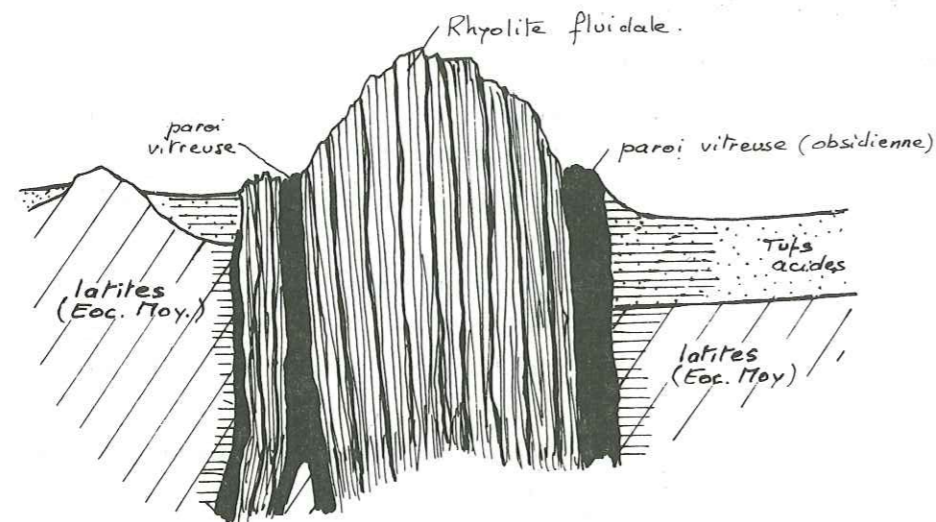


Fig. 63 : coupe schématique des Rhyolites fluidales (Sud de Saheb Divan)

### 3.1.3. Les lames siliceuses et l'altération hydrothermale :

Ces phénomènes soulignent tous les grands accidents qui ont débuté à l'Oligocène Supérieur ainsi que nous l'avons dit dans le chapitre Stratigraphie.

Les lames sont composées à 90 % de matériaux siliceux, principalement de l'opale et quelquefois même du quartz dans les cavités.

Du centre vers la périphérie, nous avons pu observer :

- un noyau très siliceux qui est formé par une ancienne brèche mylonitique silicifiée. L'examen au microscope montre bien les anciens blocs anguleux, baignant dans de l'opale. Ce noyau correspond donc au tracé de la faille.
- Une enveloppe assez équatée où toute structure préexistante a disparu. Toutefois, l'altération superficielle a pu dégager des petites cavités correspondant aux fantômes de certains cristaux détruits. Nous nous trouvons donc en présence de laves éocènes complètement silicifiées ayant encore conservé, çà et là, l'empreinte des différents cristaux qui les composaient.

A de telles lames, formant relief dans la topographie, fait suite une auréole plus ou moins consolidée de « tufs d'altération » fortement kaolinisés et pouvant, parfois, donner lieu à des concentrations d'aluinite.



Fig. 64 : Phénomènes d'altération hydrothermale dans la formation des Trapps - Lames siliceuses. (Saheb - Divan)  
Ls : lame siliceuse; Ta : tufs d'altération pulvérulents; T : trapps.

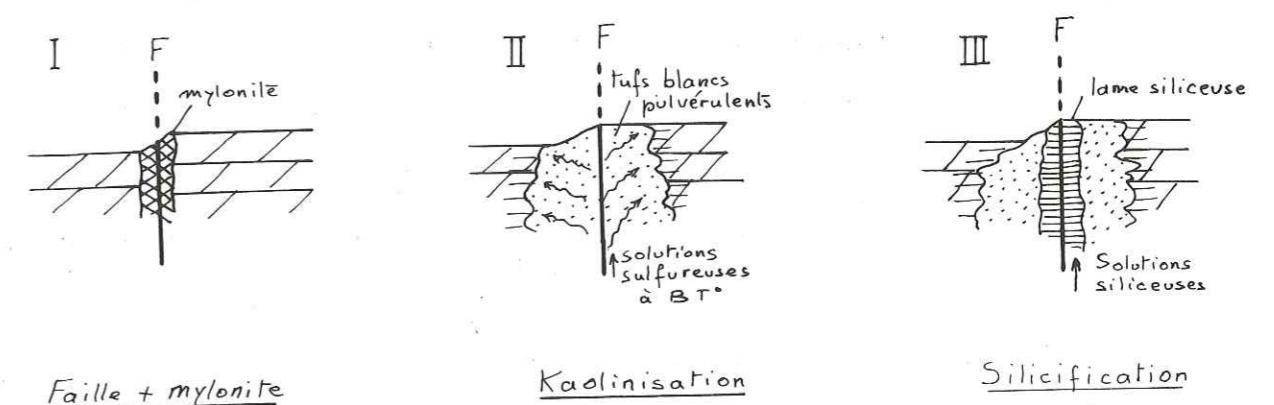


Fig. 65 : Schéma de mise en place des lames siliceuses

Du point de vue génétique, ce phénomène n'a guère été étudié dans l'Azerbaïdjan. Cependant, il semblerait qu'il soit le fait de manifestations tardi-magmatiques. En effet, sous l'action de solutions hydrothermales, les roches volcaniques antérieures ont été transformées. L'altération s'est produite essentiellement sur le trajet des grandes failles, où la mylonitisation a pu favoriser au maximum la transformation des roches.

Du point de vue chimique, le kaolin se formerait par hydratation et lessivage du fer, du calcium, du magnésium, des alcalins et pour une moindre part de la silice. L'alunite résulterait de l'action de solutions sulfureuses à basse température sur des roches riches en feldspaths alcalins. Au niveau de la faille, le lessivage beaucoup plus poussé par les solutions siliceuses donnerait, alors, lieu à des dépôts uniquement formés d'opale.

### 3.1.4. Relations entre les formations oligocènes :

Le caractère le plus marquant de ces formations est leur situation à proximité de la grande intrusion oligocène, dont les affleurements s'étendent de l'Oghlan Dagħ au Sud au Davehsar Dagħ au Nord-Ouest.

De plus le Davehsar Dagħ présente sur son flanc Sud-Est en bordure de la Qareh Su près de Khan Kandeh, d'importantes formations rhyolitiques qui semblent représenter le terme effusif des rhyolites fluidales observées dans notre région (Alavi 1972).

Il semblerait donc, que ces différentes formations ne soient que des manifestations hypovolcaniques, et quelquefois effusives, des différenciations latérales de l'intrusion monzodioritique.

Le jeu de la tectonique, très intense à l'époque, aurait favorisé le développement et l'extension d'apophyses latérales différenciées.

La présence d'un chevelu filonien très développé, associé à des sills, sous les flancs Ouest du Sabalan serait un argument de plus, en faveur d'une parenté avec le corps intrusif; car, comme nous le verrons plus loin dans le chapitre consacré à leur étude, les faciès hypovolcaniques associés à la monzodiorite présentent de notables variations de composition. Particulièrement, un enrichissement en  $\text{SiO}_2$ , ce qui pourrait rendre compte de l'acidité plus élevée dans des formations, comme celles des rhyolites fluidales.

## 3.2. Etude pétrographique.

### 3.2.1. La formation dacitique :

La composition minéralogique des différents niveaux constituant cette formation est relativement constante et proche de celle d'une dacite. Nous observons :

- quartz : assez rare, en petits cristaux brisés (0,2 à 0,4 mm)
- biotite et hornblende : peu fréquentes, elles sont aussi de petites tailles et le plus souvent altérées.
- mésostase : totalement vitreuse, elle contient quelques morceaux de ponce.

Certains niveaux consolidés montrent des figures nettes de pseudo fluidalité par écrasement de bulles vitreuses. Cette fluidalité est, dans ce cas, soulignée par l'aplatissement des morceaux de ponce.

### 3.2.2. Les rhyolites fluidales :

Ce sont des roches blanc violacé à altération rougeâtre, dont les niveaux de bulles soulignent nettement la fluidalité.

- Quartz : beaux cristaux automorphes, quelquefois brisés et légèrement arrondis et corrodés. Ils sont fréquents et leur taille peut dépasser 7 mm.
- Feldspath : toujours brisé, il est très altéré, rendant difficile toute détermination optique précise.  
Il s'agit essentiellement de sanidine et de quelques plagioclases (taille moyenne 2 à 3 mm).
- Biotite : petites lamelles brisées à pléochroïsme dans les brunx très foncé (taille moyenne 0,5 mm).
- Mésostase : presque exclusivement constituée par un verre à structure fluidale et renfermant quelques bulles étirées, ainsi que de rares fragments de ponce.

## 3.3. Paléogéographie.

A la fin de l'Eocène, la région se trouvait émergée dans sa presque totalité, ce qui explique l'absence de tout sédiment pouvant dater le début de l'Oligocène. Conséquence des derniers mouvements éocènes la «ride» anticlinale du Sabalan formait déjà un relief et a donné lieu à un début d'érosion, comme semble le montrer l'absence de certaines coulées de l'Ensemble Supérieur sous l'Oligocène acide du Kuh-e-Takileh (Sabalan).

A l'Oligocène inférieur, à la suite d'une importante phase de tectonique cassante, se met en place l'intrusion de monzodiorite de l'Oghlan Dagħ et du Davehsar Dagħ. Les nombreuses fractures servent alors de guide aux phénomènes volcaniques liés aux apophyses, favorisant la mise en place des rhyolites fluidales et formations dacitiques.

La tectonique, qui est le facteur le plus important à cette époque, continue à jouer, durant l'Oligocène supérieur, donnant de grands accidents orientés grossièrement NW-SE, qui sont sujets à d'intenses phénomènes tardi-magmatiques de nature hydrothermale.

Ce n'est qu'à l'Aquitaniens, que le paroxysme tectonique a lieu provoquant une surrection importante de la ride du Sabalan, qui joue alors le rôle de horst. L'avant-fosse subsidente du Dasht-e-Mogħan subit aussi le contrecoup de la tectonique oligocène, qui se traduit par une tendance à l'émersion, donnant des faciès peu profonds à franchement côtiers.

### Extension paléogéographique :

Les faciès effusifs oligocènes sont peu connus dans le Nord de l'Azerbaïdjan et sont souvent réduits à des affleurements très localisés, telles les rhyolites du Davehsar Dagħ et quelques formations acides vers le Kuh-e-Qandaranbashi au Nord d'Ahar.

Le phénomène, le plus caractéristique et le plus général, est la mise en place de massifs intrusifs.

Ainsi la monzodiorite de l'Oghlan Dagħ est prise en relais vers le Nord-Ouest par une suite d'intrusions allant jusque dans le petit Caucase, en passant par le Kuh-e-Qandaranbashi. Directement à la limite Nord de notre terrain se trouve un massif graniodioritique en rive gauche de la Qareh Su.

Au Sud dans le massif du Bozqush ont été signalées quelques intrusions (Alavi 1973 - Lotfi 1974) de même époque.

Associés à la surrection du horst du massif du Sabalan, se forment plus au Sud les horsts du Bosqush et de Qoflan Kuh (J:L: Lescuyer et R: Riou 1976) suivant des directions Est-Ouest grossièrement parallèles.

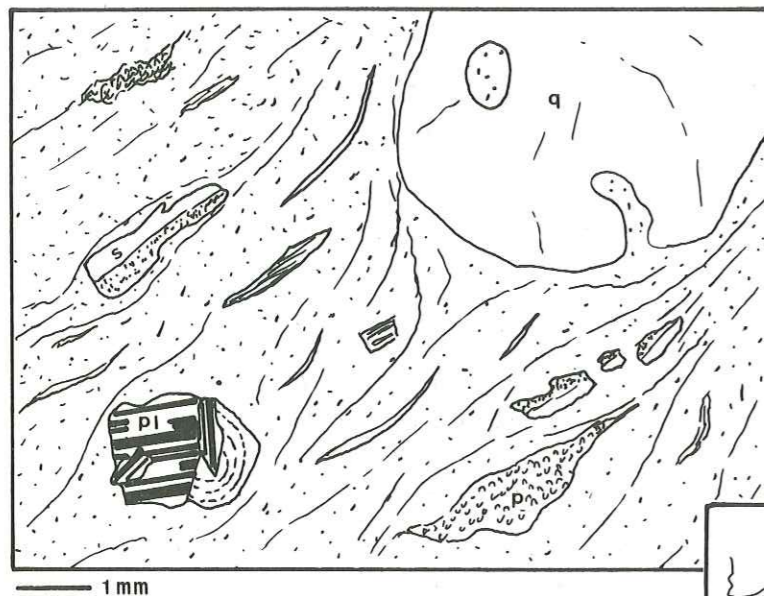


Fig. 66 : Rhyolite fluidale  
q : quartz; pl : plagioclase; S : sanidine  
p : ponce.

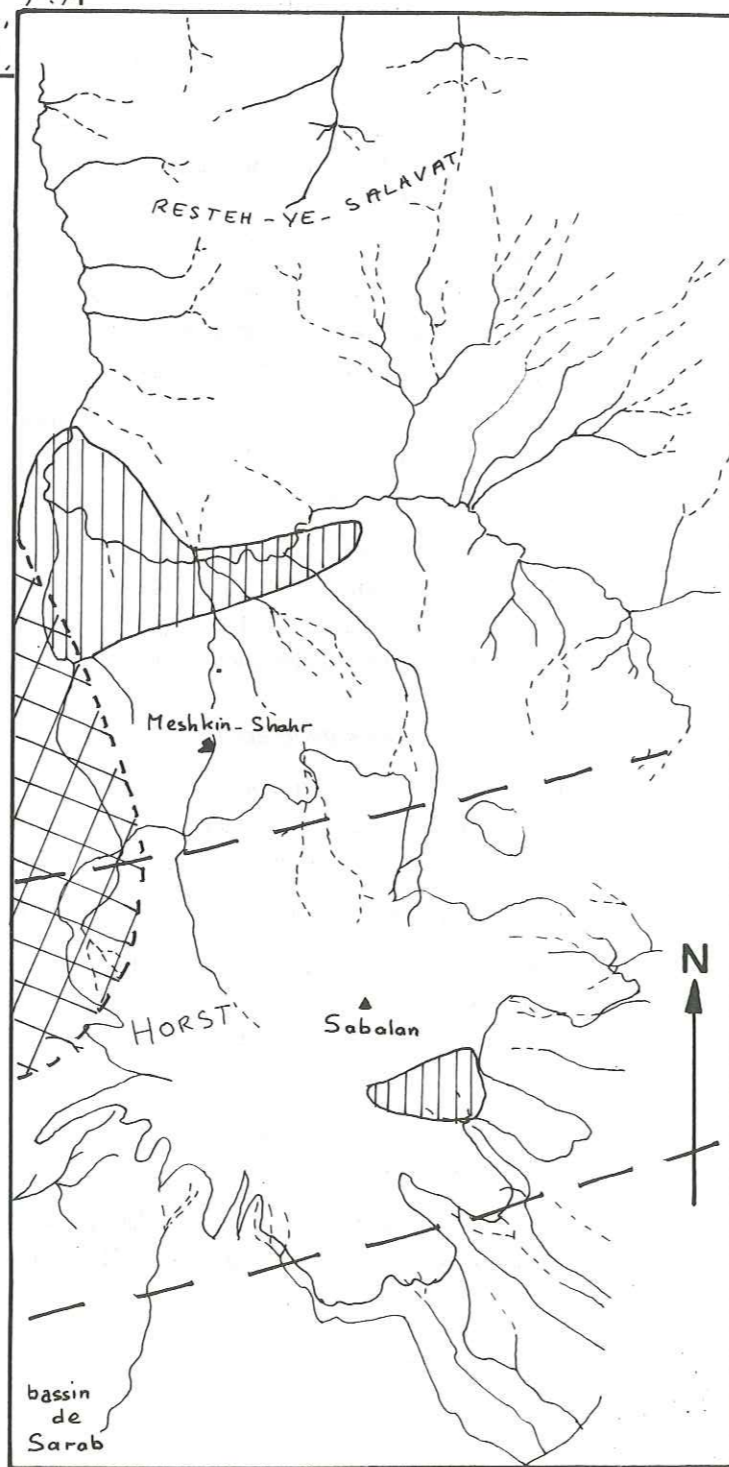


Fig. 67 : Carte paléogéographique de l'Oligocène. →

Extension  
des  
intrusions

Faciès  
volcaniques  
associés

bassin  
de  
Sarab

## 4. LE MIOCENE.

### 4.1. Etude volcanologique.

Après quelques épanchements de faible étendue, ce n'est que postérieurement à une phase tectonique importante du Miocène moyen, que le volcanisme marque un regain d'intensité. Toutefois, les coulées émises n'ont jamais atteint l'extension des formations éocènes. Au contraire, nous remarquerons plutôt une tendance à une concentration du volcanisme, au niveau des horsts anticlinaux.

#### 4.1.1. Les leuco-latites :

Ce sont les premières formations volcaniques qui se mettent en place, au Miocène.

Elles apparaissent comme d'immenses « galettes » à bords escarpés reposant à plat sur le substratum, par l'intermédiaire d'un niveau blanchâtre de projections acides.

L'origine fissurale, de ces formations, ne fait aucun doute, et elle peut-être observée très facilement à l'affleurement situé au Nord du Jabbolaghi au point côté 1 504 m.

Nous avons là une gigantesque et unique coulée posée sur l'Eocène volcanique. L'orientation des prismes reflétant l'inclinaison du substratum par rapport à la coulée, nous avons pu déterminer, avec précision, le point d'émission. Il s'agit d'une lame verticale d'orientation Nord 30° constituant la bordure Nord-Ouest de la coulée. (Voir fig. 63 et 69).

Un tel mode de mise en place est du type Tholoïde.

Dans le cas des Ilani Dagh, nous avons affaire à un empilement de coulées prismées pouvant dépasser une cinquantaine de mètres en tout. (Fig. 70).

D'une manière générale, ce type de volcanisme semble lié à une phase d'extension Est-Ouest suivant une direction voisine de Nord 30°.

#### 4.1.2. Les latite-andésites bulleuses :

Ces formations relativement étendues caractérisent un volcanisme beaucoup plus intense que précédemment.

Elles donnent des empilements de coulées massives, séparées par de brefs niveaux de scories et de lapilli rougeâtres. La présence de nombreuses bombes en fuseau dans les niveaux de cendres reflète l'assez faible viscosité du magma.

Ainsi la colline du Qasr Dagh au Sud représente un fragment d'un ancien cône formé de coulées dont la surface évoque des « laves en entrailles » du type « Pa hoé hoé ».

L'alternance avec de faibles niveaux de scories et de lapilli nous suggère une activité centrale du type strombolien.

Seule, une succession grossièrement Nord-Sud de plusieurs appareils de ce type peut alors rendre compte de l'étendue de cette formation; dont nous avons pu observer des affleurements jusque sous la formation de Quotur Suyu (voir chapitre Sabalan).

Nous pouvons alors, entrevoir, dans la concentration spatiale de plusieurs appareils grossièrement alignés, la préfiguration du grand édifice volcanique Plio-Quaternaire : le Sabalan.

#### 4.1.3. La monzodiorite du Qasr Dag :

Cette intrusion s'est mise en place au sein des appareils du Qasr Dagh et peut-être interprétée de par sa nature paléogéographique (voir pétrographie) - et sa composition chimique (voir chapitre Géochimie) - comme une chambre magmatique supérieure des latite-andésites. L'érosion postérieure

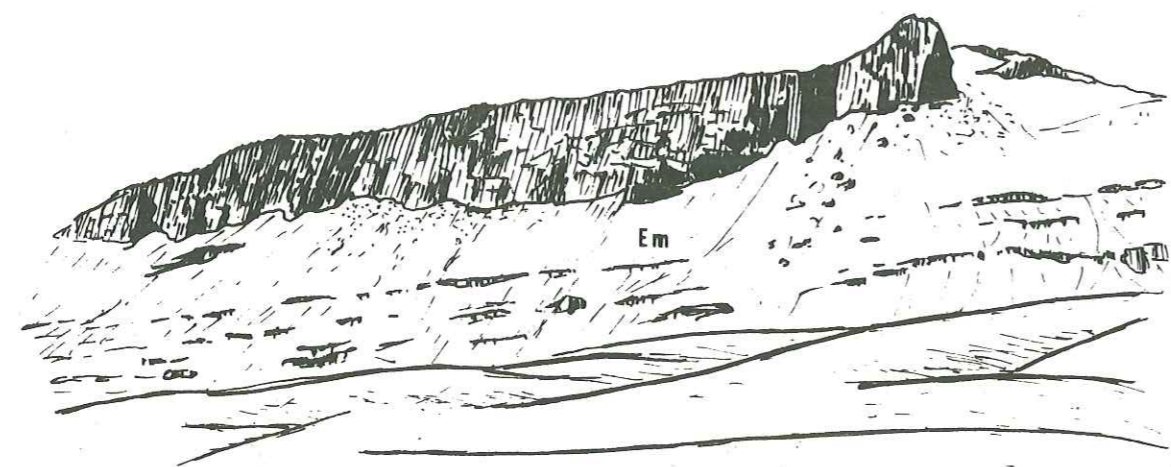


Fig. 68 : Les leuco-latites tholoïde (point côté 1 504)  
Em : tufs de base et latites (Ensemble Moyen)

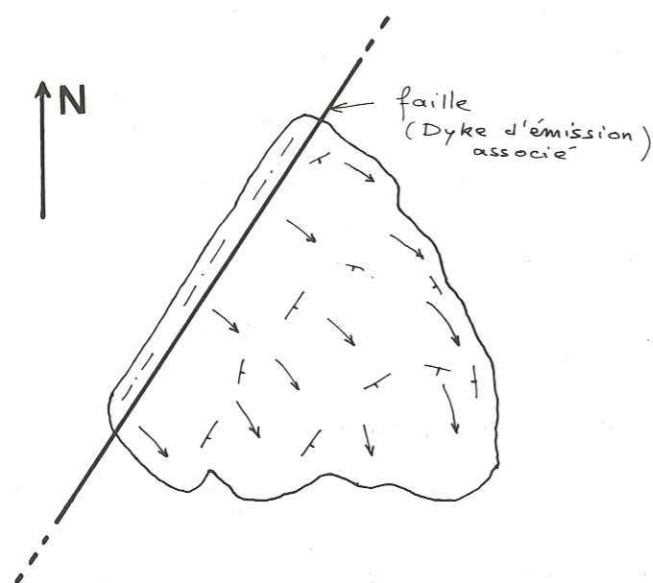


Fig. 69 : Plan schématique du tholoïde

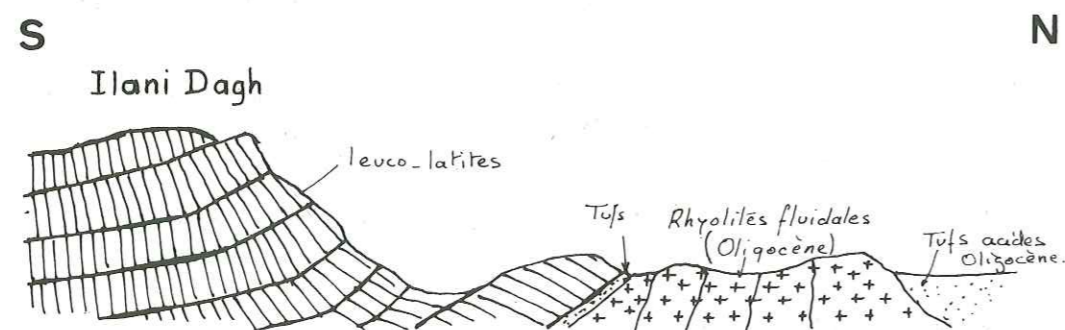


Fig. 70 : Coupe schématique des Ilani Dagh

favorisée par la tectonique fini-Miocène a pu dégager ce faciès hypovolcanique dont le matériel est en grande partie cristallisé.

#### 4.1.4. Les ignimbrites :

Leur mise en place suit de très près les effondrements miocènes et d'ailleurs, elles se répartissent tout au long de ces accidents dans la région de Sheirmahmatdeh. Le mode de mise en place de ces formations est d'un type classique. Seule l'absence du feuillet supérieur non consolidé est remarquable : elle serait due à l'érosion (fig. 71).

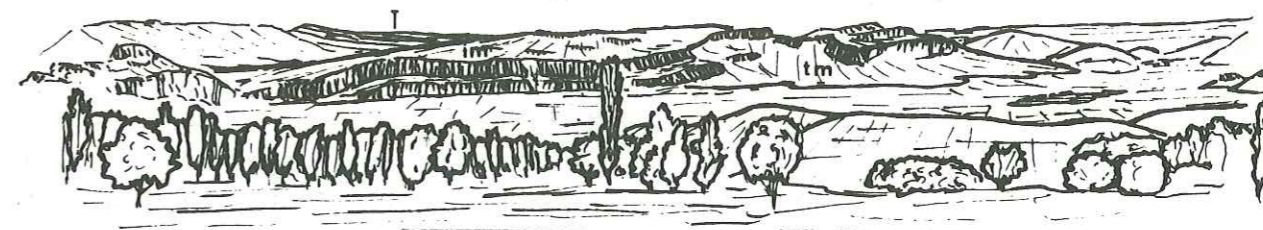


Fig. 71 : Les ignimbrites (Vallée de la Qareh Su)  
Im : ignimbrites; T : trapps, Tm : tufs acides.

#### 4.1.5. Les latite-basaltes à «sphérolites».

La réduction extrême des affleurements, due au recouvrement par le Sabalan, ne nous a pas permis de faire une étude volcanologique de cette formation. Toutefois, la faible extension des affleurements pourrait nous faire penser à un seul point d'émission du type central.

#### 4.2. Etude pétrographique.

##### 4.2.1. Les leucolatites :

Ce sont des roches gris clair à patine brune, caractérisées par une prismation très nette et un débit en dalles rappelant celui des phonolites.

Plagioclases : en cristaux automorphes peu altérés et quelquefois brisés (An 25-30), taille moyenne 1,5 mm. Quelques rares plagioclases basiques (An 60) très corrodés, brisés et dont les vacuoles sont emplies de verre, de calcite et de feldspath potassique.

Sanidine : en petits cristaux (1 mm) automorphes.

Pyroxène : rare, en microcristaux très altérés.

Hornblende brune : en baguettes automorphes présentant une épaisse bordure d'oxydes.

Minéraux accessoires : magnétite peu fréquente, rares sphères.

Mésostase trachytique : formée par des microlites de feldspath potassique (0,15 mm) induisant une structure fluidale nette. Le fond est formé de tridymite en petits cristaux tabulaires. Certains échantillons montrent des agglomérats de cristaux de sanidine (2 à 3 mm) associés à quelques rares biotites.

#### 4.2.2. Les ignimbrites :

Ce sont des roches très claires, à flammes noires nettes pouvant atteindre 5 cm de long.

Plagioclase : (An 27), ils sont corrodés et brisés et leur taille ne dépasse pas 2 mm.

Quartz : en cristaux brisés très petits (0,3 mm).

Hornblende verte : cristaux plus ou moins entiers associés à de la biotite beaucoup plus rare.

Mésostase : formée de morceaux de ponce plus ou moins aplatis, de quelques enclaves de lave de nature trachytique et principalement de magnifiques lentilles de verre, plus ou moins craquelé, où les échardes soudées sont nettement visibles. Le tout baigne dans un amas de débris de cristaux (principalement quartz et feldspath).

#### 4.2.3. Les latite-andésites bulleuses :

Ce type de lave caractéristique au Miocène, est facilement reconnaissable à sa couleur gris foncé et à la présence de nombreuses bulles, dont la taille varie entre 1 et 5 mm, donnant une texture particulière à cette roche.

A l'oeil nu, aucun phénocrystal n'est visible si ce n'est quelques rares ferromagnésiens avoisinant 1 mm.

La structure est nettement trachytique.

Plagioclase : (An 45-60); phénocristaux très rares, peu altérés, leur taille ne dépasse jamais 1 à 2 mm.

Augite : peu fréquente, se rencontre sous forme de cristaux brisés et altérés. Elle est surtout présente sous forme de minuscules débris dont la taille est inférieure à celle des microlites.

Minéraux accessoires : essentiellement la magnétite en petits granulés (0,1 mm) pouvant constituer jusqu'à 10 % de la lave.

#### 4.2.4. La monzodiorite du Qasr Dagh :

C'est une roche sombre, moyennement grenue (grains de l'ordre du mm), de structure doléritique. Les lattes feldspathiques ont une composition de Labrador (An 58).

Les minéraux ferro-magnésiens sont représentés principalement par la hornblende basaltique, quelques pyroxènes calciques et aussi par de l'Olivine presque entièrement serpentinisée, assez abondante.

La silice n'est représentée que par les petites massues de la structure myrmékite. La biotite ainsi que les feldspaths potassiques sont absents. Les minéraux accessoires sont, la magnétite en gros cubes, très abondante, et aussi le Sphène.

#### 4.2.5. Les latite-basaltes à sphérolites :

Ce type de roche, peu représenté, précède directement les premières émissions du Sabalan. Il apparaît en coulées peu épaisses possédant toujours un litage net, en dalles de 3 à 5 cm d'épaisseur. La coulée d'ensemble est gris-noir. La présence de petits « nodules » blanchâtres de 2 à 3 mm de diamètre confère un aspect tacheté, caractéristique de cette roche.

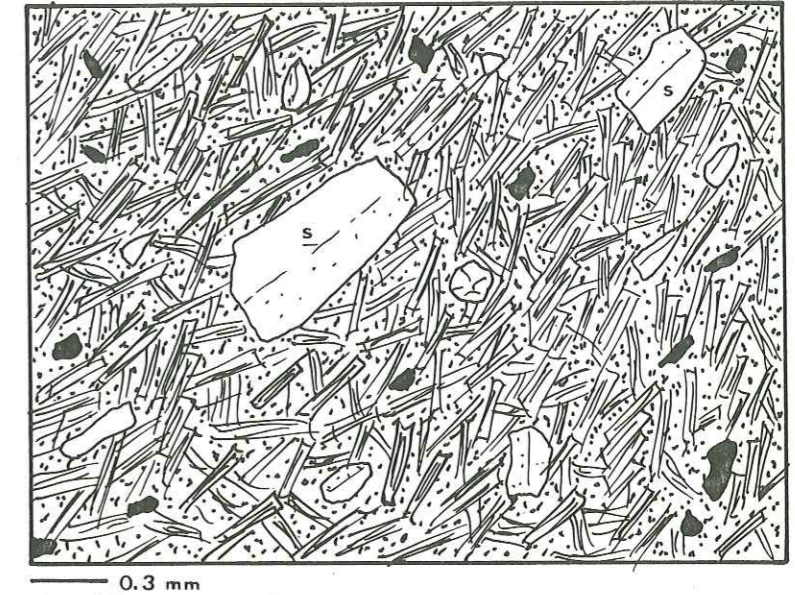


Fig. 72 (a) → leuco latite  
S : sanidine

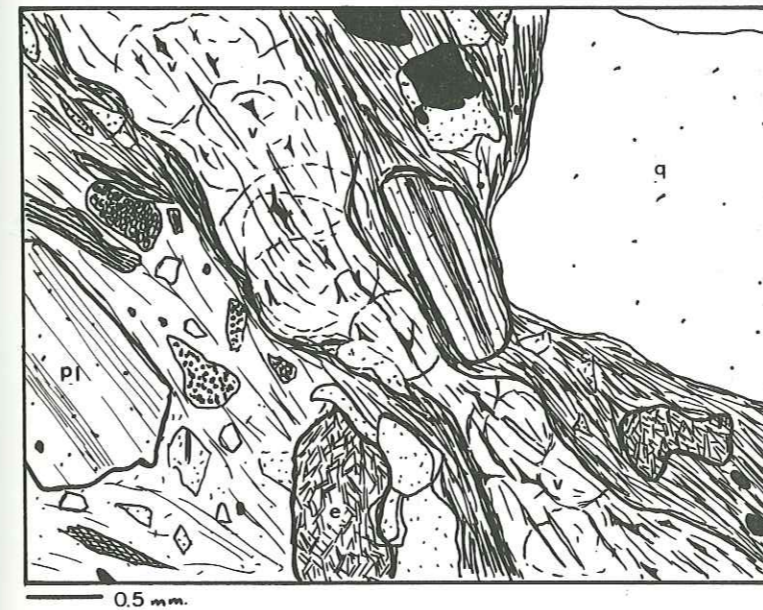


Fig. 72 (b) → Ignimbrites  
Pl : plagioclase; q : quartz; V : verre (échardes);  
e : enclaves (laves trachytiques)

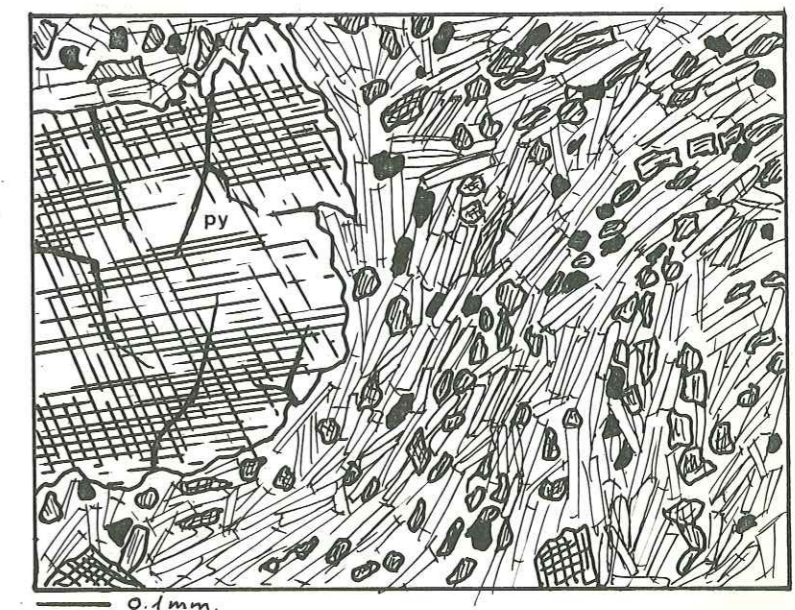


Fig. 72 (c) → latite-basalte  
Py : pyroxène



Au microscope, nous observons un fin feutrage de petits microlites de feldspaths potassiques (taille moyenne : 0,07 mm), induisant une structure trachytique fluidale.

Les «nodules» seraient formés par une plus grande concentration de microlites clairs par rapport au verre foncé qui les baigne. La mésostase contient aussi quelques rares cristaux d'augite altérée (0,8 mm) ainsi que de nombreuses magnétites de petites tailles.

#### 4.3. Paléogéographie.

De l'Aquitanién au Burdigalien, la région reste émergée, en proie à une érosion continentale, qui ayant débuté à l'Oligocène, se poursuit, détruisant les volcanites éocènes.

Ce n'est qu'au Burdigalien que se produit une phase tectonique importante, provoquant une nouvelle surrection des horsts de direction Est-Ouest (Sabalan - Bosqush) précédée et accompagnée de la mise en place des leuco-latites et latite-andésites à la faveur de failles d'extension Nord-Sud.

Ces mouvements s'accompagnent d'effondrements au niveau des plaines de Meshkin-Shahr, Sheirmahmatdeh au Nord et de Ardebil, Sarab et Nir au Sud.

La mer envahit, alors, les dépressions ainsi créées autour du horst du Sabalan, donnant des lagunes de dimensions réduites avec des dépôts de marnes, sel gemme, puis de gypse.

Au Nord, la zone du Dasht-e-Moghan, isolée par le relief des monts du Resteh-e-Salavat, subit aussi la transgression burdigalienne. L'approfondissement de l'avant-fosse se traduit par des dépôts calcaires à faune plus profonde.

Au Pontien, de nouveaux mouvements tectoniques interrompent les communications avec la mer; il s'établit, alors, un régime réduit laguno-lacustre, puis lacustre, tandis que se mettent en place les ignimbrites et les dernières coulées de latite-andésites et latite-basaltes sur le horst du Sabalan.

##### *Extension des faciès :*

Les leuco-latites burdigaliennes ont pu être mises en évidence dans la région de Mianeh, mais il semble que leur importance soit très réduite. (J.L. Lescuyer et R. Riou 1976).

En revanche, la transgression marine est beaucoup plus marquée à l'Est, en direction de Tabriz, où elle donne d'importantes formations salifères et gypsifères (Upper Red Formation). Plus au Sud, elle prend aussi une grande importance dans les bassins subsidés séparant les horsts anticlinaux d'âge Miocène salifère de Qoflan Kuh, région de Mianeh (J.L. Lescuyer, R. Riou 1976).

Les phénomènes éruptifs fini-Miocène sont assez rares; tout au plus, pourrions-nous noter, que la succession des appareils ayant donné les latite-andésites bulleuses s'est poursuivie plus au Sud, jusque sur le Bosqush (Lotfi 1974).

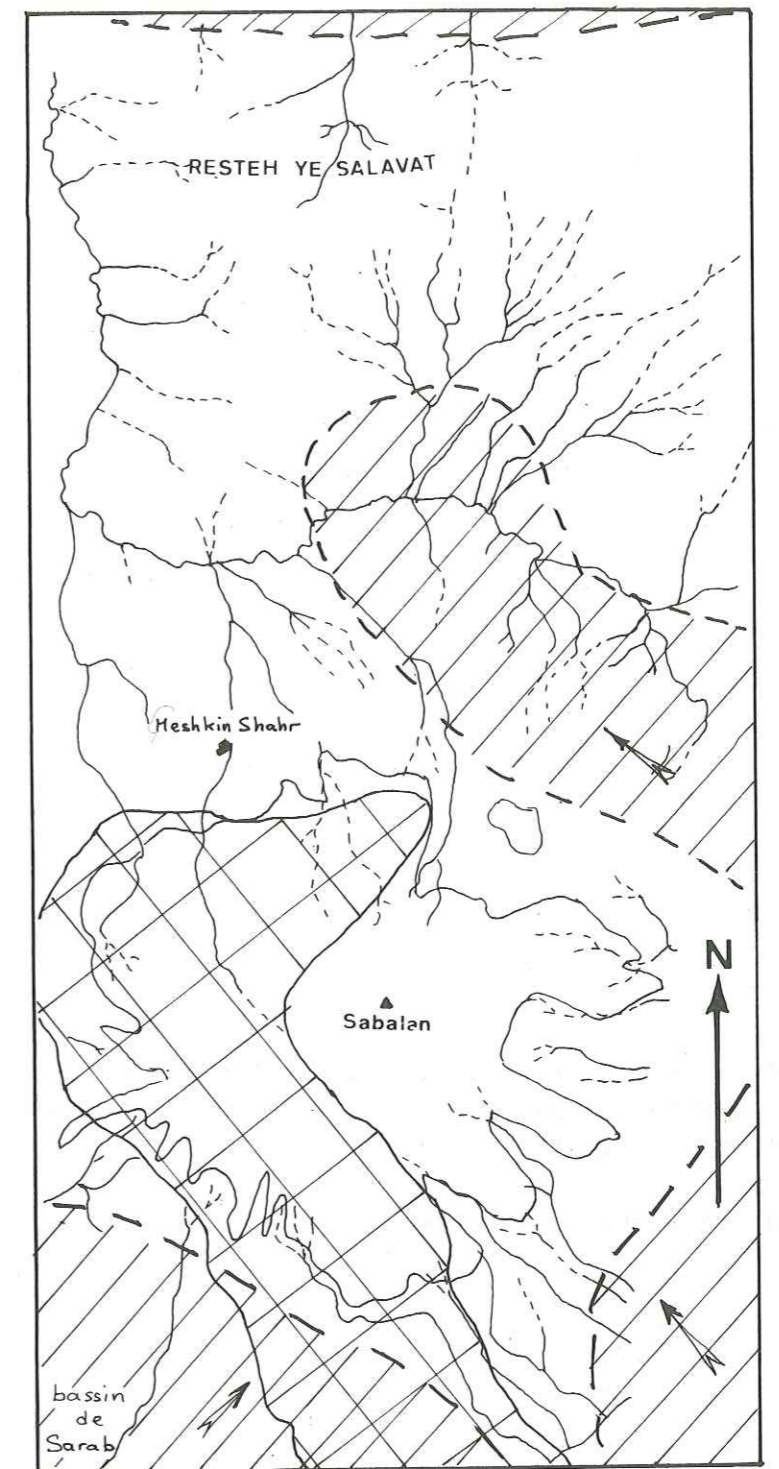


Fig. 73 : carte paléogéographique du Miocène

#### 4. LE PLIO-QUATERNAIRE.

Mise à part l'édification d'un volcan central de grandes dimensions, cette époque est caractérisée par la rareté des manifestations volcaniques dans notre région.

Seuls, quelques basaltes se mettent en place suivant un mode fissural, pour former des coulées de faible étendue reposant généralement sur des niveaux de projections.

##### 4.1. Les basaltes, étude pétrographique.

Ce sont des roches très mélanocrates, lourdes et massives, présentant souvent une prismation assez parfaite avec des prismes dont le diamètre se situe aux environs de 30 cm.

- Plagioclase : Essentiellement du labrador, (An 70), il est très corrodé. La taille des cristaux avoisine 3 mm.
- Pyroxène : Nombreuses augites dont la taille est sensiblement égale à celle du labrador.
- Olivine : Très fréquente, l'altération se traduit par des bordures d'iddingsite, d'oxydes de fer et de serpentine.
- Mésostase : Composée de microlites de plagioclases, de quelques débris d'augite et de nombreux granules d'opagues baignant dans un verre sombre.

Nous avons inclus dans ces basaltes quaternaires des coulées présentant des caractères pétrographiques particuliers :

Il s'agit de roches formées d'un verre brunâtre dans lequel baignent des microcristaux automorphes de pyroxène et quelques rares olivines de petite taille (0,05 à 0,1 mm).

Les phénocristaux sont formés par de l'olivine très fraîche automorphe sans trace d'altération quelconque.

Le caractère le plus frappant est la **totale absence de feldspath**. Une telle composition nous permet d'attribuer le nom de **Limburgite** et pourrait être expliquée par une montée rapide de magma basaltique profond, les feldspaths n'ayant pas eu le temps de cristalliser. (Fig. 75).

##### 4.2. Paléogéographie; évolution morphologique.

Au Pliocène les parties déprimées de la région semblent désormais ne plus devoir être envisagées que, comme une série de cuvettes lacustres, reliquats dessalés d'anciennes lagunes jalonnant les horsts. Telles se présentaient les plaines de Meshkin-Shahr, Nir et <sup>du</sup>Bozqush.

A cette époque débute l'activité du Sabalan qui va s'étendre sur tout le Quaternaire.

Les zones de plaine, non occupées par les lacs, sont recouvertes par de vastes épandages de piedmont consolidés par des circulations, donnant ainsi les tufs jaunes. A la suite de mouvements post-pliocènes, se produit une compression ayant pour conséquence leur assèchement. Ce phénomène est accompagné du crevassement <sup>des</sup> horsts orientés Est-Ouest (faille Sabalan - Qasr Dagh).

Au Quaternaire les lacs disparaissent et laissent la place à des cours d'eaux qui déposeront des alluvions fluviatiles. Ces formations alluviales seront parfois fortement cimentées par des circulations d'eau.

De tout cet épisode lacustre, il ne subsiste presque rien. L'assèchement actuel de la région a en outre été accéléré par le déboisement et la contrée ne montre plus qu'un réseau hydrographique restreint : la plupart des cours d'eau possèdent un talweg à fond plat tapissé d'alluvions dans lesquelles serpente un filet d'eau de débit inégal et souvent temporaire.



Fig. 74 : Basaltes plio-quaternaires (plaine de Sheir-mahmatdeh).

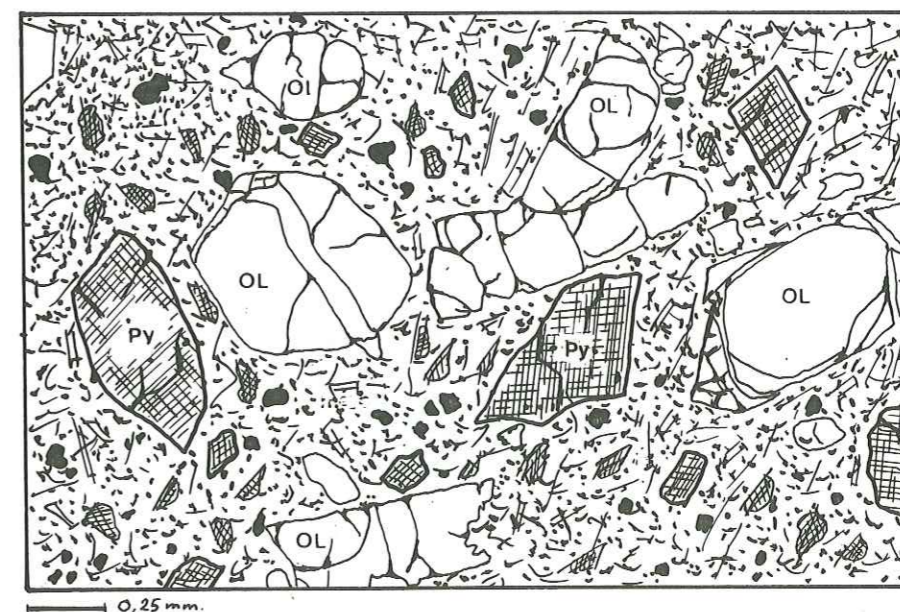


Fig. 75 : «Limburgite»  
Ol : olivine; Py : pyroxène.

### III. MANIFESTATIONS MAGMATIQUES INTRUSIVES.

Bien que toute cette région d'Azerbaïdjan soit particulièrement caractérisée par des épisodes volcaniques, des phénomènes plutoniques parfois très importants y ont pris place. Dans la région de la Kara-Dagh et jusqu'en Azerbaïdjan soviétique de grandes intrusions dioritiques apparaissent. Au Sud du massif du Sabalan, d'autres pointements intrusifs, généralement syénitiques, se rencontrent dans le Boz Qush et dans la région de Mianeh. Dans la région du Sabalan, l'intrusion de l'Ogland Dagh est le batholite le plus important, lié à des phénomènes annexes bien développés (complexe filonien, métamorphisme de contact, altération hydrothermale...).

Deux autres intrusions sont beaucoup moins volumineuses.

- Intrusion de Mirza-Hassan-Kandlu, située dans le Dacht-e-Moghand.
- Intrusion de la Qareh-Su, à la même latitude que la précédente, formant un petit massif en rive gauche de la Qareh-Su

#### Intrusions oligocènes

##### 1. Intrusion de Mirza-Hassan-Kandlu (Fig. 75).

Située au Sud du coeur de la structure anticlinale du Reshthe-e-Salavat, cette petite intrusion (1 000 m. de diamètre) apparaît au sein des calcaires de NaçirKandeh. Sa mise en place n'a pas perturbé la stratification, ni provoqué de métamorphisme à son contact.

Elle est parcourue de grandes diaclases plus ou moins radiales.

Par sa forme allongée et plate, nous pensons qu'il pourrait s'agir d'un laccolite, mis en place à l'Oligocène au sein des séries fini-Crétacé-Paléocène, dégagé ensuite par l'érosion. Cette mise en place peut être contemporaine de la phase tectonique fini-Oligocène. Le massif de Mirza-Hassan-Kandlu est d'ailleurs situé sur le passage d'une faille très importante, parcourant toute la région du Nord au Sud.

La roche est très homogène et il n'y a pas de faciès de bordure. Elle est claire, porphyrique, à phénocristaux aciculaires de hornblende (jusqu'à 2 cm de long).



Fig. 75 : Intrusion de Mirza-Hassan-Kandlu.

Au sein de la pâte microgrenue quartzo-feldspathique, nous trouvons quelques cristaux de biotite, des plagioclases (Andésine) et des granules de clinopyroxène. Les minéraux accessoires sont : le sphène, l'apatite et la magnétite, assez abondante. Le quartz est peu fréquent, crypto-cristallin, plus ou moins automorphe.

Les Plagioclases sont très zonés, et le plus souvent entourés d'une mince pellicule de sanidine, seule expression des feldspaths potassiques.

Analyse totale N° 11.

SiO <sub>2</sub>	62,80		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	Norme	C I P W.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	Q	13,31
FeO	0,55	Or	20,98
MgO	2,80	An	17,18
CaO	4,50	Ab	34,27
Na <sub>2</sub> O	4,05	Diop	2,74
K <sub>2</sub> O	3,55	Enst	5,71
TiO <sub>2</sub>	0,60	Magn	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	Hem	2,24
MnO	0,15	Ilm	1,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,60	Apa	0,59
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30		
Total : .....			100,50

D'après Streckeisen : Leuco-monzonite.

D'après des classifications plus classiques, cette roche correspond au terme de micro-monzodiorite quartzifère.

Elle est à rapprocher, par sa structure et son chimisme, des Esterellites du Sud de la France.

L'intrusion de la Qareh-Su est pétrographiquement et morphologiquement très proche de celle de Mirza-Hassan-Kandlu. Elle aussi est située sur le passage d'une grande faille (faille de la Qareh Su) qui sectionne sur son flanc Est.

## 2. Intrusion de l'Ogland Dagh

La terminaison de l'une des grandes intrusions d'Azerbaïdjan septentrional forme une partie du massif prolongeant à l'Ouest celui du Sabalan. (Voir carte générale). Le corps batholitique n'affleure qu'assez peu sur le massif, mais apparaît bien dans la vallée de l'Ahar Chay, au Sud du village de Qaleh Baghi, où il se développe plus largement en direction de la Kara Dagh. Juste à l'Ouest du Sabalan, particulièrement dans la vallée de Mejandeh, cette intrusion développe un cortège filonien important, ainsi qu'un fort métamorphisme de contact.

De grandes augites alcalines constituent l'essentiel des minéraux ferro-magnésiens, la hornblende verte et la biotite ne jouent qu'un rôle secondaire. Le quartz est pratiquement absent. Il n'est représenté que par quelques cristaux engrenés dans la structure. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite et des minéraux opaques. (Fig. 76).

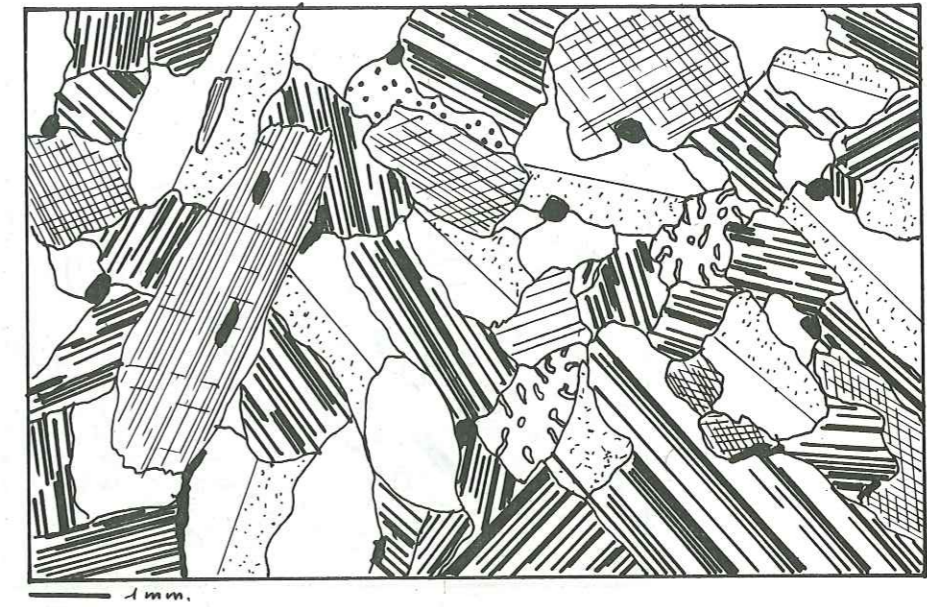


Fig. 76 : Leuco-monzodiorite de l'Ogland Dagh.

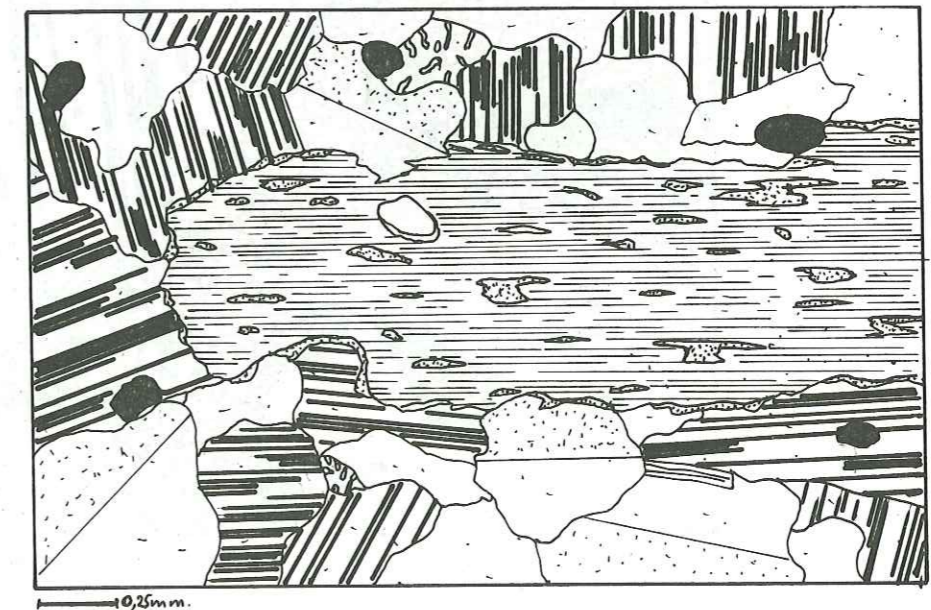


Fig. 77 : Faciès de bordure : pyroxène en cours d'ouralitation.

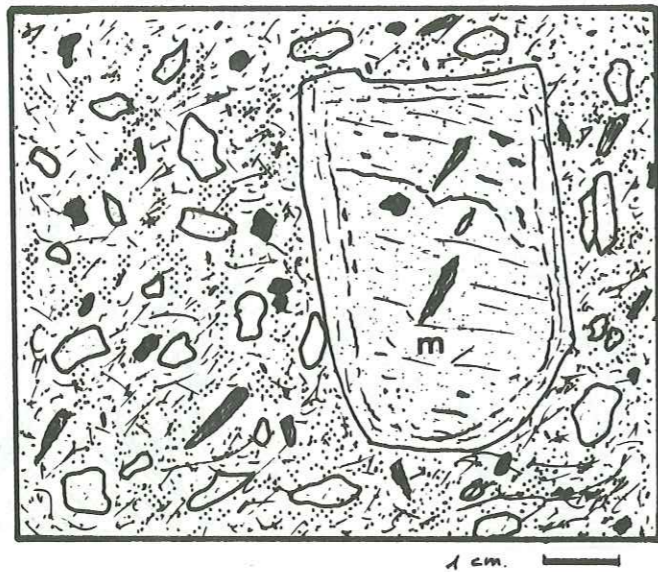


Fig. 78 : «Porphyrite» (grandeur nature).



Fig. 79 : «Porphyrite» Q : quartz corrodé; m microclines  
Pla : Plagioclase (Andésine)

Analyse totale N° 10 :

SiO <sub>2</sub>	60,55	Norme	CIPW.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,55	Q	6,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,65	Or	24,23
FeO	1,25	An	14,23
MgO	2,15	Ab	40,62
CaO	4,00	Diop	4,37
Na <sub>2</sub> O	4,80	Enst.	3,33
K <sub>2</sub> O	4,10	Magn	1,13
TiO <sub>2</sub>	1,00	Hem	2,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	---	Ilm	1,90
MnO	---		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,50		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10		
Total	99,65		

Nous avons donc une Leuco Monzo-Diorite (Streckeisen).

Le caractère hautement alcalin (9 % d'alcalins) de cette roche est à noter.

### 2.2. Faciès de bordure :

La roche de bordure du batholite est beaucoup plus sombre, de structure grenue. Les plagioclases sont beaucoup plus importants que l'orthose qui disparaît presque totalement. La roche tend, de ce fait, vers des termes plus syénitiques. L'ou'alitalisation des pyroxènes est générale (Fig. 77) bien qu'incomplète. Les structures myrmékitiques sont particulièrement abondantes. (Fig. 77).

### 2.3. Complexe filonien :

Celui-ci est très développé surtout sur le bord Est du batholite. Les filons recoupent principalement les séries éocènes métamorphisées.

Les filons les plus abondants émanent du faciès de bordure. Ils sont formés par une roche finement grenue (grain jusqu'à 3 mm max.). Les feldspaths en gros cristaux engrenés sont représentés par des plagioclases (Andésine) et des microclines très perthitiques. Ils sont tous largement altérés en damourite. La hornblende verte a totalement remplacé les pyroxènes, et est altérée à son tour en chlorite. La biotite apparaît, bien que très altérée aussi. La calcite se développe en grandes plages. Ces filons représentent donc une microsyénite très altérée.

Des filons aplitiques, ou de structure saccharoïde, voire pegmatitique, sont aussi très fréquents. Le quartz plus ou moins absent ailleurs se développe ici largement.

La manifestation filonienne la plus intéressante est représentée par une roche à très gros porphyroblastes de microclines roses (jusqu'à 6 ou 7 cm), inclus dans une pâte gris vert très finement grenue, à phénocristaux de plagioclases, de pyroxène, de hornblende, ainsi qu'à quelques gros quartz corrodés. (Fig. 78).

Les microclines présentent souvent plusieurs phases de croissance, et englobent de nombreux minéraux ferromagnésiens.

Les plagioclases (Oligoclase) sont très corrodés ainsi que les quartz. (Fig. 79).

Les pyroxènes et les hornblendes paraissent assez frais.

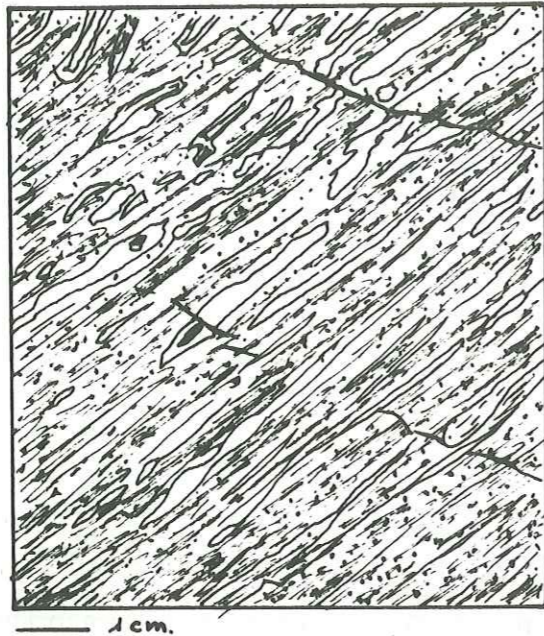


Fig. 80 : Structures d'étirement et formation des lits plagioclasiques au sein des cornes vertes.

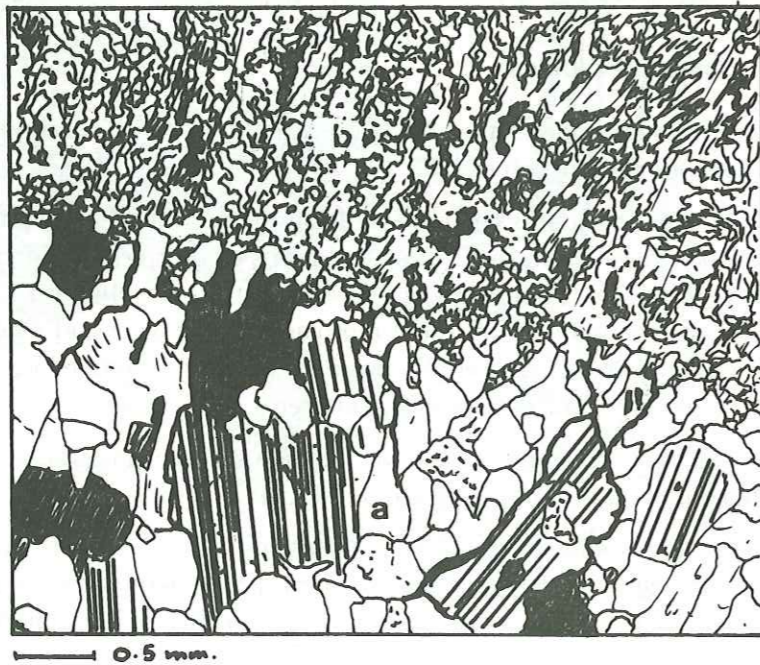


Fig. 81 : Contact filon aplitique (a) - cornéenne verte. (b).

Cette roche apparaît en un gros filon de plus de 15 m. d'épaisseur, traversant la vallée de Mejandeh suivant la direction WNW-EES, comme la plupart des filons.

Par sa nature ainsi que par sa densité, le complexe filonien dénote bien le caractère hypovolcanique de l'intrusion de l'Ogland Dagh.

#### 2.4. Métamorphisme de contact :

Le batholite monzodionitique a métamorphosé à son contact les séries éocènes de l'Ensemble Supérieur (Latite-andésites), qui donnent des cornes vertes, et l'Ensemble Inférieur acide transformé en cornes blanches.

##### 2.4.1. Cornéennes vertes :

Elles affleurent très bien dans la vallée de Mejandeh. Il est possible d'y observer tous les termes de passage, en quelques centaines de mètres, entre les «Andésites nougat» à gros phénocristaux de plagioclase, à une roche verte sombre équante.

Ce passage se fait par un étirement progressif des phénocristaux qui forment ensuite des petits lits blancs, pour disparaître après totalement. (Fig. 80 ).

La roche ainsi obtenue est très finement grenue, massive, (fig. 81 ), bien que parcourue par une schistosité à maille assez large.

A partir de la roche initiale, très vite apparaît l'Epidote (Zoïsite et Pistachite) qui se concentre en gros nodules (10 cm de diamètre) dans des termes plus transformés. L'actinote et la calcite se développent alors que la hornblende et les clinopyroxènes subsistent, mais ceux-ci sont fortement ouralitisés. Les plagioclases, déformés, sont très altérés. Dans une des roches les plus transformées, il a été possible d'observer un grenat (riche en almandin).

Ce grenat est le minéral de métamorphisme le plus fort observé ici. Les conditions thermodynamiques d'un tel métamorphisme de contact seraient, d'après Nitch (1970) :

pour $\text{PH}_2\text{O}$	7 kb	$460^\circ \pm 10^\circ \text{ C.}$
pour $\text{PH}_2\text{O}$	4 kb	$445^\circ \pm 10^\circ \text{ C.}$

Cependant, ce grenat n'a pu se former qu'aux dépens d'une roche d'origine pélitique (isograde «grenat riche en almandin» de Winkler 1970) mais il ne faut pas oublier que l'Ensemble Supérieur de l'Eocène est composite et ne comporte pas que des latite-andésites.

Quelques hornblendes de métamorphisme ont aussi été observées. Elles auraient cristallisé à peu près dans les mêmes conditions que le grenat, mais dans les assises de latite-andésite (isograde «hornblende» de Winkler). Au sein de la même série, nous avons trouvé un petit horizon d'un calcaire cristallin, grenu, bien métamorphique.

Il est à noter que ce métamorphisme de contact ne s'est pas seulement accompagné d'un flux de chaleur, mais aussi de mouvements et de contraintes ayant entraîné un écrasement important des roches encaissantes du batholite.

##### 2.4.2. Cornéennes blanches

Les roches de l'Ensemble Inférieur acide, étant formées en grande partie de silicé, donnent, après métamorphisme, des roches très blanches, très indurées, massives dans lesquelles aucune structure ni aucun minéral distinct n'apparaissent.

L'auréole du métamorphisme de contact autour du batholite de l'Ogland Dagh peut atteindre jusqu'à 500 m d'épaisseur. Les températures de mise en place ont dû être assez importantes, car la couverture des séries métamorphosées devait être assez peu développée. Ce métamorphisme a dû se produire près de la surface, sous une pression lithostatique faible.

### 2.5. Altération hydrothermale.

Associés à cette grande intrusion, de grands plastrons blancs et rougeâtres d'altération se sont développés, tant aux dépens de la roche intrusive que des roches encaissantes. Cette altération paraît être due à une activité hydrothermale de bordure très importante, après la mise en place du batholite. Des oxydes de fer, mais surtout de l'Alunite et des argiles de décomposition, composent les produits de cette altération.

Ce phénomène est très important et général pour les intrusions de la Kara Dagh et celles des chaînes de l'Araxe moyen. Des gisements d'Alunite importants sont d'ailleurs exploités en Azerbaïdjan soviétique, un peu plus au Nord, juste à la frontière irano-russe, au contact d'intrusions tout à fait similaires à celle de l'Ogland Dagh. (Localité de Zaglik).

(Voir chapitre «lames siliceuses» Oligocène).

### 3. CONCLUSION.

Le magmatisme Oligocène d'Azerbaïdjan septentrional se manifeste principalement sous une forme intrusive assez basique, et alcaline. De grosses intrusions, identiques de celles de l'Ogland Dagh, comme de petits pointements, semblables à celui de Mirza-Hassan-Kandlu, dénotent une phase de granitisation, sans doute profonde, généralisée dans cette région. Cependant le caractère hypovolcanique de cette phase intrusive est toujours constant.

Cette phase magmatique accompagne étroitement la phase tectonique Oligocène, d'importance capitale pour toute la région.

## III. GEOCHIMIE

### INTRODUCTION

Outre les 15 analyses chimiques réalisées par Mme Keller, nous avons pu effectuer 66 analyses partielles en fluorescence X dans le laboratoire de M. VIVIER.

Ces dernières nous ont permis de déterminer quatre éléments majeurs : Fe, Ti, Ca et K et trois éléments-traces : Ba, Rb et Sr.

Afin de justifier l'utilisation et l'interprétation des différents diagrammes présentés par la suite, il convient tout d'abord, de faire quelques rappels sur la géochimie des éléments incompatibles.

En règle générale, le baryum et le rubidium sont liés au potassium, alors que le strontium l'est au calcium et au potassium. Dans une roche volcanique le rubidium atteint le maximum de concentration dans le verre, ses teneurs vont en décroissant dans la biotite et la sanidine. Le strontium entre d'abord dans le plagioclase mais peut remplacer en partie le potassium de la sanidine. Le baryum apparaît surtout dans le feldspath potassique ainsi que dans la biotite et, en moins grande quantité, dans le verre et le plagioclase (C. Dupuy, 1970).

#### Comportement des éléments incompatibles lors de la cristallisation fractionnée.

La séparation du pyroxène se traduit par une augmentation des teneurs en strontium dans le liquide résiduel. Celles-ci diminuent ensuite lorsque le plagioclase cristallise, alors que dans un même temps les teneurs en baryum et rubidium augmentent régulièrement. La cristallisation du feldspath potassique entraîne une chute brutale des teneurs en baryum, accompagnée d'une augmentation du rubidium dans le liquide résiduel. Le rapport K/Rb se trouve ainsi modifié. (Fig. 82).

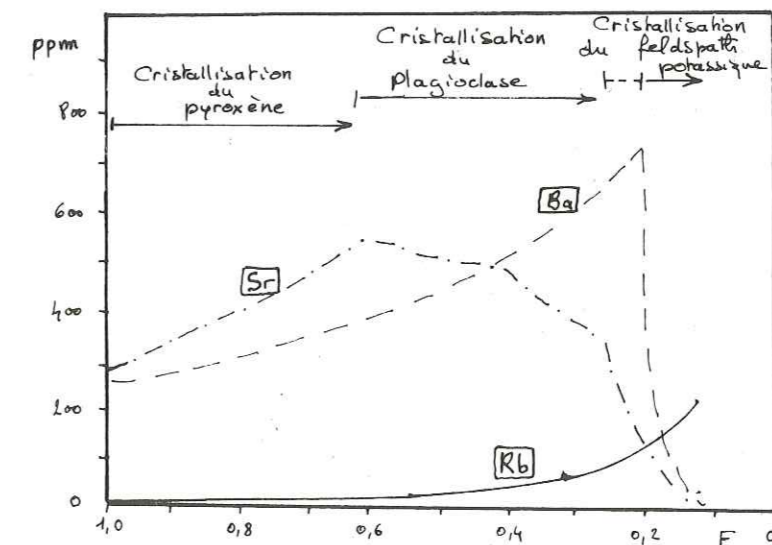


Fig. 82 : Cristallisation fractionnée d'un basalte alcalin (série du Boina-Afar, J. Varet 1973).

F : fraction de magma résiduel.

Un processus de fusion partielle se déroulera exactement suivant le chemin inverse (de droite à gauche sur la figure 82).

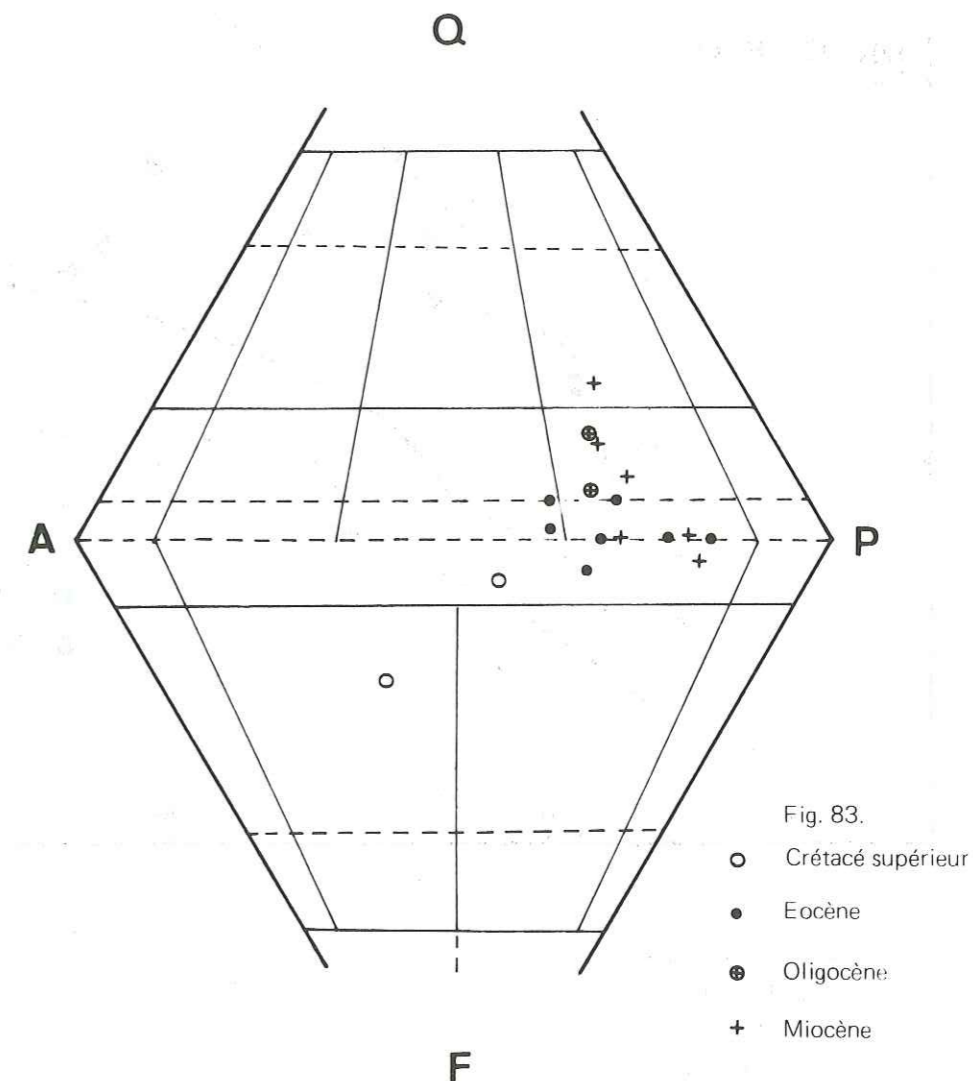
La teneur en éléments-traces est aussi fonction de contaminations éventuelles et surtout de la composition du magma initial : un magma basaltique alcalin est plus riche en Sr, Ba et Rb qu'un magma tholéitique.

Afin de mettre en évidence les différentes «lignées évolutives» au sein des séries volcaniques, nous avons indiqué (flèches), l'ordre chronologique de mise en place. Ce qui nous permet d'évaluer, avec plus de précision, le comportement géochimique et la magmatogénèse des laves tertiaires.

## 1. EOCENE

### 1.1. Présentation des données.

N° analyse	ANALYSES TOTALES						
	Ensemble inférieur		Ensemble moyen			Ensemble supérieur	
	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	48,95	51,40	61,25	57,95	49,60	47,60	54,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,00	19,45	19,90	18,60	18,60	16,00	18,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	6,15	2,90	1,95	5,00	5,95	6,70
FeO	4,65	0,15	0,25	0,20	4,40	4,00	0,10
MgO	9,60	2,05	0,80	1,05	4,45	10,00	1,85
CaO	11,00	5,95	1,35	5,35	7,15	8,24	4,95
Na <sub>2</sub> O	2,35	3,40	5,85	4,00	3,65	1,30	4,40
K <sub>2</sub> O	1,50	3,60	5,80	4,90	2,85	3,04	4,90
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,65	0,75	1,90	1,55	0,80	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,60	0,00	0,45	0,40	0,10	0,00
MnO	0,30	0,10	0,00	0,10	0,15	0,25	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,20	4,40	0,50	3,00	1,65	2,00	2,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,85	1,40	0,20	1,00	0,65	0,72	0,35
Total :	100,70	99,30	99,55	100,45	100,10	100,00	99,10
<b>Normes CIPW</b>							
Q	---	3,73	0,94	5,31	---	---	---
Or	8,86	21,27	34,27	28,96	16,84	17,96	28,96
An	23,22	25,60	6,70	18,33	25,95	28,84	16,53
Ab	19,89	28,77	49,50	33,85	30,89	11,00	36,77
Ne	---	---	---	---	---	---	0,25
Co	---	0,58	1,54	---	---	---	---
Di	23,70	---	---	---	5,46	8,92	3,84
Hy	6,55	5,11	1,99	2,62	1,10	15,08	---
OI	6,63	---	---	---	6,44	5,10	1,98
Mt	7,25	---	---	---	7,25	8,63	---
Hm	---	6,15	2,90	1,95	---	---	6,70
Ilm	2,09	0,53	0,53	0,64	2,94	1,52	0,21
Sph	---	---	---	3,72	---	---	---
Per	---	---	---	---	---	---	1,21
Rut	---	0,37	0,47	0,05	---	---	---
Ap.	0,47	1,42	---	1,07	0,95	0,24	---





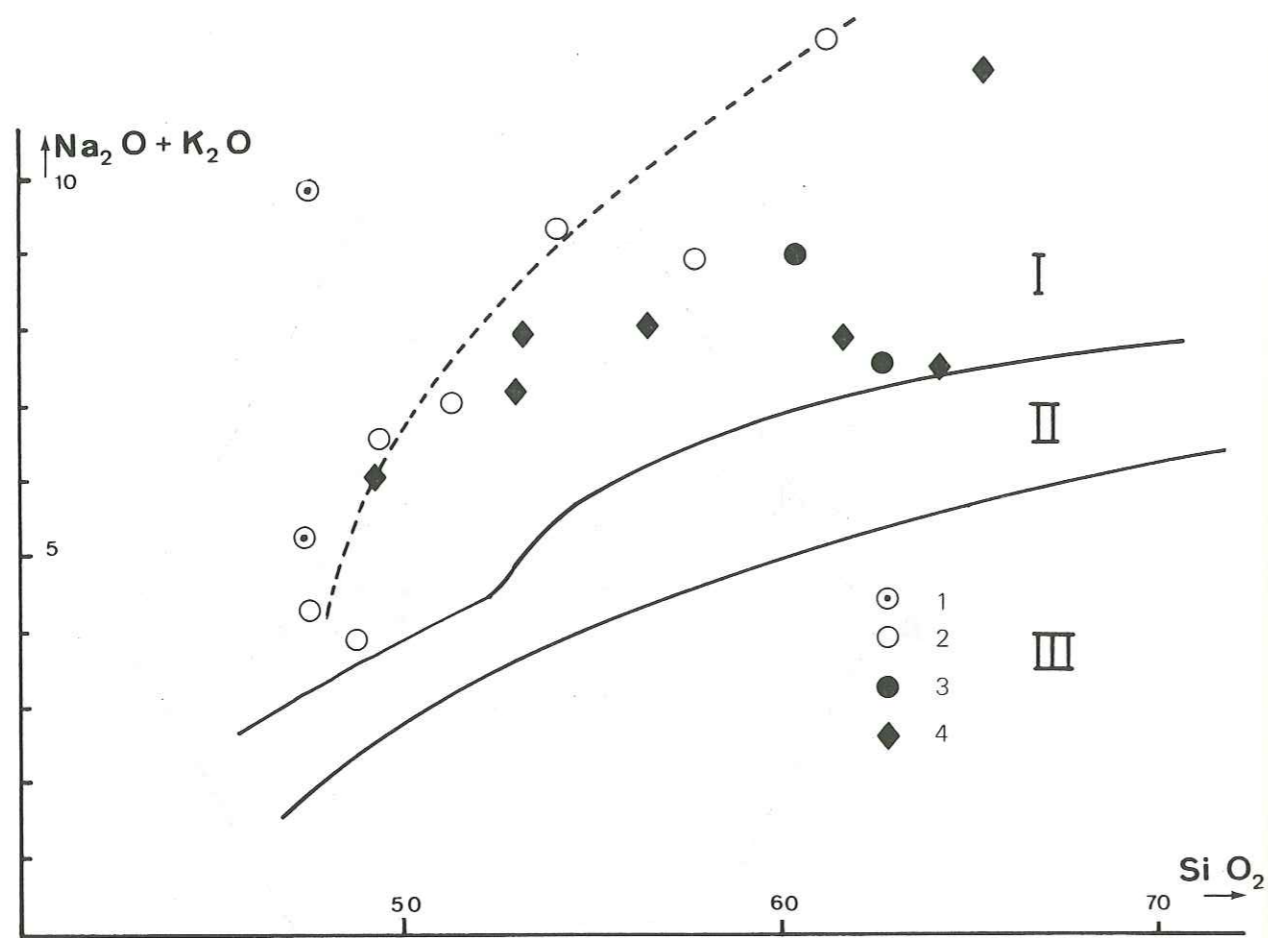
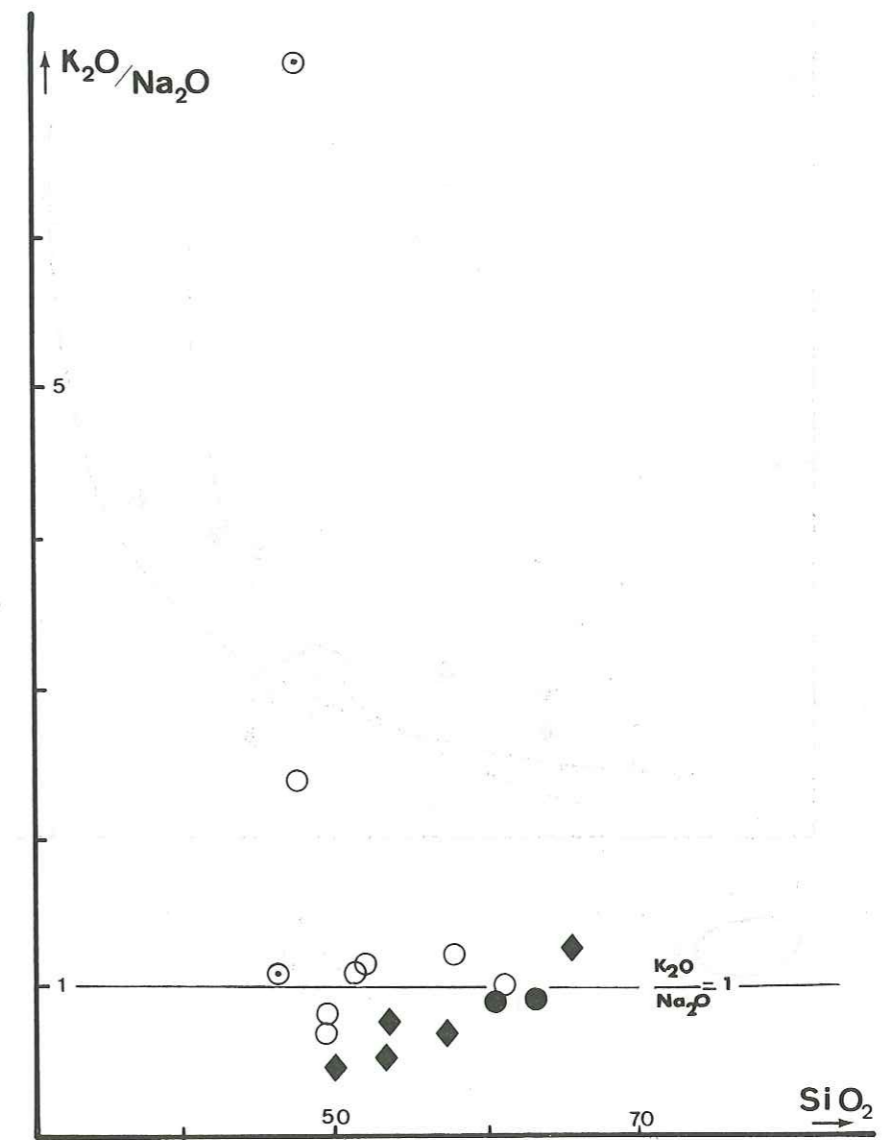


Fig. 84 : 1. Crétacé supérieur.

2. Eocène
3. Oligocène
4. Miocène.

- I. Séries alcalines
- II. Séries calco-alcalines
- III. Séries tholéitiques.



Légende : Voir figure 84.

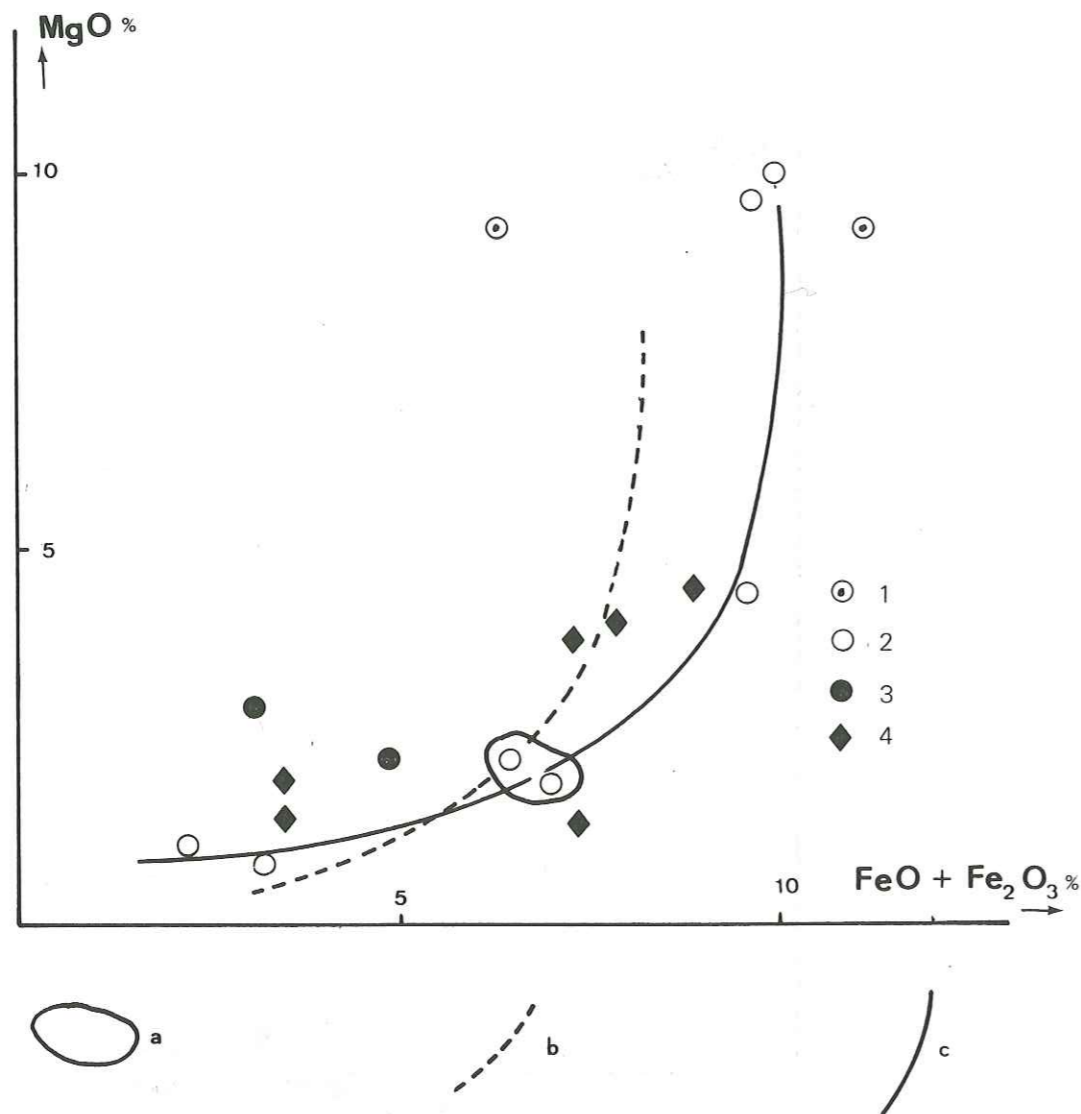


Fig. 86 : 1. Crétacé supérieur  
2. Eocène  
3. Oligocène  
4. Miocène.

a. «Shoshonites»  
b. Courbe de différenciation de la série shoshonitique de Yellow-stone Park.  
c. Eocène.

Ces analyses ne recouvrent malheureusement pas l'ensemble des roches décrites lors de l'étude pétrographique.

D'après la classification de Streckeisen, (fig. 83), nous avons :

- 3 : Latite-basalte = L'olivine étant un minéral repère important (voir Pétro.), nous avons retenu le terme : latite-basalte à olivine (Ensemble Inférieur).
- 4 : Latite = «shoshonite» ou latite porphyrique (caractérisée par la taille et l'abondance des plagioclases, Ensemble Inférieur).
- 5 : Latite à tendance leuco-latite = latite claire (Ensemble Moyen).
- 6 : Latite à tendance leuco-latite (dyke).
- 7 : Latite = latite foncée (dyke Ensemble Moyen).
- 9 : Latite andésite = «shoshonite», trachyandésite à analcime. (Ensemble Supérieur).

### 1.2. Caractères chimiques généraux :

A l'aide de diagrammes faisant intervenir les éléments majeurs nous avons pu caractériser les grandes tendances de ce volcanisme.

#### 1.2.1. Diagramme $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (fig. 84).

Le caractère fortement alcalin des ensembles éocènes se dégage nettement sur ce diagramme.

Les roches basiques de l'Ensemble Inférieur (latite-basaltes) sont proches des basaltes alcalins.

Bien que les points représentatifs soient peu nombreux, nous pouvons constater que ceux-ci s'alignent parfaitement et qu'à un enrichissement en  $SiO_2$  correspond un enrichissement simultané en alcalins.

#### 1.2.2. Diagramme $K_2O/Na_2O - SiO_2$ (fig. 85).

Les laves éocènes se distinguent nettement des roches d'âge crétacé supérieur, beaucoup plus potassiques.

Sur ce diagramme les roches à tendance shoshonitique sont bien mises en évidence.

#### 1.2.3. Diagramme $MgO - FeO + Fe_2O_3$ (fig. 86).

Le groupe des roches à tendance shoshonitique caractérisé par une teneur moins élevée en ferromagnésiens se distingue bien de celui des roches basiques (latite-basaltes de l'Ensemble Inférieur et latites de l'Ensemble Moyen).

Ces roches basiques ont un pourcentage en  $FeO + Fe_2O_3$  presque constant (ce qui caractérise les séries alcalines) et sont groupées avec les roches à analcime du Crétacé Supérieur.

### 1.3. Tendances géochimiques.

#### 1.3.1. Ensemble Inférieur :

Dans tous les diagrammes faisant intervenir le potassium, nous avons pu distinguer deux groupes de

(\*) Le terme de shoshonite (G. JOPLIN 1965; I.S. CARMICHAEL et al. 1974) tient compte des caractères minéralogiques et chimiques  
- minéraux basaltiques avec plagioclases à frange de sanidine.  
- teneurs élevées en Sr, Ba et Rb.  
-  $K_2O/Na_2O \geq 1$ .

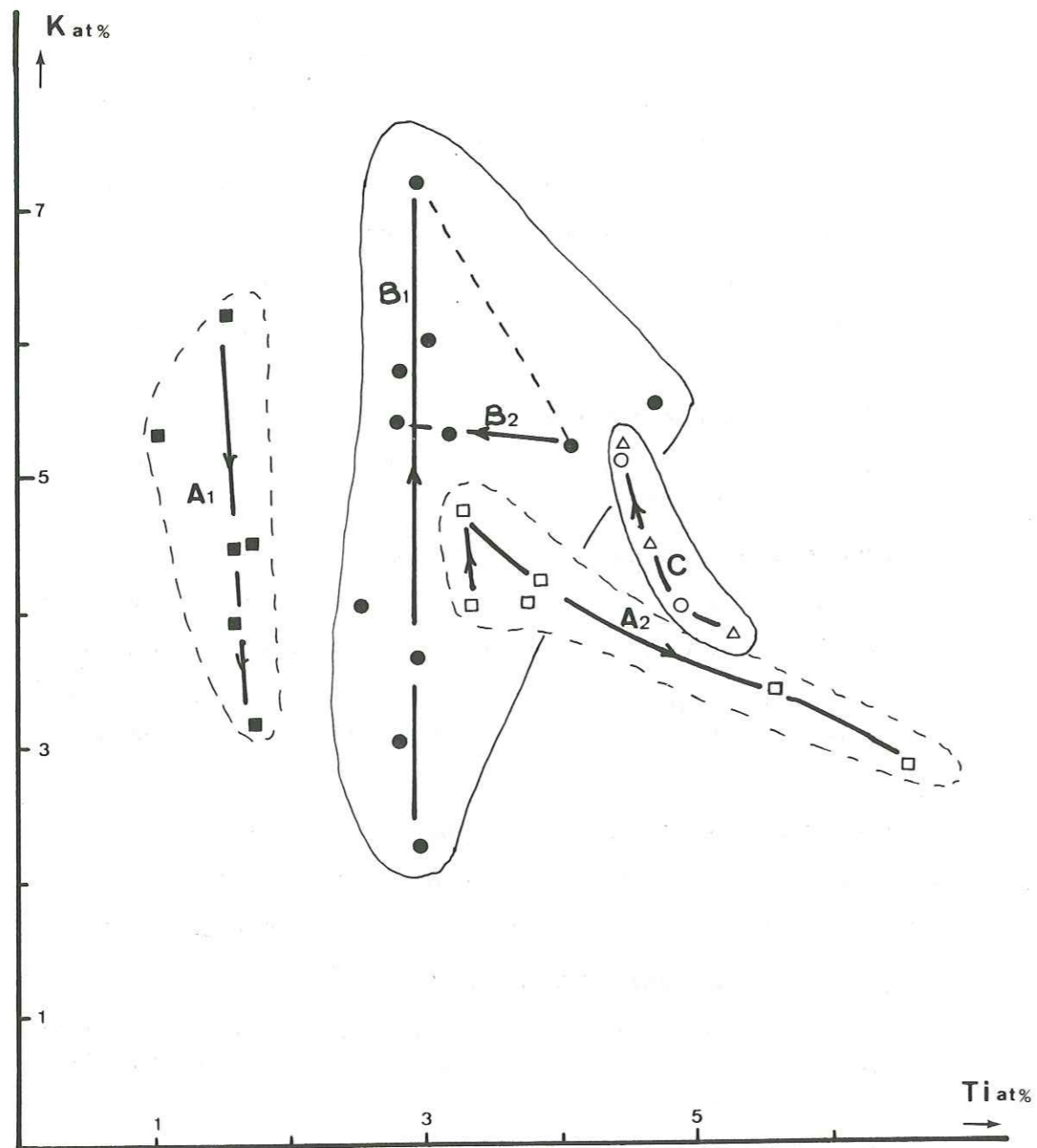


Fig. 87 : Latite-basalte  
 Latite porphyrique et roches associées  
 Ensemble Moyen : Latite  
 Ensemble supérieur.

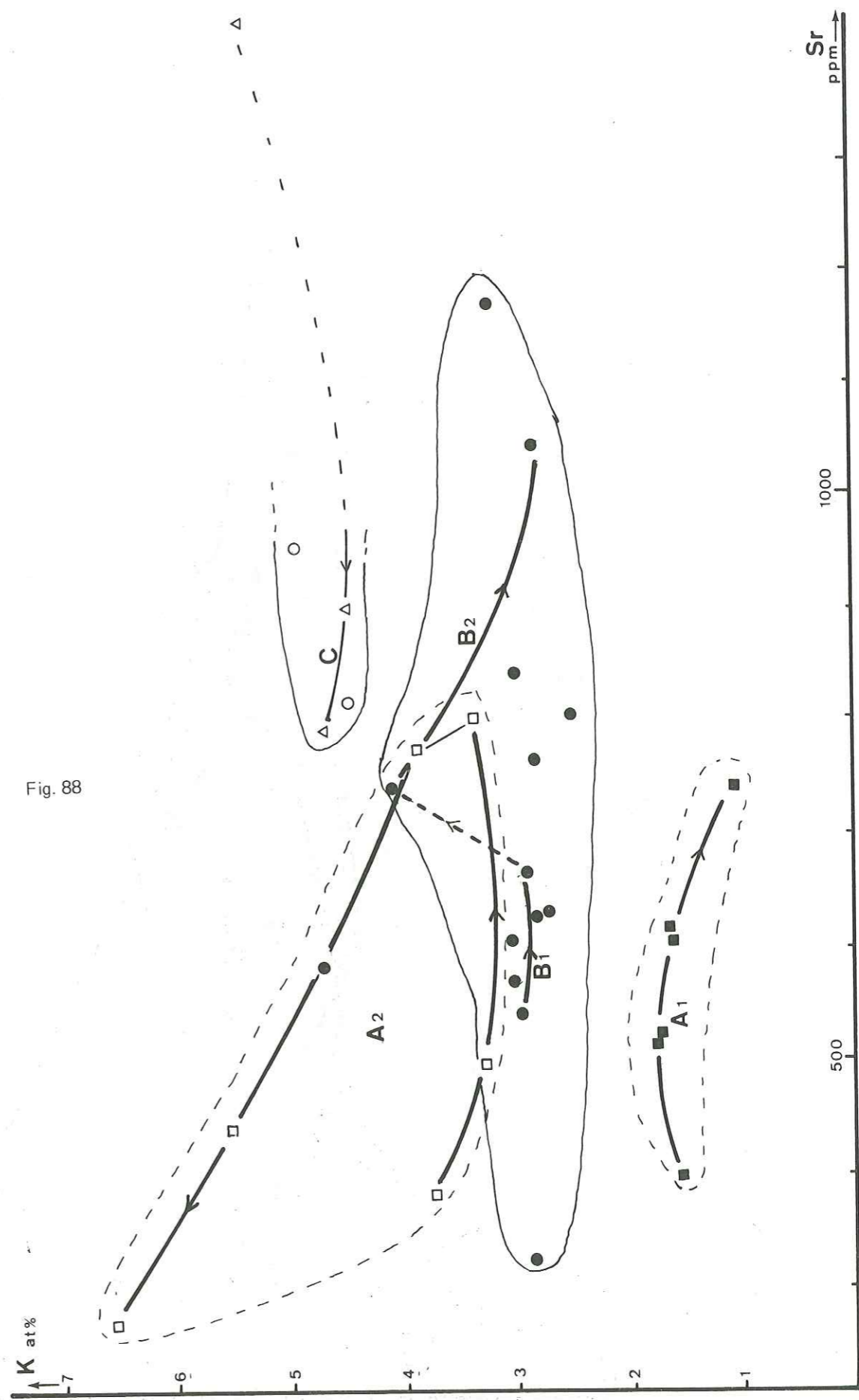
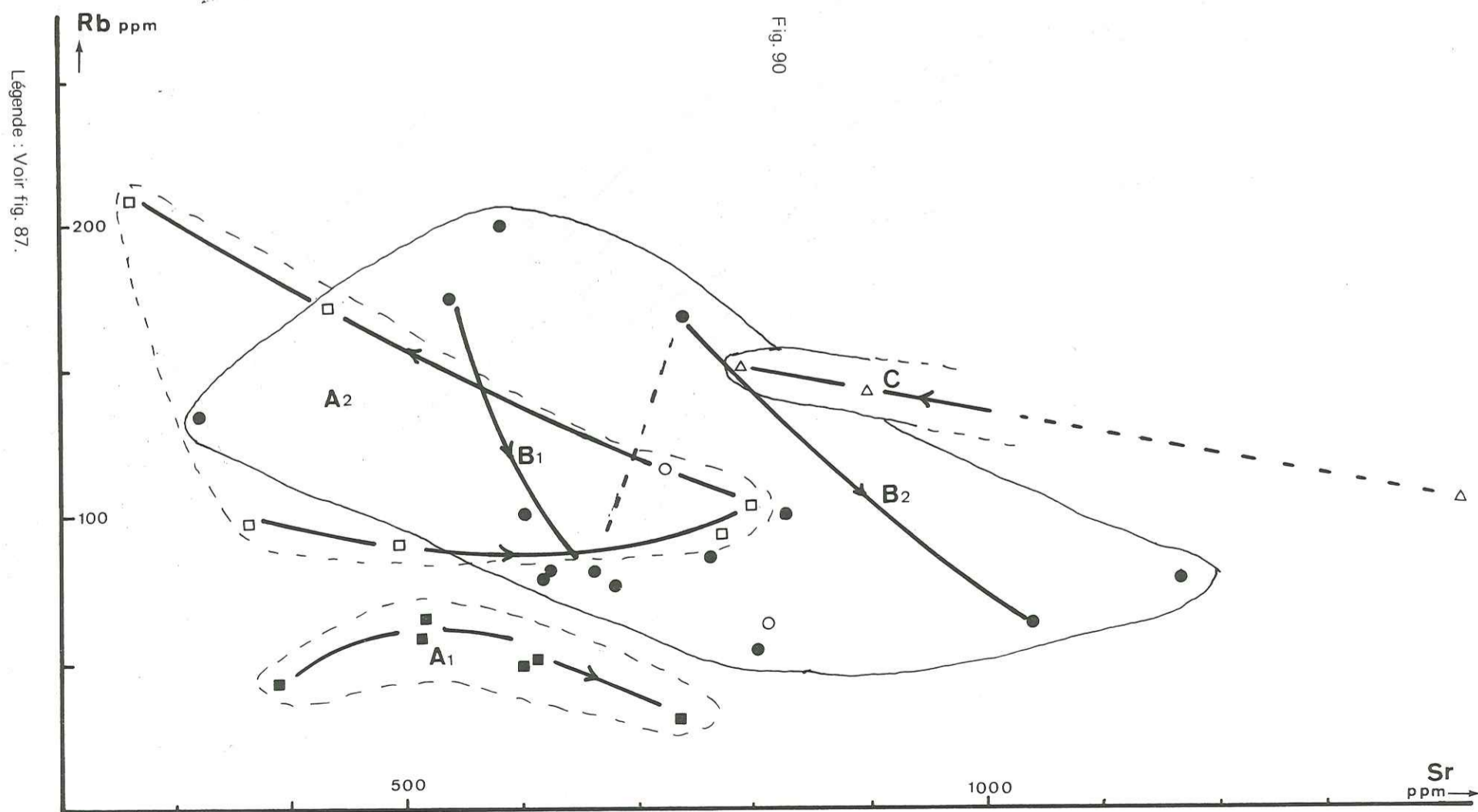
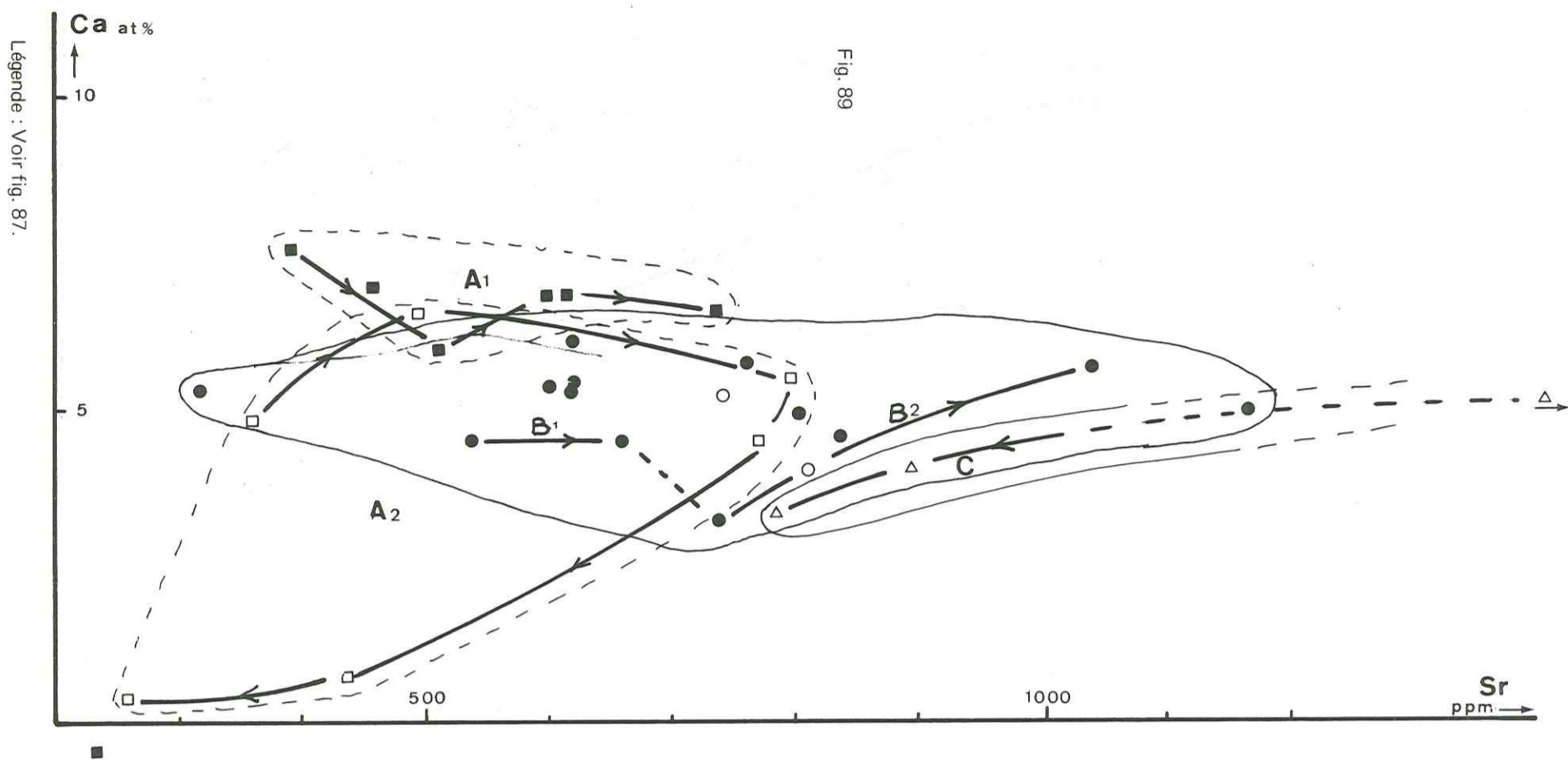


Fig. 88

Légende : Voir figure 87



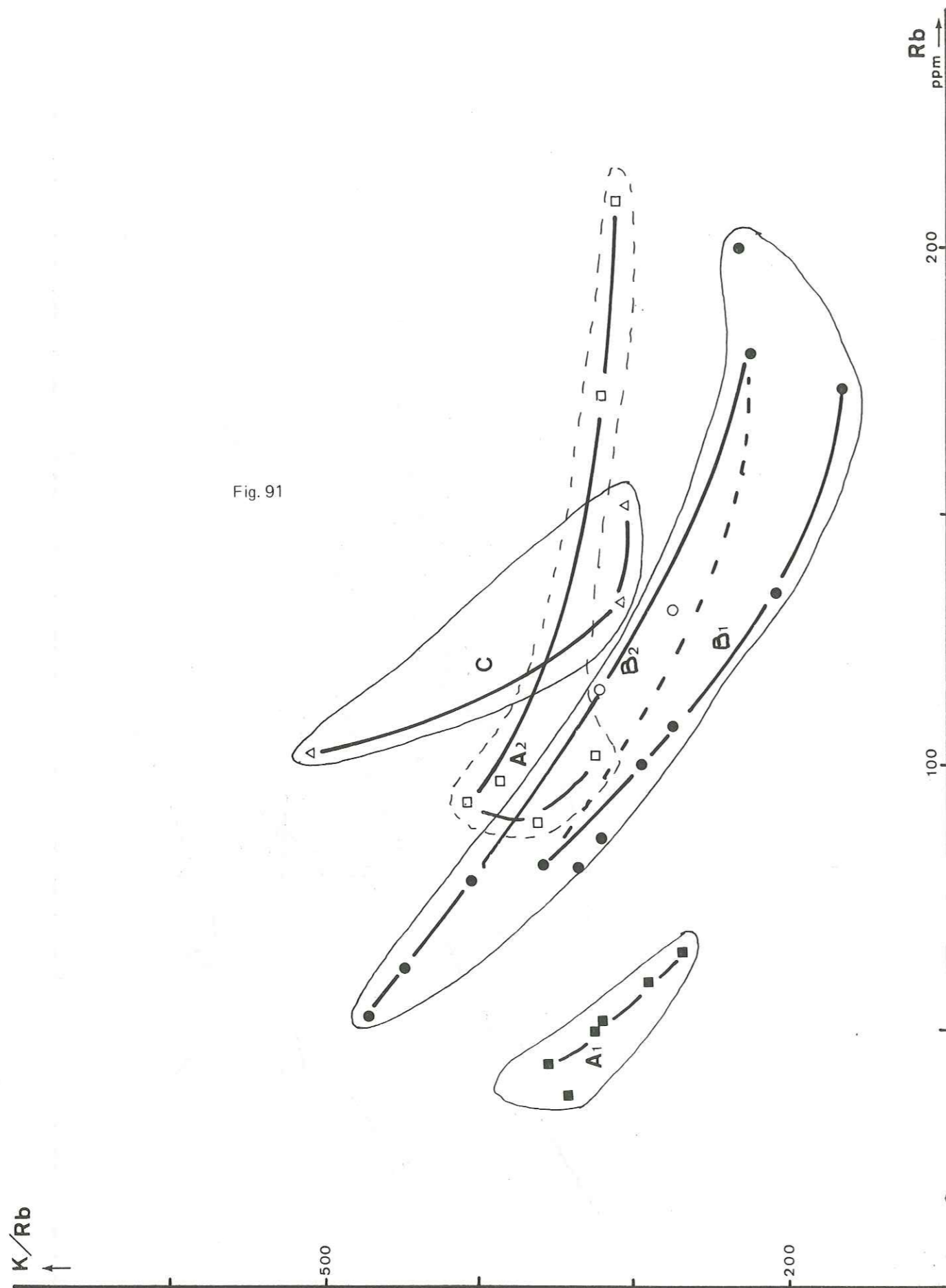


Fig. 91

Légende : Voir fig. 87.

points (K - Sr Fig. 88 , K - Ti fig. 87 et K/Rb-Rb fig. 91):

- Les latite-basaltes à olivine (A1), proches du pôle des basaltes alcalins et ayant de faibles teneurs en potassium ( $K < 2\%$ ).
- Les latites porphyriques (shoshonites) et roches acides associées (dacites et ignimbrites) A2, beaucoup plus riches en potassium ( $K > 3\%$ ).

#### A - Les latite basaltes :

La teneur relativement constante en potassium, alliée à une corrélation positive entre le rubidium et le strontium, nous font rejeter tout processus de séparation du plagioclase.

Cependant, la faible corrélation négative entre le calcium et le potassium caractérise une tendance à la séparation du pyroxène.

#### B - Les latites porphyriques et roches acides associées :

Nous observons dans ce groupe de points la divergence nette de deux tendances à partir de roches à caractères latitiques :

- **Une tendance shoshonitique** qui, pour des teneurs relativement constantes en potassium et rubidium, se traduit par un enrichissement en strontium (K-Sr Fig. 88) et en calcium (Ca-Sr fig. 89). L'enrichissement en strontium ne peut être expliqué que par la seule séparation du pyroxène, qui, si elle intervient ici, n'est que de faible amplitude. Nous proposerons plus loin un processus pouvant rendre compte de cet enrichissement.
- **Une tendance dacitique** qui, chronologiquement, est postérieure à la tendance shoshonitique. Elle est caractérisée par une corrélation négative Ca-Sr (fig. 89), alors que K et Rb sont liés positivement.

L'augmentation des teneurs en potassium parallèlement à l'acidification des roches se traduit par une baisse du calcium et du titane (fig. 87 ; fig. 90). Ceci est vérifié pétrographiquement par la baisse des teneurs en anorthite du plagioclase et l'apparition de la biotite.

De plus, l'inflexion de la courbe d'évolution, vers le bas dans le diagramme Ca-Sr (fig. 89) et vers le haut dans le diagramme K-Sr (fig. 88), traduit un enrichissement en feldspath potassique dans des laves pauvres en plagioclases. La séparation du plagioclase peut donc avoir un effet important sur la teneur en strontium, celle-ci pouvant descendre en dessous de 300 ppm, dans les termes les plus évolués.

Ceci est confirmé par la variation de texture au sein de ces roches (dacites et ignimbrites), ainsi que par une modification notable du dynamisme à caractère plus explosif.

#### 1.3.2. Ensemble Moyen :

Dans les diagrammes étudiés, les points représentatifs des laves de l'Ensemble Moyen de l'Eocène ont une aire de répartition très étendue. Nous n'avons pu toutefois, les séparer en plusieurs groupes, comme dans l'Ensemble Inférieur.

Dans le diagramme K-Ti (fig. 87) les lignes d'évolution correspondent grossièrement à la stratigraphie et se succèdent sans **interruption notable** suivant l'ordre B1, B2.

Le passage d'une lignée à l'autre se traduit par une augmentation brutale des teneurs en potassium associée à une acidité plus élevée (titane décroissant). Ainsi la lignée B2 débutera-t-elle près d'un pôle shoshonitique correspondant à la base de la série des latites claires.

Cet enrichissement en potassium est lié à une augmentation des teneurs en rubidium (K/Rb-Rb fig. 91), ce qui reflète l'influence de la séparation des plagioclases avec apport de feldspath potassique. De plus, dans les shoshonites, la cristallisation fréquemment observée de la sanidine autour des plagioclases provoque une mobilisation partielle du strontium ce qui explique la faible variation de ce dernier lors du passage d'une lignée à l'autre.

Dans l'ensemble, la corrélation positive Ca-Sr (fig. 89) avec baisse du rapport Ca/Sr par augmentation des teneurs en strontium, indique un phénomène de séparation du pyroxène. Le calcium entrant seul dans le réseau de l'augite, provoquera une concentration du strontium dans le liquide résiduel. Ce processus caractérise les termes supérieurs de la série des latites « foncées » (« andésites à pyroxène »).

#### 1.3.4. Ensemble supérieur :

Les trachytes et trachyandésites des séries de l'Ensemble Supérieur se distinguent par leur teneur élevée en potassium et en strontium (K-Ti fig. 87 et K-Sr fig. 88). Les valeurs maximales étant atteintes dans les trachytes. Le strontium décroît uniformément, corrélativement avec le potassium jusqu'à un pôle shoshonitique correspondant aux trachyandésites à analcime.

Le potassium est inversement lié à une forte augmentation des teneurs en rubidium (K/Rb-Rb, fig. 91) caractérisant l'intervention d'une importante phase fluide. De telles conditions favoriseront la cristallisation de l'analcime.

Nous avons porté sur les différents diagrammes les points représentatifs des basanites analcimiques du Crétacé Supérieur.

Ceci nous permet d'établir une similitude avec les tendances géochimiques des trachyandésites à analcime. Ainsi pourrions-nous supposer que les deux processus de magmatogénèse ayant conduit à la cristallisation de l'analcime sont identiques.

#### 1.4. Interprétation génétique.

Dans le diagramme K/Rb-Rb (fig. 91), les différents ensembles éocènes se disposent en lignes parallèles, ce qui exclut une filiation directe par cristallisation fractionnée comme le montrent les courbes de différenciation des Petites Antilles (Dupuy 1970). Cependant, si une différenciation commune peut être rejetée, le comportement géochimique de chaque groupe de roches montre des caractères nets d'évolution interne.

Par ordre d'émission, nous avons défini précédemment quatre lignées plus ou moins liées entre elles : les latite-basaltes A1, les latites porphyriques A2, les latites B1 et B2, les trachyandésites C.

##### 1.4.1. Les latite-basaltes :

L'absence de terme basaltique franc est caractéristique de tout le volcanisme éocène. Ces latite-basaltes peuvent donc représenter les laves basiques initiales par rapport aux lignées postérieures.

Les caractères géochimiques semblent indiquer que ces roches résulteraient de la différenciation peu poussée d'un magma alcalin, comme le montre leur proximité du pôle basaltique.

##### 1.4.2. Les latites porphyriques :

La « liaison » de cette lignée avec les latite-basaltes pourrait se faire par l'intermédiaire de la « tendance shoshonitique » décrite dans le paragraphe précédent (p. 115). Cependant l'enrichissement brutal en potassium et en rubidium constitue un obstacle pour une « liaison directe » par différenciation fractionnée.

Un tel enrichissement pourrait être expliqué par différents processus :

- Intervention d'une phase hydratée, qui par abaissement du liquidus provoque une fusion partielle de faible intensité.
- Phénomène de « zone refining » : le magma progresserait par mise en solution du toit et dépôt au plancher du corps magmatique. La composition en éléments majeurs serait donc étroitement liée à celle de l'encaissant alors que les éléments incompatibles se trouveraient concentrés.
- Phénomène de « wall rock reaction », provoquant un enrichissement en éléments-traces lors de la cristallisation fractionnée.

La tendance acide qui caractérise la fin de cette lignée peut résulter de la différenciation des latites par séparation du plagioclase, associée à l'apparition du feldspath potassique.

M. Amidi en Iran central (1975), ainsi que J.L. Lescuyer et R. Riou dans la région de Mianeh en Azerbaïdjan (1976), ont invoqué une origine anatectique pour les roches acides (rhyolites et rhyodacites).

Une intense activité volcanique associée à un flux thermique important a pu provoquer une fusion partielle de la croûte.

Un tel processus pourrait être appliqué à notre région. Mais, le volcanisme a ici une intensité de beaucoup inférieure au volcanisme plus méridional de Mianeh.

Il semblerait donc que la fusion partielle au sommet de la chambre magmatique profonde, ait été provoquée ici, par l'abondance des volatils, plutôt que par un flux thermique régional important.

##### 1.4.3. Les latites :

Aux laves acides enrichies en potassium et rubidium de la lignée précédente, fait suite, après une interruption assez marquée, une lignée plus basique dont la tendance moyenne est celle d'une shoshonite.

Nous remarquerons cependant que <sup>le</sup> début des deux lignées B1 et B2 est marqué par la mise en place de roches plus acides, l'évolution se faisant dans le sens d'une basicité croissante.

Plusieurs hypothèses peuvent rendre compte de ces tendances :

- La forte concentration en éléments volatils ou la présence d'une phase hydratée (K et Rb élevés) provoquant la cristallisation de phases acides peuvent conduire à une désilication du magma résiduel. (Barth 1961).
  - Inversement, la fusion partielle de roches sous de hautes pressions de volatils peut contribuer à la genèse de magmas alcalins (Barth 1961).
  - Un mélange entre le magma acide individualisé par fusion partielle en fin de lignée A2 et un nouvel apport de magma basique alcalin plus ou moins « évolué ».
- Ceci peut être corroboré par la présence, au sein des latites, de labradors très corrodés, associés à de la biotite et de l'amphibole.
- La basicité croissante serait fonction de la diminution de l'apport ou de l'assimilation totale de la fraction acide.

Cette dernière hypothèse semble en fait la plus plausible, car seule la montée d'un nouveau magma peut justifier les volumes importants de latites sombres qui ont été rejetés.

La récurrence entre les lignées B1 et B2 peut être provoquée par une répétition du processus avec cependant une intensité moins forte, c'est-à-dire que l'apport provenant de la fraction acide est alors moins important.

Nous devons toutefois souligner que sur tous les diagrammes la majorité des points occupe des valeurs intermédiaires entre le début de la lignée B1 et la fin de la lignée B2; ces deux tendances correspondent en fait à une coupe localisée, un plus vaste échantillonnage tendant à atténuer la récurrence entre les lignées. Ainsi l'ensemble de la série des latites présente-t-il une tendance moyenne relativement continue résultant d'un mélange, dont la fraction acide va en diminuant. En certains points, des mouvements brusques dans la partie supérieure de la chambre ou l'individualisation de nouveaux conduits provoqueraient des phénomènes localisés de fusion partielle qui seraient à l'origine de récurrences acides.

#### 1.4.4. Les trachyandésites :

Cette lignée potassique est caractérisée par sa richesse en éléments incompatibles (Rb, Sr et Ba en excès) traduisant la présence d'une importante phase fluide.

Ici nous devons aussi invoquer, plutôt qu'une différenciation banale, des phénomènes du type «zone refining» ou «wall rock reaction» dans le manteau supérieur.

#### 1.5. Conclusion

L'existence d'un magma basaltique alcalin ne fait aucun doute comme le montre la présence de minéraux basaltiques (An60, augite, olivine). En fait le matériel primaire n'arrive jamais à la surface, il est enrichi en éléments incompatibles et peut subir parfois une cristallisation fractionnée plus ou moins poussée.

L'origine d'un tel magma se situerait au niveau du manteau supérieur où se produiraient des phénomènes de fusion partielle.

En effet, bien que nous n'ayons pu mettre en évidence une filiation entre les différentes lignées, il semble très probable que celles-ci dérivent d'un seul magma qui se fractionnerait par la suite.

La pluralité des lignées évolutives traduit une succession de cycles éruptifs s'ordonnant suivant le schéma : (voir fig. 92).

- **Stade 1 :** Des mouvements tectoniques d'ouverture, liés à la formation d'un rift individualisé au Crétacé Supérieur, favorisent la montée d'un magma basaltique déjà différencié : les latite-basaltes.

L'apport thermique et une diminution de la vitesse d'ascension provoquent des réactions avec l'encaissant (wall rock reaction, zone refining). Les laves s'enrichissant alors en potassium et rubidium tendent vers une composition shoshonitique : les latites porphyriques.

Une fusion «épidermique» au sommet du basalte alcalin, exacerbée par la différenciation de celui-ci, donne des laves acides enrichies en fluides : les dacites et ignimbrites.

Là où l'activité volcanique est plus intense (région de Mianeh, Iran central) apparaît un dôme thermique d'extension régionale déterminant une fusion crustale importante et donnant des masses énormes de rhyolites et rhyodacites (J.L. Lescuyer - R. Riou 1976).

Suit un arrêt assez important des épanchements pendant lequel se produit une fusion partielle peu poussée au sommet du corps magmatique.

- **Stade 2 :** De nouveaux mouvements d'ouverture de forte amplitude (mise en place d'énormes volumes de laves) provoquent la réactivation du matériel alcalin différencié, avec peut-être un apport de magma basaltique profond.

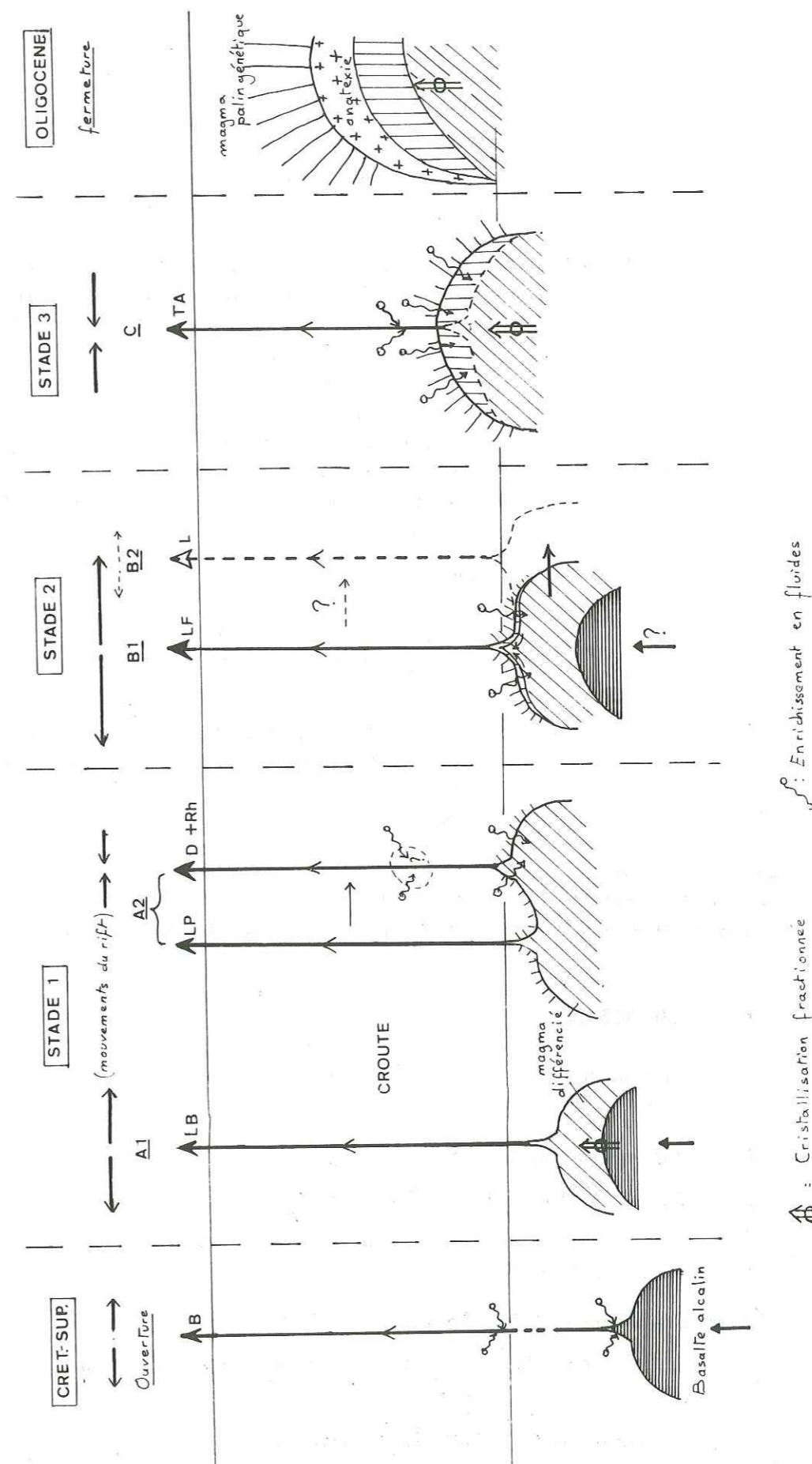


Fig. 92 : Evolution schématique de la magmatogenèse du Crétacé supérieur à l'Oligocène.

Le sommet de la chambre enrichi en fluides (fusion partielle) s'épanche en premier et ce n'est qu'après son épuisement que se mettent en place des produits correspondant à la composition moyenne de la chambre : les latites sombres.

En certains points, des rejeux tectoniques secondaires déterminent une faible extension latérale de la chambre avec de nouveaux conduits localisés. Ceci sera à l'origine de «réurrences acides».

— **Stade 3 :** La masse importante de laves rejetées au cours du stade précédent est liée à la montée d'un dôme thermique d'extension régionale. Ce dernier provoque une fusion partielle de la croûte, accompagnée de cristallisation fractionnée au sein de la chambre magmatique. Les laves ainsi individualisées cristallisent rapidement sous de fortes pressions de fluides (conditions nécessaires à la cristallisation de l'analcime, ) caractérisant la cicatrisation du rift . A ce processus de magmatogénèse, nous pouvons rattacher la formation des basanites à analcime du Crétacé Supérieur qui présentent une tendance identique à celle des trachyandésites éocènes (voir diagrammes).

Toutefois, la sous-saturation importante des volcanites crétacé suggère que le magma basique, enrichi en fluides par fusion partielle, était très peu et même pas du tout différencié. Ainsi ce magma basaltique alcalin profond représenterait-il le «générateur» du magma peu «évolué» qui est à l'origine des latite-basaltes.

Au Crétacé, les fortes pressions liées à l'ouverture du rift offrent les mêmes conditions thermodynamiques de cristallisation que lors de la fermeture. L'analcime joue donc le rôle de «minéral repère» marquant le début et la fin du rift.

La fusion partielle mise en évidence dans ce dernier stade, peut être reliée aux phénomènes d'anatexie régionale qui caractérisent le magmatisme oligocène. Cette dernière ne serait en fait, qu'une accentuation de la fusion résultant d'un plus grand développement du dôme thermique.

## 2. L'OLIGOCENE

Nous ne disposons que de deux analyses chimiques totales se rapportant à des faciès intrusifs (voir p. 95 ).

### 2.1. Caractères chimiques généraux.

#### 2.1.1. Diagramme $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (fig. 84 )

Mis à part le caractère alcalin, nous remarquons une tendance à l'appauvrissement en fer total alors que les teneurs en  $SiO_2$  augmentent.

#### 2.1.2. Diagramme $K_2O/Na_2O - SiO_2$ (fig. 85 ).

Bien que sodiques ces roches montrent un faible enrichissement en K les rapprochant de la limite  $K_2O/Na_2O = 1$ .

#### 2.1.3. Diagramme $MgO - (FeO + Fe_2O_3)$ (fig. 86 ).

A des teneurs relativement constantes en  $MgO$ , le fer total décroît pour les roches les plus acides, traduisant une influence de la séparation des ferro-magnésiens en bordure du corps intrusif.

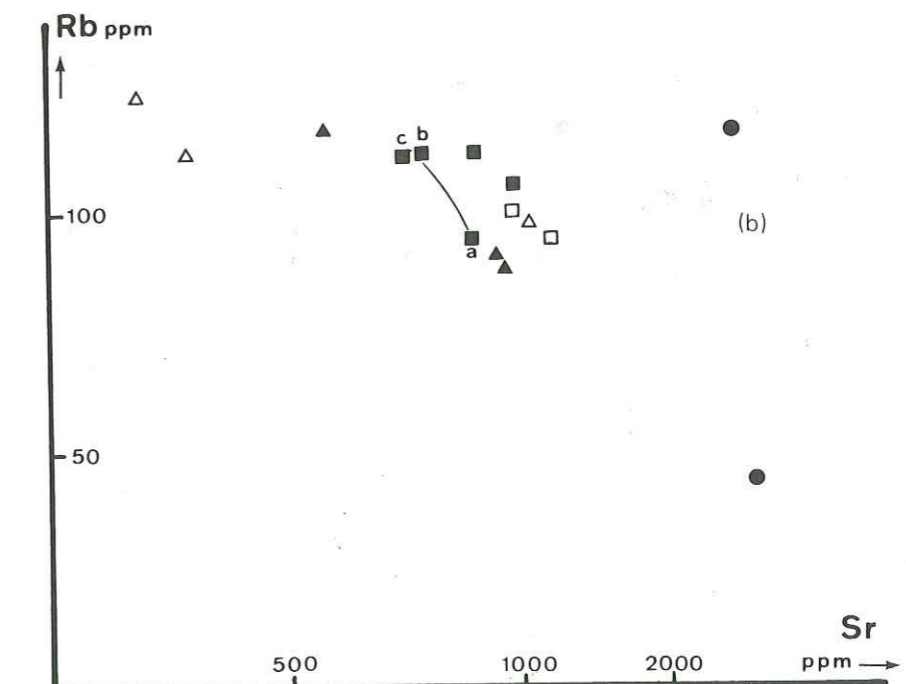
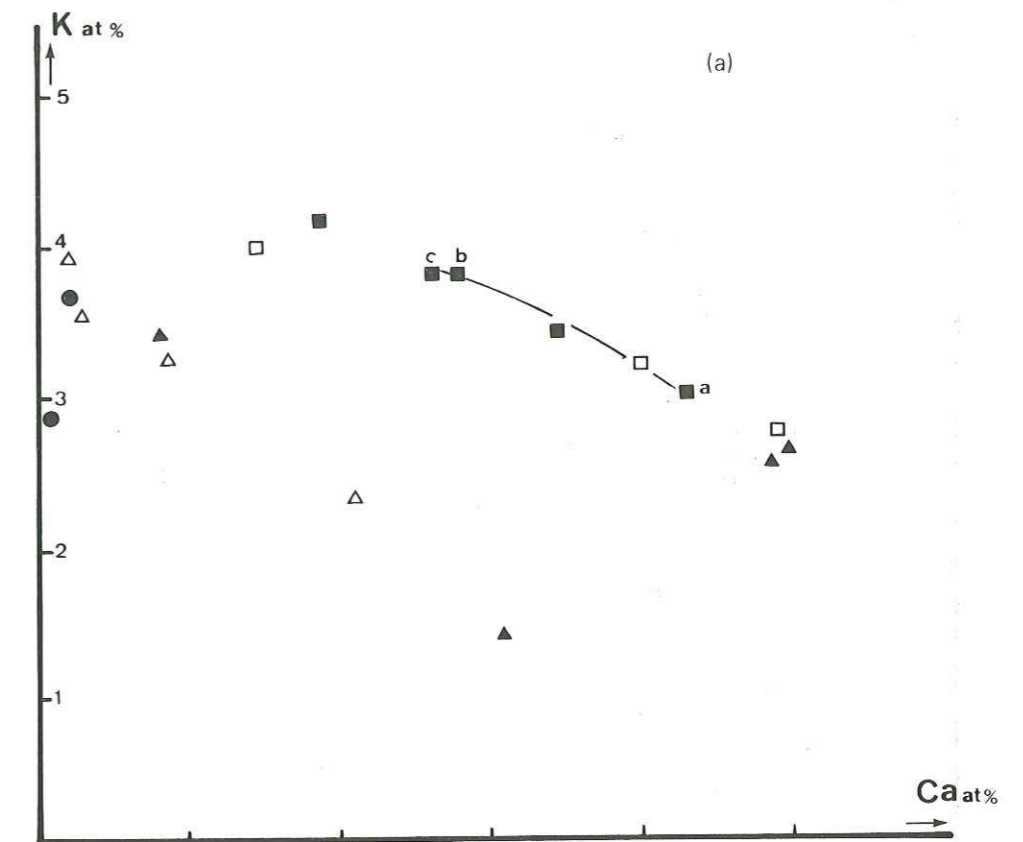


Fig. 92 : Fig. 93 : Intrusion ■  
Ignimbrites □  
Leuco-latites △  
Lames siliceuses ●  
faciès hypo volcanique. ▲



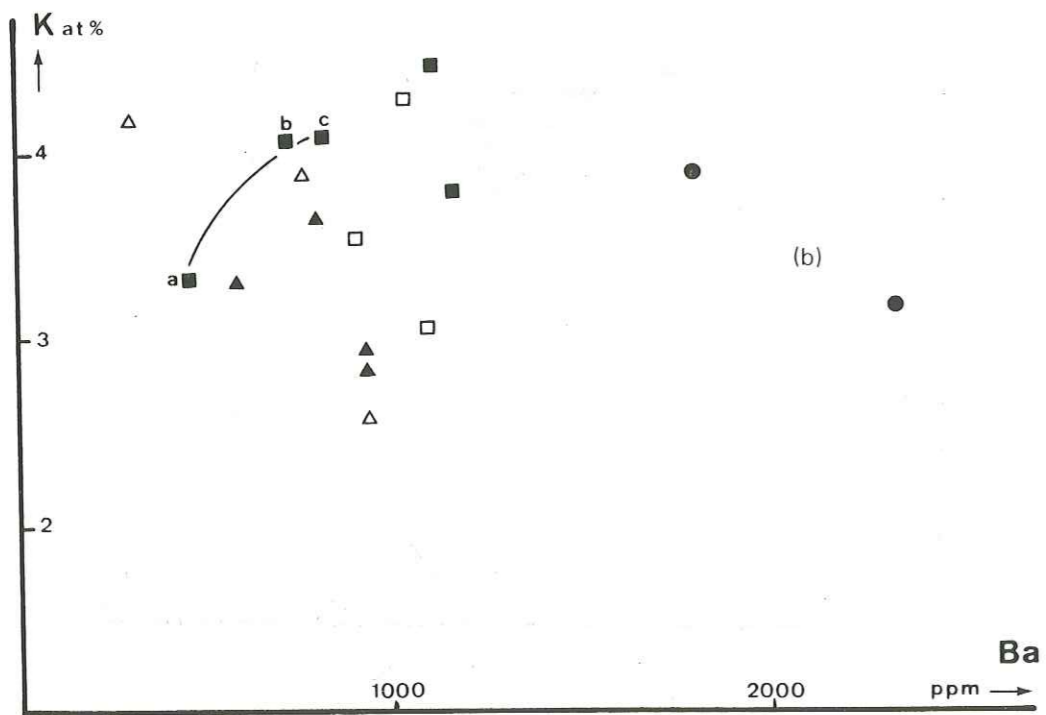
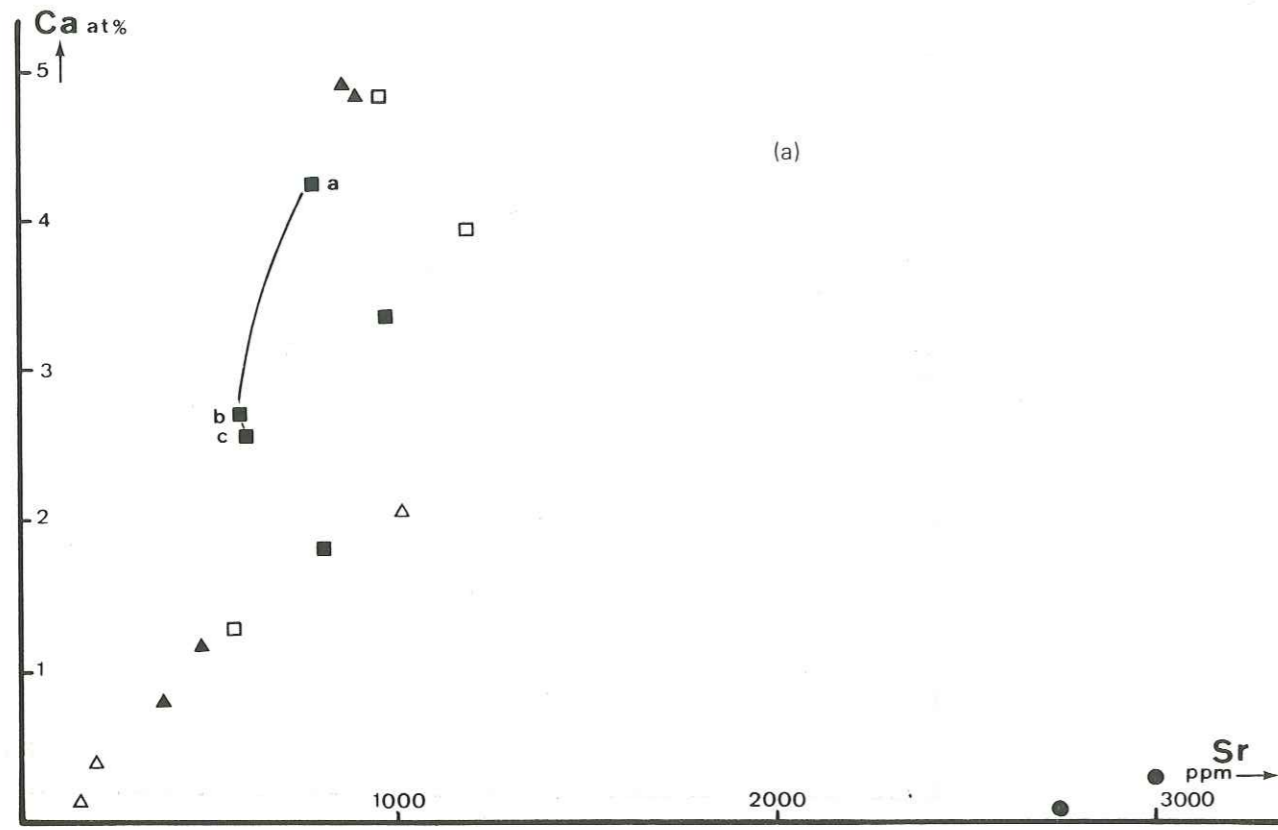


Fig. 94 : Voir légende fig. 93.

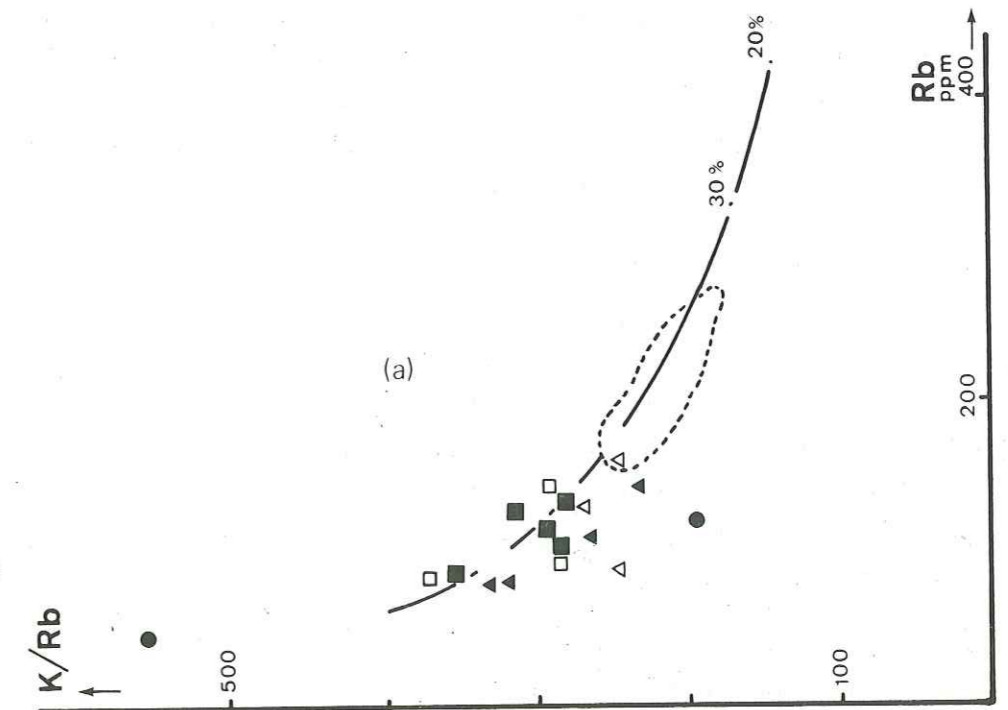
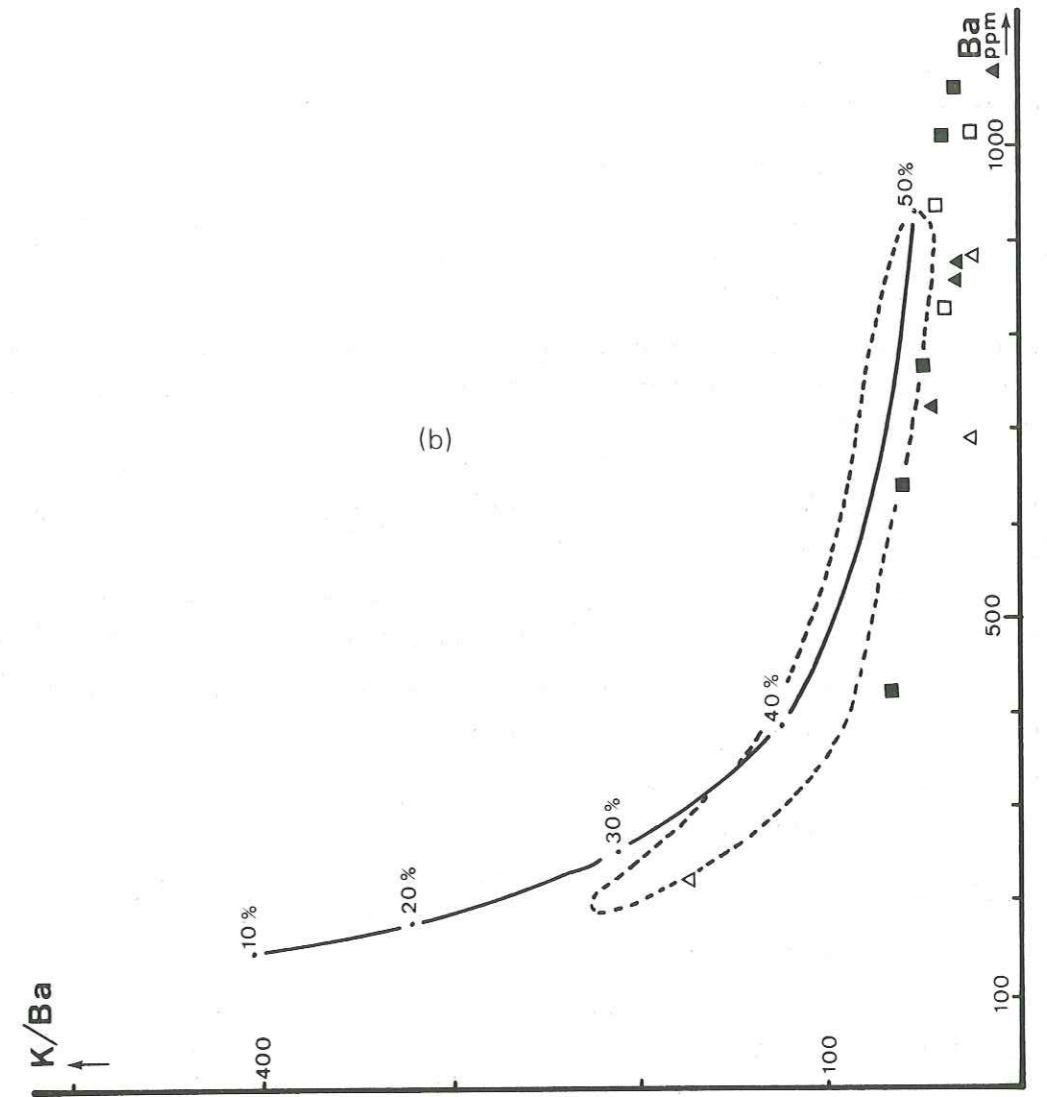


Fig. 95 : Légende voir figure 93.

## 2.2. Tendances géochimiques.

Sur le diagramme K-Ca (fig. 93 a ) les points représentatifs des rhyolites se distinguent nettement des roches intrusives et des dacites par leur pauvreté en calcium.

### 2.2.1. Les roches grenues et dacites.

Les trois points (a), (b) et (c), portés sur les différents diagrammes, correspondent, en respectant l'ordre alphabétique, à une coupe grossière partant du centre (a) du corps intrusif de l'Oghlan Dag et se dirigeant vers sa bordure Est (c).

Nous observons un enrichissement en rubidium accompagné d'un appauvrissement en strontium (Rb-Sr fig. 93 b ) alors que le potassium, lié négativement au calcium, augmente (K-Ca fig. 93 a ). Un tel comportement de ces éléments caractérise l'existence d'un processus de différenciation par séparation du plagioclase et des ferromagnésiens.

Un certain enrichissement en baryum est lié à une augmentation des teneurs en potassium dans les termes les plus granitiques (K-Ba fig. 94 b).

Cependant, nous pouvons remarquer, que certains faciès de granophyre et dacite se trouvent enrichis en calcium (Ca-Sr fig. 94 a p. 122), signe évident de contamination par l'encaissant (laves éocènes).

En fait, le processus faisant intervenir la différenciation d'un magma initial plus basique ne peut être retenu ici : nulle part nous n'avons trouvé de roches basiques. De plus, un tel phénomène ne pourrait être à l'origine d'un aussi important volume de roches acides.

### 2.2.2. Les rhyolites fluidales :

L'appauvrissement simultané en calcium et en strontium provoqué par la séparation du plagioclase (Ca-Sr fig. 94 a) n'est accompagné d'une baisse des teneurs en baryum que dans un seul faciès : la séparation de la sanidine, était donc peu importante.

Nous pouvons remarquer que certains faciès sont nettement appauvris en potassium (K-Ca fig. 93 a) ce qui du point de vue pétrographique correspond à des faciès plus porphyriques. La séparation du plagioclase, de la biotite et de l'amphibole enrichit le liquide résiduel en potassium, rubidium et en phase fluide. D'importantes phases explosives pré-effusives peuvent provoquer un dégazage du magma acide fractionné, qui sera alors appauvri en potassium et rubidium, donnant ainsi des laves de type plus porphyritique.

Un tel processus a pu être observé dans la région de Mianeh (J.L. Lescuyer et R. Riou 1976), où ces rhyolites porphyriques sont beaucoup plus développées.

## 2.3. Origine du magma acide.

Dans les diagrammes K/Ba-Ba et K/Rb-Rb (fig. 95 a), où nous avons porté la courbe expérimentale de fusion partielle d'un gneiss à 700° C (C. Dupuy 1970), la position des points représentatifs permet de suggérer que le magma acide puisse provenir de l'anatexie de 40 à 50 % de matériel crustal.

Seule une rhyolite semble indiquer une fusion moins poussée (environ 30%), en fait, il s'agit là d'un faciès à tendance porphyrique donc appauvri en baryum, comme nous l'avons indiqué auparavant.

Dans le diagramme K/Rb-Rb, nous voyons clairement que les dacites sont liées au magmatisme acide avec, semble-t-il, un degré plus élevé de fusion partielle (tendance à l'enrichissement en baryum dans le diagramme K/Ba-Ba).

## 2.4. Problème des laves siliceuses.

Les points représentatifs de ces formations se distinguent nettement par leur faible teneur en calcium

(Ca-Sr fig. 94 a), associée à une grande richesse en baryum et strontium (Rb-Sr fig. 93 b et K-Ba fig. 94 b).

Les teneurs relativement élevées en titane nous font écarter toute hypothèse de genèse directe à partir d'un magma acide.

En conséquence, comme nous l'avons annoncé lors de l'étude pétrographique des formations oligocènes (voir p. 82), seul un processus d'altération hydrothermale peut rendre compte de tels faciès; à un lessivage du fer et du calcium (teneurs presque nulles) correspond une concentration en potassium, en titane et en éléments incompatibles.

## 2.5. Conclusion.

Ici, comme dans le cas du magmatisme acide oligocène de la région de Mianeh (J.L. Lescuyer et R. Riou 1976), seule l'hypothèse d'une anatexie de la croûte supérieure, provoquée par un important flux thermique, peut rendre compte du volume de roches mises en place. La géochimie confirme d'ailleurs l'étroite relation liant rhyolites, dacites et roches grenues.

Ainsi, par fusion partielle à 700° C de 40 à 50 % de matériel gneissique, obtenons-nous un magma de nature granitique qui se met en place sous de faibles profondeurs (intrusion de l'Oghlan Dag). Là, le corps intrusif peut subir une légère cristallisation fractionnée à sa périphérie, donnant une «auréole» plus acide associée à quelques faciès à tendance pegmatitique.

A la faveur de failles dues à la tectonique contemporaine, le magma granitique différencié de l'«auréole» peut parvenir à la surface, où il donne lieu à des manifestations explosives suivies de l'émission de laves dacitiques et rhyolitiques.

A ces quelques phases éruptives assez réduites, fait suite une importante activité hydrothermale qui est à l'origine des laves siliceuses.

## 3. MIOCENE

## 3.1. Présentation des données.

## ANALYSES TOTALES

N° analyse	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	61,90	65,55	64,35	53,20	56,65	53,25	49,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,90	16,55	15,55	17,85	17,35	16,30	18,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,15	2,60	3,20	5,45	0,70	6,25	7,15
FeO	0,25	0,20	0,25	1,90	0,35	1,45	1,70
MgO	1,40	0,60	1,85	3,70	1,30	3,95	4,45
CaO	4,20	1,45	3,10	7,35	4,50	7,00	10,15
Na <sub>2</sub> O	4,50	5,15	4,20	4,75	4,80	4,55	4,20
K <sub>2</sub> O	3,35	6,20	3,05	2,40	3,25	3,35	1,80
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,75	0,70	1,40	1,55	1,55	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,00	0,35	0,70	0,90	1,00	1,10
MnO	0,10	0,00	0,05	0,15	0,20	0,10	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,15	0,95	2,80	1,20	0,95	0,60	1,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,90	0,20	0,80	0,70	0,75	0,05	0,30
Total :	99,50	100,20	100,25	100,75	99,55	99,40	100,70
Normes C.I.P.W.							
Q	13,14	8,61	19,84	---	7,31	---	---
Or	19,80	36,64	18,02	14,18	19,21	19,80	10,64
An	16,02	3,73	13,09	20,30	16,20	14,16	25,22
Ab	38,08	43,58	35,54	40,19	40,62	38,50	31,52
Ne	---	---	---	---	---	---	2,18
Cor	---	---	0,54	---	---	---	---
Di	2,44	1,27	---	9,03	---	10,93	13,97
Hy	2,36	0,91	4,61	3,70	3,24	1,20	---
Ol	---	---	---	0,93	---	2,51	3,23
Mt	---	---	---	0,93	---	2,51	3,23
Hm	3,15	2,60	3,20	3,69	7,00	5,90	4,83
Ilm	0,74	0,42	0,63	2,66	1,17	2,94	1,71
Sph	0,27	1,29	---	---	0,17	---	---
Per	---	---	---	---	---	---	---
Rut	---	---	0,37	---	0,86	---	---
Ap	0,47	---	0,83	1,66	2,13	2,37	2,61

D'après la classification de Streckeisen nous avons :

- 12. leuco-latite
- 13. leuco latite

- 14. leuco-latite = ignimbrite leuco-latitique (d'après les caractères pétrographiques p. 88 ).
- 15. monzo-diorite (Qasr Dagh).
- 16. latite-andésite
- 17. latite-andésite
- 18. latite-basalte.

## 3.2. Caractères chimiques généraux

3.2.1. Diagramme Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (fig. 84 ).

Les laves miocènes comme celles d'âge plus ancien, sont nettement alcalines. Nous pouvons distinguer une tendance basique (latite-andésites) et une tendance acide (leuco-latites et ignimbrites). Cette dernière, mises à part quelques leucolatites, présente un net appauvrissement en alcalins.

3.2.2. Diagramme K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (fig. 85 )

Le caractère sodique de ces roches s'oppose au caractère beaucoup plus potassique des laves éocènes. Toutefois une certaine tendance vers un pôle plus potassique accompagne l'enrichissement en SiO<sub>2</sub>.

3.2.3. Diagramme MgO – (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (fig. 86 ).

L'absence de termes basaltiques francs se traduit par une faiblesse générale des teneurs en MgO. Celles-ci décroissent encore vers les termes les plus acides parallèlement à un affaiblissement simultané en fer total.

## 3.3. Tendances géochimiques.

Mise à part une distinction assez nette entre roches acides et latite-andésites (Rb/Sr = 0,1), il ne nous a pas été possible de mettre en évidence une «lignée évolutive» en rapport avec la stratigraphie réelle. Tout au plus pouvons-nous préciser, dans les latite-andésites, une tendance vers un pôle plus basaltique représenté par les latite-andésites à pyroxène.

## 3.3.1. Les roches acides (leuco-latites et ignimbrites).

Les ignimbrites sont caractérisées par de fortes teneurs en strontium (Sr 700 ppm); il faut cependant souligner que d'un point de vue stratigraphique celles-ci sont nettement postérieures aux leucolatites qui marquent le début du Miocène.

L'appauvrissement simultané en calcium et en strontium (Ca-Sr fig. 96 b) traduit la séparation du plagioclase, alors que la chute des teneurs en baryum caractérise la séparation de la sanidine. Un tel phénomène provoque l'enrichissement du liquide résiduel en potassium et rubidium (K-Rb fig. 97 b K-Ba fig. 98 a et Rb-Sr fig. 97 a ). Cette tendance est moins visible dans les ignimbrites. Il semble que ceci soit surtout dû au fait que l'échantillonnage ne concerne que des coulées successives qui se sont mises en place dans un intervalle de temps très court.

## 3.3.2. Les latite-andésites.

Comme nous l'avons déjà souligné, ces laves montrent dans tous les diagrammes une assez grande dispersion, particulièrement en rubidium et strontium. Ceci est dû, semble-t-il, à l'existence de plusieurs cycles éruptifs liés à la multiplicité des points d'émission.

Toutefois, si nous considérons que la tendance générale se fait d'un pôle proche de la diorite du Qasr Dagh vers un pôle basique représenté par les latite-basaltes à sphérolites, nous pouvons constater :

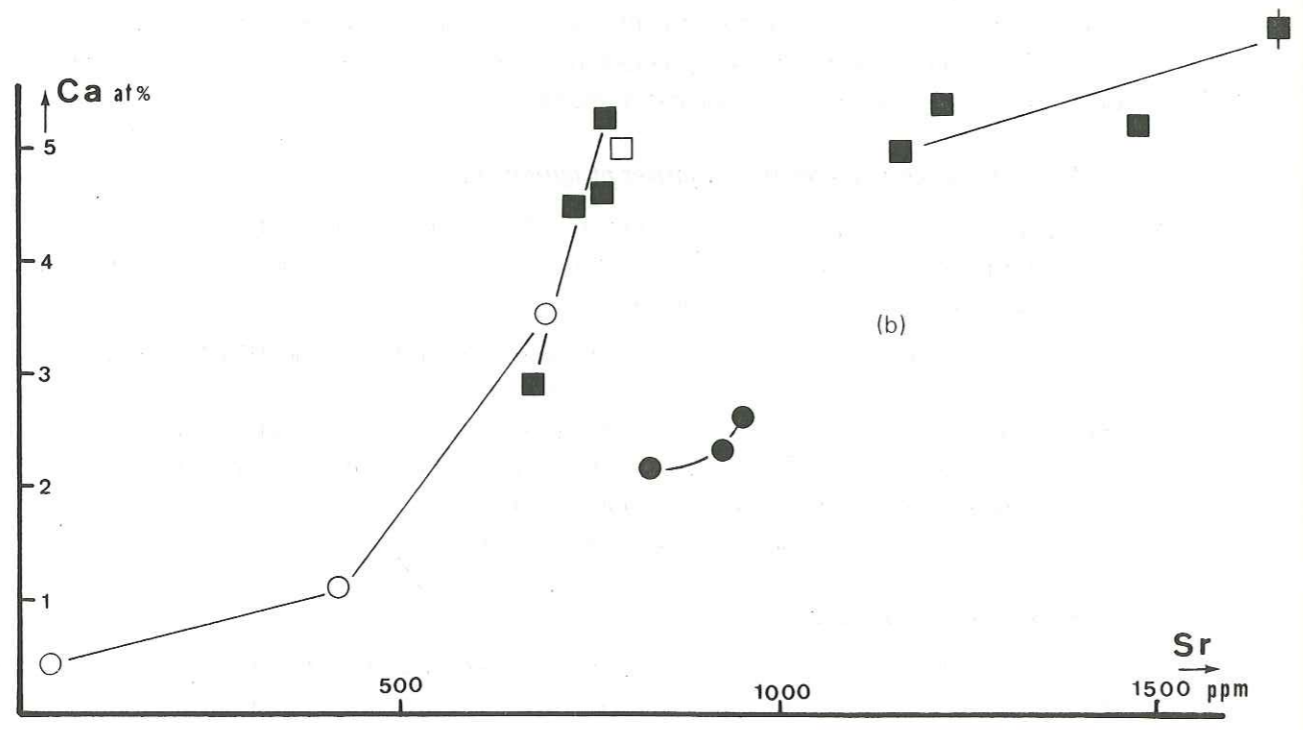
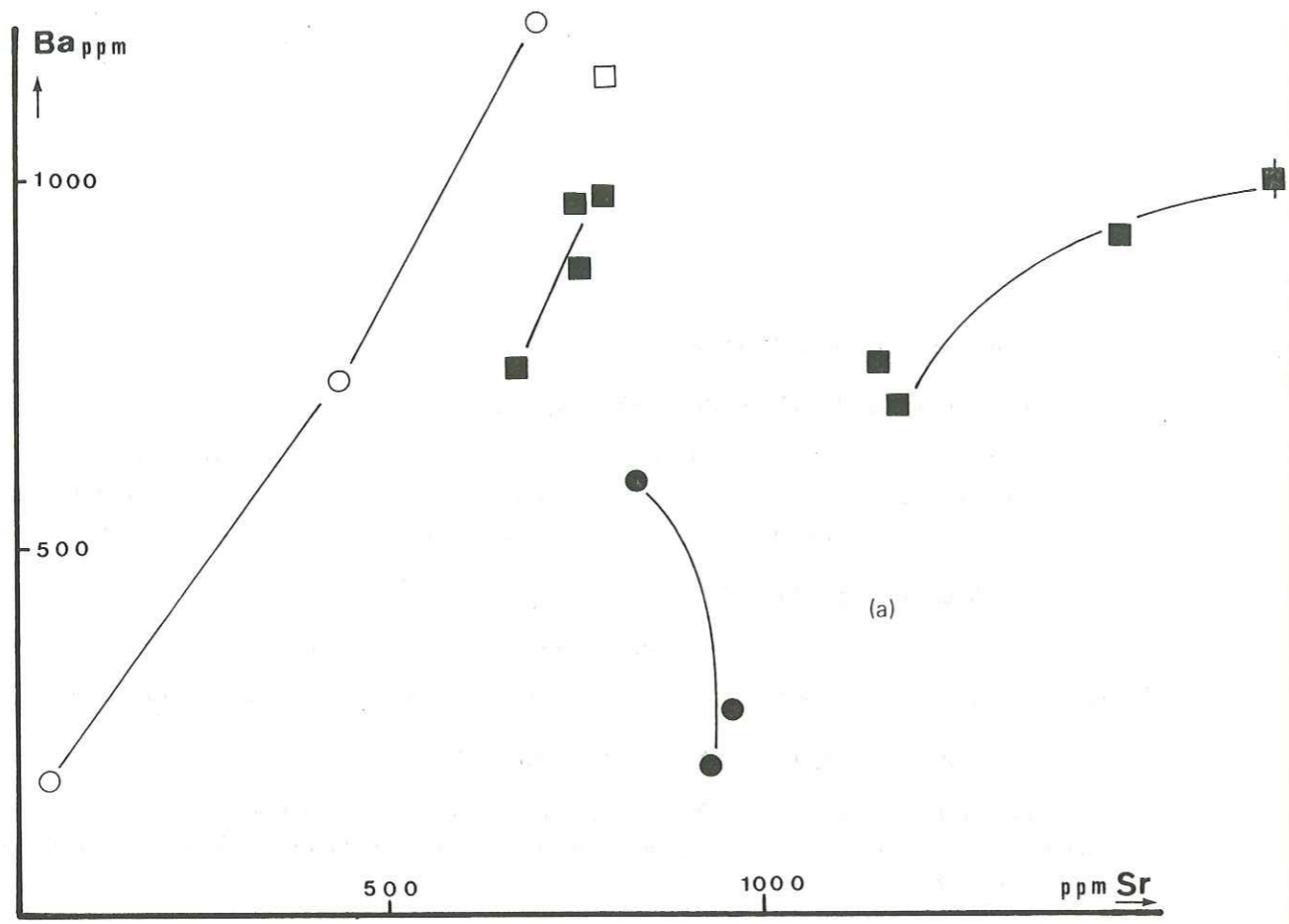


Fig. 96 : Ignimbrites  
 Leuco latites ●  
 Latite-andésite ○  
 Monzodiorite du Qars Dagh. □

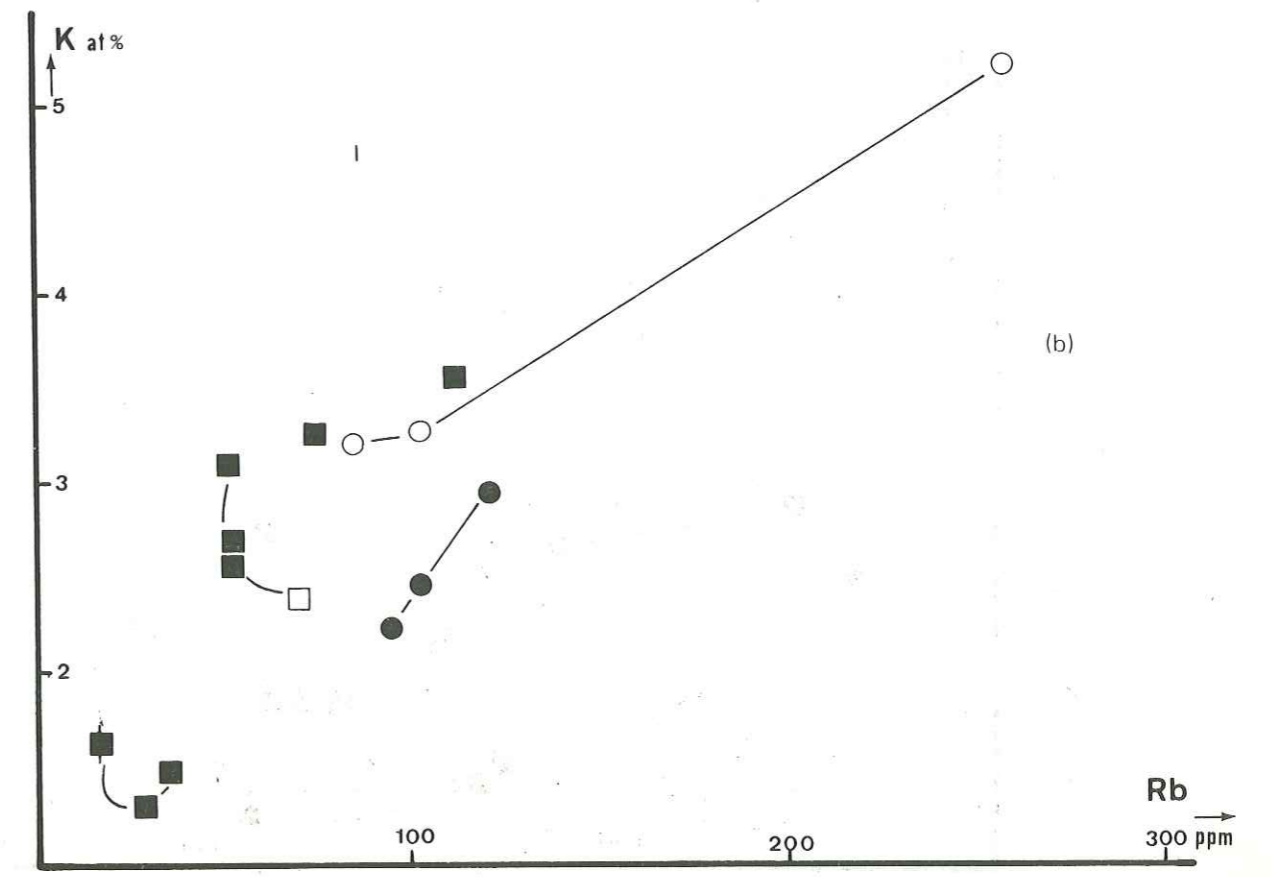
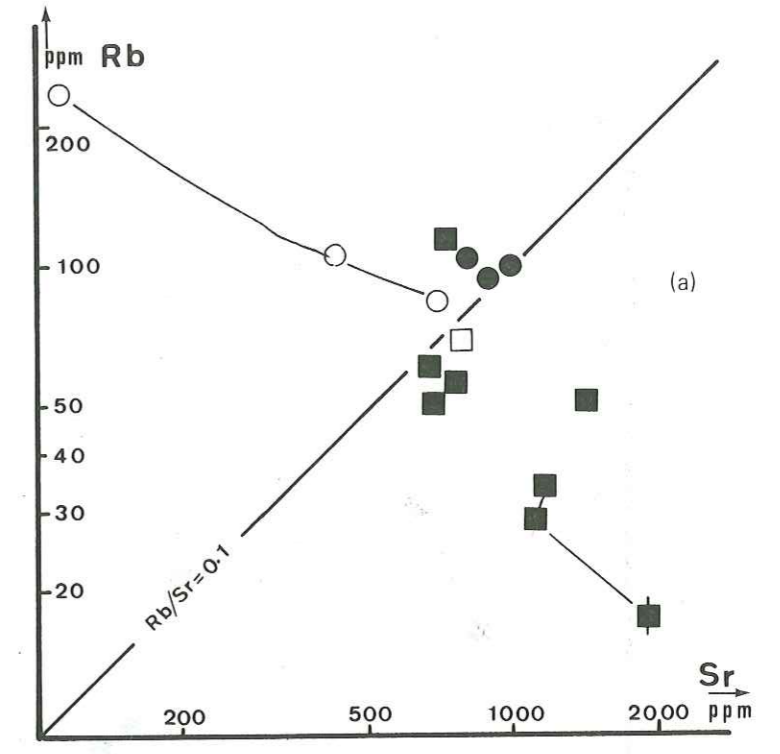


Fig. 97 : Voir légende fig. 96.

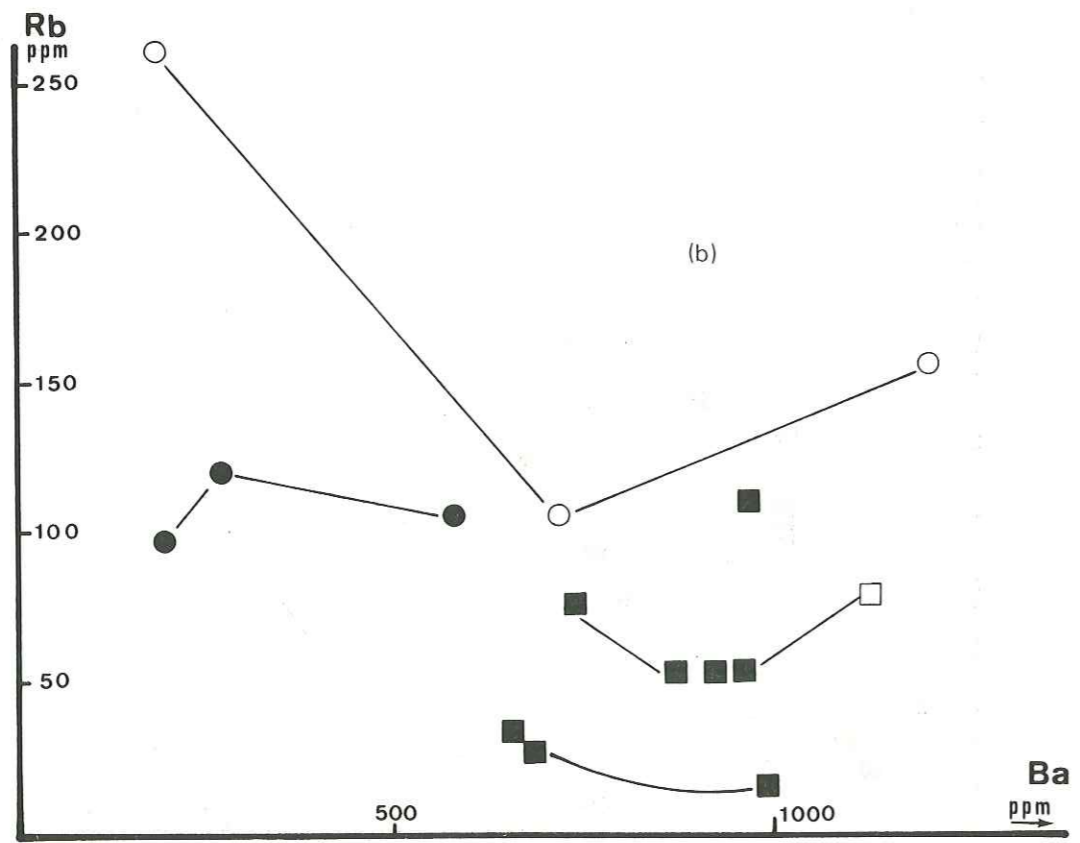
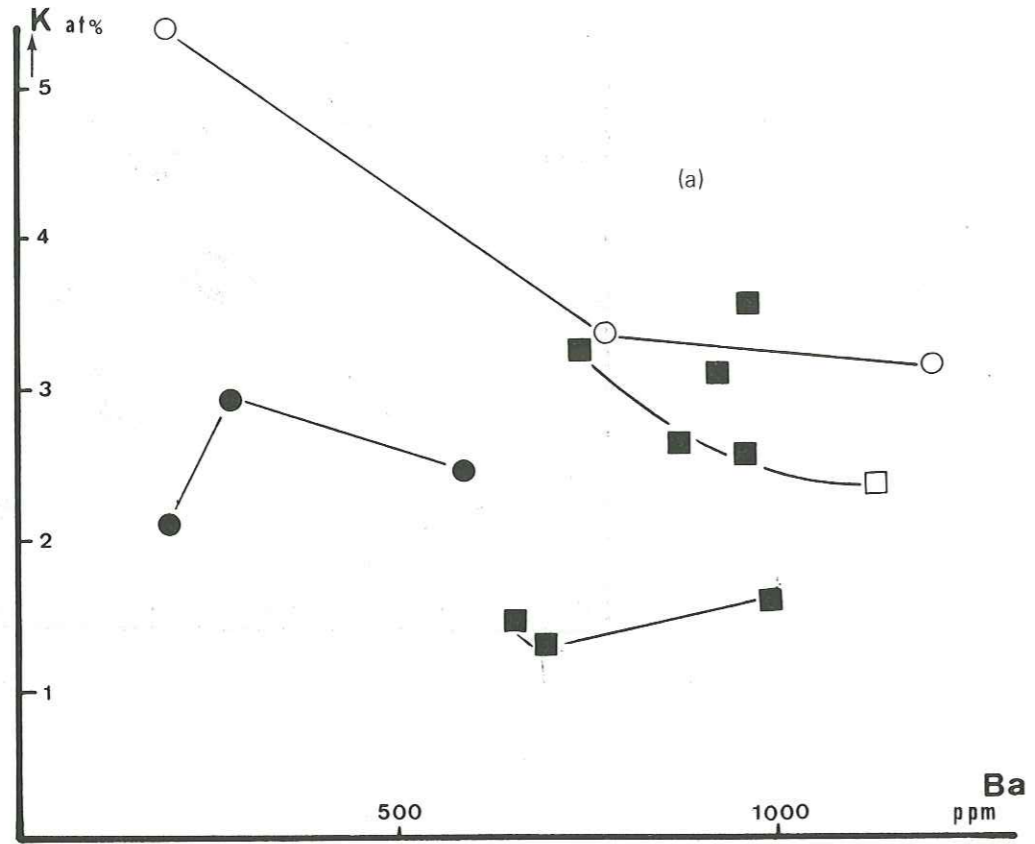


Fig. 98 : Voir légende fig. 96.

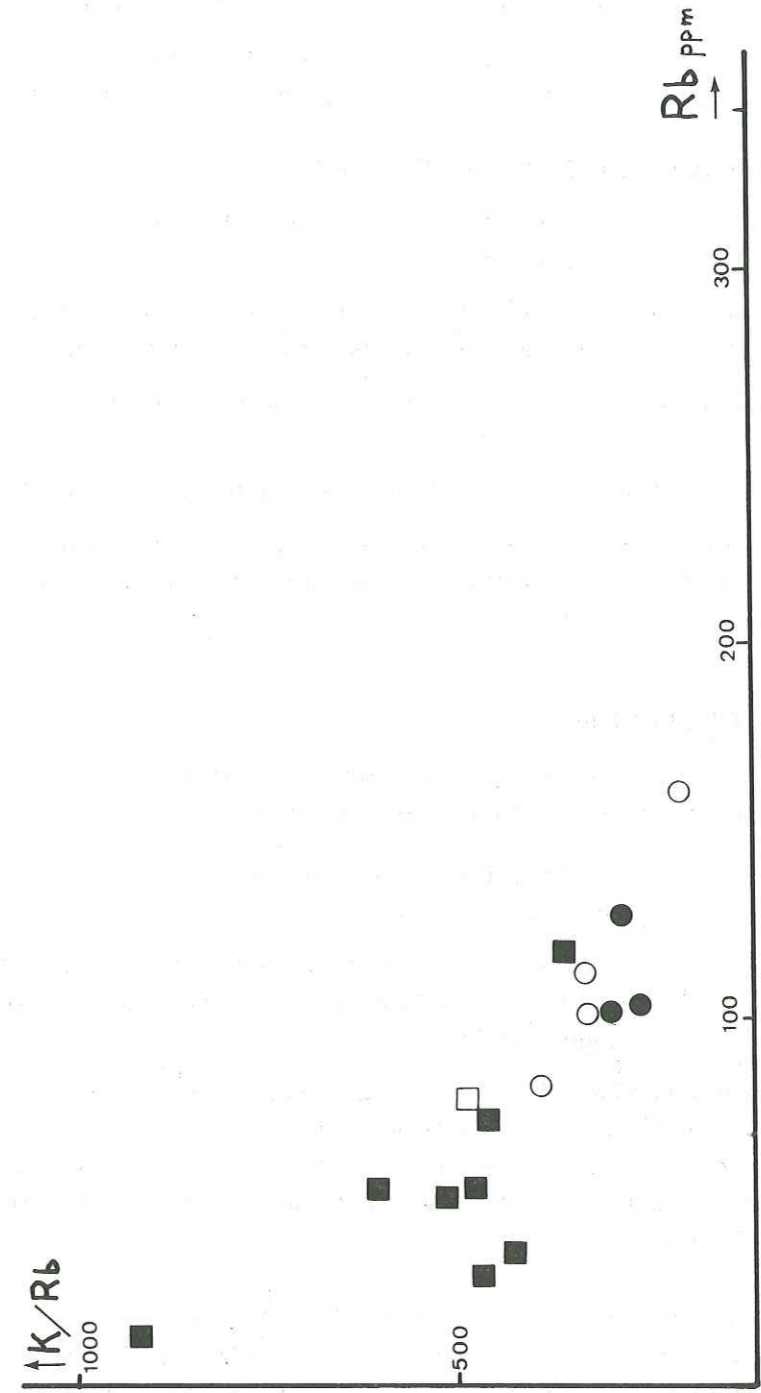


Fig. 98c : Légende voir fig. 96

- une faible corrélation entre Ca et Sr (fig. 96 b) qui indique l'influence prépondérante de la séparation du pyroxène par rapport à celle du plagioclase;
- une augmentation des teneurs en potassium dans les premières coulées qui n'est pas liée à une augmentation du baryum (K-Ba fig. 98 a), ce qui nous fait rejeter dans ce cas l'hypothèse d'une différenciation fractionnée;
- une absence de corrélations entre K-Ba (fig. 98 a), K-Rb (fig. 97 a), Rb-Ba (fig. 98 b) qui confirme l'absence de cristallisation fractionnée.

### 3.3.3. Diagramme K/Rb-Rb (Fig. 98 c)

Les tendances reliant roches acides et latite-andésites peuvent être représentées par au moins trois courbes grossièrement parallèles entre elles.

L'évolution au sein du groupe des latites peut être reliée à un processus de différenciation fractionnée; cependant l'absence de magma basaltique initial laisse un doute quant à l'origine de ces roches.

Seul un phénomène de fusion partielle accompagnée d'un enrichissement en potassium peut expliquer la genèse d'un magma latitique.

Un tel processus caractérise aussi le groupe des latite-andésites postérieures.

Enfin la disposition parallèle des diverses tendances nous faisant rejeter toute hypothèse de filiation directe entre les latites, les latite-andésites et les ignimbrites, le passage d'une tendance à l'autre n'a pu se faire que par contamination.

## 3.4. CONCLUSION

L'absence de lignée de différenciation permettant de faire dériver les roches basiques d'un magma basaltique nous a conduit à formuler l'hypothèse de l'existence de deux magmas :

- un magma basaltique alcalin dont les latites à sphérolites représenteraient un terme peu «évolué»;
- un magma acide rhyolitique obtenu par fusion partielle de la croûte sialique. Une telle fusion ayant été provoquée par le dôme thermique résultant de la montée du magma alcalin.

Ces deux magmas, stockés dans des chambres distinctes, ont pu avoir certaines liaisons. Par exemple les teneurs élevées en strontium des ignimbrites sont le résultat de la diffusion de cet élément dans le sens magma basique → magma acide. En résumé, un processus de contamination réciproque permettrait de faire dériver les latites du magma rhyolitique, alors que les latite-andésites proviendraient du magma basaltique.

Il faut toutefois signaler que ces «relations» entre chambres magmatiques ont pu se faire selon des intensités variables et ont pu même subir certaines interruptions, ce qui explique la large dispersion géochimique des latite-andésites. Ainsi les dernières émissions qui montrent une tendance générale vers un pôle beaucoup plus basique sont-elles le résultat d'un arrêt presque total de la contamination du magma basaltique.

D'un point de vue régional, la montée du magma alcalin peut être la conséquence des mouvements d'extension qui ont caractérisé le Miocène. Le jeu de la tectonique faisant varier par la suite la nature des rapports entre les deux magmas.

La mise en évidence au Miocène d'un tel processus magmatique revêt une grande importance par rapport au volcanisme Plio-Quaternaire. En effet, la magmatogenèse liée à la mise en place des séries du Sabalan ~~ne~~ ne représenterait qu'une évolution des deux chambres initiales individualisées au Miocène. Ceci justifie pleinement l'emploi du terme «séries pré-Sabalan» pour caractériser les latite-andésites.

La persistance des mouvements tectoniques au Miocène supérieur et au Plio-Quaternaire aura pour conséquence de favoriser les «communications» entre les deux chambres, donnant ainsi une plus grande uniformité à la composition des laves du Sabalan.



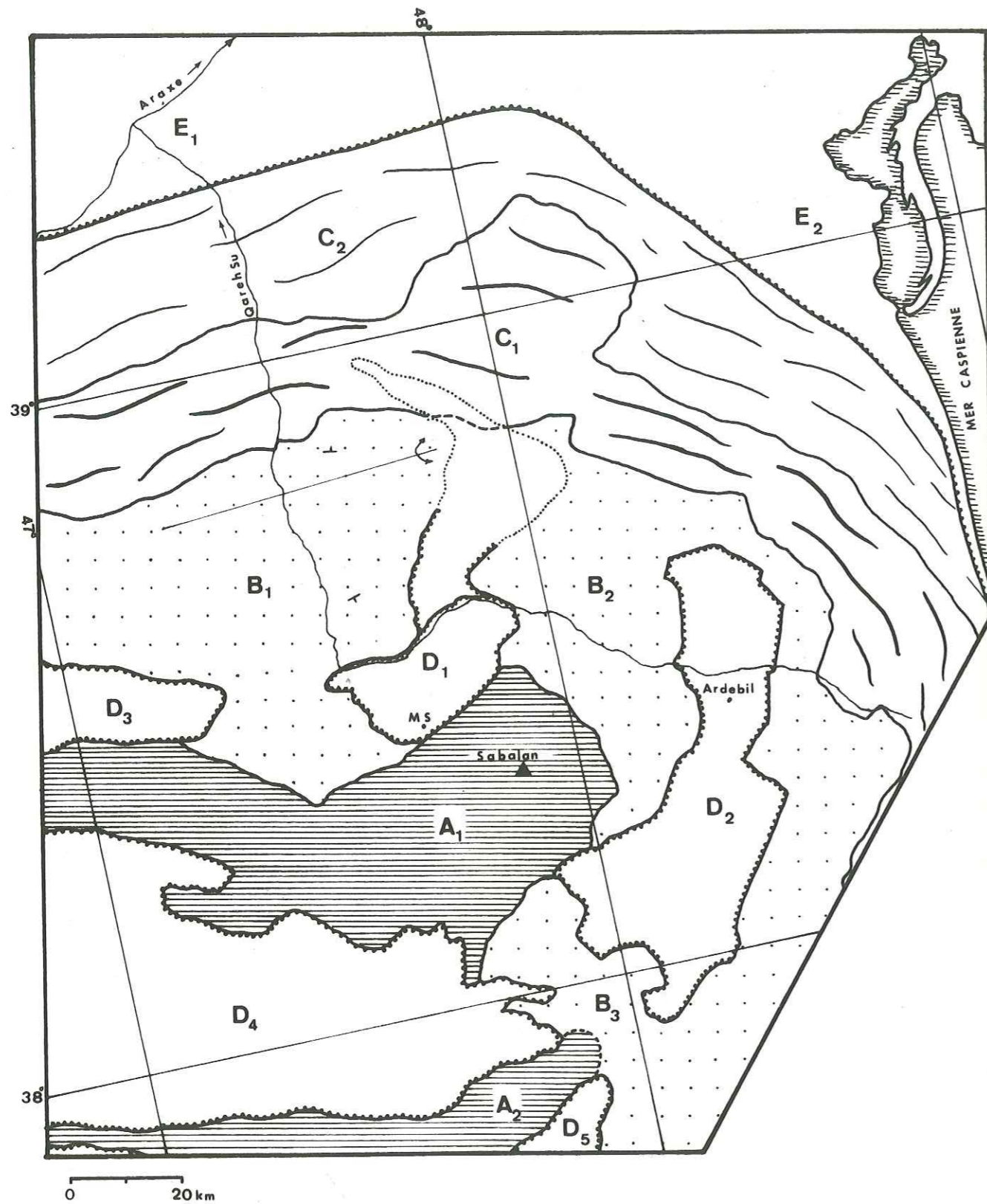


Fig. : 99 : Carte des subdivisions structurales du Nord de l'Azerbaïdjan oriental.  
(Voir symboles dans le texte).

## V. APERCU DE TECTONIQUE GENERALE.

### 1. DESCRIPTION TECTONIQUE REGIONALE.

L'Azerbaïdjan oriental se présente grossièrement comme un grand plateau volcanique, affecté par une tectonique cassante. Il est limité au Nord et à l'Est par les chaînons plissés du Tالش et au Sud-Est par les Monts des Soltanieh. Ce plateau, large de 250 km, se développe dans le prolongement de la ceinture volcanique de l'Iran central, qui, elle, est relativement étroite (50 km de large dans la zone du Tarom). A l'Ouest, ce plateau se rétrécit considérablement, et passe, à peu près en continuité, à la zone des Pontides en Turquie (voir introduction générale).

La tectonique cassante appliquée à ce plateau assez rigide, a amené une structure en « Basin and Range », où les « horsts » et zones d'effondrement ont une direction générale Est-Ouest au Sud et dans la partie Ouest de cette région (le long de la ligne Mianeh-Ahar). Cette direction E.W. tend à devenir méridienne dans les parties Est et Nord, par un « rebroussement » des structures.

Des secteurs tectoniquement plus calmes, reliques du plateau initial non déformé, se développent encore assez largement entre les zones soulevées ou effondrées.

Nous décrirons plus particulièrement la région même du Sabalan, avec cependant quelques extensions pour la replacer dans son contexte général.

#### 1.1. Subdivisions structurales du Nord de l'Azerbaïdjan oriental (Fig. 99 ).

- Ensemble A : Horsts
  - A1 : Unité du Sabalan
  - A2 : Unité du Bozqush
- Ensemble B : Zones reliques du plateau
  - B1 : Unité du Resteh-e-Salavat
  - B2 : Unité de Moradlu-Arbab-Kandeh
  - B3 : Unité du Qasr Dagh
- Ensemble C : Chaînons plissés
  - C1 : Unité de Allayarlu
  - C2 : Unité du Dasht-e-Moghan
- Ensemble D : Bassins d'effondrements
  - D1 : Bassin de Meshkin-Shahr
  - D2 : Bassin d'Ardebil
  - D3 : Bassin d'Ahar
  - D4 : Bassin de Sarab
  - D5 : Bassin de Mianeh
- Ensemble E : Grandes dépressions
  - E1 : Dépression de la Koura
  - E2 : Dépression caspienne.

Remarque : L'étude effectuée sur la région a surtout été axée sur les problèmes pétrographiques, aussi nous bornerons-nous, dans ce chapitre, à ne citer que quelques faits majeurs.

### 1.1.1. Ensemble A : Horsts.

Trois grands horsts se dessinent en Azerbaïdjan oriental. Le plus important est celui du Sabalan, séparé de celui du Bozqush par le bassin d'effondrement de Sarab, lui-même séparé du horst du Qoflan Kuh par le bassin de Mianeh.

Nous ne décrivons que le premier, les autres ne faisant pas partie de la région étudiée et présentant de plus des caractéristiques structurales à peu près identiques.

Le Horst du Sabalan est le plus septentrional. D'une direction générale E.W., il s'allonge sur plus de 120 km avant de se raccorder à l'Ouest aux reliefs de la Kara Dag. Sa largeur maximale est de 40 km, mais il est généralement beaucoup plus étroit, surtout dans sa partie Ouest.

Il est limité au Nord par les bassins d'effondrement d'Ahar et de Meshkin-Shahr; à l'Est par celui d'Ardebil et au Sud par le bassin de Sarab. Les accidents limitant ces effondrements sont subverticaux et profonds. Le horst lui-même est parcouru par des accidents longitudinaux, parallèles à sa structure et aux précédents. (voir «tectonique et volcanotectonique du Sabalan»).

La surrection des horsts s'est effectuée très vraisemblablement à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène. Ils devaient avoir alors une direction générale NNW - SSE. Sur toute leur longueur. Ce n'est que pendant la phase de compression NNE - SSW, et d'une façon secondaire, que le rebroussement des extrémités s'est produit.

### 1.1.2. Ensemble B : Zones reliques du plateau.

Contrairement aux zones des horsts, ces zones n'ont pas subi des mouvements tectoniques aussi violents. Tout au plus ont-elles été marquées par quelques basculements ou par de grandes voûssures.

#### Unité B1 : Resteh-e-Salavat :

Cette zone, très étendue, rejoint à l'Ouest la Kara Dag. Elle est en contact au Nord avec les chaînons plissés de l'arc secondaire de l'Elbourz (extrémité du Talesh). Ce contact se fait par l'intermédiaire d'un accident légèrement chevauchant vers le Nord.

Le Nord de la zone du Resteh-e-Salavat se présente en une grande structure E.W. et valeur anticlinale. La voûte écartée de cette structure laisse voir au coeur de «l'anticlinal» les calcaires Crétacé supérieur formant la base de la série déposée après la grande discordance due à la phase laramienne.

Le Sud de cette unité, jusqu'au bassin de Meshkin-Shahr, présente une structure monoclinale où les pendages sont faibles (< 30°) et grossièrement SSE.

Les grands accidents de direction méridienne la parcourent, et provoquent quelques basculements de blocs.

Cette zone donne l'impression d'être une zone d'amortissement des contraintes, lors de l'affrontement entre le plateau Azéri et les chaînons plissés du Talesh.

#### Unité B2 - Unité de Moradlu-Arbab-Kandeh :

Séparée de la précédente par l'extension du bassin de Meshkin-Shahr, elle est limitée au Nord par les chaînons du Talesh et à l'Est ainsi qu'au Sud par le bassin d'effondrement d'Ardebil. Au S.W., le horst du Sabalan s'élève brusquement à la faveur de grands accidents.

Le contact avec les chaînons plissés se fait par une succession d'accidents, parfois légèrement inverses et coulissants (dextres). Pour le reste, c'est une zone relativement calme, hachée cependant par un réseau de failles N-S et NE-SW qui ne décalent que peu les structures.

### 1.1.3. : Unité B3 : Qasr Dag.

Cette zone est représentée sur notre terrain recouverte par des épanchements volcaniques miocènes, mis en place le long des grands accidents méridiens. Ces appareils miocènes masquent les structures antérieures.

### 1.1.4. Ensemble C : Chaînons plissés.

Ces chaînons plissés sont intégrés à part entière dans le système de la chaîne de l'Elbourz, dont ils représentent l'extrémité occidentale.

Ils se présentent comme un grand arc, s'étendant sur plus de 200 km, entre la Mer Caspienne et les Chaînons de l'Araxe moyen, où leur raccordement avec celles-ci posent un problème structural. Cet arc, a parfois été défini comme «l'arc secondaire de l'Elbourz».

Seule la zone C1 apparaît dans la région étudiée. Elle se différencie de la zone C2 par le fait qu'il est possible d'y distinguer deux phases de plissement, l'une laramienne l'autre mio-pliocène. Les plis de chacune de ces phases sont dans notre région à peu près parallèles.

Une des structures caractéristiques de l'unité C1 est l'anticlinal de l'Allayarlu, de direction N 120°, sur lequel viennent, en discordance angulaire, les flyshs paléocènes, eux-mêmes plissés suivant la direction N 100°.

La zone C2 est uniquement représentée par des assises post-oligocène plissées au Pliocène en de grands anticlinaux à voûte écartée.

### 1.1.5. : Ensemble D : Bassins d'effondrement.

Les bassins de cet ensemble sont dus à des effondrements intramontagneux. Ils suivent les directions des horsts du Sabalan et du Bozqush. Un seul fait exception; le bassin d'Ardebil a un allongement NE - SW et participe, donc, au rebroussement des structures à l'Est de la région. Ce bassin est étroitement lié aux grands accidents coulissants de la zone Ardebil-Mianeh, qui limitent le plateau Azéri à l'Est.

La formation des bassins est une conséquence de la surrection des horsts, à la fin de l'Oligocène, cependant leur effondrement s'est poursuivi au Miocène.

Ils ont été en grande partie comblés par des sédiments marins subcontinentaux, lors de la transgression burdigalienne.

### 1.1.6. : Ensemble E : grandes dépressions.

La dépression de la Koura et la dépression Caspienne forment deux unités difficilement dissociables, à l'échelle de notre région. La dépression de la Koura semble être une «branche annexe» de celle de la mer Caspienne.

L'époque du début de l'effondrement de cet ensemble n'est pas bien déterminée. Elle est cependant très récente. Les bords de la dépression de la Koura comportent, par exemple, des faluns d'origine marine plio-quadernaire; ceux-ci sont actuellement situés à près de 500 mètres d'altitude (le niveau de la mer Caspienne est à - 26 mètres).





Fig. 100 : Carte tectonique du Nord de l'Azerbaïdjan oriental.

1. Failles ; 2. Accidents coulissants; 3. Bassins d'effondrement
4. Plis; 5. Unité B; 6. Unité A (Horsts).
7. Volcan Sabalan (avec ses caldéras).

Le bord du plateau Azéri, à l'est d'Ardebil, est à 1 300 m au-dessus du niveau Caspien.

Ces faits montrent l'importance de cet effondrement.

## 1.2. Grands accidents : (Fig. 100).

### 1.2.1. Accidents méridiens :

Une série d'accidents de direction grossièrement méridienne (N 30° à N 180°) découpent le plateau. Ils jouent, aujourd'hui encore, en coulissages et permettent un réajustement des blocs.

Le début de leur activité remonte vraisemblablement à l'Eocène, dont ils empruntent les anciennes directions (anciennes failles transformantes du rift ?). Ils ont favorisé, à l'Oligocène inférieur, la montée des intrusions dues à la phase de granitisation générale, et, au Miocène, les appareils volcaniques se sont alignés sur leur trajet.

### 1.2.2. Accidents est-ouest :

Eux aussi, empruntent les anciennes structures, et sont vraisemblablement parallèles à la direction des rides du rift éocène.

Ces accidents individualisent surtout les horsts, mais, se rencontrent aussi, légèrement coulissants, dans les zones tectoniquement plus calmes (ensembles B).

## 2. RESUME DE LA TECTONIQUE :

Nous n'énumérerons, ici, que les phases tectoniques dont les conséquences sont visibles sur notre terrain; bien que d'autres phases tectoniques aient affecté la région avant le Mésocrétacé.

– *Mésocrétacé* : une phase de compression (phase laramienne) plisse et bascule les séries antérieures.

– *Danien* : une légère discordance apparaît à cette époque, associée à une émergence, due à un mouvement de surrection de la zone nord de la région.

– *Eocène* : du Coniacien à l'Oligocène, une phase d'expansion se développe correspondant à l'ouverture d'un rift intracontinental.

.*Phase lutétienne* : elle correspond à une transgression marine très étendue. Nous avons formation de bassins, entre les rides du rift, où se déposent des séries de tufs volcaniques comparables à ceux de la formation de Karadj.

.*Mouvements post-auversiens* : c'est une phase d'émergence assez générale, due vraisemblablement à des effondrements dans l'avant-fosse du Caucase.

– *Oligocène* : la cicatrisation du rift éocène est accompagnée par une granitisation générale, qui «cratonise» le plateau Azéri.

.*Phase fini-Oligocène* : cette phase de type cassant, a provoqué des mouvements importants et la surrection des horsts, ainsi que, par contre-coup, le début de l'effondrement des bassins de Ahar, de Meshkin-Shahr, d'Ardebil, et de Sarab.

– *Miocène* : une transgression marine, au Burdigalien, se met en place dans les bassins d'effondrement, y déposant des formations salifères. Ces bassins continuent à s'effondrer.

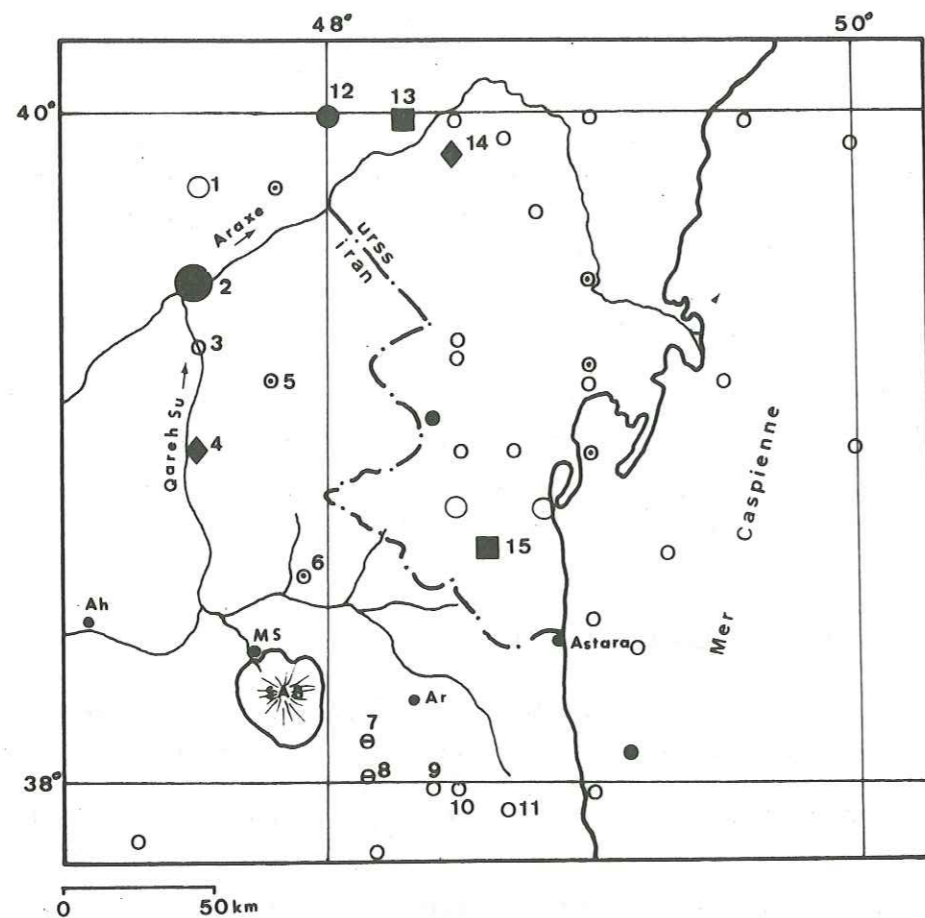


Fig. : 101

Magnitudes :		Profondeur des focales :	
○	$6 \leq M < 7$	●	0 — 34 km
○	$5 \leq M < 6$	◆	34 — 60 km
○	$3,5 \leq M < 5$	■	60 — 100 km
⊙	non calculée	○	non calculée.
⊖	non mesurée instrumentalement		

Pour les chiffres de 1 à 15, voir le texte.

Les grands accidents méridiens sont actifs, en coulissage, au moins dès cette époque, à laquelle débute une phase de compression NNE-SSW. Le rebroussement des structures orientales du plateau commence à cette époque.

— *Plio-quaternaire* : les accidents méridiens jouent pour la plupart en coulissage. Le rebroussement, la dislocation de l'extrémité orientale des horsts s'intensifient.

Le contact plateau-chaînon plissés devient légèrement chevauchant. L'effondrement du système Koura-Caspienne ainsi que la surrection du Grand Caucase connaissent leur activité maximale.

Les structures telles qu'elles sont définies aujourd'hui ont donc été acquises dès le Miocène, et confirmées au Plio-quaternaire.

### 3. SEISMOLOGIE (Fig. 101).

La région du Nord de l'Azerbaïdjan n'est pas une des régions les plus sismiques de l'Iran. Cependant, elle est loin d'être calme et présente des zones de grande activité.

La carte que nous présentons est tirée de la carte générale de sismicité de l'Iran, regroupant les données de 1900 à 1973, compilées par M. Berbérian.

La densité maximale des points est située dans la zone des chaînon plissés du Talesh. Ils sont en majorité superficiels, mais trois d'entre eux sont plus profonds.

Un alignement de points marquent bien la ligne d'effondrement de la dépression caspienne.

Les séisme les plus profonds et les plus violents sont situés sur le passage des grands accidents méridiens découpant la région. L'alignement remarquable des points 1, 2, 3, 4, le long de la faille de décrochement senestre de la Qareh Su, montre d'une part son activité actuelle, et de l'autre dénote sa nature profonde (point 4).

Les points 5 et 6, sont associés à un accident similaire à celui de la Qareh Su (faille du Qasr Dagh), mais de moindre importance. Le point 2 marque l'intersection de la faille décrochante senestre de l'Araxe avec celle de la Qareh Su.

Le groupe des points 7, 8, 9, 10, 11, sont associés au bassin d'effondrement d'Ardebil qui semble donc, être encore particulièrement actif, contrairement à ceux de Meshkin-Shahr, d'Ahar et de Sarab.

Il faut rappeler que ce bassin d'Ardebil est très lié aux failles décrochantes NE-SW qui se prolongent jusque dans la région de Mianeh, et qui provoquent vraisemblablement cette activité.

En résumé, nous pouvons dire, que, hors des grands accidents profonds, le plateau d'Azerbaïdjan semble relativement calme et faire office de « bloc ».

Par contre, les zones plissées de l'extrémité occidentale de l'Elbourz ont une forte sismicité, en association avec celles de l'effondrement caspien, dénotant ainsi leurs caractères néotectoniques.

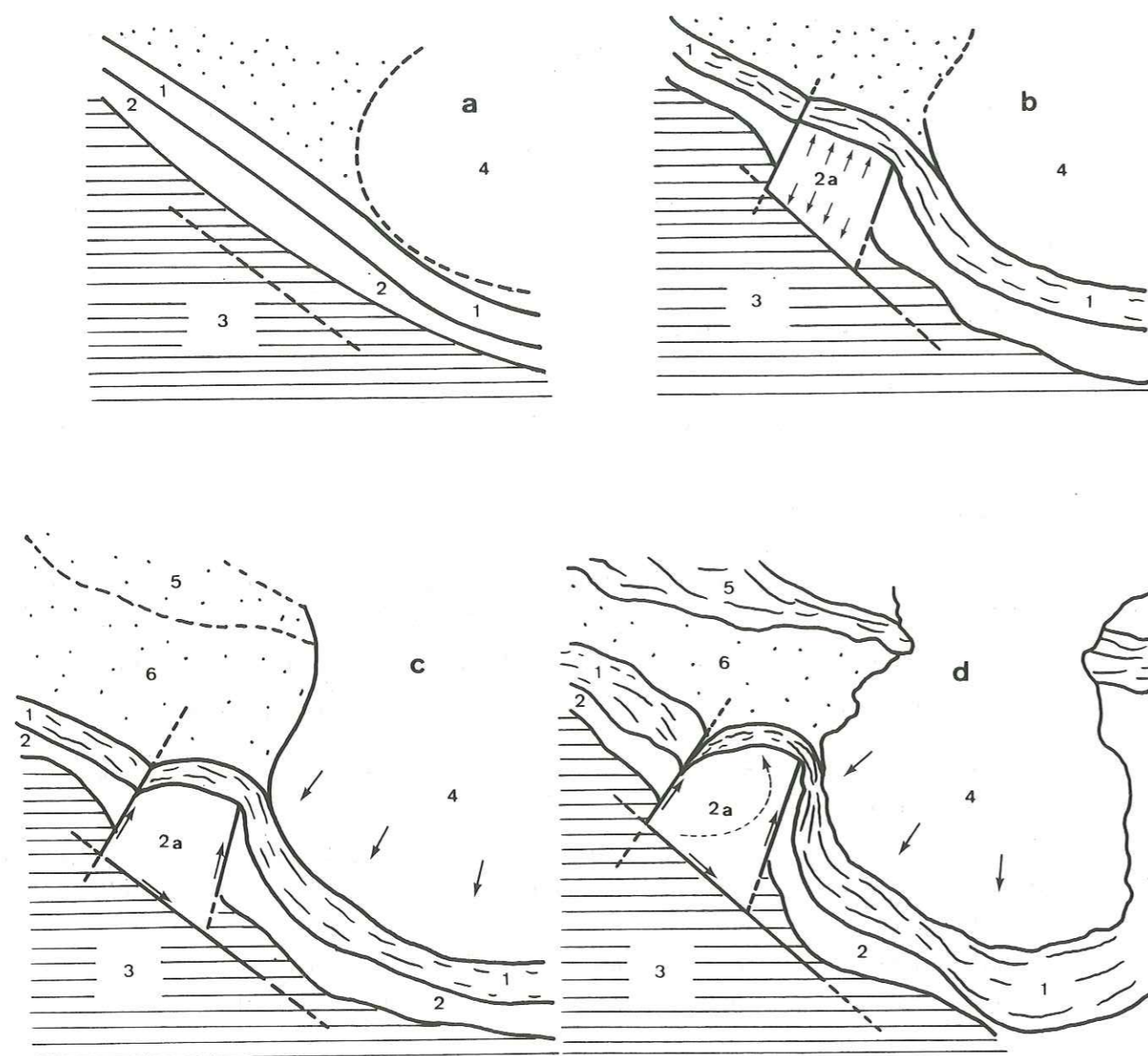


Fig. 102 : Schéma interprétatif de l'évolution du plateau de l'Azerbaïdjan; relations avec les structures avoisinantes.

- a. Période Crétacé  
 b. Eocène (expansion);  
 c. Oligo-Miocène;  
 d. Plio-quadernaire.

1. Ensemble Elbourz-Araxe moyen  
 2. Ceinture volcanique.  
 2a. Plateau de l'Azerbaïdjan.  
 3. Plateau de l'Iran occidental.  
 4. Zone Caspienne  
 5. Caucase  
 6. Koura.

#### 4. ESSAI INTERPRÉTATIF DES STRUCTURES ACTUELLES DE L'AZERBAÏDJAN.

Après la phase de granitisation profonde qu'a subi le plateau Azéri, à l'Oligocène, celui-ci va se «rigidifier», et se comporter comme un véritable «mini craton», tant par ses relations avec les structures avoisinantes que dans ses propres structures internes, reflets des sollicitations tectoniques extérieures.

Au Miocène, des mouvements tectoniques violents sont consécutifs, en Azerbaïdjan, aux premières manifestations de la surrection du Caucase. La direction de la compression, grossièrement NNE-SSW, reste à peu près la même, à partir de cette époque.

Le «mini craton» se met alors en mouvement en direction du NNE, par rapport aux structures environnantes. (Fig. 102). Ce mouvement se fait par un jeu de failles coulissantes principales, empruntant des directions déjà individualisées au moins à l'Eocène :

- à l'Est, la zone d'accidents coulissants dextres Ardebil-Mianeh;
- à l'Ouest, une zone d'accidents de coulissages senestres, que Mac Kenzie (1972) interprète comme étant une limite de micro plaque tectonique. Cette zone d'accidents détermine d'ailleurs le «hiatus» entre les chaînes de l'Araxe moyen et l'arc secondaire de l'Elbourz;
- au Sud, l'accident Soltaniéh-Tabriz joue en décrochement dextre.

Le mouvement du plateau Azéri se traduit, à son front nord, par un emboutissage de l'extrémité des chaînons plissés de l'Elbourz. Ces derniers se trouvent donc pris en tenaille, d'une part par le «mini-craton» d'Azerbaïdjan, et d'autre part par une autre zone rigide située sous la Mer Caspienne, sur laquelle se moule déjà l'arc principal de l'Elbourz. (\*)

Les chaînons plissés avaient probablement une direction initiale NW-SE. Cependant, la «flexure» de la zone du Tالش a dû s'amorcer lors de la phase d'expansion éocène. (Fig. 102a). Cette «flexure» s'accroît. Les chaînons plissés, réagissant comme une zone assez souple, se font, d'une part laminer entre le flanc Est du plateau Azéri et la partie Ouest du «môle» caspien et se retrouvent en direction franchement N-S dans la zone du Tالش.

D'autre part, au front du «mini craton Azéri», ces chaînons se moulent sur lui et forment ainsi l'arc secondaire de l'Elbourz. Le contact frontal se faisant par des accidents légèrement chevauchants et coulissants. (dextres). (Fig. 103).

La structure interne du plateau d'Azerbaïdjan reflète bien le jeu de ses différentes contraintes. Elle est représentée principalement par trois grands horsts de direction E-W.

Ceux-ci expriment le contre-coup de l'emboutissage du mini-craton dans les chaînons plissés. Celui-ci s'amortit au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone d'affrontement des deux ensembles. En effet, l'importance des reliefs qui surgissent lors de la mise en place des horsts diminuent graduellement vers le Sud. (Sabalan —→ Bozqush —→ Qoflan-Kuh).

(\*) La notion de «môle» caspien reste d'ailleurs à préciser.

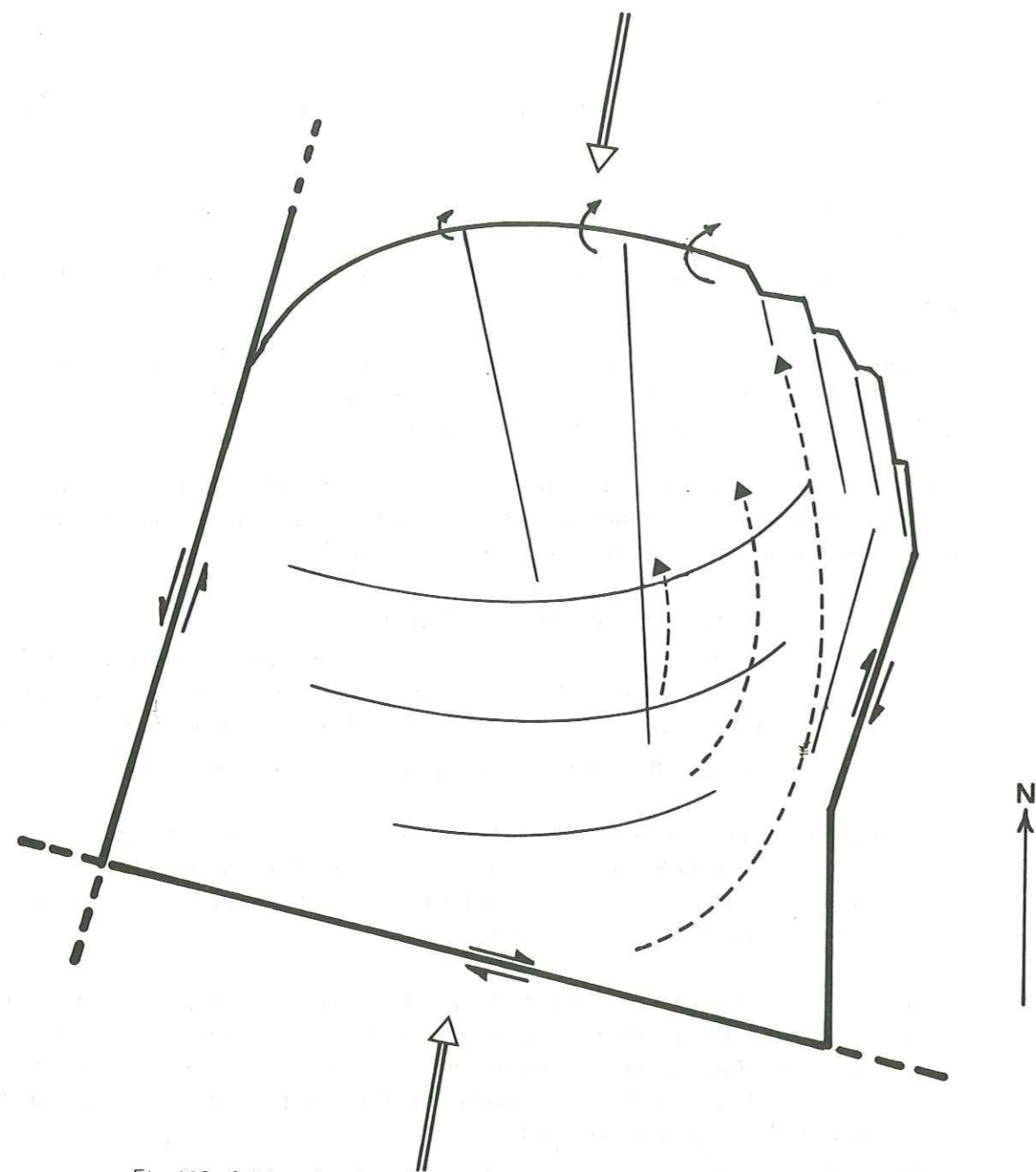


Fig. 103 : Schéma des contraintes et des mouvements dans le Plateau de l'Azerbaïdjan.

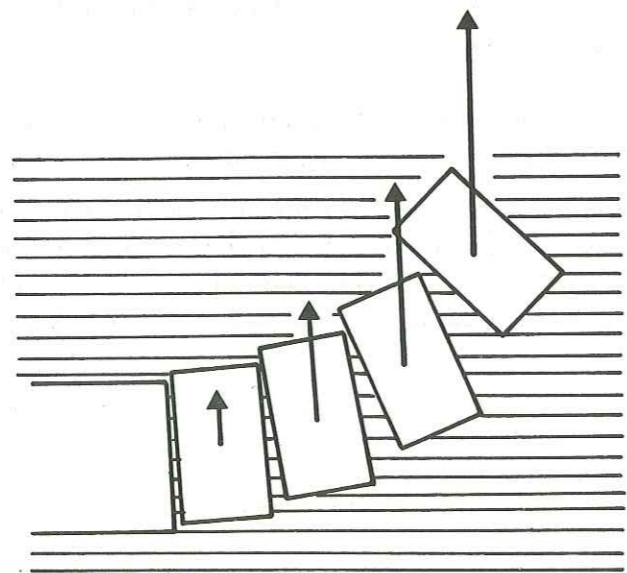


Fig. 104 : Schéma montrant le rebroussement des structures par mouvement différentiel.

Le coulisage dextre de l'accident Soltanieh-Tabriz implique d'autre part un mouvement de rotation du plateau, dans sa progression en direction du NNE.

Cette rotation peut expliquer, en partie, le rebroussement des structures, vers le Nord, de toute la zone orientale du plateau. Les parties externes sont entraînées par un mouvement plus rapide que les parties internes. Ce mouvement différentiel, détache donc une série de blocs. (Fig. 104).

La translation en direction du NE de chacun de ces blocs est d'autant moins importante, que l'on s'éloigne de la zone bordière orientale vers les zones les plus centrales du plateau. (Fig. 104).

Ce modèle, bien que très schématique, permet d'expliquer les différentes structures rencontrées en Azerbaïdjan Oriental, en particulier :

- les structures externes au plateau :
  - Arc secondaire de l'Elbourz.
  - Direction N-S des chaînons du Talesh
  - Hiatus entre l'Arc secondaire de l'Elbourz et les chaînons de l'Araxe moyen.
- Les structures internes du plateau :
  - Horsts de valeur décroissante vers le Sud;
  - Rebroussement des structures dans les parties orientales du « mini craton Azéri ».
  - Tendence au chevauchement dans la zone de l'affrontement Plateau Azéri → chaînons plissés.

*Remarque : Ce modèle reste à vérifier sur de nombreux points et ne doit être considéré que comme une hypothèse de travail, plus ou moins complémentaire du schéma de la mosaïque de micro plaques tectoniques de Mac Kenzie (1972).*

DEUXIEME PARTIE :

LE SABALAN, VOLCAN PLIO-QUATERNAIRE.

sciences BIUS lettres  
JUSSIEU  
CADIST

## INTRODUCTION

Sur le Horst le plus important, individualisé durant l'Oligocène, se met en place l'édifice volcanique de type central, le Sabalan.

Au cours de son édification, des phénomènes volcano-tectoniques importants ont affecté les structures, déterminant l'effondrement d'une grande caldéra.

De ce fait, deux groupes de séries ont été distingués :

- Les séries anté-Caldéra (Vieux Sabalan);
- Les séries post-caldéra (Nouveau Sabalan).

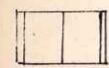
Celles-ci seront décrites en deux chapitres séparés.

Les phénomènes volcano-tectoniques seront traités après les descriptions des séries volcaniques.

L'étude géochimique sera faite ensuite.

LES SERIES  
ANTE-CALDERA

Légende:



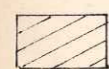
Séries anté-caldera  
indifférenciées



Série andésitique de base  
SA1



Série andésitique inférieure  
SA2



Série trachyandésitique  
moyenne SA3

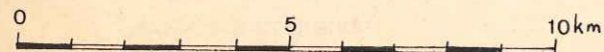


Série trachyandésitique  
supérieure SA4



Série dacitique  
terminale SD5

Lignes de crête



N



## I - LES FORMATIONS ANTE-CALDERA

### 1. LA SERIE ANDESITIQUE DE BASE (SA 1) (Série de Balujeh).

#### 1.1. Environnement géologique :

Cette série n'affleure que sur le versant Nord du Sabalan, dans un espace très réduit au Sud de Meshkin-Shahr et du village de Balujeh. (Fig. 105).

Toutes les laves émises lors des différentes phases d'activité du Sabalan sont caractérisées par une texture porphyrique à abondants phénocristaux de plagioclase.

Le mauvaise qualité des affleurements d'une part, (altération et faible étendue) et leur recouvrement par les séries volcaniques postérieures d'autre part, rendent difficile toute étude volcanologique de ce secteur.

D'une manière générale, seuls quelques lits de torrents ayant entaillé les formations supérieures nous ont permis d'avoir une vue partielle de ces coulées.

Bien que les zones étudiées ne soient en fait que des terminaisons d'épanchements qui devaient s'enraciner beaucoup plus au Sud à la limite du Tovuz et du Sabalan, nous pouvons affirmer que le versant Est de la vallée de Meyur et le flanc Ouest de la Kuh-e-Qareh Gol constituent les limites extrêmes de cette formation.

#### 1.2. Caractères volcanologiques :

Les laves sont compactes, massives et très diaclasées. La tectonique postérieure à la mise en place a provoqué de nombreuses failles déterminant ainsi des zones de faiblesse où les phénomènes d'altération se sont concentrés. La roche a subi une kaolinisation déjà très avancée, qui s'est propagée suivant les plans de diaclases. Les eaux météoriques ayant drainé ces zones d'altération ont pu, par entraînement gravitaire former dans les cavités des «gîtes à minéraux lourds». C'est ainsi que nous avons observé des concentrations de pyroxènes en baguettes, à allure d'augite aegyrinique.

Les coulées ont une puissance visible de 5 mètres environ, la base de cette formation n'ayant jamais pu être observée correctement.

D'après le peu d'informations fournies par l'étude des affleurements, l'observation de la partie supérieure des coulées nous fait penser à des coulées du type Aa.

Nous trouvons ainsi des blocs arrondis, de même nature que la roche massive, englobés dans une matrice formée de sable et graviers résultant de l'abrasion des blocs par frottements réciproques lors de la mise en place (attrition).

Les vides qui n'ont pas été comblés par ces «débris indigènes» ont été ultérieurement remplis par des produits «allogènes» qui peuvent être, soit des projections venant d'éruptions postérieures, soit des matériaux de décomposition (argiles). Cette zone supérieure affecte souvent une couleur rougeâtre caractéristique des cheires et due à une oxydation plus poussée du fer, la surface de contact avec l'air étant beaucoup plus grande.



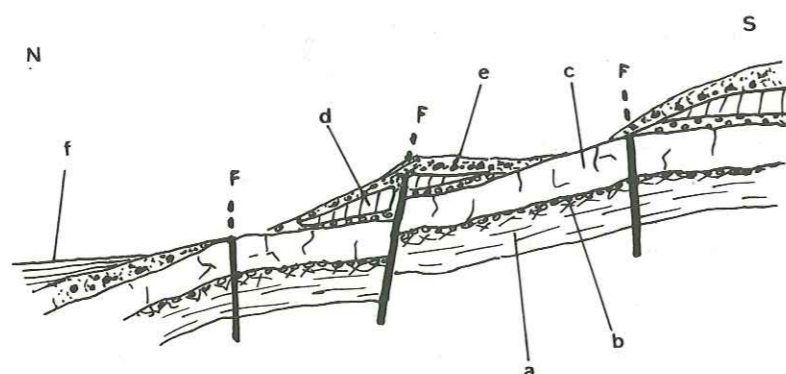


Fig. 105 : Coupe au Sud de Balujeh

- a. coulée de SA1
- b. brèche d'altération et sous coulée
- c. coulée de SA4
- d. coulée de SD5
- e. pyroclastites (épisode explosif de Qotur Suyu)
- f. épandages de la plaine de Meshkin-Shahr.

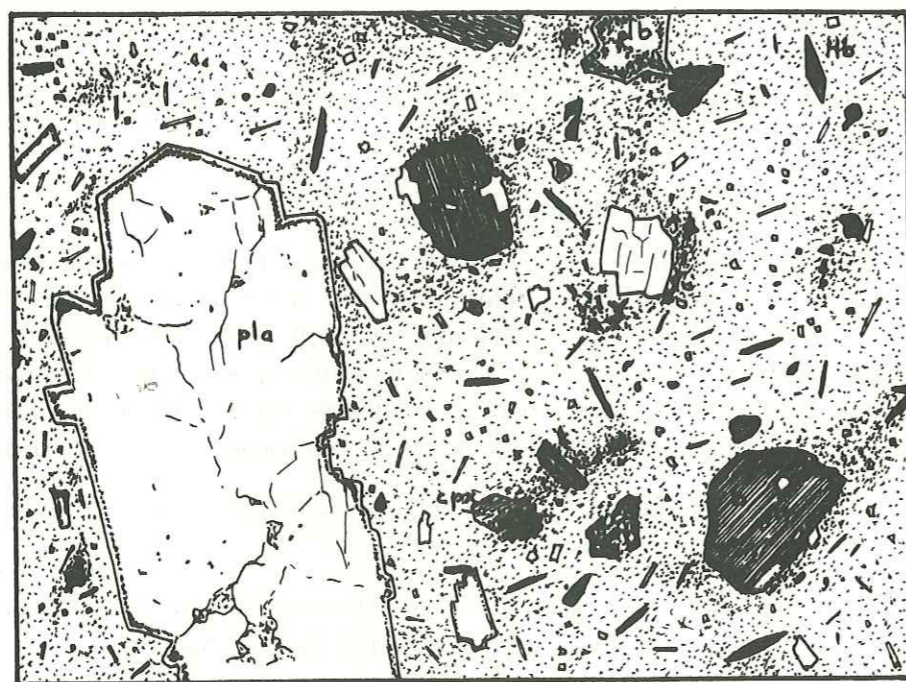


Fig. 106 : Latite andésite de la série SA1

- pla : plagioclase acide
- plb : " basique
- Cpx : pyroxène
- Hb : amphibole
- b : Biotite

### 1.3. Etude pétrographique.

Lorsqu'elles sont fraîches, ces laves sont sombres et à texture porphyrique nette. Les phénocristaux sont surtout représentés par le feldspath, qui est très abondant. La taille moyenne de ces cristaux est d'environ 4 à 5 mm, mais certains individus peuvent atteindre et même dépasser 1 cm.

Comme minéraux foncés, nous pouvons distinguer le pyroxène et la biotite, celle-ci, peu fréquente, est de taille assez réduite, (1 à 3 mm.).

Les cristaux baignent dans une pâte gris-verdâtre, qui lors de la cassure se débite en «granules» dont les faces, qui ne dépassent pas 1 cm de côté, sont souvent recouvertes d'une mince pellicule plus sombre, et même brunâtre.

#### 1.3.1. Les phénocristaux (48 % - 55 %)

**A - Plagioclases (28 % - 35 %) :** (Fig. 106).

Les gros individus sont rares. Différentes mesures de basicité ainsi que certaines formes d'inclusions nous ont permis de diviser ces plagioclases en 2 catégories; cette distinction sera utilisée par la suite lors de l'étude de toutes les séries du Sabalan.

##### *Plagioclases basiques :*

Les cristaux sont bien développés mais leur taille reste moyenne. Ils représentent environ 20 % du total des phénocristaux de plagioclase.

Souvent ces cristaux sont brisés en petits morceaux tabulaires et nous pouvons facilement suivre l'évolution, cassure - éparpillement, au sein d'une même lame mince. Il semble que ceci soit dû à des mouvements brusques du magma.

Comme les gros individus, dont ils dérivent, les petits fragments tabulaires possèdent une frange externe fine à contour plus ou moins flou. Cette frange serait la conséquence d'une déstabilisation du plagioclase calcique au sein d'un magma devenu brusquement plus acide. Ce phénomène peut être lié à une remontée brutale du magma ou à un rapport de magma plus acide. (Voir plus loin «Plagioclases des séries supérieures du Sabalan»).

Les mesures optiques donnent un coeur franchement calcique ( $An \sim 70$ ) auquel succède une zone parfois oscillatoire mais dont la teneur en  $An$  varie peu : ( $An 65 - 60$ ).

##### *Plagioclases acides :*

Ils représentent 80 % des plagioclases. C'est parmi ce type de plagioclase que nous rencontrons les plus gros phénocristaux (jusqu'à 5 mm).

Leur forme est souvent celle d'un agrégat de plusieurs cristaux.

Le caractère commun à ces plagioclases est la présence d'une zone externe relativement peu épaisse, plus calcique, généralement criblée d'inclusions vitreuses et d'oxyde, le tout bordé par une frange externe limpide et plus acide.

Le coeur de ces plagioclases a une teneur moyenne de  $An 30$  passant à la périphérie à une zone oscillatoire plus sodique ( $An \simeq 25$ ).

La frange d'inclusions vitreuses serait due à un brusque changement des conditions

physico-chimiques. Ainsi une élévation de température ou un apport de matériel plus calcique peuvent provoquer la déstabilisation du feldspath qui est alors profondément attaqué par le bain.

#### **B - Amphibole (10 %) :**

Elle est présente sous forme de nombreuses baguettes de hornblende basaltique fortement colorée, avec un pléochroïsme brun très intense. La bordure d'altération formée par les oxydes de fer est souvent très importante et peut occuper 1/3 du cristal.

Environ 80 % des cristaux de hornblende ne subsistent plus que sous forme de « fantômes » d'oxydes opaques.

#### **C - Pyroxène (5 %) :**

Nous trouvons exclusivement du clinopyroxène en cristaux dont la taille ne dépasse pas 1 mm. Ils sont bien formés, euhédriques, et pas altérés, rarement brisés. Quelquefois ils peuvent se grouper en agrégats.

La teinte verdâtre en lumière naturelle ainsi que l'angle  $2V = 58^\circ$  font penser à une augite du type salite.

#### **D - Biotite (9 %) :**

Les phénocristaux les plus gros peuvent atteindre 3 mm de long. Ils se présentent en cristaux automorphes dont les teintes de pléochroïsme, allant du jaune clair au brun rouge, nous font penser à une oxybiotite.

Les cristaux possèdent tous une large frange sombre d'oxydes opaques où nous pouvons distinguer ça et là des fragments sains de biotite. Ces fragments ont une extinction commune avec le cœur du phénocristal, ce qui prouverait que cette frange n'est que le résultat d'une déstabilisation poussée sur la périphérie, le fer libéré, est ainsi mobilisé sous forme d'oxydes.

Dans quelques golfes d'altération nous trouvons aussi de l'apatite en cristaux bien formés et de forte taille, ainsi que de rares feldspaths qui, eux aussi, représentent des produits de déstabilisation de la biotite.

#### **1.3.2. La mésostase :**

La pâte est composée principalement d'une association de :

- plagioclases tabulaires de nature probablement clastique.
- plagioclases aciculaires peu nombreux (env. 2 % de la mésostase) et plus sodiques (An 40)
- baguettes de hornblende totalement résorbées en oxydes
- clinopyroxène
- granules de minéraux opaques.

Les microlites ne forment en fait que 20 % de la mésostase qui est franchement vitreuse, donnant ainsi à la roche une texture hyalopilitique.

## **2. SERIE ANDESITIQUE INFÉRIEURE (SA 2)**

(Série de Shah Neshin).

### **2.1. Environnement géologique :**

Cet ensemble affleure dans de bonnes conditions, surtout sur le versant Sud du Vieux Sabalan, dans les pentes dominant Shah Neshin. (fig. 107).

Les coulées formant cette série recouvrent une importante superficie et nous pouvons les observer sur environ 1/3 de la surface totale des formations du Vieux Sabalan.

Le contact avec le substratum a pu souvent être observé. La série repose sur les formations supérieures de l'Eocène (formation des Trapps) et quelquefois sur l'Oligocène acide, où même les basaltes miocènes.

Dans la région de Shah Neshin, la partie inférieure ou terminale des coulées n'a pas été recouverte par les émissions des séries postérieures, et de plus, la haute vallée du Qezel Gol, qui en cet endroit entaille profondément le pédiment, nous permet d'observer, ainsi, la série dans sa quasi totalité.

Nous avons pu distinguer au moins 3 phases d'émissions dans cette série. Ailleurs les coulées manquent et souvent il n'existe qu'un seul terme.

### **2.2. Caractères volcanologiques.**

Un des caractères de cette série est l'extension des coulées. Nous avons pu observer des tronçons de coulées pouvant atteindre 7 km de long, ce qui nous laisse supposer que la longueur totale de certaines d'entre elles devait dépasser 10 km.

La basicité relative de cette série par rapport aux séries antérieures est une des causes principales de la faible épaisseur par rapport à l'extension. Ainsi au Nord de Shah Neshin les coulées dépassent à peine 10 m. d'épaisseur ce qui est faible, bien que la zone étudiée soit proche de l'extrémité des coulées.

Les coulées sont massives, diaclasées et même faillées. Il semble bien que le diaclasage soit surtout dû aux contraintes de cisaillement d'origine tectonique et, non pas à une tendance au mouvement alors que la lave déjà refroidie n'avait plus une viscosité assez grande pour se déformer.

La série débute par des téphras; cet épisode de projections ne s'observe en fait que dans la zone du Boz Dagh et du Kuh-e-Qezel Gol, ce qui semble dénoter la proximité d'un centre éruptif, alors qu'ailleurs les téphras sont très réduits.

Nous observons du bas vers le haut :

- une zone à blocs de 2 à 5 cm, lapillio et sables volcaniques, dont l'épaisseur maximale observée ne dépasse pas 1,50 m. L'absence de tout granoclassement peut nous faire penser à une mise en place brutale et turbulente résultant d'une phase explosive avec projections aériennes de cendres et de blocs;
- une zone de faible épaisseur (env. 20 cm) de cendres consolidées et qui serait le résultat du dépôt tardif des plus fins fragments projetés à grande hauteur lors des explosions.

A cet ensemble de projections font suite les coulées, proprement dites. Le contact se fait par une brèche de base monogénique, à éléments arrondis et pouvant atteindre 1 m. La taille moyenne des blocs se situant aux environs de 30 cm.

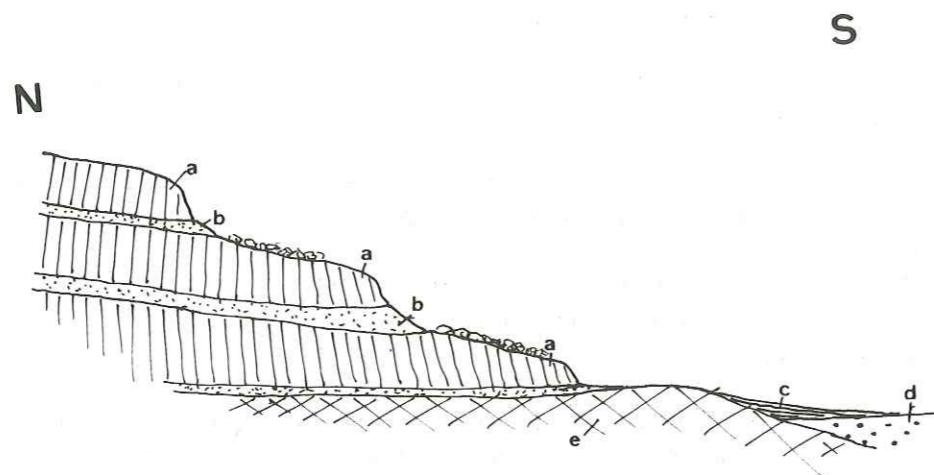


Fig. 107 : Coupe au Nord de Shahneshin

- a. coulées de SA2
- b. brèches et tufs de base
- c. cendres et lapilli plus ou moins consolidés
- d. « tufs jaunes » de la plaine de Nir
- e. Ensemble Moyen des Trapps.



Fig. 108 : Surface de coulée (blocs arrondis).

Les coulées sont du type Aa ainsi que le montrent les caractères suivants :

- Présence d'une brèche de base, à blocs arrondis plus ou moins liés par un ciment provenant de l'attrition de ces blocs. Cette brèche est le résultat d'une désagrégation progressive du front de coulée lors de l'avancement. Les produits de démolition sont ensuite recouverts par la coulée proprement dite et forment ainsi un « tapis de roulement ».
- Les coulées sont massives, mais relativement peu épaisses. D'anciens « chenaux d'alimentation » sont encore visibles ('Feeding rivers' de McDonald). Au cours d'une même phase d'émission, les premières laves émises ont pu se figer et le débit n'étant pas suffisant pour permettre le recouvrement des laves déjà solidifiées, il va se former une espèce de chenal assez étroit à la surface même de la coulée, par où s'écoulera la lave en fusion qui alimentera ainsi l'extrémité de la coulée.
- Les surfaces de coulées présentent une surface chaotique typique des coulées Aa. Elles consistent en un enchevêtrement de blocs aux formes actuellement arrondies dont l'enveloppe initialement rugueuse a été détruite par l'érosion, du fait de sa faible résistance. La taille de certains blocs peut dépasser 2 m. de diamètre, mais de manière générale elle se situe aux environs de 50 cm. (Fig. 108).

Certains blocs arrondis et brisés montrent une structure à peu près concentrique semblable à celle des « bombes en roulement » (Accretionary lava balls). Des blocs entraînés à la surface non consolidée de la lave auraient par roulement accru leur taille comme le feraient des boules de neige.

Souvent lorsqu'elle n'est pas masquée par des coulées postérieures, la surface chaotique est « gommée » par l'érosion qui a enlevé les blocs et comblé les cavités par des produits de décomposition argileux.

Les intercoulées ne renferment que peu ou pas de téphras. Nous ne trouvons souvent qu'un contact assez flou entre la surface chaotique d'une vieille coulée et la brèche de roulement d'une unité plus récente. Cette zone à refroidissement rapide est souvent soulignée par la couleur rougeâtre qui tranche avec le bleu de la coulée proprement dite.

### 2.3. Etude pétrographique :

Les laves ont une couleur bleuâtre avec quelques passées rougeâtres. La roche présente par endroit des passées bulleuses et son aspect rugueux rappelle celui d'une trachyte.

La texture est porphyrique avec de nombreux feldspaths ne dépassant pas 5 mm de long. Nous observons aussi de la biotite plus rare et quelques pyroxènes de petite taille (< 1 mm).

#### 2.3.1. Les Phénocristaux (41 % - 46 %).

##### A - Plagioclases (20 % - 25 %) :

De même que dans les séries de base SA 1 nous avons pu ici aussi, distinguer deux catégories de plagioclases.

##### Plagioclases basiques :

Beaucoup plus nombreux, ils représentent environ 70 à 75 % des cristaux de plagioclase. Leur taille moyenne est de 3 mm. Ils sont parfois groupés en agrégats que l'on ne peut qualifier du terme de synneusis car la dernière phase de cristallisation, englobant le tout, manque. (Fig. 109).

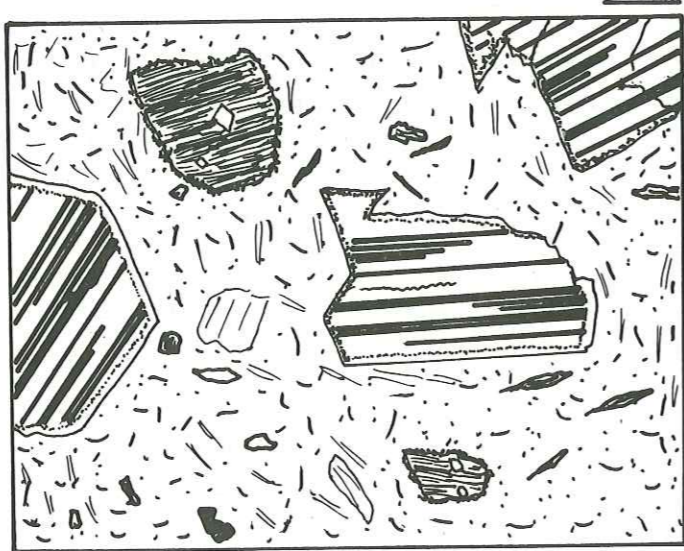


Fig. 109 : Latite andésite de la série SA2

Certains individus dont le nombre va en décroissant si on se déplace vers le sommet de la série, présentent un coeur corrodé dont les vides sont remplis par un plagioclase plus sodique (Patchy - zoning de la littérature anglo-saxonne).

J.A. Vance (1965) parvient à des conclusions voisines de celles de H.S. Yoder en tentant d'expliquer le Patchy-Zoning.

La cristallisation d'un Plagioclase serait suivie par une phase de résorption de ce minéral, due à une chute de pression provoquée par l'ascension du magma appauvri en eau. L'étape suivante verrait la cristallisation d'une auréole plus sodique qui moule les coeurs corrodés.

Les cristaux sont souvent zonés suivant un modèle oscillatoire ou uniforme. Les plus gros cristaux possèdent un coeur large de Labrador (An 67) et une auréole extérieure d'andésine calcique (An 53), alors que les individus de taille moyenne sont essentiellement formés d'andésine (An 45 % - 50 %).

Quelquefois, nous pouvons observer au coeur de la zone externe à extinction oscillante, une fine frange d'inclusions peu abondantes qui sont des facules vitreuses assombries par des particules opaques et soulignant les zones de basicité.

Certains individus possèdent une frange externe sodique formée de fines intercroissantes d'oligoclase An 25 fermant une enveloppe continue très fine.

#### *Les Plagioclases acides :*

Ils représentent une très faible fraction des cristaux de plagioclase (environ 20 %).

Ce sont des cristaux de grande taille, euhédriques et possédant tous, une auréole de fusion partielle entourant tout le cristal. Elle est constituée de minuscules fragments arrondis de feldspath englobés par le verre, qui se ramifie dans toute l'auréole, donnant ainsi une structure spongieuse (ou finger print). Cette auréole est suivie d'une frange externe limpide plus sodique.

La composition de ces plagioclases est aux environs de An 31 pour le coeur et An 27 pour la périphérie.

#### *B - Amphibole (11 % à 15 %).*

C'est une hornblende basaltique. La résorption magmatique est forte : 30 % des cristaux sont identifiables. Le reste n'apparaît plus qu'à l'état de fantômes.

Ce n'est que dans les microlites, que l'on peut trouver des petits cristaux presque «sains».

#### *C - Pyroxène (5 % à 3 %).*

Cristaux automorphes de petite taille. Pas d'altération. Il semble que l'on soit en présence d'une augite à tendance salitique.

#### *D - Biotite (13 %).*

Dans ce type de roche la biotite est très peu altérée. Elle apparaît sous forme de plages automorphes semblant résulter du fractionnement de cristaux préexistants, beaucoup plus gros. Nous avons pu constater la présence d'oxydes opaques mais leur importance est très faible.

Les cristaux renferment aussi des golfes de corrosion et quelques cristaux de plagioclase et d'apatite secondaire. Les termes les plus bas de la série ont une biotite beaucoup plus altérée.

A côté de ces cristaux presque sains, nous trouvons assez rarement des cristaux qui eux ont subi une résorption magmatique très poussée et qui ne subsistent plus que sous forme de fantômes. Il semblerait que ce type de cristaux beaucoup plus altérés ne soient pas contemporains des cristaux habituellement rencontrés dans ces roches.

### 2.3.2. La mésostase.

La pâte est microlitique avec une phase vitreuse pouvant être importante. On y reconnaît :

- des microlites de plagioclases en forme de baguettes souvent orientées induisant ainsi une structure fluidale. Leur petite taille interdit toute mesure de basicité.
- Des petits cristaux tabulaires de plagio assez rares et qui sont de même nature que les phénocristaux acides.
- De minuscules cristaux automorphes de hornblende peu altérée.
- de rares pyroxènes.
- D'abondants minéraux opaques.

La pâte est souvent opacifiée par des oxydes de fer, ces derniers sont responsables de la couleur généralement rougeâtre à l'œil nu.

## 3. SERIE TRACHYANDESITIQUE MOYENNE SA 3.

(Série du Boz Dagh).

### 3.1. Environnement géologique.

Cette série est de loin la plus importante, au point de vue volume. Elle couvre environ 50 % de la surface totale occupée par les formations anté-caldera. (Fig. 111)

Les meilleurs affleurements se situent dans les quadrans Sud et Est du Sabalan, là où ces coulées n'ont pas été recouvertes par des épanchements postérieurs. De plus, c'est dans ces zones que la tectonique postérieure à la mise en place des coulées a été moins intense, nous permettant ainsi d'observer des coulées quasiment intactes.

L'épisode volcanique ayant eu pour conséquence la mise en place de cette série, a suivi de près celle des séries antérieures (série de Shah-Neshin SA 2). Ceci est confirmé par la faible épaisseur du contact qui est dépourvu de paléosol, ainsi que par l'aspect frais de la partie supérieure des coulées de SA 2.

L'ensemble de cette série a un volume d'environ 40 km<sup>3</sup>, il représente la période d'activité maximale. Les épanchements postérieurs vont décroître en volume pour ne plus représenter que des épisodes inférieurs à 8 km<sup>3</sup>, comme pour les formations Post-caldera.

Du fait de leur grande étendue, les coulées ont débordé les formations antérieures pour reposer directement sur le substratum par l'intermédiaire de formations pyroclastiques plus ou moins importantes, suivant la proximité des centres éruptifs.

Les coulées formant cette série sont très nombreuses, ainsi en certains points (vallée tectonique du Qezel Gol), il nous a été possible de dénombrer jusqu'à 8 coulées successives.

### 3.2. Etude volcanologique.

Certains tronçons de coulées, parmi les plus longs, peuvent dépasser 14 km, ce qui devait représenter une longueur réelle d'environ 20 km pour les plus étendues.

Les laves sont massives, mais souvent diaclasées et lorsque les débris qui masquaient la coulée ont été décapés, nous observons toujours un diaclasse, qui détermine le plus souvent un débit prismatique grossier. Dans certains cas la prismatique peut être beaucoup plus régulière et donner des colonnades presque parfaites. (Fig. 110).

Tous les affleurements montrent à un degré plus ou moins fort, un litage parallèle à la surface, qui délimite des bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur. Ceci est dû à un écoulement laminaire : la partie supérieure de la coulée se déplaçant plus rapidement que la partie inférieure, qui est ralentie par frottement avec le sol.

La puissance moyenne des coulées est d'une dizaine de mètres pour n'atteindre que 3 à 5 m en bout de coulée.

Même dans le cas où les coulées reposent directement sur le substratum, les téphras sont rares et à l'exception d'un paléosol rougeâtre plus ou moins recuit, le passage à la coulée proprement dite est brutal, sans brèche de base.

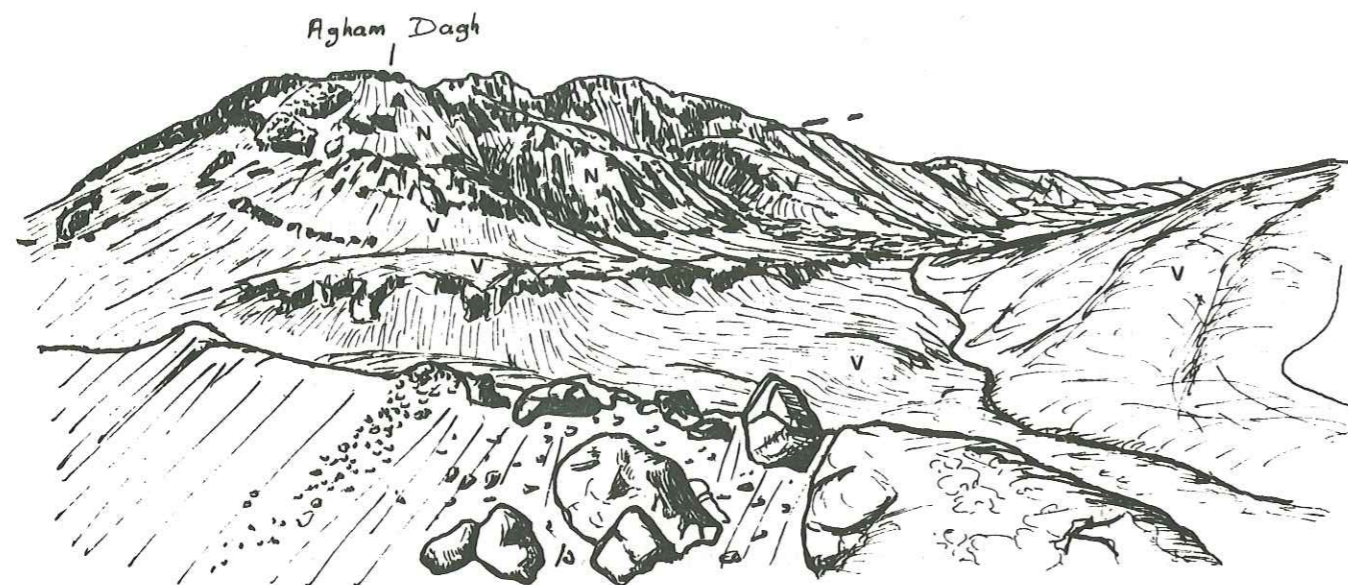


Fig. 110 : Sommet des coulées de SA3 au pied de l'Agham Dagh.  
 V. coulées anté-caldéra SA3  
 N. formations post caldéra

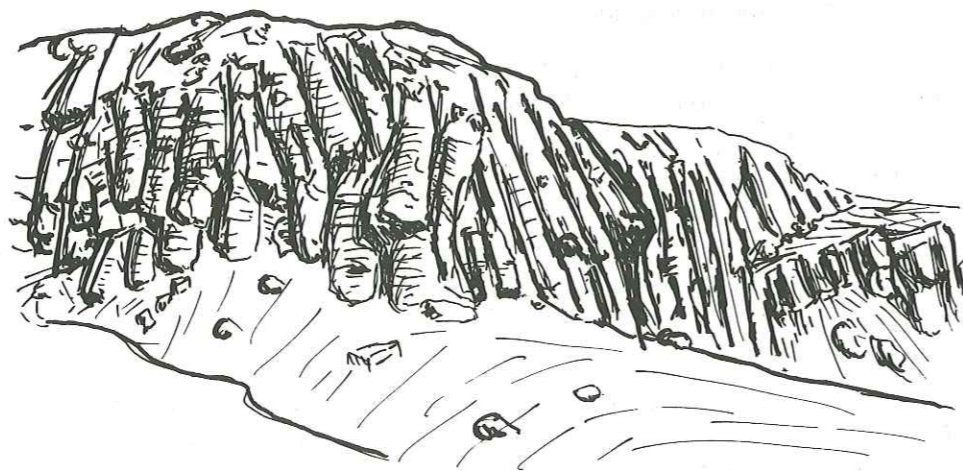


Fig. 111 : Prismation grossière dans la région du Boz Dagh

Ces coulées sont aussi du type «Aa». L'érosion ayant le plus souvent décapé la partie supérieure scoriacée, il est assez difficile de trouver des affleurements intacts. La faible pente de l'ensemble n'a permis le transport des produits d'altération et de décomposition, c'est ainsi que des sols ont pu se former et servir de support à une maigre végétation.

### 3.3. Etude pétrographique :

Ces laves se présentent souvent sous l'aspect de roches à patine jaune à brunâtre. La cassure est bleuâtre à gris-clair avec quelquefois des passées rouges soulignant l'écoulement laminaire.

La structure, comme dans les types pétrographiques précédents, est nettement porphyrique avec de gros feldspaths pouvant atteindre 2 cm et groupés en agrégats. Le pyroxène est aussi présent avec la biotite, mais tous deux sont de petite taille.

La cassure donne un débit en granules, comme nous l'avons déjà mentionné dans le cas de la série de base SA 1.

#### 3.3.1. Les phénocristaux (35 à 40 %).

A - *Plagioclases* (15 à 25 %). (Fig. 112).

##### *Plagioclases basiques :*

Ils représentent 70 à 75 % des plagioclases et sont souvent zonés suivant un mode oscillatoire et uniforme (environ 25 % des plagioclases basiques).

Certains grands individus sont brisés suivant leurs plans de clivage et montrent un halo de petits cristaux résultant de cette fracturation et non de cristallisations postérieures.

Le coeur est assez basique, les mesures optiques donnent An 65-70 et même quelquefois plus dans de rares cristaux. Ces cristaux à coeur très calcique ont subi une intense corrosion sous l'influence d'un milieu externe plus acide, nous retrouvons ici le phénomène de «Patchy zoning». Cependant, en règle générale, au coeur basique fait suite une auréole plus sodique (An 55-45) bien développée à zonage uniforme. La fine frange externe plus sodique est toujours présente.

##### *Les plagioclases acides :*

Ils sont de forte taille et possèdent tous un coeur très large (An 25-30) auquel fait suite une zone à «Finger print» bordée de la frange externe plus calcique.

Certains individus sont particulièrement chargés en fines inclusions vitreuses (Dust inclusion) particulièrement le long des cassures.

B - *Amphibole* (5 %).

Il s'agit d'oxyhornblende en prismes automorphes. Les cristaux non altérés sont rares et elle est le plus souvent réduite à l'état de fantômes.

C - *Pyroxène* (3 %) :

Les cristaux sont souvent de petites tailles (environ 1 mm). Seuls, les plus petits individus sont entiers et bien formés, les plus grands sont souvent brisés et creusés en golfes d'érosion qui peuvent parfois enfermer des opaques ou plus rarement des plagioclases.

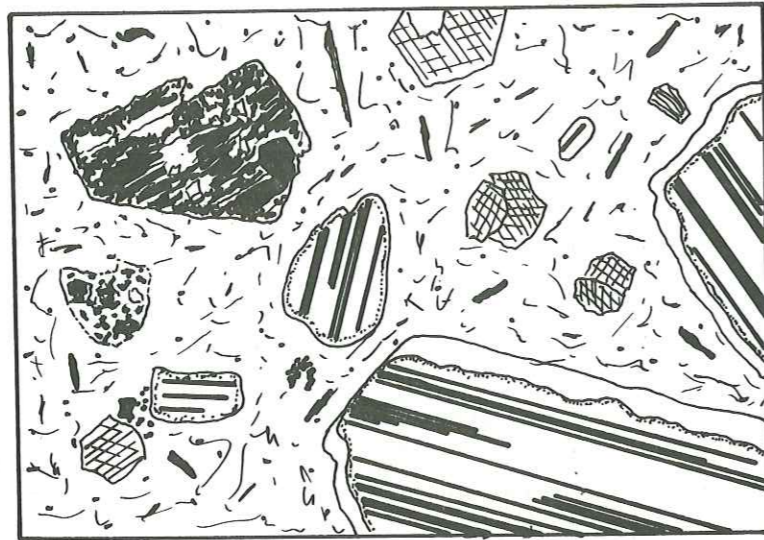


Fig. 112 : Latite andésite - Structure d'ensemble

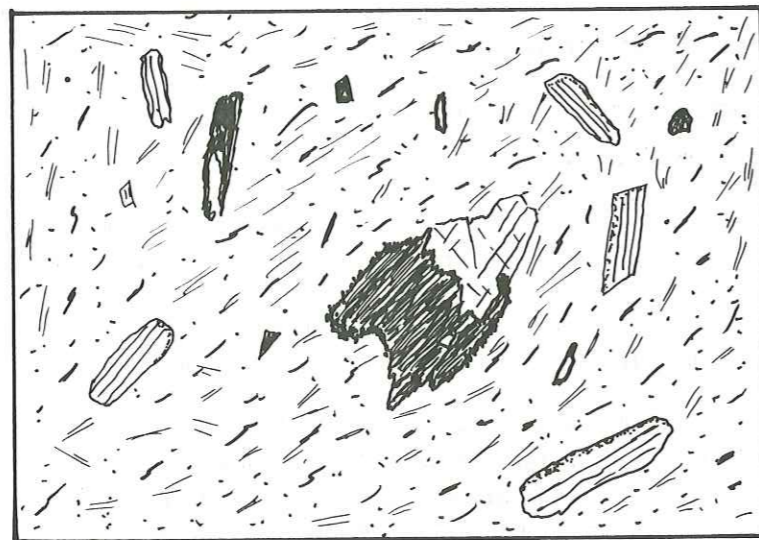


Fig. 113a : association biotite pyroxène.



Fig. 113 b : Altération des biotites dans les termes inférieurs de la série.

La macle  $h_1$  suivant (100) est souvent visible. Les cristaux ne sont pas zonés.

Les teintes anormales de biréfringence seraient dues à des teneurs en Na élevées, donnant ainsi une augite à tendance aegyrinique ce qu'on confirme les mesures aux rayons X.

Nous pouvons, souvent, observer l'association clinopyroxène-biotite. La biotite serait un produit d'altération des pyroxènes. A la suite de variation, à l'intérieur du magma, le pyroxène serait devenu instable au profit des minéraux plus tardifs comme la biotite qui aurait ainsi cristallisé aux dépens du pyroxène. Toutefois, cette biotite a elle aussi subi une altération magmatique, car dans la plupart des cas elle a été transformée en opaques et ne subsiste que sous forme de vestiges.

#### D - Biotite (4 %) :

Automorphe, en plages de grande taille, pouvant dépasser 4 mm, elle est souvent fortement corrodée par la résorption magmatique. L'altération atteint environ 80 % du cristal et la biotite n'apparaît plus alors que sous forme de particules à extinction commune englobées dans une matrice de plagioclases, d'apatite et de minéraux opaques. Le tout conservant la forme originelle du cristal.

La résorption s'atténue progressivement vers le sommet de la série.

#### 3.3.2. La mésostase :

La pâte est finement microlitique, la phase vitreuse est moins importante que dans les séries précédentes.

Nous y trouvons :

- des microlites de plagioclase orientés en une structure fluidale nette. Nous rencontrons aussi quelques prismes tabulaires à fine frange d'altération semblable à celle des plagioclases basiques;
- de minuscules cristaux de pyroxène supposés de même nature que les phénocristaux;
- des petits cristaux automorphes de hornblende entièrement résorbés;
- quelques rares baguettes automorphes d'apatite;
- d'abondants granules de minéraux opaques dans lesquels la magnétite en grains octaédriques est souvent reconnaissable.

Le verre est parfois sillonné de figures de retrait.

Au faible grossissement, l'orientation des microlites semble délimiter des zones où le verre aurait une composition plus basique; d'ailleurs dans ces zones la teneur en opaques est toujours beaucoup plus forte.

Ces poches de verre basique engloberaient certains phénocristaux de plagioclases et les biotites fortement résorbées.

Nous nous trouverions donc en présence de «granules» formés de cristaux englobés dans une matrice de verre basique qui pourrait s'expliquer par le mélange imparfait d'un magma basique avec un magma acide.

#### 4. SERIE TRACHYANDESITIQUE SUPERIEURE SA4.

(Série du plateau de Tovuz).

##### 4.1. Environnement géologique.

Nous sommes ici en présence de coulées plus acides, ce qui se traduit, au point de vue topographique, par une réduction de l'extension des coulées.

Cette série n'a pu être observée que sur les versants Nord et <sup>Ouest</sup> du Sabalan.

Ainsi dans la région de Balujeh vient-elle directement en contact avec la formation basaltique beaucoup plus ancienne.

Sur les flancs <sup>Ouest</sup> vers la vallée de Meyur ces coulées reposent, soit sur des ramifications extrêmes de la série du Boz Dagh, soit directement sur des formations pyroclastiques issues des phases volcaniques explosives antérieures aux phases contemporaines; ces téphras reposent directement sur le substratum représenté en cet endroit, soit par les vulcanites éocènes, soit par les latite-andésites miocènes.

Nous avons pu aussi distinguer quelques rares coulées sur le versant Sud (à l'Est du Boz Dagh), mais il s'agit là d'éléments isolés de faible importance.

##### 4.2. Caractères volcanologiques.

Les coulées sont courtes (la longueur maximale que nous avons pu calculer ne dépasse pas 10 km) et beaucoup plus épaisses, certaines pouvant atteindre 30 m d'épaisseur.

Une acidité croissante de la lave ainsi que la température d'émission plus faible sont à l'origine d'une plus grande viscosité qui ainsi ralentit l'écoulement.

Nous observons ainsi un passage progressif de la coulée étendue de type Aa à la coulée plus trapue du type lave en blocs (block-lava), parallèlement à l'acidification croissante des laves émises.

Un caractère de cette série est la présence de téphras, blocs et brèches de type vulcanien à la base de la série. Souvent ces zones bréchiques sont surmontées par des épisodes moins épais, finement cendrés et renfermant quelques lapilli le tout disposé suivant un litage horizontal (fig. 114). Ceci évoque donc un volcanisme plus explosif : les brèches sont monogéniques, non classées et hétérométriques; elles renferment rarement des passées de lave franche. Les éléments sont en général peu arrondis, non vacuolaires et parfois vitreux, leur diamètre oscille de quelques centimètres jusqu'à 3 ou 4 m. dans les cas extrêmes.

Le ciment peut être abondant; il est formé de cristaux et de laves de même nature pétrographique que les fragments. Il est possible de mettre en évidence une relation inversement proportionnelle entre la grosseur des éléments et l'abondance du ciment.

Ces brèches peuvent être interprétées comme le résultat de phases explosives avec projections aériennes de cendres et de blocs (nuées ardentes).

Les coulées sont massives et présentent un «débit en dalles» à leur surface. La lave solidifiée sur une faible épaisseur sous l'effet du mouvement des zones internes encore liquides a été brisée en plaques pouvant dépasser 1 m<sup>2</sup>.

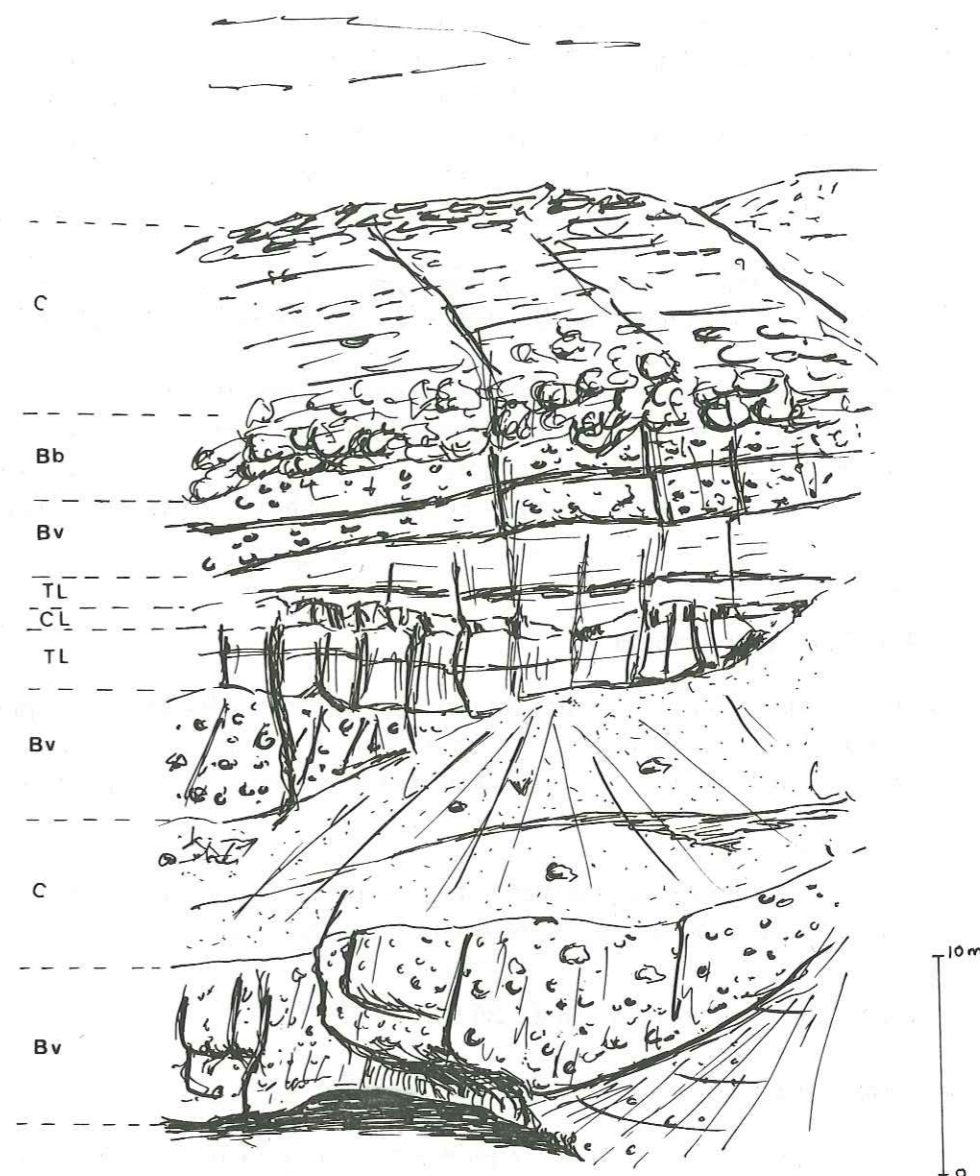


Fig. 114 : Coupe sous les séries SA4 dans la vallée de Meyur

Bv : brèche volcanienne  
 c : cendre  
 TL : tufs à lapilli  
 CL : cinérites  
 Bb : brèche de base  
 C : coulée de SA4.



Ainsi la surface de la coulée apparaît-elle comme un enchevêtrement de cartes à jouer.

Le phénomène, du point de vue génétique, représente donc un intermédiaire vers le stade «lave en blocs» où le refroidissement plus vitreux ayant affecté une plus grande épaisseur, le morcellement de la «croûte supérieure» donnera des blocs isométriques à arêtes vives.

Certaines coulées terminales, donc plus acides, présentent nettement une tendance au type «lave en blocs». L'érosion a décapé la couverture de débris mais la persistance de certains blocs anguleux à facettes lisses et cassure conchoïdale sont typiques de telles coulées. De plus à une plus grande échelle, la surface de la coulée est parsemée de monticules et de dépressions dessinant des crêtes en forme de vagues disposées perpendiculairement au sens de l'écoulement, la concavité dirigée vers l'aval.

Ces «vagues» semblent être dues à des irrégularités lors de l'émission de la lave. Un tel phénomène peut être considéré comme typique de lave visqueuse du genre «laves en blocs».

En effet, dans un milieu plus fluide les crêtes se seraient effacées sous leur propre poids ou se seraient étirées jusqu'à former des stries parallèles à l'écoulement ou à l'extrême limite on assisterait à la formation d'un chenal central d'alimentation. Seule, une grande viscosité peut permettre la conservation de telles crêtes, car l'écoulement est plus lent et les différences de vitesse entre le centre et les bords plus faibles.

#### 4.3. Etude pétrographique :

Ces roches sont peu porphyriques par rapport aux séries précédentes. Les phénocristaux sont de taille plus réduite et plus constante aussi. Ils sont constitués essentiellement par des plagioclases, le pyroxène est aussi facilement discernable et assez souvent il se groupe en agrégats de plusieurs cristaux.

La couleur d'ensemble est généralement rougeâtre plus rarement bleuâtre, mais dans ce cas, elle est plus claire que dans les séries précédentes. La cassure grossière est typique d'une trachyte.

##### 4.3.1. Les phénocristaux (38 % - 25 %).

##### A - Plagioclases (27 % - 18 %).

Un des caractères frappants de cette série, est l'uniformité de taille des plagioclases. En effet, ceux-ci sont relativement petits par rapport aux séries antérieures; leur taille moyenne variant autour de 4 mm.

Nous retrouvons toujours deux types de plagioclases :

##### Plagioclases basiques :

Toujours plus nombreux, ils représentent environ 65 % du total des plagioclases. La zonation est oscillatoire et continue. Des mesures de basicité, nous ont donné An 61-62 pour le coeur et An 45 pour la périphérie. Souvent dans les petits cristaux, la composition moyenne ne dépasse pas celle d'une andésine. Nous pouvons donc constater un affaiblissement de la teneur en anorthite, si nous la comparons avec celles des séries précédentes.

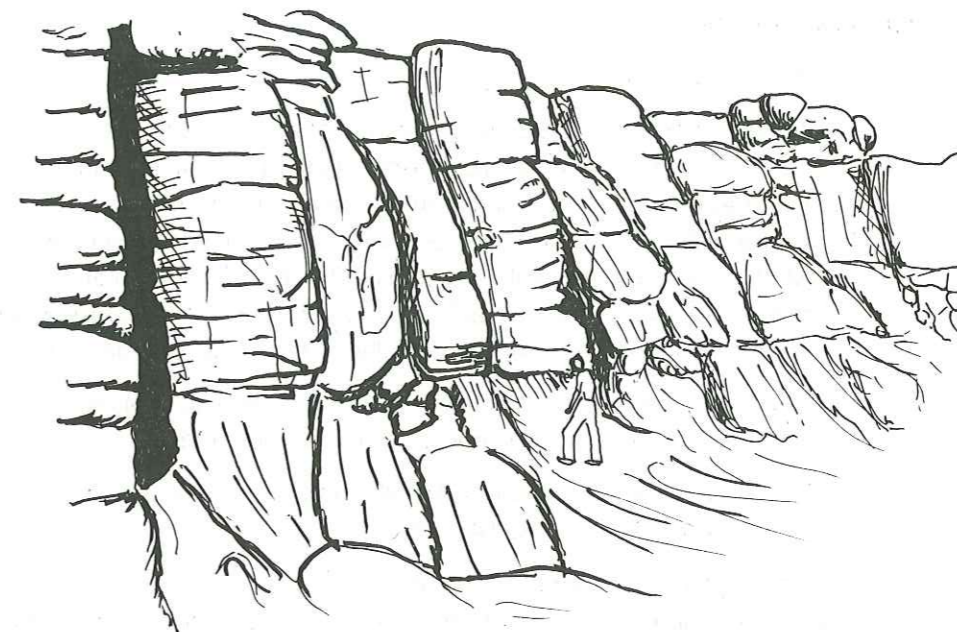


Fig. 115 : Prismation dans SA3 (Boz Dagh)

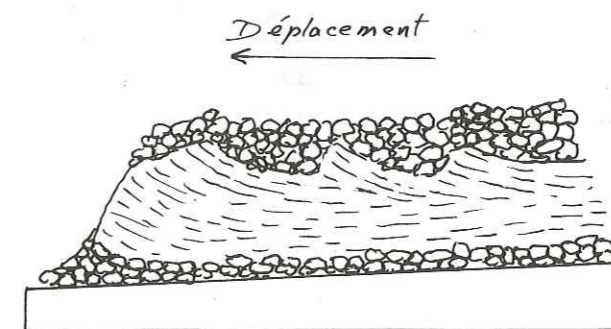


Fig. 116 : Représentation schématique d'une coulée de «lave en blocs» d'après Mac Donald 1972 (observer le litage)

Les cristaux sont automorphes mais brisés, en effet les 9/10 du plagioclase basique apparaît sous forme de débris dans lesquels les anciens contours du cristal original sont difficilement visibles.

La taille de ces débris va progressivement en diminuant et en partie non négligeable forme ainsi une fraction importante des microlites de la mésostase.

#### Plagioclases acides :

35 % des plagioclases.

Ils sont rarement zonés, mais présentent tous une auréole réactionnelle épaisse. Au fort grossissement, nous pouvons distinguer de minuscules fragments arrondis de feldspath englobés par le verre qui se ramifie dans toute l'auréole et peut se prolonger le long de fracture et de zones de faiblesse du cristal. La structure spongieuse en «finger print» est alors nettement visible. Certains individus peuvent ainsi être affectés sur les 2/3 de leur épaisseur. L'importance de cette zone peut donc être facilement considérée comme un caractère essentiel des plagioclases sodiques de cette série.

Des mesures à la microsonde effectuées sur les plagioclases nous ont permis de déterminer avec précision la composition chimique en divers points du cristal.

Ainsi à un coeur d'andésine (An 20) très sodique proche de l'oligoclase, fait suite une zone externe d'oligoclase (An 26).

Ceci est en accord avec les mesures optiques faites sur tous les plagioclases acides des séries du vieux Sabalan qui ont pour caractère commun une faible variation de la teneur An du coeur vers la périphérie.

	8 (coeur)		9 (périphérie)	
SiO <sub>2</sub>	59,84		62,34	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,24		22,47	
fer en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	Or = 3,60	0,40	Or = 4,93
MnO	---	Ab = 70,08	---	Ab = 67,04
MgO	0,04	An = 26,32	0,05	An = 28,03
CaO	4,66		4,37	
NaO	7,58		7,26	
K <sub>2</sub> O	1,13		1,32	
TiO <sub>2</sub>	---		---	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	---		---	
Total :	96,89		98,27	
	An = 28		An = 26	

#### B - Amphibole (2 %) :

Elle est assez rare, nous rencontrons toujours les prismes automorphes d'hornblende brune presque complètement masqués par les opaques. Les cristaux sains sont rares ce qui rend toute étude difficile.

#### C - Pyroxène (4 %) :

Les cristaux automorphes (2 à 0,5 mm), faiblement colorés, où les deux clivages m (110) suborthogonaux ainsi que la macle h<sub>1</sub> sont nettement visibles. Les individus ne sont pas brisés mais ne présentent pas de structure zonée.

#### ANALYSE A LA MICROSONDE N° 11

SiO <sub>2</sub>	54,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,71
MnO	0,15
MgO	13,26
CaO	18,74
Na <sub>2</sub> O	0,70
K <sub>2</sub> O	0,19
TiO <sub>2</sub>	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	---
Total : .....	96,37

L'analyse chimique révèle une forte teneur en Ca et a un moindre degré en Al.

Dans le triangle de A. Poldervaart et H.H. Hess (1951) les valeurs Ca 48, Fe 7, Mg 45 définissent ce minéral comme étant une salite.

C'est une augite calcique à affinité alcaline. Ce minéral est caractéristique des laves alcalines.

#### D - Biotite (4 %) :

Les cristaux sont automorphes et quelquefois brisés, les plus gros individus peuvent atteindre 1,5 mm.

Ils présentent tous une large auréole sombre d'opaques alors que le coeur est relativement sain et libre de toute altération magmatique.

La frange externe d'opaques n'atteint que le 1/10<sup>ème</sup> de la biotite.

On peut remarquer ça et là l'association déjà citée : clinopyroxène et biotite. Les cristaux présentent alors un contact net mais contourné avec même quelques invaginations remplies d'opaques. Nous supposons que la biotite est le résultat d'une déstabilisation du clinopyroxène.

Nous avons aussi effectué une analyse à la microsonde : N° 10.

SiO <sub>2</sub>	37,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,64
MnO	---
MgO	14,61
CaO	0,18
Na <sub>2</sub> O	1,08
K <sub>2</sub> O	8,31
TiO <sub>2</sub>	5,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	---
Total : .....	95,08

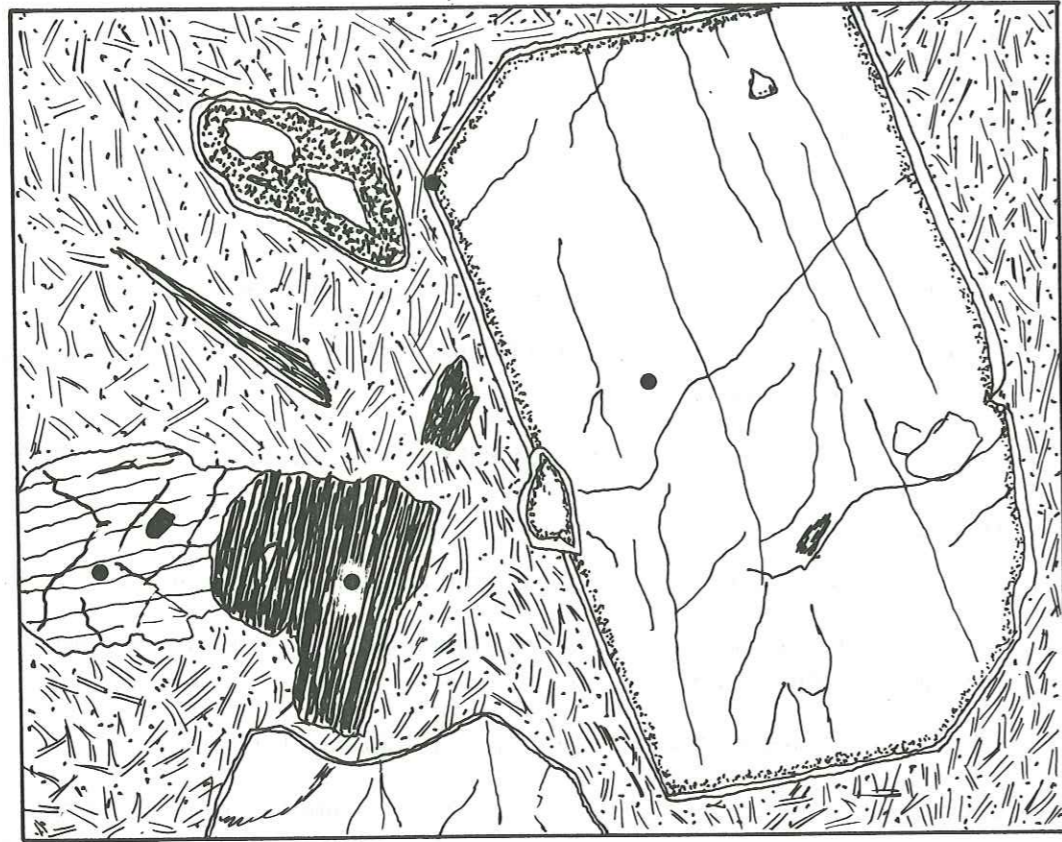


Fig. 117 : Latite-andésite des séries SA4  
Localisation des analyses à la microsonde.

#### 4.3.2. La mésostase :

La pâte est essentiellement microlitique avec une structure fluidale nette, le verre ne constituant que 10 % à 20 % de la mésostase. Il est souvent opacifié par des oxydes de fer.

Nous pouvons observer :

- des microlites de plagioclases acidulaires représentant environ 80 % des microcristaux;
- des petits éclats qui sont les termes ultimes du fractionnement des phénocristaux;
- des baguettes d'opagues, fantômes d'anciens amphiboles;
- des granules opaques de magnétite et d'illménite;
- de l'apatite assez rare en baguettes automorphes.

Il faut aussi noter la présence d'enclaves homogènes contenant des plagioclases, des aiguilles d'apatite ainsi que des cristaux totalement pseudomorphosés par des minéraux opaques dont certains, par leur forme, peuvent rappeler d'anciennes amphiboles.

## 5. SERIE DACITIQUE TERMINALE S.D. 5.

### 5.1. Environnement géologique.

Cette série est la plus réduite dans les formations anté-caldera. Elle n'affleure que sous forme d'une coulée massive couronnant le horst du Tchai' Dagh. Il existe aussi un fragment de cette série à 3 km à l'Est de Balujeh, mais il semble que nous ayons en fait qu'une seule et même coulée, morcelée par la tectonique d'effondrement, liée à la formation de la caldera.

Cette série repose sur la formation trachyandésitique Supérieure SA 4 et constitue l'ultime phase effusive du volcanisme anté-caldera.

### 5.2. Etude volcanologique.

Cet épisode terminal s'est traduit par l'émission d'une seule coulée courte (5 à 6 km), mais très épaisse et dépassant 100 mètres dans la zone centrale.

La lave est massive, nous ne trouvons pas d'évidence de structure fluidale, il existe un diaclasage secondaire dû aux contraintes tectoniques.

La coulée est du type «lave en blocs», le contact avec les séries inférieures est très réduit, et nous ne trouvons parfois que la surface altérée de l'ancienne coulée qui n'a subi qu'une faible cuisson. Les brèches de base sont le plus souvent absentes, la masse qui se mouvait lentement a dû jouer le rôle de «bulldozer», déblayant tous les produits non consolidés se trouvant sur son passage.

Comme nous le verrons par la suite le volcanisme lié à la mise en place des séries post-caldera est caractérisé par une intense activité explosive qui, après avoir «raboté» le sommet du Tchai' Dagh, a ennoyé les reliefs restants sous d'épais niveaux de pyroclastites (vallée de Qotur Soyu).

### 5.3. Etude pétrographique.

Ces laves ont des caractères macroscopiques dénotant une augmentation de l'acidité par rapport aux séries sous-jacentes.

Les phénocristaux sont de petite taille et la fraction vitreuse est réduite. La roche est nettement plus leucocrate, avec une couleur d'ensemble grisâtre, alors que le débit est massif avec une cassure beaucoup plus lisse due à l'uniformité et la petite taille des cristaux.

Nous avons là, une série constituant un type pétrographique franchement distinct.

#### 5.3.1. Les phénocristaux (35 %).

##### A - Plagioclases (21 %) :

Leur taille uniforme est aux environs de 2 mm.

##### Plagioclases basiques :

En cristaux automorphes ils représentent 90 % du total des plagioclases.

Environ 1/3 des individus présente un coeur basique de labrador (An 55) fortement corrodé, dont les golfes sont remplis d'un plagioclase plus acide donnant ainsi une extinction du type «Patchy zoning» comme nous l'avons déjà décrite

lors de l'étude de la série de Shah-Neshin (SA 2).

A ce coeur calcique fait suite une zone externe d'andésine (An 40 - 38) avec un zonage soulignant les zones de basicité. Des inclusions peuvent se disposer en auréole accentuant ainsi le zonage. Ces plagioclases englobent des minéraux opaques et des petits grains de pyroxène.

Le plus souvent les cristaux sont bordés par une mince frange externe plus riche en inclusions vitreuses altérant le cristal et lui donnant ainsi des contours flous, cette altération peut se continuer le long des fractures des cristaux.

##### Plagioclases acides :

Assez rares, ils sont bien maclés. Leur composition est très constante du coeur vers la périphérie, c'est celle d'un oligoclase (An 30 - 32).

La frange de fusion externe du type «Finger Print» est présente, mais peu épaisse, elle n'affecte au maximum qu'1/6<sup>ème</sup> du cristal. Au fort grossissement les inclusions de verre sont d'ailleurs plus petites et nous font plutôt penser à un phénomène de «Dust inclusion».

Ceci nous permet d'affirmer, que dans le magma les variations physiques à l'origine d'un tel phénomène ont été «atténués». La déstabilisation de l'oligoclase n'ayant duré que peu de temps.

##### B - Amphibole (1 %).

Les quelques rares cristaux présents ont subi une résorption magmatique intense, rendant impossible toute détermination optique précise.

##### C - Pyroxène (17 %).

Son abondance est le caractère majeur de cette série. Les propriétés optiques montrent que l'on a affaire à une augite dont la composition est voisine de celle rencontrée dans les séries précédentes.

Les cristaux sont souvent groupés en agrégats de parfois 4 à 5 individus pouvant dépasser 3 à 4 mm.

Ils sont la plupart du temps brisés et parfois même présentent des golfes d'altération remplis de feldspath et d'opaques secondaires.

Les petits cristaux seuls (taille < 0,3 mm), sont entiers et automorphes

##### D - Biotite (3 %).

En plages automorphes complètement pseudomorphosées par un assemblage d'opaques et de plagioclases.

Fait inexistant dans les séries précédentes : tous les cristaux de biotite sont au même stade d'altération, contrairement aux autres séries, où il n'est pas rare de rencontrer à côté d'une majorité de cristaux altérés, quelques individus sains.

#### 5.3.2. La mésostase :

La pâte ne renferme que peu de microlites (environ 1 à 2 %).

Elle est essentiellement vitreuse avec une très forte proportion de fins granules d'oxydes.

Les petits cristaux observés sont constitués essentiellement par des clinopyroxènes automorphes.

Nous pouvons aussi distinguer de rares petits fragments de biotite et quelques apatites automorphes.

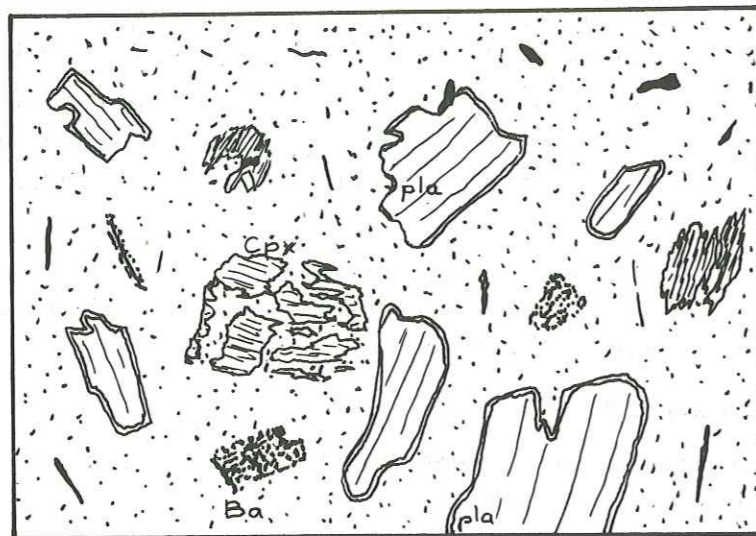


Fig. 118 : «dacite» de la série terminale SD5  
 Pla : plagioclases; cpx : pyroxène  
 Ba : biotite entièrement résorbée.

## 6. CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE.

Les différentes observations pétrographiques que nous avons réunies sur ces 5 séries nous permettent d'établir certaines relations entre les minéraux tant au point de vue habitus, qu'au point de vue fréquence.

### 6.1. Les Plagioclases.

Nous remarquons une diminution constante du pourcentage des phénocristaux de plagioclase qui va de pair avec une augmentation constante de l'acidité des séries.

Si nous considérons les quantités relatives de plagioclases calciques et de plagioclases sodiques la série de base SA 1 paraît former une exception avec 20 % de plagioclases calciques (par rapport au total des plagioclases exprimés). Les séries suivantes sont caractérisées par une augmentation de la fraction basique, le maximum étant atteint dans la série dacitique terminale SD 5 avec 90 %.

— Dans l'ensemble nous pouvons remarquer une diminution nette et constante dans la teneur de An au sein des plagioclases basiques. Ainsi, de valeurs avoisinant An 70 pour le coeur des plagioclases de la série de base SA 1, on atteint des valeurs ne dépassant pas An 55 pour la série SD 5.

— Seules les séries SA 2 - SA 3 et SD 5 possèdent des plagioclases basiques à coeurs corrodés donnant une extinction du type «Patchy Zoning». Ainsi, bien que l'évolution d'acidité soit constante au sein des séries, pouvons-nous constater que certaines séries ont eu des conditions de formation différentes comme de brusques variations de pression provoquant ainsi la corrosion des coeurs basiques.

— Toutes les séries possèdent des plagioclases basiques présentant une fine bordure externe beaucoup plus sodique et qui s'est développée de manière anarchique. Le bain magmatique a donc présenté à un certain moment des conditions physico-chimiques idéales pour la formation de cette bordure. La constance de cette zone ainsi que son acidité proche de celle des microlites aciculaires nous suggère que cette cristallisation est tardive, sinon contemporaine de la mise en place des laves. Le refroidissement rapide ayant limité la croissance.

— Les plagioclases acides ont tous, tout au long de l'évolution des séries une **teneur en An remarquablement constante**. Il s'agit toujours d'un oligoclase qui ne présente pas de variations notables de composition entre son coeur et la zone périphérique.

— Le phénomène de résorption des oligoclases est constant dans toutes les séries. Seule son intensité varie se traduisant ainsi par une extension plus ou moins grande de la zone corrodée.

Dans l'ensemble le phénomène est peu intense, il n'est important que dans la série trachyandésitique moyenne SA 3 et n'atteint son maximum que dans la série trachyandésitique supérieure SA 4.

Nous constatons donc que seules les séries SA 3 et SA 4 ont présenté des conditions de déséquilibre puissantes, provoquant ainsi la fusion de l'oligoclase par un milieu devenu brutalement plus calcique.

— Dans tous les cas ce phénomène de fusion partielle se caractérise par un retour à des conditions normales d'équilibre qui voient ainsi la formation d'une fine auréole limpide plus sodique.

### 6.2. Le pyroxène.

Le Clinopyroxène est constant dans toutes les laves des séries. La série SD 5 se distingue toutefois, par une teneur trois fois plus élevée que la moyenne.

A part de faibles variations de teneur en calcium dans la série SA 3, l'augite ne change pas de composition depuis la série de base SA 1 jusqu'à la série dacitique terminale SD 5.

Ceci tendrait à montrer que l'évolution pétrographique qui se manifeste au sein des séries est plus sous l'influence d'un processus de **ségrégation minérale** que d'un processus de cristallisation fractionnée.

Ainsi la présence d'enclaves homogènes dans la série SA 4, serait-elle une preuve de la réalité d'un tel phénomène de ségrégation. Ces enclaves sont en effet une composition voisine de la série de base SA 1.

### 6.3. La hornblende.

Elle est constante dans toute les séries avec une concentration évoluant en sens inverse de l'acidité. Dans tous les cas elle a subi une forte résorption magmatique. Ceci dénoterait que la chambre magmatique aurait eu une extension verticale assez grande pour que la hornblende ne soit stable que dans les parties basses (Wagner 1962).

### 6.4. La Biotite.

Toutes les séries en contiennent, même la série de base SA 1. Le mica a toujours subi une attaque plus ou moins poussée. Ce minéral est généralement remplacé par une association de cristaux de plagioclases, minéraux opaques et apatite.

Cette pseudomorphose de la biotite est le résultat d'une instabilité purement chimique. Le plagioclase (An 45 - 50) beaucoup plus calcique corrode le mica qui apparaît ainsi sous forme de plages dentelées, souvent isolées les unes des autres mais à extinction commune. Ces plages sont cependant « fraîches » ce qui signifie que les conditions physiques de stabilité de la biotite ont été préservées probablement dans un **milieu riche en éléments volatils**.

Les minéraux opaques sont également nombreux et de dimensions importantes. Ils se localisent dans les amphiboles et les feldspaths, sur l'emplacement d'anciennes plages de biotite, mais jamais dans ce minéral; ils dérivent donc manifestement du fer contenu primitivement dans le mica.

Nous n'avons jamais reconnu de feldspath potassique dans ces pseudomorphoses; la mésostase potassique suggérerait que le potassium a sans doute été remobilisé dans le bain magmatique.

L'intérêt de ces phénocristaux de biotite tient au fait que le degré de corrosion s'amenuise au fur et à mesure que l'acidité de la roche hôte croît. Ce minéral reflète donc fidèlement l'évolution chimique des laves qui le contiennent.

En fait la pseudomorphose de la biotite présente quelques anomalies. Ainsi la formation de base SA 1 qui est un basalte alcalin sous-saturé possède des biotites beaucoup moins corrodées que celles rencontrées dans des séries plus acides telle la série SA 3 et à l'extrême la série dacitique terminale SD 5 dont les biotites n'existent que sous forme de fantômes. Ceci ne va pas à l'encontre de ce qui a été dit précédemment mais constitue au contraire une preuve en faveur du mélange.

La biotite peu altérée au sein d'un bain avec lequel elle est incompatible, n'a pu qu'être apportée par une fraction acide qui, elle, présenterait des conditions favorables à sa formation. Ce qui s'accorde parfaitement avec la présence anormale de fortes quantités d'oligoclase dans une série basaltique.

## 7. ETUDE PALEOGEOGRAPHIQUE.

La faible épaisseur des produits d'altération ainsi qu'un important décapage par l'érosion, ont favorisé l'étude de sens d'écoulement des coulées en photographie aérienne.

### 7.1. Conditions paléogéographiques de mise en place.

#### 7.1.1. Le substratum :

— Les pendages observés dans les formations Eocène nous donnent un bombement anticlinal dont l'orientation varie de N70° à N 80°.

— Ce bombement d'origine tectonique, s'est produit lors de l'Oligocène. Il a été suivi par une phase éruptive acide qui a donné un appareil rhyolitique au Sud du col de Alibabalu ainsi que des tufs acides associés.

— Au Miocène les épanchements de latite-andésites et latite-basaltes se sont étendus sur toute la partie Ouest, excepté sur les reliefs formés par l'Eocène, comme vers le Kuh-e-Kalil.

En conclusion lorsque les formations du Sabalan ont commencé à se mettre en place, nous nous trouvons en présence d'un relief assez compliqué par la tectonique. Ce relief ayant donc pu jouer un rôle d'obstacle à l'écoulement des coulées, il les aura donc orientées suivant des directions Nord-Sud grossièrement perpendiculaires à l'axe anticlinal.

#### 7.1.2. Formation SA 1.

Comme nous l'avons déjà dit, cette formation de faible étendue affleure dans de mauvaises conditions. Aussi pouvons-nous tout au plus estimer que les points d'émission devaient se situer au Sud du plateau de Tovuz.

#### 7.1.3. Formation SA 2.

Le sens d'écoulement général se fait vers l'Est. L'axe anticlinal qui passe vers Alibabalu ainsi que l'appareil acide de Takileh ont tous deux formé des reliefs qui ont "canalisé" les coulées.

Au Nord du Kuh-e-Qezel Gol près de Qotur Suyu les coulées marquent un net rebroussement vers le Sud. Ceci indiquerait la présence d'un relief à l'emplacement de l'actuel Kuh-e-Khan et qui s'étendait vers l'Ouest.

Tout ceci nous suggère que le centre d'émission de ces coulées était situé dans la zone de la Djanavar Dagh et de l'Agham Dagh.

#### 7.1.4. Formation SA 3.

Les coulées beaucoup plus étendues nous indiquent avec beaucoup de précision le point de convergence et donc le centre éruptif.

— Ainsi pouvons-nous affirmer que la Djanavar Dagh constitue un fragment de la partie sommitale du cône originel qui devait se trouver dans une zone englobant le Sabalan Kutchick, l'Agham Dagh et la Djanavar Dagh.

— Ceci est confirmé par la présence de téphras dans la vallée de Meyur, alors que vers l'Est (Qezel Gol) ils sont totalement absents.

— Comme dans le cas de la formation SA 2, nous observons vers l'Est, la même orientation dans les coulées, ce qui nous permet d'affirmer que les centres éruptifs devaient être très proches ou former un seul et unique appareil.

La faible étendue des coulées vers le Nord au niveau du Sabalan Kutchick indique que le relief existant dans la zone du Kuh-e-Khan se prolongeait au moins jusqu'à l'Ouest du Kuh-e-Qareh-Gol. Donc la zone Nord était à un niveau supérieur provoquant ainsi une orientation des coulées vers le Sud, l'Est et l'Ouest.

#### 7.1.5. Formation SA 4.

Un des caractères frappants de cette série est son orientation exclusive vers le Nord.

Ainsi donc le relief du Kuh-e-Khan et Kuh-e-Qezel Gol ont dû disparaître. Ceci est dû à un effondrement de cette zone, alors que la partie Sud n'était pas affectée, provoquant ainsi une nouvelle direction préférentielle d'écoulement.

Nous avons pu d'ailleurs avancer que les zones de fracture qui sont à l'origine de cet abaissement de niveau ont dû jouer avec une plus forte intensité par la suite. Au point de vue topographique, elles se superposent exactement aux accidents ultérieurs qui ont donné naissance à la caldera (bordure Nord) et à l'effondrement de la vallée de Qotur Suyu.

#### 7.1.6. Formation SD 5.

D'extension très réduite, son point d'émission a pu être déterminé avec précision.

En effet les figures de fluidalité indiquent clairement une direction vers le flanc Nord du cône actuel du Sabalan Sultan. De plus l'affleurement situé à la limite du Qezel Bareh et de la plaine du Qareh Gol est de même nature que cette série et il semblerait que nous soyons en présence de la cheminée ayant donné naissance à cette formation.

Il se pourrait que ce point d'émission ait été provoqué par une faille liée au rejeu de l'accident du Kuh-e-Khan.

#### 7.2. Conclusion.

Il apparaît bien, lors de l'étude de la mise en place des coulées anté-caldera que l'activité et l'extension du Sabalan sont essentiellement dirigées par le jeu de la tectonique et des reliefs auxquels elle a donné naissance.

Nous pouvons donc résumer le processus de mise en place de la manière suivante (voir fig. 119) :

- Stade 1 :** Mise en place de la série SA 1 sur le flanc Nord du relief anté-Sabalan.
- Stade 2 :** Mise en place dirigée de la série SA 2 ce qui peut s'expliquer par la présence d'un cratère égueulé dirigé vers l'Est. De plus cet épisode s'est déroulé pendant un temps assez court, ne rejetant que peu de coulées, expliquant ainsi le fait qu'il n'y ait pas de variations dans l'orientation des coulées.
- Stade 3 :** Mise en place de la série SA 3. C'est de loin l'épisode le plus important tant au point de vue durée qu'au point de vue volume. Le cratère d'émission est le même que dans le Stade 2. Il est asymétrique, les coulées se faisant vers l'Est dans les premières phases, les téphras qui eux sont moins limités par le relief, se répandent surtout à proximité (vallée de Meyur).

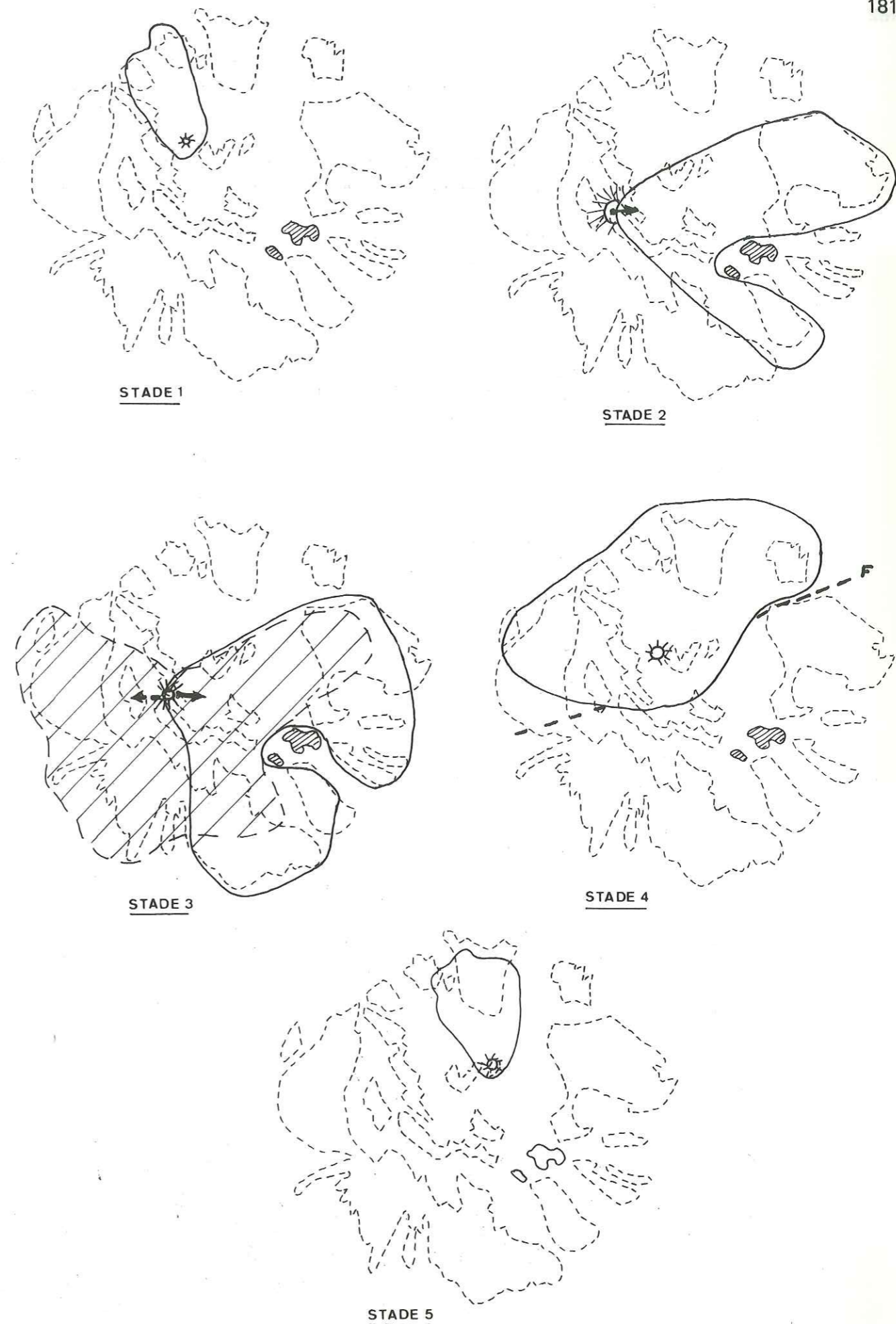


Fig. 119 : Extension paléogéographique des épisodes anté-caldera.

A la suite de l'accumulation des coulées, les émissions ultérieures ont pu franchir la bordure Ouest du cratère pour s'épancher vers l'Ouest. (C'est pourquoi nous n'observons que les termes supérieurs dans cette zone.)

**Stade 4 :** Nouveau point d'émission décalé vers le Nord ce qui explique l'orientation Nord des coulées qui sont arrêtées au Sud par les coulées du stade 2.

**Stade 5 :** Emission à la faveur d'une faille donnant des coulées à chimisme plus acide et beaucoup plus acide.

## 8. CARACTERES CHIMIQUES ET CLASSIFICATION.

### 8.1. Série andésitique de base (SA 1).

Le caractère essentiel de cette série est l'absence de quartz normatif et la présence de néphéline normative.

La composition chimique est indiquée dans le tableau suivant :

ANALYSE TOTALE N° 19		Normes CIPW	
SiO <sub>2</sub>	52,95	Q	---
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,35	Or	13,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,80	Ab	37,65
FeO	2,15	An	17,66
MgO	3,05	Ne	2,98
CaO	8,20	C	---
Na <sub>2</sub> O	5,10	Woll	0,55
K <sub>2</sub> O	2,30	Di	16,39
TiO <sub>2</sub>	1,35	Hy	---
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	Mt	3,18
MnO	0,05	Hem	3,61
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,65	Ilm	2,56
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35	Ap	0,24
Total : .....	99,40		

Les caractères chimiques essentiels sont :

- pauvreté en silice et une relative richesse en alcalins;
- la teneur élevée en sodium qui comme nous le verrons par la suite est caractéristique des séries du Sabalan;
- la teneur élevée en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Ceci nous permet d'affirmer que nous nous trouvons en présence d'un basalte alcalin fortement alumineux, ce qui nous est confirmé par les classifications des différents auteurs.

#### *Classification de Middlemost (voir fig. 139 - p. 218).*

La série est dans la classe basaltique à la limite de la classe andésitique. Ce qui nous donne un basalte alcalin fortement alumineux (HighAl. alcalic basalt) à tendance andésitique.

Le rapport Na<sub>2</sub>O / K<sub>2</sub>O étant supérieur à 2 nous permettrait d'attribuer le nom d'Hawaïte à cette roche.

#### *Classification de Streickesen 1967 (voir fig. 141 - p. 221).*

Elle concorde avec les classifications précédentes, en donnant un **basalte alcalin**. Cependant, l'indice de coloration (M = 26,53) est nettement inférieur à celui des basaltes (> M = 40) et donc nous replacerait dans le domaine des andésites.



Dans une classification antérieure (1964) Streickesen avait proposé les termes trachyandésite et trachybasalte pour les roches appartenant au domaine latite-andésite et latite-basalte.

Par extension, nous pouvions donc appeler cette roche trachy-basalte, terme qui tout en rendant compte de la basicité de la roche donne une idée de l'aspect macroscopique de la roche semblable à celui d'une trachyte.

Afin de rendre compte de la position intermédiaire de cette série entre un basalte alcalin franc et une andésite franche, il nous a semblé que le terme latite-andésite à tendance basaltique pourrait convenir.

### 8.2. Série andésitique inférieure (SA 2).

La seule analyse chimique de cette série concerne un terme supérieur plus différencié par rapport à d'autres roches dont nous ne possédons que des analyses partielles.

ANALYSE TOTALE N° 20		Normes C I P W	
SiO <sub>2</sub>	56,75	Q	2,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,35	Or	15,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,50	Ab	44,85
FeO	0,65	An	15,72
MgO	2,50	Ne	---
CaO	6,30	C	---
Na <sub>2</sub> O	5,30	Woll	---
K <sub>2</sub> O	2,65	Di	6,76
TiO <sub>2</sub>	1,45	Hy	3,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	Mt	---
MnO	0,15	Hm	5,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	Ilm	1,69
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	Sph	1,37
		Rut	---
Total : .....	99,75	Ap	1,78

Nous pouvons remarquer la forte teneur en Na<sub>2</sub>O, en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et K<sub>2</sub>O.

L'apparition de hyperstène dans la norme ainsi que la faible teneur en Ca ( 6 %) par rapport aux autres termes confirment le fait que l'analyse chimique concerne un membre déjà «différencié» de la série.

Ceci est étayé par la décroissance des rapports Ba/Rb, et K.Rb alors que le rapport Ba/Sr croît.

*Classification de S.R. Taylor 1969.* (Fig. 140 - p. 218).

La série tombe dans le domaine des High K andésites proche des Low Si andésites ce qui rend compte de la forte teneur en K et de la faible teneur relative en SiO<sub>2</sub>.

*Classification de Middlemost.* (Fig. 139 - p. 218).

La série appartient à la classe des roches andésitiques.

Les caractères chimiques suivants :  $55 < \text{SiO}_2 < 57 \%$  et  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 6,5 \%$  placent cette série dans les andésites alcalines. Ce qui d'ailleurs est vérifié dans les diagrammes de Kuno (P. 261).

Le rapport  $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} > 1,5$  nous permet de classer cette roche dans la série sodique des roches alcalines et  $\text{SiO}_2 < 59 \%$  est typique d'une Benmoreïte plutôt que d'un trachyte.

### Classification de Streickesen.

Nous tombons ici dans le domaine des latite-basaltes. Mais en fait, comme dans la série précédente l'indice de coloration ( $M = 20,19$ ) n'est pas assez élevé pour conserver la dénomination de basalte ( $M > 40$ ). Il semble bien que comme dans la série de base nous pouvons utiliser le terme de trachy-andésite basique.

En conclusion, le terme «latite-andésite» est celui qui tout en conservant l'idée de basicité relative de cette série rend compte d'une acidification croissante par rapport à la série de base.

### 8.3. Série trachyandésitique moyenne (SA 3).

ANALYSE		Normes C I P W			
Analyses totales :	20	21	20	21	
SiO <sub>2</sub>	59,80	62,25	Q	9,06	17,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,95	17,05	Or	14,18	12,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,05	4,50	Ab	41,46	34,69
FeO	0,85	0,20	An	17,17	20,46
MgO	2,75	2,50	Ne	---	---
CaO	5,75	4,65	C	---	---
Na <sub>2</sub> O	4,90	4,10	Di	5,54	---
K <sub>2</sub> O	2,40	2,15	Hy	4,28	6,23
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,80	Mt	0,02	---
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	0,40	Hm	5,03	4,50
MnO	0,10	0,10	Ilm	1,99	0,64
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,05	0,55	Sph	---	---
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	---	0,25	Rut	---	0,46
			Ap	1,54	0,95
Total :	100,30	99,90			

Nous nous trouvons, en présence ici, de deux termes extrêmes de la série.

L'analyse 20 représentant les termes de bases alors que l'analyse 21 caractérise les termes supérieurs de la série.

Ceci est confirmé par les analyses aux rayons X montrant une évolution constante de 20 vers 21, évolution qui est rendue :

- par :
- une diminution de la teneur en Ca et de K/Rb
  - une augmentation de Ba/Sr.

Hormis ce processus normal d'acidification de la série, nous pouvons dégager des caractères qui sont communs aux séries précédentes. Ainsi la teneur en Na<sub>2</sub>O est toujours très élevée ainsi que celles en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et K<sub>2</sub>O.

*Classification de S.R. Taylor.*

Nous partons de termes se situant dans le domaine des andésites, à la limite des High K andésites pour aller vers des termes moins riches en K et proches des dacites (termes supérieurs). Mais toujours dans le champ des andésites. (Fig. 140 - p. 218).

**Classification de Middlemost.** (Fig. 139 - p. 218).

La série se place nettement dans le champ des roches subalcalines ce qui est confirmé dans le diagramme de Kuno (Fig. 156 - p. 261).

Les termes les plus basiques peuvent être appelés andésites ( $Al_2O_3 > 16,5\%$ ) alors que les termes supérieurs seraient plutôt des **dacites riches en Ca**.

**Classification de Streickesen.** (Fig. 141 - p. 221).

Nous ~~passons~~ <sup>passons</sup> du domaine des **latite-andésites** franches et pour les termes les plus acides dans le domaine des **dacite-franches**. La majorité des termes se trouvant toutefois dans le domaine des latite-andésites.

Suivant l'ancienne dénomination de Streickesen nous avons donc appelé cette série trachy-andésitique.

**8.4. Série trachyandésitique supérieure (SA 4).**

Analyses totales :	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	61,50	62,30	62,60
Al <sub>2</sub> O	16,80	17,05	16,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	3,80	3,95
FeO	0,20	0,10	0,15
MgO	3,30	2,35	2,65
CaO	5,65	5,85	5,20
Na <sub>2</sub> O	4,70	5,10	4,75
K <sub>2</sub> O	2,70	2,55	2,40
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,05	0,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,10	0,50
MnO	0,10	0,10	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,20	0,40	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	---	---	0,10

Normes C I P W

Q	9,59	9,77	13,50
Or	15,96	15,07	14,18
Ab	39,77	43,15	40,19
An	16,77	16,10	16,07
Ne	---	---	---
C	---	---	---
Di	5,69	7,31	3,49
Hy	5,58	2,46	4,98
Mt	---	---	---
Hm	3,80	3,80	3,95
Ilm	0,64	0,43	0,53
Sph	1,63	2,03	1,40
Rut	---	---	---
Ap	0,59	0,24	1,18

La série supérieure ayant eu une extension et une durée beaucoup plus réduite que la série moyenne SA 3, nous ne trouverons pas de ce fait de fortes variations de SiO<sub>2</sub>, entre les termes extrêmes de la série.

Nous pouvons toujours remarquer la forte teneur en Na<sub>2</sub>O commune à toutes les autres séries.

**Classification de S.R. Taylor.** (Fig. 140 - p. 218).

La série se place pour sa plus grande part dans le domaine des High K Andésites et tend vers ses termes ultimes à la limite andésite-dacite.

**Classification de Middlemost.** (Fig. 139 - p. 218).

Cette série appartient toujours au domaine subalcalin, mais ses termes extrêmes n'ont pas comme pour SA 3 une tendance calco-alcaline. Nous allons d'une andésite franche à des dacites riches en Ca.

**Classification de Streickesen.** (Fig. 141 - p.221).

La série toute entière se groupe dans le domaine des **latite-andésites**.

De même que pour la série précédente SA 3, nous avons donné à cette série le nom de **trachy-andésitique** ceci afin de retracer la similitude de chimisme entre ces deux séries qui ont des teneurs en SiO<sub>2</sub> très voisines.

**8.5. Série dacitique supérieure (DS 5).**

L'absence d'analyse chimique totale concernant cette série ne nous permet pas de donner une place précise dans les différentes classifications.

Toutefois, l'appauvrissement en Ca et Ti montre une tendance vers un pôle beaucoup plus acide.

Ceci sera vérifié ultérieurement par la position qu'occupe cette roche dans les différents diagrammes géochimiques.

Le rapport K/Rb faible alors que Ba/Sr a tendance à croître, nous suggère une série ayant atteint un stade de différenciation plus élevé.

**Classification de Streickesen.**

Cette série vient se placer dans le domaine des dacites. Il s'agit en fait d'une **dacite à quartz virtuel**, les différentes études pétrographiques n'ayant pas décelé la présence de quartz modal.

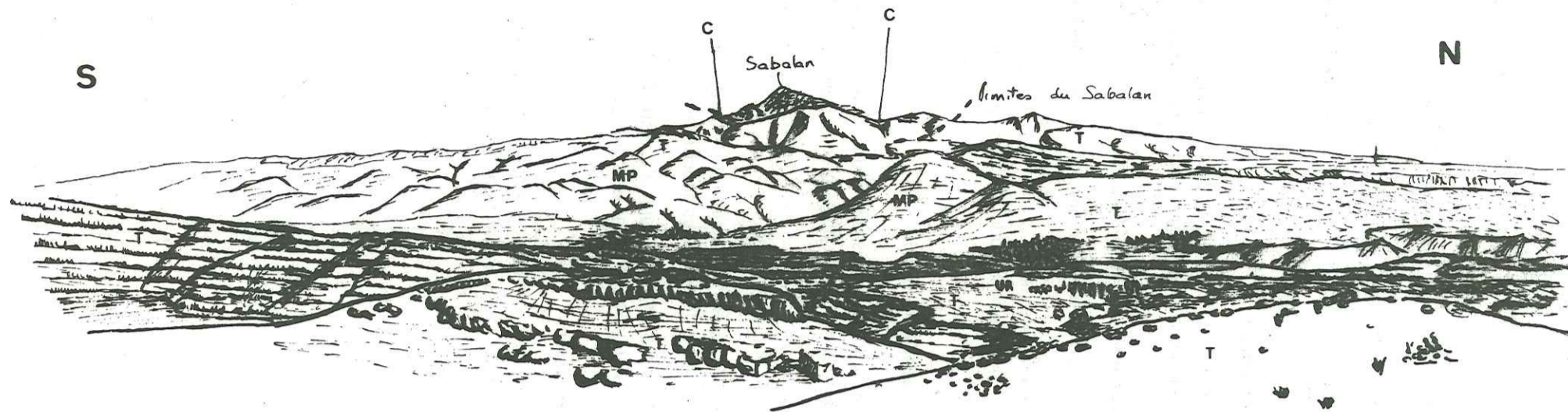


Fig. 120 : Le Sabalan et son substratum  
 T : Trapps  
 Mp : mio-pliocène  
 C : Caldera.

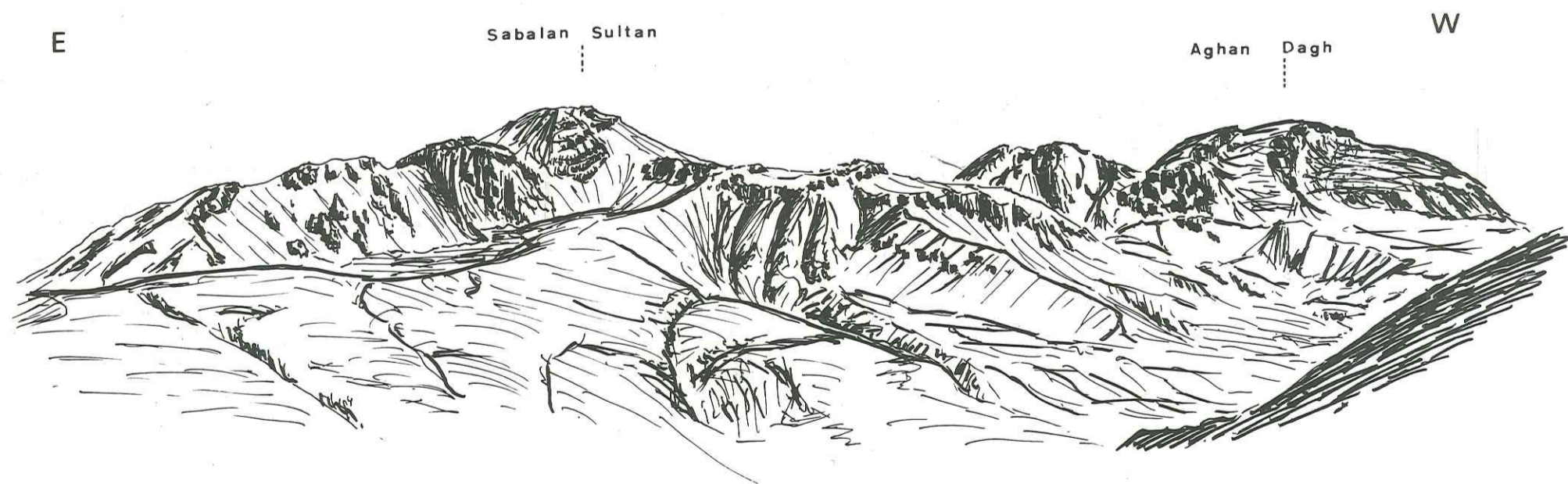


Fig. 121 : Panorama des séries supérieures du Sabalan.

## II - SERIES POST-CALDERA

Après l'effondrement principal de la caldera, les manifestations volcaniques du Sabalan ont été de deux types :

- Les séries supérieures du SABALAN, proprement dites, constituent les superstructures de l'édifice et sont le fruit de l'évolution plus ou moins continue des séries anté-Caldera, tant par leur chimisme que par leur mode de mise en place.
- Les séries «explosives»;

Au cours de son histoire, le Sabalan a connu un stade explosif très important, avec formation de dômes dacitiques, de dômes coulées et surtout de «coulées de pyroclastites». Cet épisode est très particulier dans l'évolution du Sabalan, très lié aux problèmes volcano-tectoniques, et, de ce fait, décrit à part dans les séries post-Caldera. (chapitre n° 3.)

### 1. CHRONOLOGIE (Fig. 123).

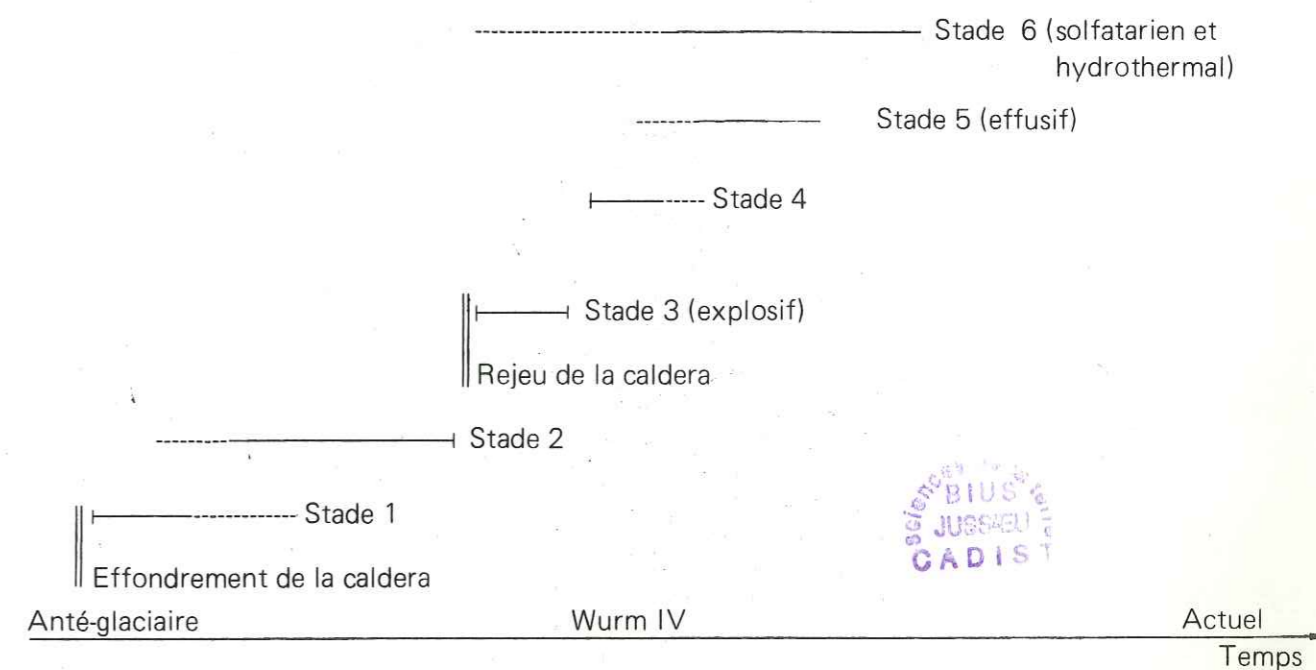
Chronologiquement, les séries supérieures de Sabalan peuvent être divisées en quatre stades, plus le stade «explosif» (3) et les stades «terminaux» (fumerolliens et hydrothermaux) (6).

- Effondrement de la Caldera et destruction plus ou moins intense des séries ANTE-CALDERA, intra CALDERA, par la dernière période glaciaire.
- STADE 1 - Mise en place d'un grand cône stratifié, légèrement décentré vers l'Est dans la Caldera.
- STADE 2 - Mise en place de très grands dômes exogènes, plus quelques petits dômes annexes.
- STADE «EXPLOSIF» (3) - Destruction en partie du cône (1) et des dômes exogènes.

Mise en place des dômes dacitiques et des séries de coulées de pyroclastites et d'ignimbrites.

- STADE 4 : Formation des cônes stratifiés mixtes du Sabalan Sultan et du Sabalan Kutchick.
- STADE 5 : Stade effusif, mise en place de trois grandes coulées de pied d'appareil et apparition de quelques appareils accessoires.

Chronologie relative :



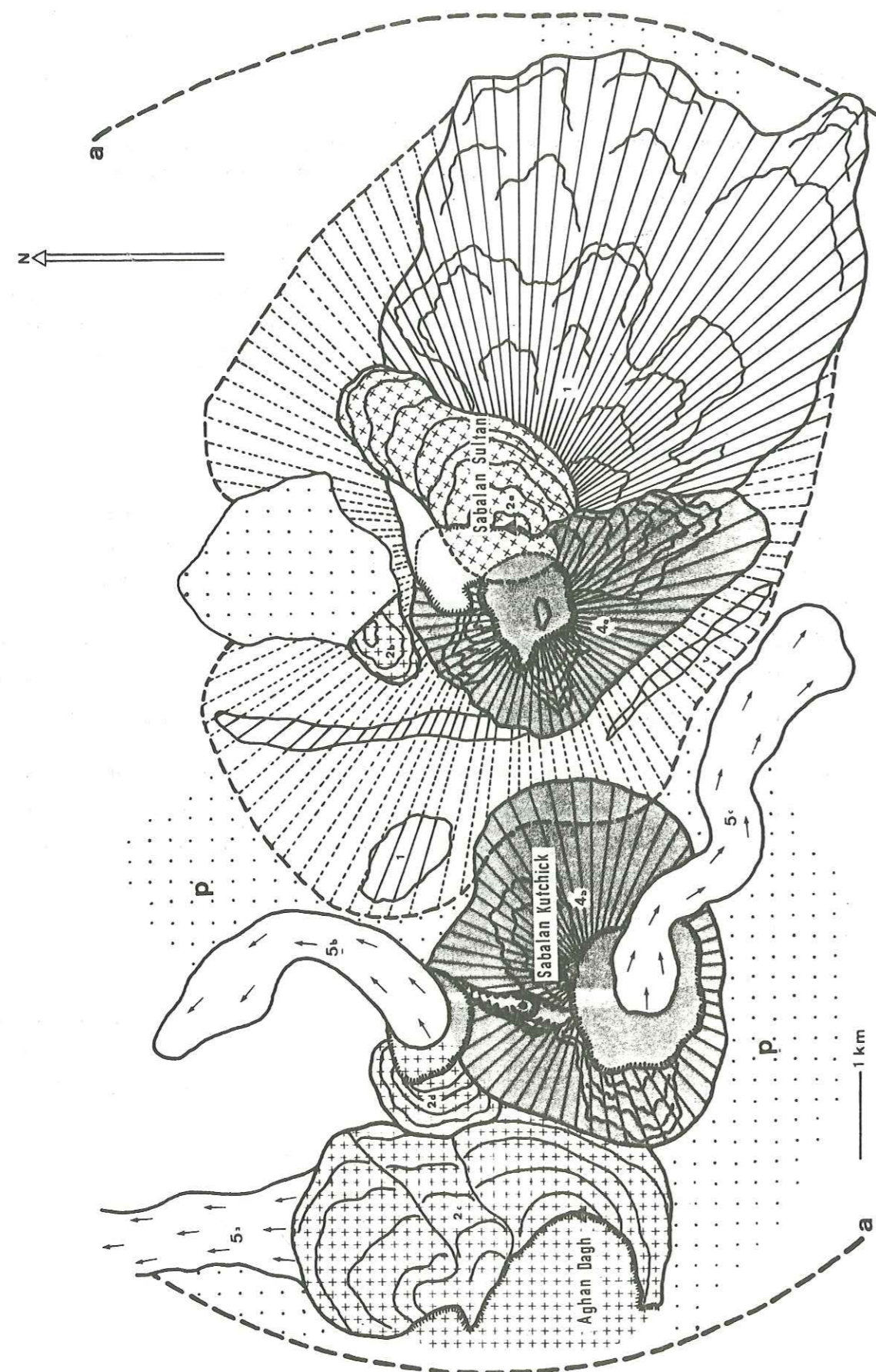


Fig. 123 : Carte des séries supérieures du Sabalan.  
a. bord de la caldera (2ème effondrement).  
p. Plancher de la Caldéra.

Les séries post-caldera appartiennent toutes au Quaternaire récent, c'est-à-dire qu'elles sont syn et post glaciaires. (voir le chapitre «glaciations»).

Les dernières manifestations importantes doivent remonter pratiquement aux périodes protohistoriques sinon historiques.

D'autre part, GREWINGK C., en 1853, a constaté une activité solfatarienne et fumerollienne intense, dont on ne retrouve que les nombreuses traces aujourd'hui, ces manifestations étant presque totalement interrompues.

Les seules émanations de gaz, connues à ce jour, sont quelques mofettes situées au-dessus des sources de Qotur-Suyu.

L'activité hydrothermale est encore assez importante.

## 2. SERIES SUPERIEURES DU SABALAN ( SSS ) : (Fig. 123 ).

Les SSS, situées strictement à l'intérieur de la caldera, sont représentées par un massif allongé, dominé par une crête de direction N.E. - S.W., ayant une dizaine de kilomètres de long, et se situant à une altitude moyenne de 4 000 m.

Elles occupent un volume assez considérable pouvant être évalué entre 10 et 12 km<sup>3</sup>.

La crête sommitale est découpée en trois grands sommets que nous désignerons suivant la terminologie locale, d'Est en Ouest :

- Sabalan Sultan (Grand Sabalan), sommet principal de 4 740 à 4 840 m. d'altitude, suivant les auteurs.
- Sabalan Kutchick (Petit Sabalan), culminant vers 4 600 m.
- Aghan Dagh, sommet occidental, de 4 500 m. environ.

Ce massif se présente comme un ensemble assez complexe, et repose sur des séries très ruiniformes, reliques des séries supérieures du Sabalan anté-caldera.

La pétrographie de ces séries anté-caldera, formant le «plancher» de la caldera, étant très proche de celles des SSS, il est parfois difficile de trancher et de savoir si l'on a affaire à des coulées «reliques» ou à des coulées d'appareils des SSS plus ou moins démantelés. Ceci est valable surtout pour le stade le plus ancien des SSS, les limites exactes du cône n'ayant pu être bien précisées.

### 2.1. Description et dynamisme :

Nous décrirons successivement les différentes structures mises en place, au cours des quatre stades, ainsi que le dynamisme qui s'y rattache.

#### 2.1.1. Stade 1 :

Ce stade correspond à l'édification d'un grand cône stratifié, situé dans la partie orientale de la caldera, ayant culminé sans doute vers 5 000 m., et d'un diamètre de base de 7 000 m. environ.

Le centre éruptif était à peu près à l'emplacement du sommet principal actuel.

Bien que ce cône ait été en grande partie recouvert par des appareils postérieurs, et qu'il ait subi un démantèlement assez intense dans sa partie Nord, il affleure encore assez bien dans les parties basses des SSS.

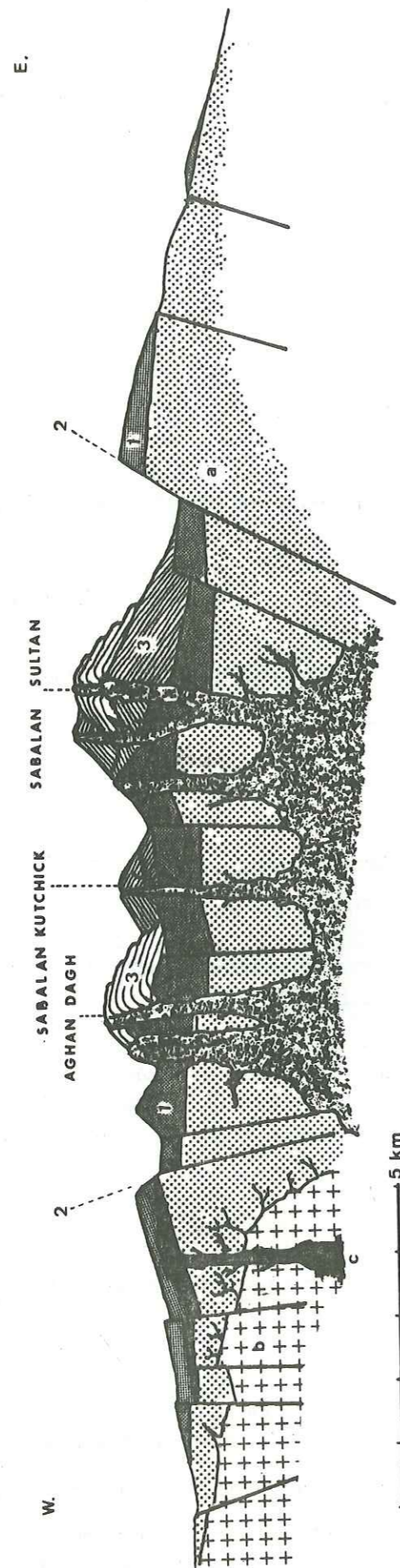


Fig. 124 : Coupe schématique du Sabalan

- a. « socle » anté-Sabalan.  
 b. Intrusion Oligocène  
 c. Volcanisme Miocène  
 1. Séries anté-Caldera  
 2. Tracé de la Caldera  
 3. Séries supérieures du Sabalan.

Il était constitué de coulées très épaisses (jusqu'à plus de 15 m. d'épaisseur), souvent bien prismées (prismes irréguliers de grande taille, 3 à 4 m. de diamètre).

La surface de ces coulées, d'aspect très chaotique, prend vers son extrémité la forme des « block lavas ».

Les coulées les plus belles et les plus caractéristiques de cet appareil viennent buter contre la paroi interne de la caldera, sous le Kuh-e-Qezel Gol.

Les niveaux, entre deux coulées, sont composés beaucoup plus par ces surfaces en blocs et par des produits de démolition que par de vrais téphras dus à des projections. Aucune bombe bien formée n'a été trouvée.

Ce stade correspond à un stade effusif, avec des laves très visqueuses, peu ou pas explosif.

L'épaisseur énorme des coulées mise à part, ce stade diffère peu du dynamisme précédant l'effondrement de la caldera; il en est la continuation.

### 2.1.2. Stade 2 : (Fig. 125 ).

Nous avons vu qu'au stade précédent, les laves avaient atteint un degré de viscosité assez élevé. Dans le stade 2, la viscosité augmente encore, ne permettant plus la formation de cônes proprement dits.

Les produits apparaissent alors sous forme de dômes complexes.

Trois dômes principaux se mettent en place et forment l'ossature des structures actuelles, des séries supérieures du Sabalan.

- Le dôme 2a, à l'emplacement du centre éruptif du cône 1, formant le point culminant du massif actuel. Il occupe en surface, un diamètre de 1 400 m et envoie vers le N.E. plusieurs coulées extrêmement épaisses et très courtes.
- Au Nord du précédent, un dôme plus petit apparaît (2 b).
- Le plus important de tous (2 c) se situe à l'extrémité OUEST de la Caldera, formant en entier le massif actuel de l'AGHAN DAGH. Il s'agit d'un très gros dôme de 3 600 m de diamètre, associé, lui aussi, au Nord, à d'épaisses coulées très courtes.

Associés à ces trois dômes principaux, quelques autres, beaucoup plus petits apparaissent et font vraiment fonction d'appareils auxiliaires.

Le dôme 2 b ainsi que l'AGHAN DAGH, sont sectionnés et partiellement détruits par des effondrements volcano-tectoniques, ( Voir «Volcanotectonique»). Ceci offre des coupes nettes et permet d'éclaircir le mode de mise en place un peu particulier de ces dômes.

**2.1.2.1. Le dôme 2 b**, qui lui n'a pas de coulées, présente, en section, une partie interne très massive parcourue de grandes diaclases verticales. (fig. 125 ). Sa structure interne a un aspect typiquement intrusif, monolithique.

Par contre, son «chapeau», recouvrant toute la surface supérieure du dôme, est entaillé par une grande prismation allant jusqu'à 20 m. d'épaisseur.

Cette zone représente, soit la zone de refroidissement, lors de l'arrivée en surface du dôme, soit, peut être, une ébauche de coulée.

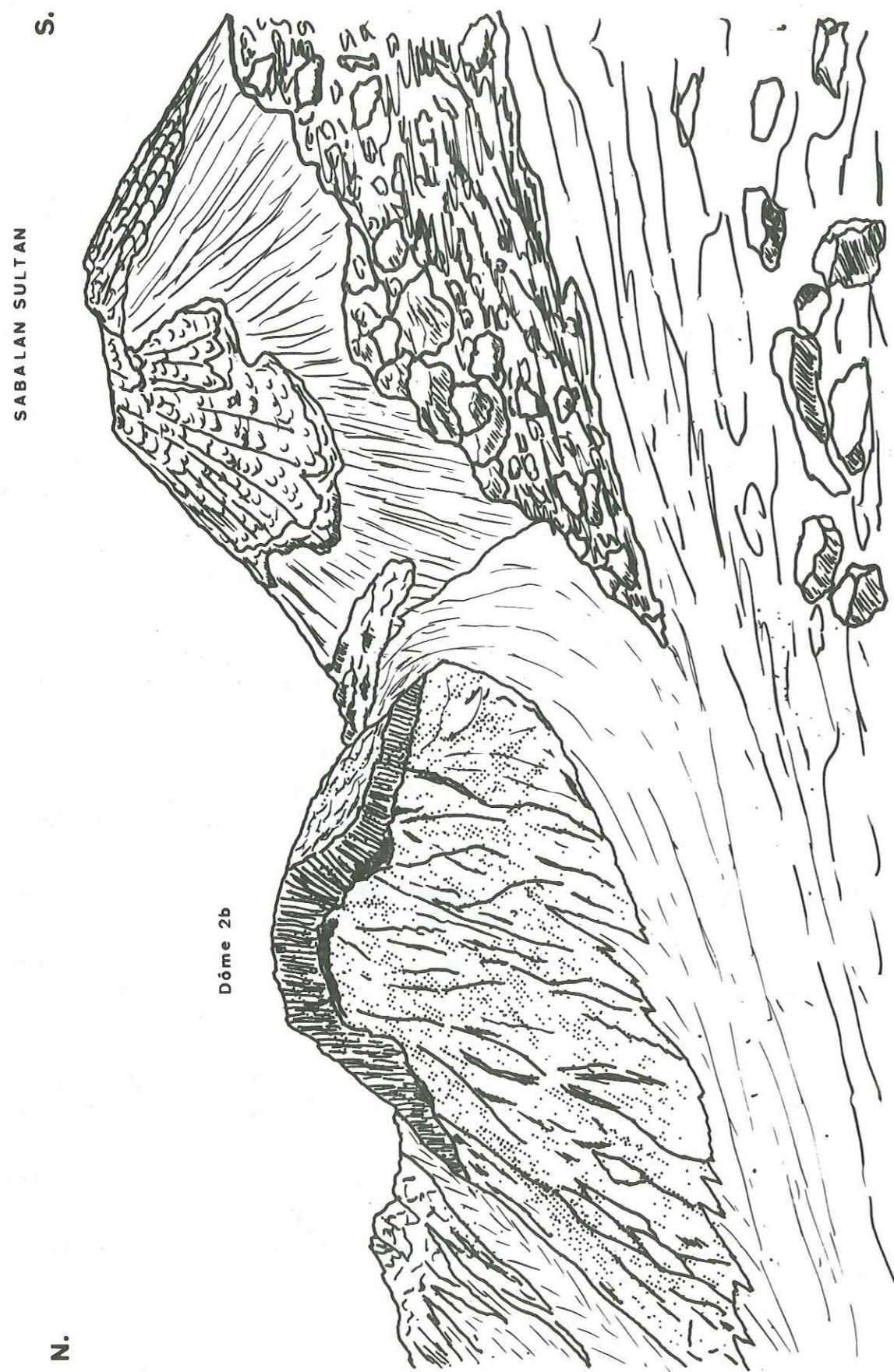


Fig. 125 : Cône sommital du Sabalan Sultan (Stade 4)  
Dôme 2 b.

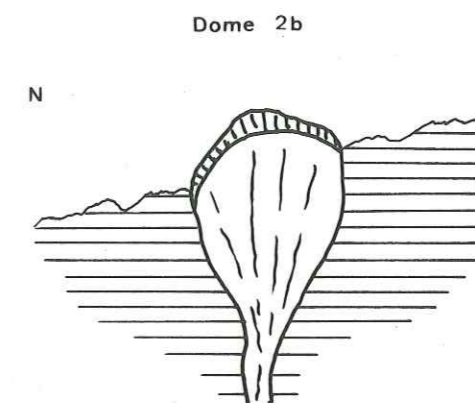


Fig. 126 : Schéma du dôme 2 b.

Nous avons donc là un dôme endogène typique dont l'extrusion s'est faite en un seul temps, formé par une roche homogène.

**2.1.2.2. : Le dôme sommital 2 a** est bien plus complexe et s'est mis en place en deux temps. (Fig. 127).

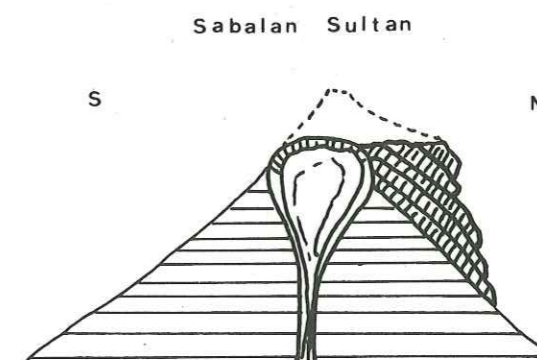


Fig. 127 : Schéma du dôme sommital du Sabalan Sultan.

Le stade du grand cône 1 évolue avec une augmentation de la viscosité des laves.

Par le même centre d'émission, des coulées trapues, très courtes, d'une épaisseur de plus de 25 m. se mettent en place sur une pente très forte. Ces coulées sont massives, prismées et les intercoulées sont réduites au minimum.

Il y a donc eu constitution d'un «bouclier» un peu allongé, très épais, les coulées les plus récentes étant les plus courtes.

La viscosité augmentant encore, toujours par la même cheminée, un dôme endogène massif se met en place, recoupant en partie le bouclier. Ce dôme a une structure tout à fait semblable à celle du dôme 2 b.

**2.1.2.3. : Le dôme de l'Aghan Dagh** présente un stade encore plus complexe, du fait, sans doute, de sa très grande taille. (Fig. 128 ).

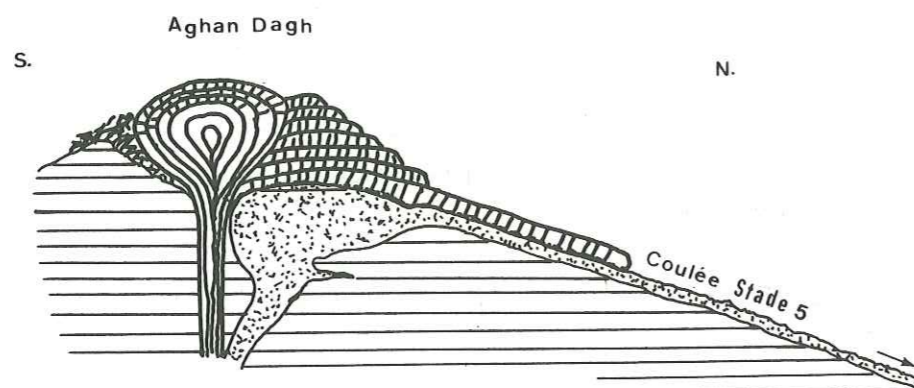


Fig. 128 : Schéma du Dôme complexe de l'Aghan Dagh.

Une coulée énorme de plus de 60 m. d'épaisseur et de quelques centaines de mètres de long s'est mise en place dans un premier temps. Elle est découpée par une prismation très grossière et sa surface est formée de «laves en blocs».

A son front une brèche d'avancement importante subsiste.

Dans un deuxième temps les coulées se sont raccourcies et se sont empilées les unes sur les autres. La pente du bouclier devient de plus en plus importante, mais la viscosité augmentant d'autant, les coulées sont de plus en plus courtes.

Le troisième temps voit la mise en place d'un énorme dôme endogène à structure interne massive, comme en 2 a et 2 b. Cependant la surface de refroidissement est composée d'au moins trois «pelures» prismées, indiquant une mise en place en plusieurs temps.

Avec ce stade, se termine une évolution assez continue du Sabalan, évolution interrompue jusqu'alors seulement par l'effondrement de la caldera qui n'a entraîné que peu de modifications quant au dynamisme et au chimisme.

Cependant, la viscosité du magma ayant augmenté d'une manière assez régulière, nous n'avons, particulièrement au stade 2, qu'un dégazage pratiquement nul.

A ce stade d'extrusion de grands dômes endogènes, a pu faire suite une mise en pression de la chambre magmatique. Cette mise en pression considérable aurait alors permis l'existence du stade suivant (3), profondément marqué par son caractère explosif ainsi que par son changement de chimisme. (ce stade 3 est décrit dans un paragraphe à part,

### 2.1.3. Stade 4 :

Après la coupure du stade explosif 3, nous assistons à une récurrence, du point de vue dynamique, dans l'évolution des séries supérieures du Sabalan.

La viscosité des matériaux reprend des valeurs intermédiaires entre celles du stade 1 et celles du stade 2.

La construction des hauts sommets du Sabalan s'achève par la formation de deux cônes stratifiés, à pentes très raides.

**2.1.3.1. : Le cône du Sabalan Sultan** est très asymétrique. Il s'appuie à l'Est sur le dôme sommital 2 a, au Nord sur le dôme 2 b et présente au Sud de nombreuses coulées descendant très bas sur une pente extrêmement raide. (Fig. 125).

Son sommet est découpé en un cratère oblong de 110 m. dans sa longueur et de 80 m. dans sa largeur, la crête atteignant environ 4 800 m. d'altitude. Ce cratère est occupé par un lac d'une trentaine de mètres de long, gelé la plus grande partie de l'année.

Les coulées sont formées surtout de laves en blocs avec des rides de surface, très marquées.

Ce sont des coulées puissantes, (20 à 30 mètres) et courtes (quelques centaines de mètres), aux flancs escarpés.

La surface est un enchevêtrement de blocs en équilibre instable. Ces blocs, polyédriques, aux arêtes tranchantes présentent des surfaces lisses, à cassures conchoïdales, liées à la nature très homogène des laves.

Ces coulées ont une couleur brun sombre à noir, due au développement, à la surface des blocs, d'une fine croûte vitreuse d'aspect bronzé, due à un refroidissement rapide à l'air libre.

Certains blocs de très grande taille, redressés, forment des aiguilles, des clochetons, de près de 10 m. de haut et les coulées apparaissent ainsi hérissées d'épines sur les lignes d'horizon.

Les intercoulées sont formées de blocs plus petits que ceux des coulées.

Bien que des téphras typiques n'aient pas été rencontrés, ce cône a dû avoir une certaine activité explosive.

**2.1.3.2. : Le Sabalan Kutchick** est entièrement formé par un grand cône stratifié de 3 600 m. de diamètre de base. (Fig. 124 ).

Sa constitution est très semblable à celle du cône du Sabalan Sultan. Cependant, il a été détruit partiellement sur son flanc Nord et son flanc Sud par l'épanchement des coulées du stade 5.

Les dernières coulées du Sabalan Kutchick, situées à l'Est du cratère, prennent de nouveau l'aspect de «bouclier» mais le stade dôme endogène n'a pas suivi. Son cratère ayant avoisiné 200 m. de diamètre est rempli de débris de produits volcaniques de la taille du millimètre et par quelques blocs. (bombes ? ).



Quand les épanchements sommitaux ont cessé, un très gros dyke radial est apparu sur le flanc Nord, associé à une profonde fissure radiale.

D'autre part, une partie de la crête sommitale a été emportée par une explosion, ce qui se traduit actuellement par un événement assez étroit, bordé de débris rougeâtres.

#### 2.1.4. : Stade 5:

Ce stade terminal marque un changement important du dynamisme de séries supérieures.

En effet, il est représenté par trois grandes coulées d'un style très effusif, c'est-à-dire, que la viscosité a brusquement chuté.

Ces coulées ont pris naissance à la base des appareils des séries supérieures, soit par fissures, soit par des cratères adventifs égueulés.

##### 2.1.4.1. : Coulées du Sabalan Kutchick :

L'une au Nord, l'autre au Sud, respectivement de 3 600 m. et 3 200 m. de long, elles sont très semblables. Leur mise en place s'est effectuée dans des vallées glaciaires et leur aspect sinueux montrent qu'elles ont eu à louvoyer entre différents obstacles, particulièrement les dômes du stade explosif. Le front de la coulée Sud vient d'ailleurs buter contre l'un d'eux, qu'elle recouvre en partie.

Leur largeur moyenne est de l'ordre de quelques centaines de mètres.

L'arrivée en surface de ces coulées se fait par deux bouches, situées dans les flancs du Sabalan Kutchick qu'elles ont détruit en partie.

Leur épaisseur, difficilement évaluable doit cependant être assez importante. (20 à 40 m.).

Leur surface est très chaotique, mais les blocs sont plus petits que ceux des stades précédents.

Ces critères montrent une viscosité nettement inférieure à tout ce que nous avons connu jusque là dans les séries supérieures, permettant leur mise en place sur une grande longueur, sur des pentes relativement faibles.

##### 2.1.4.2. : Coulée de l'Aghan Dagh : (Fig.129).

Elle est d'un style encore différent des deux précédentes. De 5 200 m. de long, elle s'est étalée sur une largeur allant jusqu'à 800 m. Son mode d'émission est fissural, au pied de l'Aghan Dagh, côté Nord.

Au départ, nous avons plusieurs petites coulées, à surface en blocs sur une grande largeur.

Mais, la majeure partie de la coulée n'est représentée que par deux franges de gros blocs scoriacés, situées à une soixantaine de mètres du fond de la vallée où s'est écoulée la lave.

Le fond lui-même est un tapis très mince de blocs scoriacés. Cette coulée se présente donc en creux et ne figure, en réalité que la marque du passage d'une énorme «goutte» de matériaux en fusion, coupée de sa source.

La viscosité augmentant au fur et à mesure de l'éloignement de la source, cette «goutte» s'est solidifiée et forme le front de coulée.

L'épaisseur de la lave n'apparaît que tout à fait en bout de coulée, où elle a poussé devant elle des brèches d'avancement. Ce dynamisme nécessite, au départ, un magma d'une très faible viscosité et sans doute peu dégazé car la lave s'est mise en place sur une pente relativement faible, entre les dômes dacitiques.

Cet épisode, d'origine fissural, d'une grande fluidité, a dû se mettre en place après une période de repos de l'ensemble du volcan, permettant de profonds changements des conditions physiques du

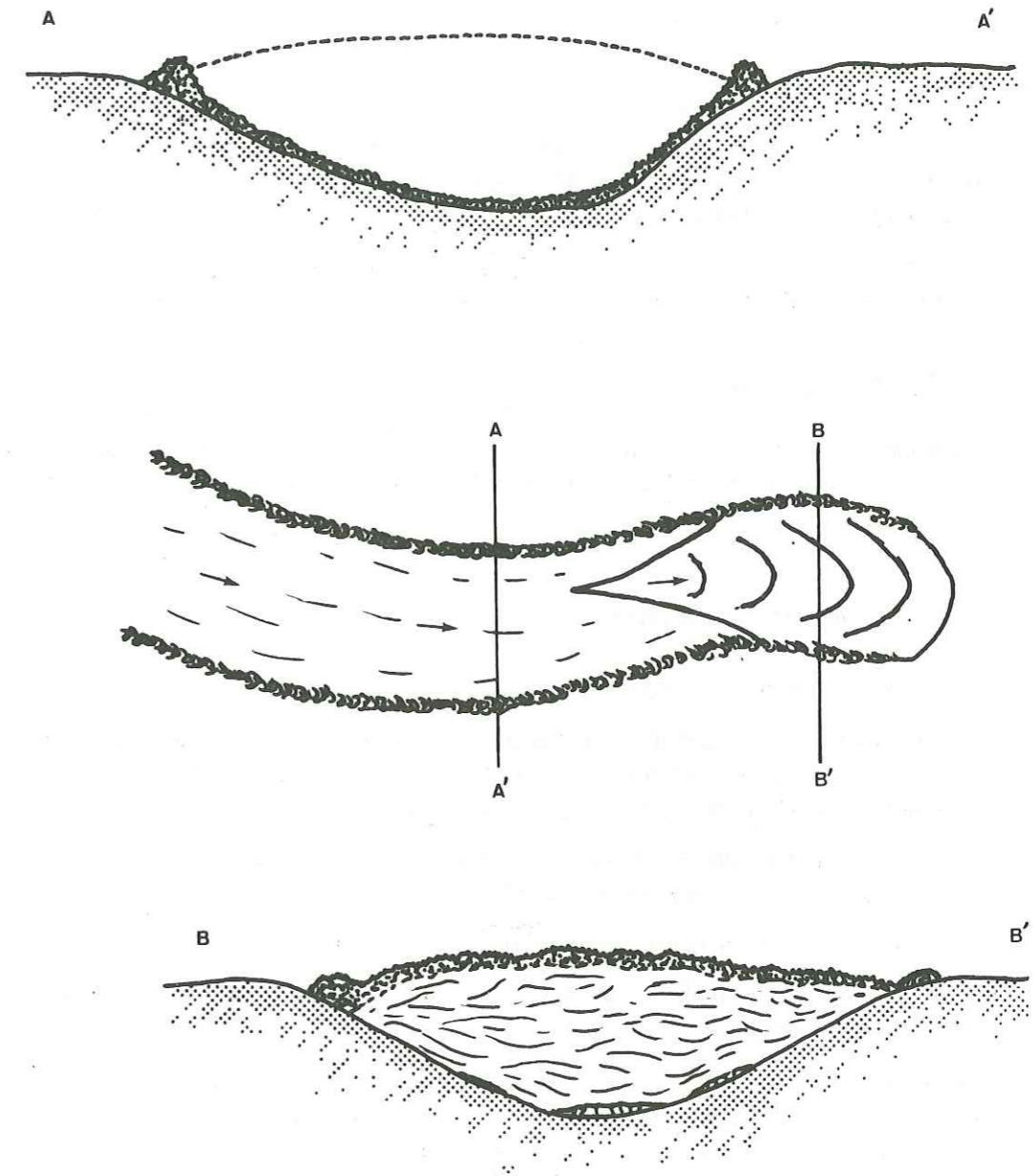


Fig. 129 : Schéma de la coulée de l'Aghan Dagh (Stade 5).

magma, les conditions chimiques ayant, semble-t-il peu évolué.

### 2.1.5. : Conclusion au dynamisme :

Le découpage en quatre stades de la construction des séries supérieures du Sabalan est bien effectivement représenté par des faits précis, mais est toutefois assez formel.

Il faut bien noter que ces différents stades sont relativement proches les uns des autres du point de vue dynamisme et peuvent s'interpénétrer chronologiquement, passant de l'un à l'autre d'une manière continue.

Le caractère marquant des trois premiers stades est surtout la très grande viscosité des laves, sortant soit sous forme de cônes mixtes à pentes très raides et à coulées très épaisses; soit sous forme de dômes endogènes. Le passage de l'un à l'autre devant représenter des conditions physico-chimiques relativement très proches. Il n'y a guère que le dernier stade qui soit nettement plus effusif.

La description des structures des séries supérieures du Sabalan, ainsi que celle de leur dynamisme, montre l'homogénéité de ces séries, que nous retrouverons tant minéralogiquement que chimiquement.

### 2.2. : Pétrographie :

Après avoir examiné leur mode de mise en place, nous allons étudier les caractères minéralogiques et chimiques des laves des séries supérieures du Sabalan, ainsi que leur dénomination dans différentes classifications.

#### 2.2.1. : Description des laves :

##### 2.2.1.1. : Aspect macroscopique :

Les roches des séries supérieures présentent un aspect caractéristique, à peu près homogène dans toutes les séries. Elles sont toujours porphyriques, de couleur rouge brun à bleu-gris; piquetées de phénocristaux blancs de Feldspath, leur conférant un faciès d'«Andésite».

Ces laves sont relativement fragiles, malgré leur état de grande fraîcheur, dû à leur mise en place très récente, et leur cassure est conchoïdale.

L'altération supérieure est de couleur rouille.

Il n'est pas rare de rencontrer des petites vésicules allongées de deux à trois centimètres subparallèles aux courants de fluidité.

Des enclaves de roche grenue sont présents d'une manière constante dans toutes les séries, bien que peu fréquentes. La nature de ces enclaves paraît assez homogène et nous discuterons plus loin pour savoir s'il s'agit de xénolithes ou de cumulats.

##### 2.2.1.2. : Aspect microscopique : (Fig. 130a et b).

Les phénocristaux, représentés par le feldspath, la biotite, le pyroxène et l'amphibole, sont tous automorphes et ne présentent pas de réactions avec la mésostase, sauf pour les feldspaths, dont nous reparlerons plus loin. (Fig. 131).

Les phénocristaux peuvent être séparés en deux groupes :

- les macrophénocristaux : supérieurs à 0,4 cm
- les microphénocristaux : de 0,4 cm à 0,05 mm.



Fig. 130 a : Structure des laves des SSS (Andésite)

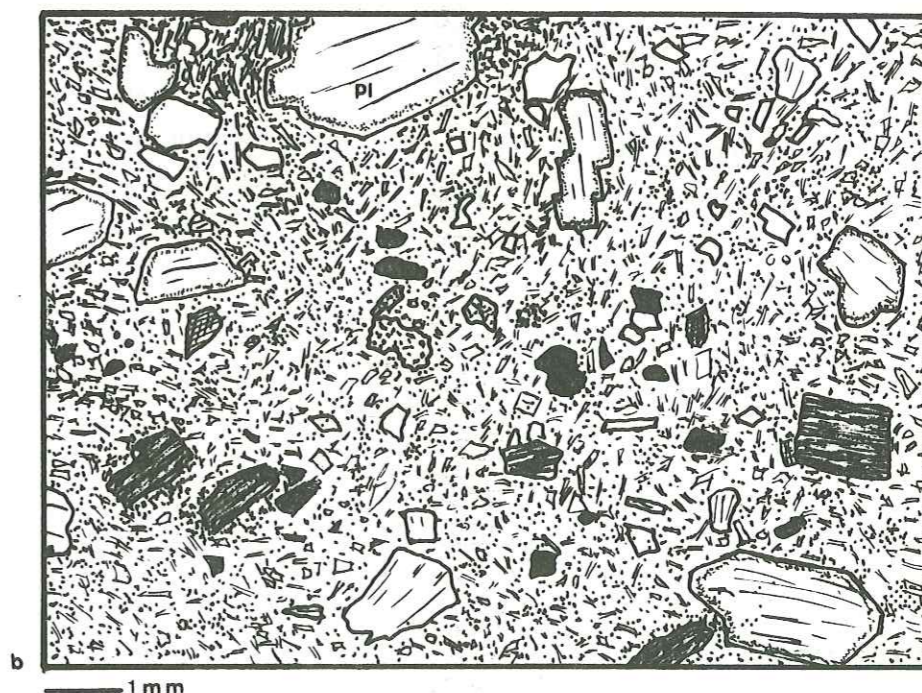


Fig. 130 b : Structure des laves des SSS (Latite-Andésite)

Cependant, des feldspaths alcalins apparaissent sous forme de gros porphyroblastes, allant jusqu'à 4 cm, mais ils sont relativement rares.

Les minéraux accessoires, le plus souvent sous forme de microphénocristaux bien formés, peuvent aussi être d'assez grande taille. Ils sont représentés par le sphène, l'apatite, la magnétite et aussi par de petites exfolutions d'ilménite. Le quartz se rencontre très rarement, il est alors en phénocristaux automorphes corrodés.

La mésostase est généralement assez vitreuse, de structure hyalopilitique à tendance pilotaxitique.

Les microlites (plagioclases, pyroxène, amphibole et minéraux accessoires) abondent.

Dans les échantillons les moins vitreux, la structure de la lave présente une nette tendance trachytique.

Il n'a jamais été observé de structures eutaxitiques ou franchement clastiques, bien que souvent des phénocristaux aient un aspect brisé.

#### Moyenne d'analyses modales des séries supérieures du Sabalan :

Porphyroblastes		TOTAUX :	
. feldspaths alcalins	0,7	Plagioclases	26,3
Macrophénocristaux		Hornblende	3,4
. plagioclases	16,1	Clinopyroxène	2,7
. biotite	1,6	Biotite	1,6
. clinopyroxène	0,9	Minéraux opaques	1,5
. hornblende	0,8	Felds. alcalins	0,7
Microphénocristaux		Apatite	0,2
. plagioclases	10,2	Sphène	0,1
. hornblende	2,6	Mésostase	63,5
. clinopyroxène	1,8		
. magnétite	1,5		
. apatite	0,2		
. sphène	0,1		
Mésostase	63,5		
TOTAL : .....	100,0	TOTAL : .....	100,00

#### 2.2.2. : Minéralogie :

##### 2.2.2.1. : Feldspaths :

Les feldspaths des séries supérieures du Sabalan se présentent sous trois formes :

- Les porphyroblastes (de l'ordre du cm) très peu fréquents, non constants dans tous les échantillons, et de composition de feldspaths alcalins.

- Les phénocristaux (inférieurs à 0,4 cm.; jusqu'à 0,05 cm) très abondants, caractéristiques de ces laves, leur donnant leur aspect porphyrique.

- Les microlites; souvent très abondants.

Les phénocristaux et les microlites sont plagioclasiques.

#### A : Les feldspaths alcalins : (Fig. 132 ).

Ils se présentent en gros porphyroblastes non perthitiques, automorphes, rarement zonés, mais entourés presque toujours d'une frange albitique plus ou moins développée. Ils englobent très fréquemment de grosses inclusions fluides, à contours lobés, disposées suivant les zones de croissance, ainsi que quelques petits cristaux de minéraux ferromagnésiens.

Les mesures optiques donnent une composition de Sanidine ( 2 V de 40 ° à 42° ). Une analyse à la microsonde a été effectuée sur l'un des porphyroblastes :

Analyse de microsonde N° 13.

Porphyroblaste non zoné.

Fig. : 132

(Zone intermédiaire entre le centre et la bordure)

Si	O <sub>2</sub>	62.93	
Al <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	20.10	
Fe <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	----	
Mn	0	----	Or :
Mg	0	0.07	Ab :
Ca	0	0.32	An :
Na <sub>2</sub>	0	5.99	
K <sub>2</sub>	0	8.50	
Ti	O <sub>2</sub>	0.04	
H <sub>2</sub>	0	(probable) 0.50	
Total : .....		98.45	

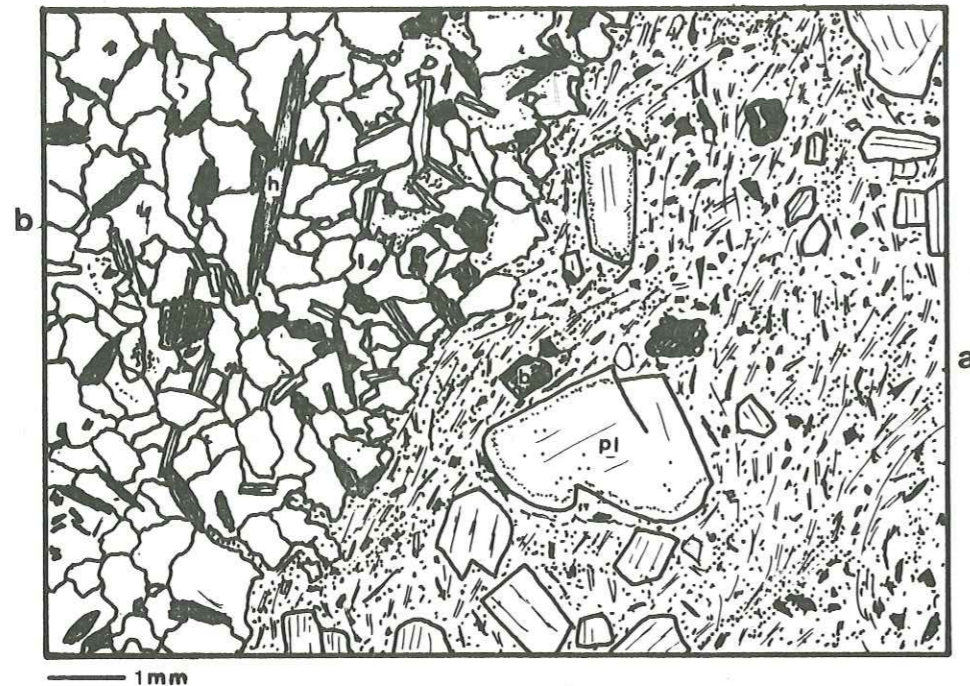


Fig 131 : Contact entre une Latite-Andésite  
(a) et un cumulat des SSS (b)

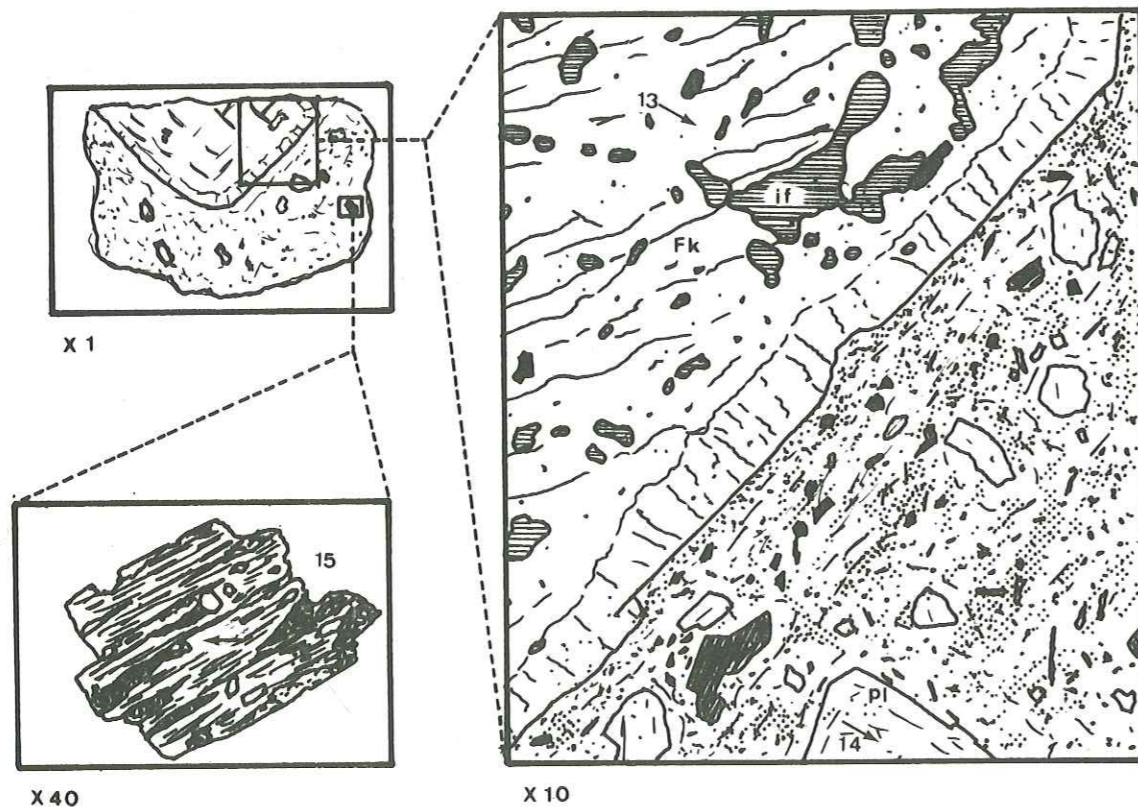


Fig. 132 : Lame d'analyse de microsonde →  
Analyse 13 : FK; microcline  
" 14 : Pl; Oligoclase  
" 15 : Biotite  
if. : inclusion fluide.

Ceci correspond à une composition de sanidine assez alumineuse et potassique.

A une pression fluide de 5 000 bars, ce porphyroblaste aurait cristallisé vers 750° C (Yoder, Stevart et Smith 1957).

Ces Feldspaths alcalins sont donc des minéraux de formation très tardive, mais, sans doute, formés sous une pression fluide importante.

L'échantillon analysé, provient du centre du dôme endogène de l'Aghan Dagh. La présence des feldspaths alcalins paraît donc très liée au stade 2 et plus particulièrement encore aux dômes endogènes.

#### B : Plagioclases :

Ce sont de loin, les Feldspaths les plus abondants. Ils constituent une phase très complexe, polygénétique et sont très caractéristiques des séries post-caldéra, mais aussi des séries terminales des épisodes anté-caldéra, et cette étude regroupe, de ce fait, ces séries.

#### Les phénocristaux :

Ils peuvent être d'assez grande taille, ils se montrent sous des formes très différentes.

Dans une même lame mince, il est possible de rencontrer des individus très corrodés, d'autres intacts, certains étant très zonés, d'autres ne l'étant absolument pas.

Les individus maclés sont les plus communs.

Une frange externe, fréquente, entourant parfois un agrégat de cristaux, amène une structure de Synneusis.

#### Les Microlites :

Ils sont disséminés dans la pâte, soulignant la fluidité de la mésostase.

A part de nombreuses terminaisons en «queue d'aronde», ils ne présentent pas de structures particulières et sont de même composition que les phénocristaux, avec peut être toutefois une teneur en An un peu supérieure.

Deux problèmes, concernant plus particulièrement les phénocristaux, sont intéressants à étudier pour comprendre l'état d'équilibre de ces plagioclases avec le liquide interstitiel, au cours de leur croissance. Il s'agit de :

- l'évolution chimique du zonage
- des figures de résorption et inclusions vitreuses.

#### a : Evolution du zonage :

Le zonage est généralement de type oscillatoire et sauf pour la frange externe, quand elle existe.

Les intervalles de composition, mesurés optiquement, varient d'un oligoclase sodique à un labrador calcique, mais les valeurs tendent à se grouper entre An<sub>20</sub> et An<sub>50</sub>.

La composition la plus fréquente étant An<sub>25</sub> - 30 (Oligoclase).

Les plus grands phénocristaux peuvent avoir une composition plus sodique, de An<sub>20</sub> à An<sub>40</sub>.

Trois analyses à la microsonde ont été effectuées, dont deux sur un même cristal.

Analyse de microsonde N° 14.

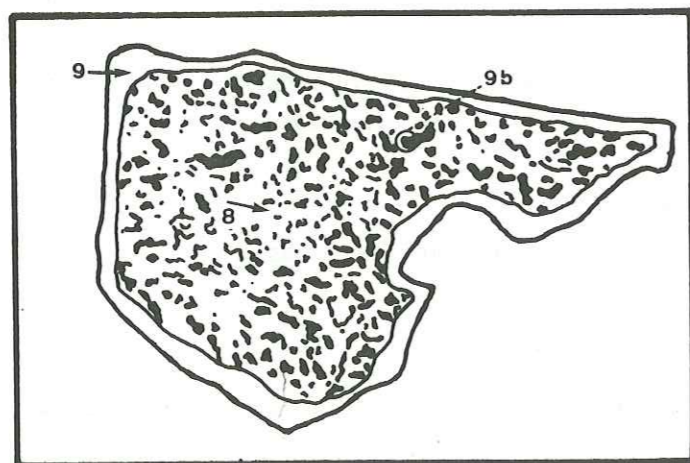
Phéno-cristal de taille moyenne (sans inclusions vitreuses).

Analyse du coeur. (Fig. 132 ).

Si O <sub>2</sub>	61.18		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.12		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20		
Mn 0		Or :	9,4
Mg 0	0.03	Ab :	62.5
Ca 0	4.77	An :	28.1
Na 0	6.22		
K <sub>2</sub> 0	1.34		
Ti O <sub>2</sub>	----		
H <sub>2</sub> 0 (probable)	0.10		
Total : .....			97.96

Cette analyse confirme donc bien les valeurs mesurées optiquement, (An<sub>28</sub>) et donne une composition d'oligoclase.

Plagioclase de taille moyenne comportant de nombreuses inclusions vitreuses. (Fig. 133 ).



x 20

Fig. 133 : Plagioclase : Analyses de microsonde

8 : Coeur (Andésine)

9 : Frange (Oligoclase)

9 b : Inclusion de verre rhyolitique.

Analyse du coeur N°8

Analyse de la Frange ext. N° 9

Si O <sub>2</sub>	60.25	62.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.05	23.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.33	0.19
Mn 0	----	----
Mg 0	0.11	0.08
Ca 0	7.43	5.66
Na <sub>2</sub> 0	7.08	7.16
K <sub>2</sub> 0	0.61	0.93
Ti O <sub>2</sub>	0.08	----
H <sub>2</sub> 0 (probable)	0.10	0.10
Total : .....		99.74

Or :	3.6	Or : 6.5
Ab :	59.6	Ab : 64.8
An :	36.8	An : 28.7

An 38 : Andésine

An 30 : Oligoclase (andésine)

Confirmant encore globalement les observations optiques, ces analyses montrent classiquement un coeur plus riche en An. Ce n'est pas toujours le cas et il semblerait, au contraire, que la bordure soit généralement plus calcique que le coeur. Cependant, à partir de l'étude d'un grand nombre de cristaux, il apparaît qu'il n'y a pas de modèle constant dans les variations de composition du centre vers les bords du cristal, même au sein d'une même lame mince.

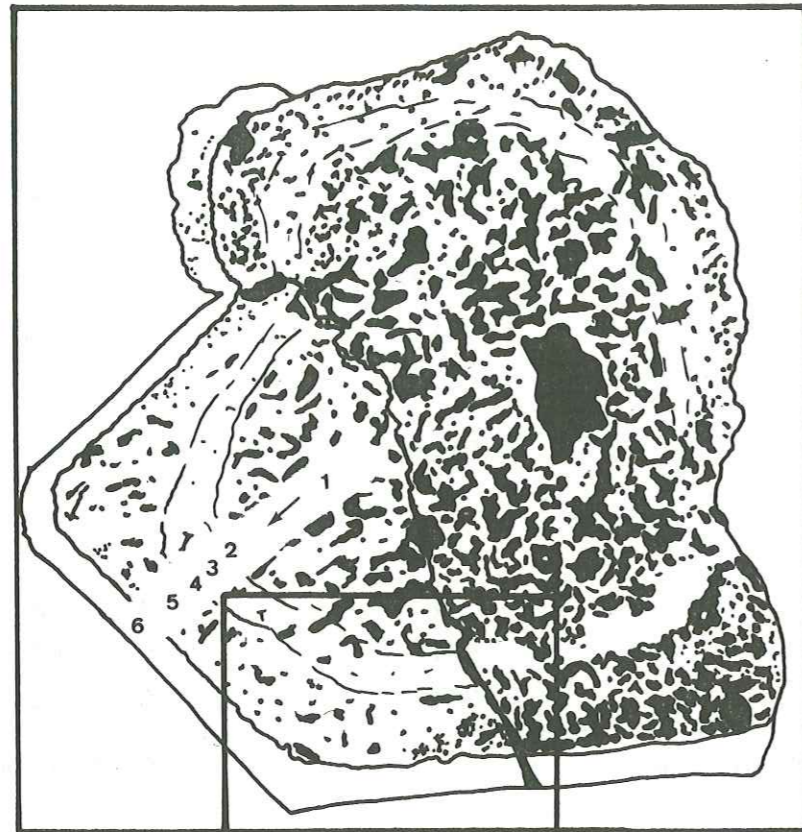
D'autre part, dans les phéno-cristaux présentant une phase de résorption, puis une nouvelle croissance, la composition ne varie pas dans de très grandes proportions de part et d'autre de la ligne de résorption.

De plus, les cristaux ne présentant pas d'inclusions vitreuses (voir paragraphe suivant) semblent légèrement plus acides (An plus faible) et sont moins zonés que les autres.

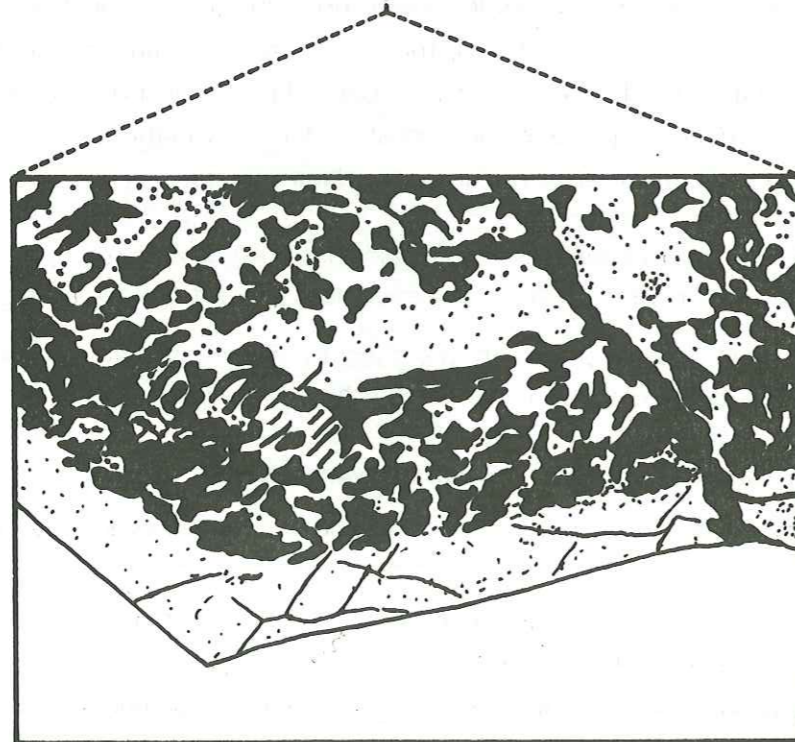
#### *b : Figures de résorption et inclusions vitreuses*

Il est possible de diviser les plagioclases des séries supérieures en deux groupes, suivant leur structure interne.

- Les individus contenant des inclusions vitreuses et comportant plusieurs phases de résorption, c'est-à-dire des cristaux polygénétiques.
- Les individus, qui, bien que zonés ne comportent pas de phase de résorption au cours de leur croissance, mais, souvent, une seule phase terminale, amenant des structures en « empreintes digitales » ("Finger print" de Guppy et Hawks 1925); Mac Donald et Katgura 1965; Sugurdsson 1971).
- Le premier groupe peut être représenté par les exemples suivants :



X 30

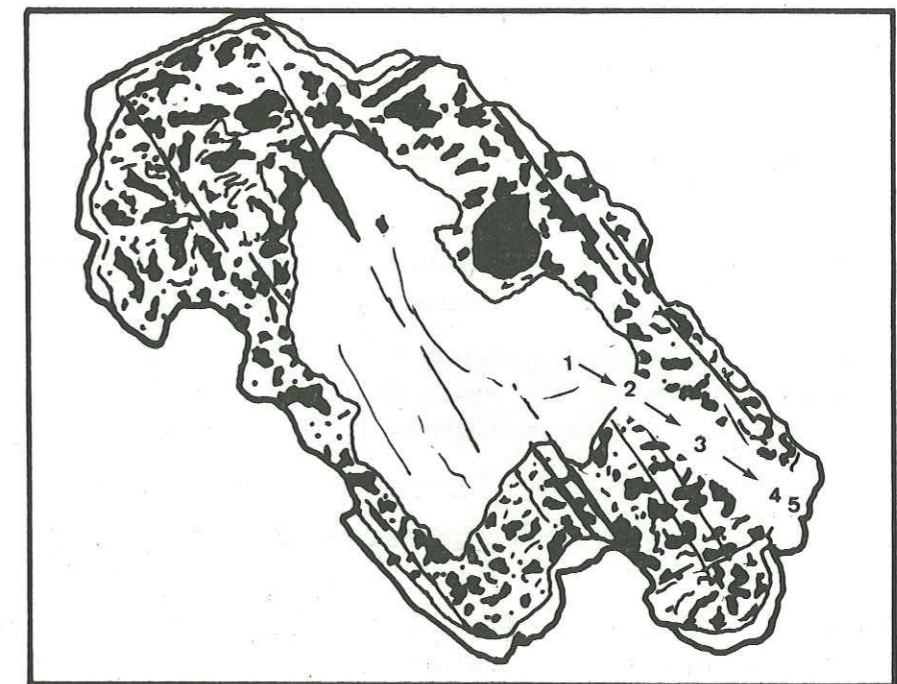


X 70

Fig. 134 : Evolution d'un plagioclase du 1er groupe.

- Fig. 134 :
1. Croissance rapide (à inclusions vitreuses)
  2. Résorption plus ou moins importante
  3. Croissance lente
  4. Résorption
  5. Nouvelle croissance rapide suivie d'une résorption
  6. Croissance de la frange externe, qui sera elle même résorbée sans doute lors de l'éruption (figure d'«érosion» sur un seul côté).

- Fig. 135 :
1. Croissance lente
  2. Résorption importante
  3. Croissance rapide incluant des vacuoles vitreuses
  4. Résorption
  5. Croissance de la frange externe résorbée à son tour.



X 40

Fig. 135 : Evolution d'un plagioclase du 1er groupe.

Cette succession de phases montrent des individus en constant déséquilibre, à cause de conditions physico-chimiques très variables, au sein de la chambre magmatique, avec, malgré tout, des changements de chimisme relativement faibles (voir analyses).

Quant aux inclusions vitreuses, souvent de grande taille et à contours très lobés, elles ne doivent pas être confondues avec le résultat d'une déstabilisation du plagioclase par résorption, comme dans le cas du «Finger print».

Ce sont des parcelles du liquide interstitiel dans lequel se développe le plagioclase.

Sa croissance étant trop rapide, celui-ci ne parvient pas à expulser assez rapidement, de son réseau cristallin les « impuretés ».

Ces inclusions, allochtones au cristal, ne sont pas seulement vitreuses, on y trouve également des minéraux opaques ou ferromagnésiens. Pour bien prouver qu'il ne s'agit pas d'un verre à composition plagioclasique, nous avons effectué une analyse à la microsonde sur l'une de ces grosses inclusions.

Analyse de microsonde N° 9 bis.

Inclusions vitreuses :

Si	O <sub>2</sub>	75.97
Al <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	11.98
Fe <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	1.07
Mg	0	0.42
Ca	0	2.85
Na <sub>2</sub>	0	3.31
K <sub>2</sub>	0	4.16
Ti	O <sub>2</sub>	0.09

Total : 99.85

(cette analyse est reportée sur le diagramme Fig. 133 ).

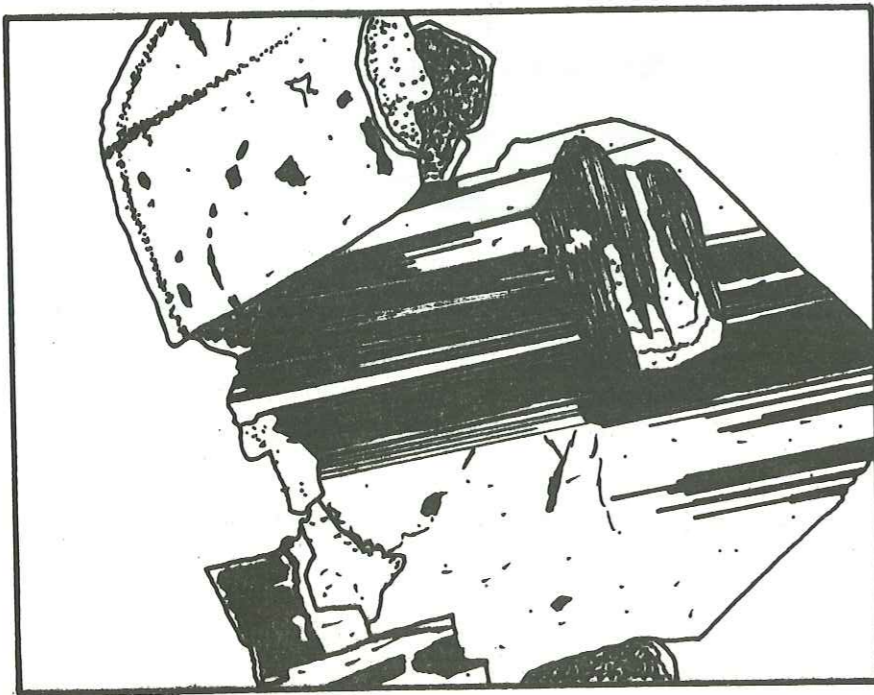
Il s'agit d'un verre rhyolitique, correspondant à la composition du liquide interstitiel à la fin de la cristallisation du magma, sans doute de composition très voisine de celle du verre de la mésostase.

Le deuxième groupe de plagioclases des séries supérieures est représenté par des individus ayant eu une croissance beaucoup plus régulière, la seule résorption étant une résorption finale, où la déstabilisation du cristal se fait suivant les plans préférentiels de macles et suivant les cassures (Fig. 136 ).

Ce groupe est d'ailleurs plus important numériquement que le précédent.

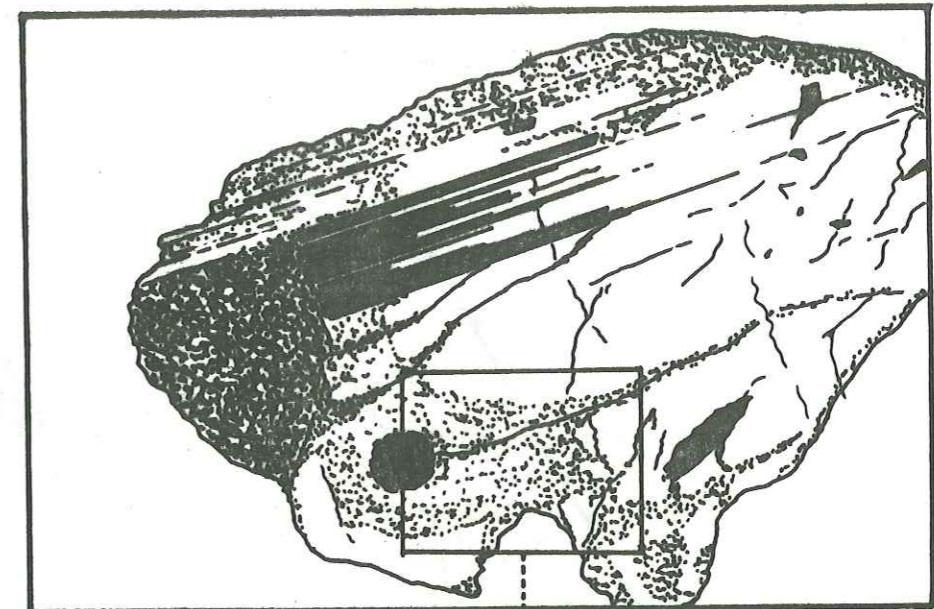
Il n'est pas rare de rencontrer, après cette phase de résorption, une phase de croissance de la zone externe donnant naissance à la structure en « empreintes digitales ».

Il ne semble pas y avoir de loi régissant la résorption en fonction du chimisme, celle-ci se développant de façon identique sur des individus, de composition sensiblement différente.

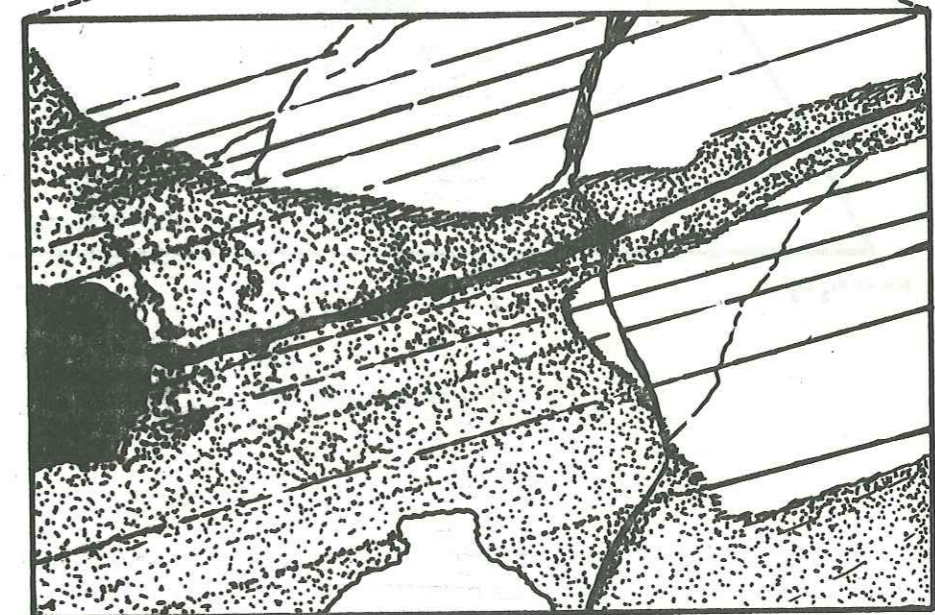


X 20

Fig. 136 : Plagioclases du 2ème groupe.



X 30



X 100

Fig. 137 : Figures de déstabilisation d'un Plagioclase du 2ème groupe.

Cette déstabilisation est tout de même relativement peu violente et doit correspondre à une variation relativement faible des conditions physiques, ce qui n'est pas le cas pour la résorption au sein des individus du premier groupe.

## c. Diagramme An - Ab - Or.

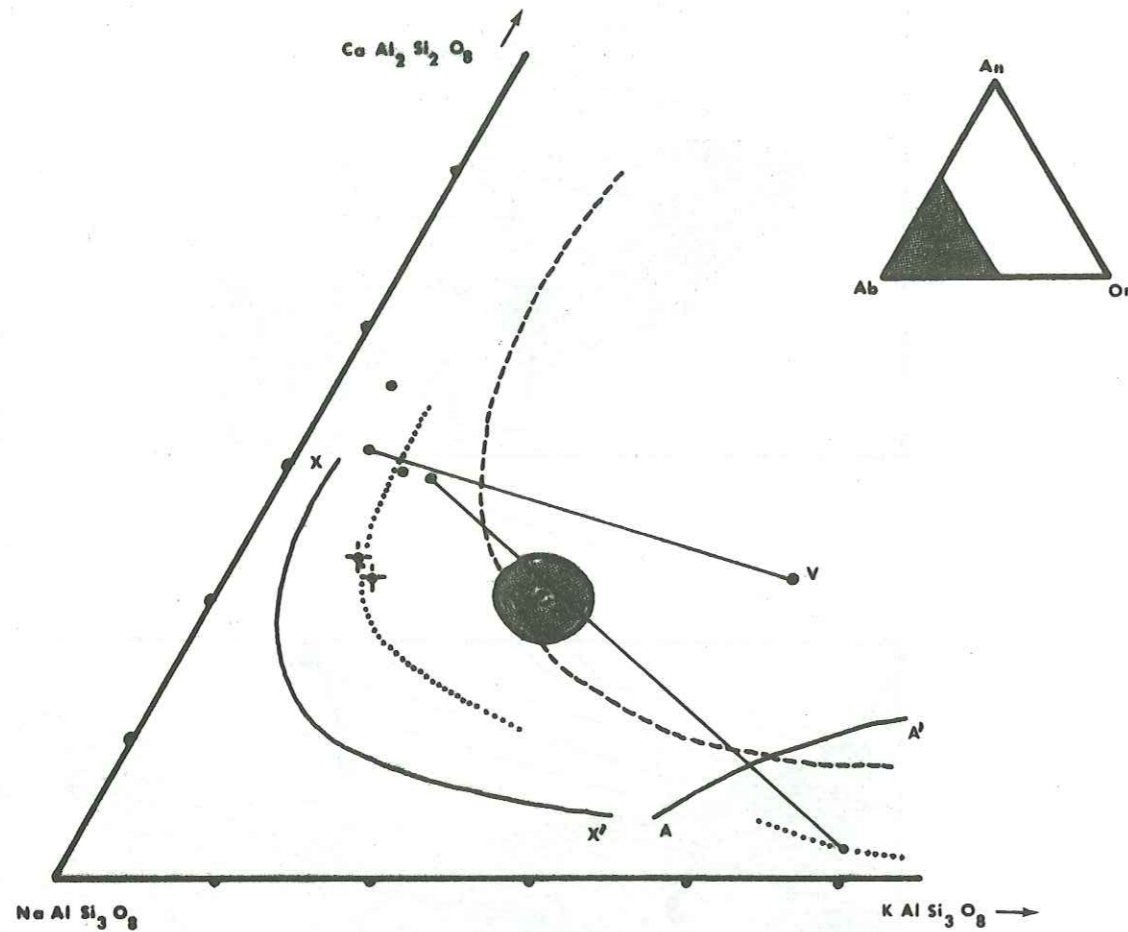


Fig. 138 : Diagramme An - Ab - Or. (Voir texte).

Les points (•) représentent les Feldspaths des séries supérieures du Sabalan et les croix (+) les Feldspaths des séries anté-Caldera. Le point S ainsi que le domaine qui l'entoure est la composition totale des séries supérieures du Sabalan.

Les deux points joints par une ligne appartiennent au même échantillon. (27).

Le point V est l'analyse de l'inclusion vitreuse, pouvant tenir lieu de composition du verre interstitiel.

La ligne en pointillé est la tendance évolutive des Feldspaths du Sabalan.

(X X' - tendance évolutive de phénocristaux d'oligoclase de laves acides d'Islande; CARMICHAEL 1963).

La composition du verre interstitiel V a un rapport  $K/Ca$  beaucoup plus grand que celui des plagioclases et représente une tendance évolutive vers le pôle orthose. Sa température de cristallisation est un peu plus basse que celle des plagioclases.

La composition globale S est bien un intermédiaire entre la composition Plagioclase Orthose, sur la ligne de limite des trois phases feldspathiques coexistantes (ligne en tirets). Le plagioclase et la sanidine sont donc bien en équilibre au sein de leur composition globale, dans l'échantillon (27). Par contre le plagioclase et les inclusions vitreuses de l'échantillon (24) sont totalement en déséquilibre, très loin de la ligne évolutive « normale ».

Ce diagramme corrobore donc bien les observations minéralogiques.

Dans l'autre échantillon, la croissance des cristaux s'est faite beaucoup plus calmement, bien qu'ils soient zonés.

Cette dernière chambre aurait un chimisme un peu plus acide, ainsi que le montre le contenu An des plagioclases à croissance progressive.

Lors du mélange des magmas, ce magma plus basique, ayant une température sans doute supérieure à l'autre, nous assistons à la légère déstabilisation des plagioclases plus acides. La croissance de la frange externe commune aux deux groupes de plagioclases, correspondrait au réajustement chimique des deux magmas, n'en formant plus qu'un seul et montant à la surface, sans doute assez rapidement après le mélange.

Cette « hybridation » sera d'ailleurs étudiée plus en détail lors de l'étude géochimique globale de Sabalan.

## d : Conclusions à l'étude des plagioclases :

La présence de ces structures complexes dans les plagioclases des séries supérieures, et surtout leur coexistence au sein d'un même échantillon, démontrent la complexité des variations des conditions physico-chimiques à l'intérieur d'une chambre magmatique donnée.

Il paraît difficile de faire coexister de telles différences au sein d'une même chambre magmatique. Il faut donc faire intervenir un mélange de magmas provenant de réservoirs distants. Dans l'une des chambres, les conditions pression-température seraient extrêmement variables, liées sans doute à des mouvements tectoniques.

## 2.2.1.2. : Les Ferromagnésiens :

La biotite est un minéral important dans les séries supérieures du Sabalan, qui contiennent aussi un pyroxène calcique et une amphibole, qui, vu son état de corrosion est parfois difficilement identifiable; celle-ci semble constituer une phase relique au sein de ces séries.

## A. Biotite : (Fig. 132).

La biotite se présente en phénocristaux automorphes, souvent d'assez grande taille.

Certains individus sont d'aspect assez frais et d'autres très corrodés et parfois brisés, (existence de deux « générations » de biotite liées au mélange de magmas).

L'« altération basaltique » se développe largement autour des cristaux, formant une couronne d'oxyde, vraisemblablement de l'hématite.

Une analyse à la microsonde a été effectuée sur l'un de ces cristaux.



Analyse de microsonde N° 15

(Fig. 132 ) : Analyse de Biotite

Si O <sub>2</sub>	37.10
Al <sub>2</sub> O	14.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.45
Mn O	----
Mg O	13.02
Ca O	0.31
Na <sub>2</sub> O	0.67
K <sub>2</sub> O	8.28
Ti O <sub>2</sub>	4.19
H <sub>2</sub> O (probable)	4.00
Total : .....	98.19

Cette composition correspond à celle d'une biotite assez magnésienne et titanifère, caractéristique des séries intermédiaires, telles que trachytiques ou latitiques (Deer 1966).

Le Fer n'étant exprimé qu'en Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, il n'est pas possible de déterminer si l'on a affaire à une oxybiotite, comme le pléochroïsme, tendrait à le prouver.

D'autre part, des inclusions sont très fréquentes et de 3 types :

- Oxydes opaques
- Apatite en petits cristaux automorphes
- Pyroxène et/ou Amphibole.

### B. Amphibole

Apparaissant en phénocristaux, mais surtout en microlithes, ce minéral est la plupart du temps très altéré, et les cristaux plus ou moins bien conservés.

Son pléochroïsme va du jaune sombre (Np) au rouge-brun (Mg-Mn) et l'angle 2v oscille vers 70° et un peu plus, valeurs rencontrées dans les oxyhornblendes/basaltiques banales; celles-ci étant par ailleurs assez oxydées.

### C. Pyroxène :

De petits cristaux automorphes mais corrodés, ayant un pléochroïsme assez faible dans les tons vert pâle représentent un pyroxène, de cristallisation antérieure à celle de l'amphibole.

Ces cristaux se regroupent parfois en petits agrégats.

Un diagramme de diffractométrie X, sur une poudre de roche, totale, montre les raies d'un pyroxène à tendance aegyrinique.

Les pyroxènes des séries supérieures sont donc des <sup>a</sup>ugites, assez pauvres en fer, mais plus ou moins enrichies en sodium.

### D. Minéraux opaques :

Ils sont bien représentés surtout en petits granulés disséminés dans la mésostase, ayant une composition de magnétite peut être titanifère.

#### 2.2.2.3. : Les Minéraux accessoires :

##### A. Apatite :

Elle se trouve le plus fréquemment en inclusions dans la biotite, mais aussi disséminée dans la pâte, toujours en petits cristaux bien formés.

##### B. Quartz :

C'est un minéral qui n'apparaît que très rarement sous forme exprimée bien que son pourcentage virtuel atteigne 10 à 15 %. Il se présente sous forme de phénocristaux automorphes très corrodés, avec parfois une frange de réaction représentée par une auréole de très petits cristaux de clinopyroxène.

##### C. Sphène :

Il s'exprime en cristaux automorphes trapus de taille moyenne, disséminés dans la pâte.

#### 2.2.3. : Chimisme et classification

Nous n'étudierons ici que les problèmes pétrographiques particuliers relatifs aux séries supérieures du Sabalan, les problèmes géochimiques étant traités plus loin de façon globale pour tout le Sabalan

##### 2.2.3.1. : Analyses.

Nous possédons les résultats de 3 analyses totales effectuées à l'Institut Dolomieu (de 26 à 28), complétées en fluorescence X pour Sr; Ba et Rb.

D'autre part, 6 autres analyses totales avec le Rb nous ont été communiquées par le Dr. Alberti de l'Université de Trieste. (de 29 à 34).

Au regard de ces analyses, il est possible de dire que les caractères les plus marquants des séries supérieures sont leur homogénéité et leur constance du point de vue chimique, tant pour les éléments majeurs que pour les oligoéléments.

Cependant, de petites variations, que nous avons déjà remarquées du point de vue minéralogique, apparaissent en particulier dans les roches du stade 2. On s'en rend compte, en considérant par exemple l'indice de basicité de H. de la Roche (1965).

N° analyse	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Indice de basicité	60,1	56,8	55,1	56,1	57,0	56,9	58,6	57,0	61,4

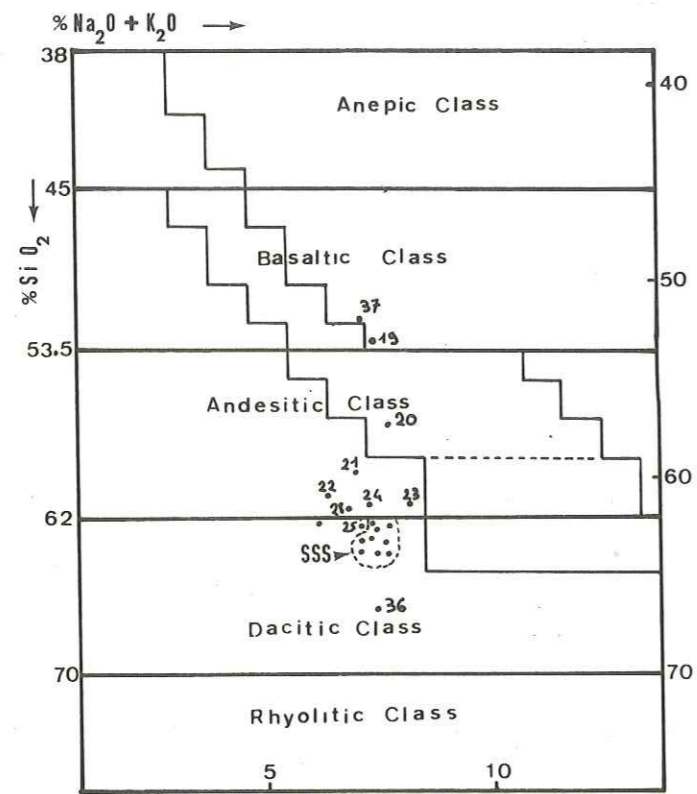


Fig. 139 : Diagramme de classification de Middlemost (1972).  
Les numéros correspondent à ceux des analyses totales.

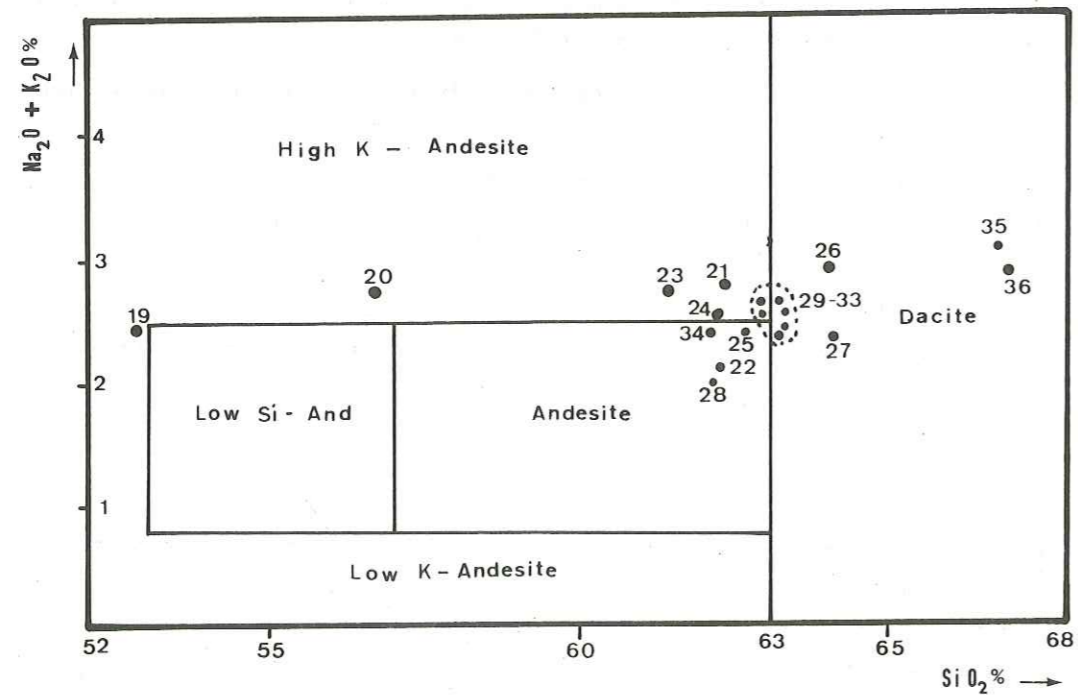


Fig. 140 : Diagramme de classification de Taylor (1969).

La moyenne arithmétique est de 57.7 et l'écart type de 2. On voit donc que l'échantillon 28 correspondant à l'intérieur du dôme de l'Aghan Dagh, a un indice de basicité inférieur (55.1) à la moyenne diminuée de l'écart type ( $57.7 - 2 = 55.7$ ). Statistiquement, il est donc légèrement différent du reste des séries supérieures, présentant un caractère sensiblement plus acide, bien en rapport d'ailleurs avec son mode de mise en place.

Pour quelques éléments particuliers, nous pouvons dire que le Strontium est anormalement élevé pour un chimisme global aussi acide.

Le Sr est d'ailleurs bien corrélé avec le Ca lui aussi très élevé.

Les séries supérieures ont, de plus, un caractère nettement alcalin ( $Alk > 7\%$ ).

### 2.2.3.2. Classifications

#### A. Streckeisen (1967) (Fig. 141 p. 221).

Les laves des séries supérieures se répartissent entre les termes :

«Andésite» (à tendance leuco-latitique) et «Latite - andésite».

#### B. Middlemost (1972) (Fig. 139).

Les points représentatifs se trouvent sur le diagramme à la frontière de la classe andésitique et de la classe dacitique, comportant la suite calcalcaline.

La terminologie serait donc :

– Dacite hautement calcique, à tendance andésitique (High Lime Dacite).

#### C. Taylor (1969) (Fig. 140).

La plupart des points se situent très près du point triple : Andésite hautement potassique - Andésite - Dacite.

Nous avons donc des laves andésitiques potassiques à tendance dacitique, à part pour les échantillons 73.30 et 73.69, situés franchement dans la classe «dacite».

#### D. Rittmann (1973)

D'après le calcul de paramètres de RITTMANN, nous obtenons le terme de latite-andésite quartzifère.

En conclusion, les laves des séries supérieures du Sabalan, sont, soit des andésites potassiques à tendance dacitique, soit des latites andésites plus ou moins quartzifères.

Analyses des SSS.

N°	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	64,05	64,05	62,20	62,85	62,93	62,20	62,35	62,89	62,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,80	17,05	16,55	16,90	16,84	16,80	16,75	16,83	16,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,35	3,60	2,70	3,08	3,20	3,22	3,38	3,34	3,70
FeO	0,75	0,15	0,65	0,73	0,57	0,57	0,66	0,36	0,27
MgO	1,90	1,90	2,35	2,00	1,82	2,09	1,86	1,99	1,72
CaO	3,60	3,95	6,10	4,22	4,15	4,28	4,36	4,20	4,28
Na <sub>2</sub> O	4,75	5,15	5,05	5,14	5,14	5,02	5,20	4,98	5,38
K <sub>2</sub> O	2,85	2,35	2,00	2,35	2,65	2,45	2,75	2,62	3,17
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,80	0,80	0,55	0,55	0,60	0,57	0,55	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,20	0,20	0,38	0,37	0,37	0,40	0,45	0,42
MnO	0,05	0,10	0,10	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,95	0,10	1,55	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,05	0,10	0,23	0,23	0,20	0,27	0,20	0,20
Total :	99,65	99,45	100,35	99,48	99,50	98,86	99,61	99,47	99,68

Normes CIPW

Q	16,57	14,76	11,83	13,52	13,00	12,97	11,62	13,65	10,35
Or	16,84	13,89	11,82	13,89	15,66	14,48	16,25	15,48	18,73
An	13,27	16,46	16,58	16,10	15,05	16,07	14,24	15,83	12,14
Ab	40,19	43,58	42,73	43,49	43,49	42,48	44,00	42,14	45,52
Di	1,18	0,01	9,63	1,83	2,43	2,14	3,70	1,39	4,31
Ens.	4,19	4,73	1,39	4,13	3,41	4,21	2,91	4,31	2,38
Mag	---	---	---	0,92	0,41	0,29	0,67	---	---
Hem	3,35	3,60	2,63	2,44	2,92	3,02	2,92	3,34	3,70
Ilm	1,69	0,53	1,52	1,04	1,04	1,14	1,08	0,89	0,70
Sph:	0,02	1,28	---	---	---	---	---	0,20	0,57
Apa	1,07	0,47	0,47	0,90	0,88	0,88	0,95	1,07	0,99

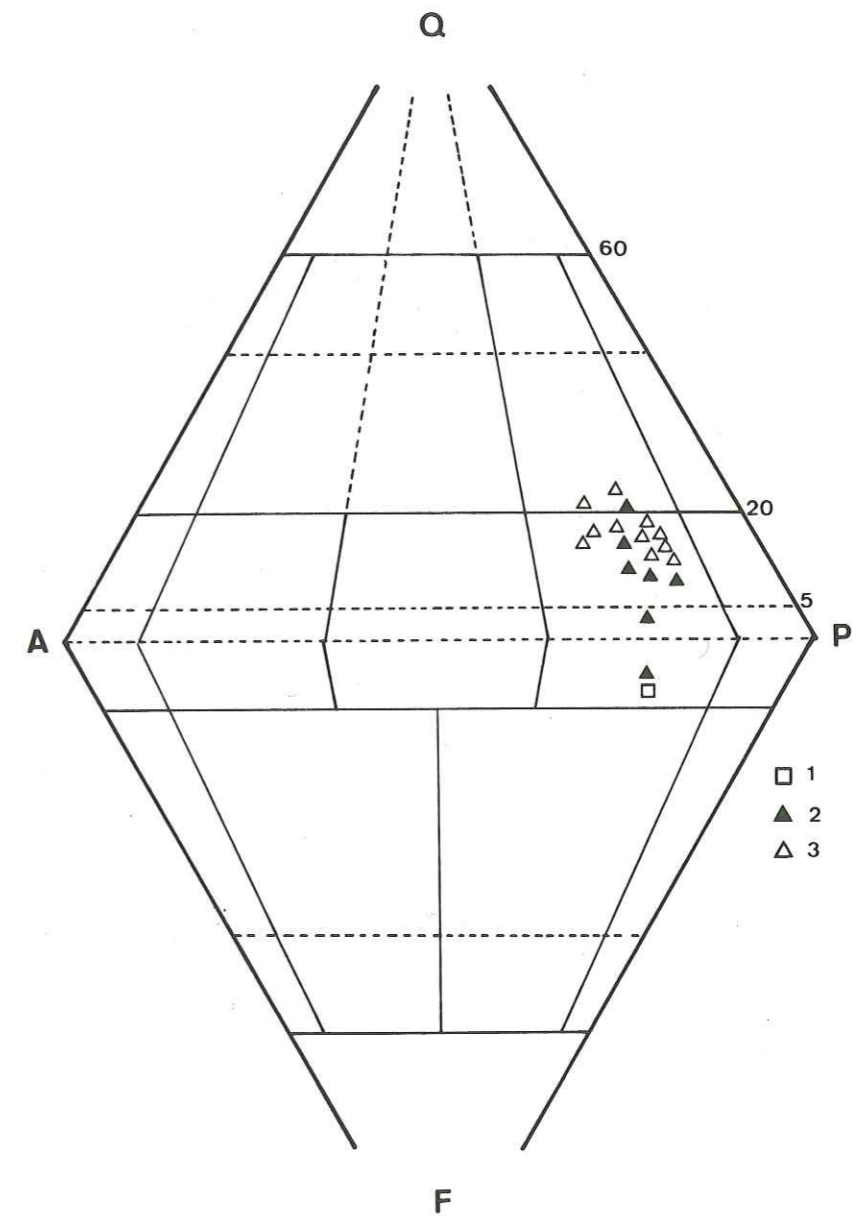


Fig. 141 : Diagramme de classification de Streckeisen (1967).

### 3. SERIES DE L'ÉPISODE «EXPLOSIF» (SSS 3)

#### Introduction.

Le premier effondrement de la Caldera n'avait pas apporté de très grands changements, tant au point de vue du chimisme, que du dynamisme, dans les séries du Sabalan. Les séries supérieures du Sabalan (Post-Caldera) apparaissent bien comme la continuité des séries Anté-Caldera, mis à part une légère récurrence basique.

L'épisode qui nous intéresse ici a provoqué, par contre, un bouleversement profond.

Il a été, tout d'abord accompagné, sinon précédé, par une restructuration tectonique d'ampleur régionale (effondrement des grandes vallées : voir le chapitre «Tectonique et volcanotectonique du Sabalan»). D'autre part, le début du stade explosif, par son caractère de violence extrême, a entraîné la destruction partielle de plusieurs grands appareils volcaniques préexistants. Les matériaux pyroclastiques en résultant, dont le volume est de l'ordre de 12 à 14 km<sup>3</sup> (volumes dépassant celui des séries supérieures du Sabalan), ont comblé, en majeure partie, les deux grandes vallées d'effondrement de Meyur et de Qotur Suyu. (Fig. 142).

Durant l'épisode explosif, la morphologie du Sabalan a été profondément modifiée. Il en est de même pour le chimisme et le dynamisme, propres à cet épisode, et qui ne se rencontrent ni avant, ni après dans l'évolution du Sabalan.

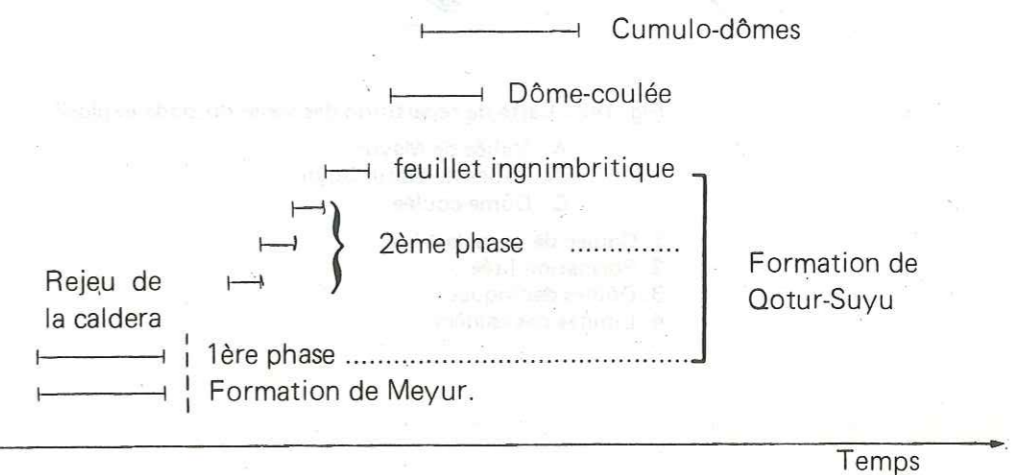
Le Tectonique à l'échelle régionale a très certainement permis l'extension de l'épisode explosif, celui-ci ayant, à son tour provoqué des phénomènes volcanotectoniques, comme le rejeu de la Caldera par exemple.

Les manifestations volcaniques ont été, à première vue, de deux types :

- Production explosive, d'énormes quantités de matériaux pyroclastiques,
- Constitution de Cumulo-dômes et de Dômes-coulée jalonnant la ligne de fracture du rejeu de la Caldera.

Nous verrons, toutefois, que ces deux types de manifestations sont en réalité le résultat d'une certaine évolution assez continue.

Nous décrirons les séries constituant l'épisode explosif à peu près suivant la chronologie suivante :



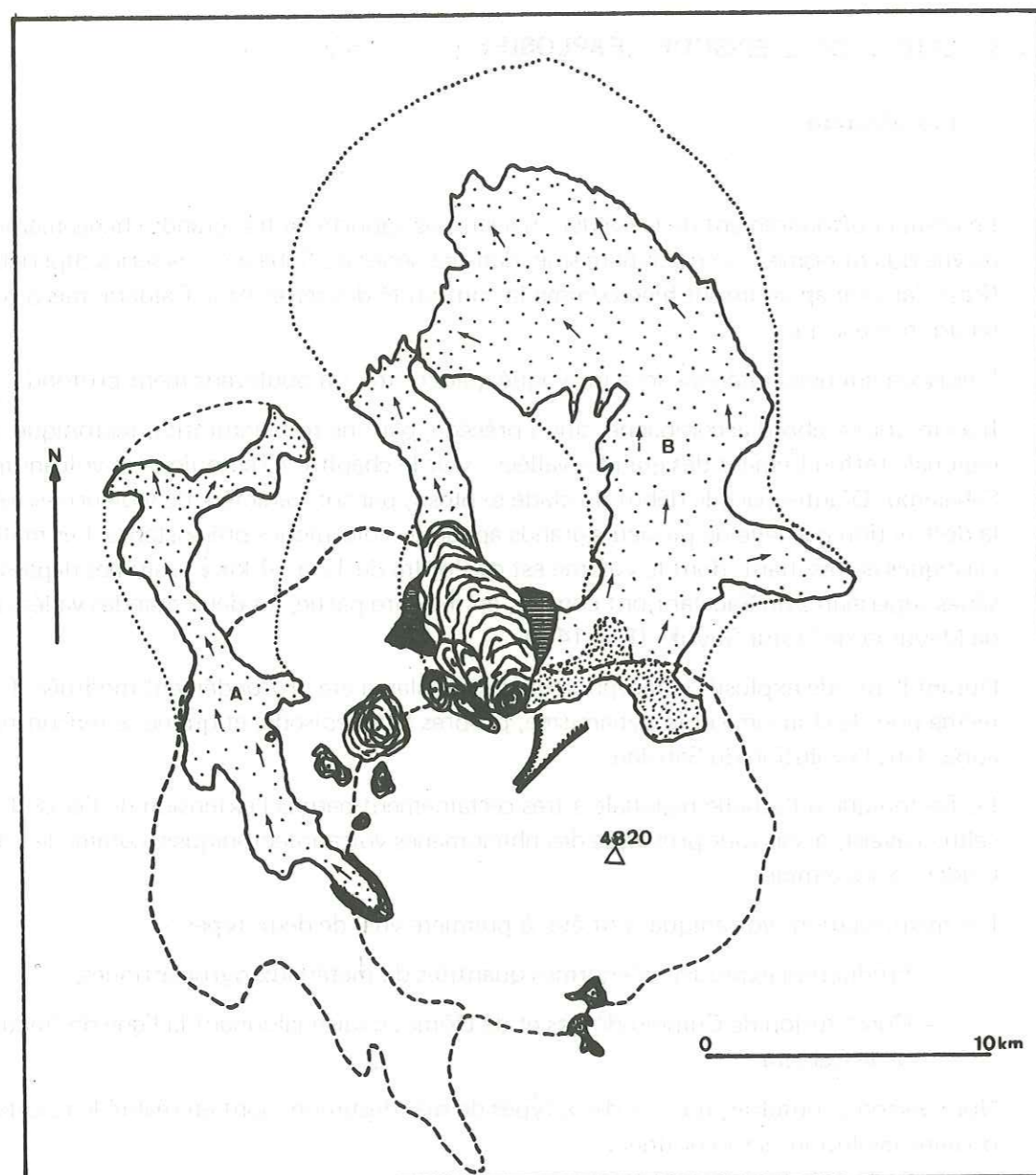


Fig. 142 : Carte de répartition des séries du stade explosif.

- A. Vallée de Meyur
- B. Vallée de Qotur Suyu
- C. Dôme-coulée

- 1. Coulée de pyroclastites
- 2. Formation litée
- 3. Dômes dacitiques
- 4. Limites des caldéra.

### 3. 1. Formation de Meyur

La vallée de Meyur, située au NW du massif principal du Sabalan, est l'une des trois grandes vallées d'effondrement décrites au chapitre «Tectonique et Volcano-tectonique du Sabalan». Cette vallée, très encaissée, est actuellement en grande partie comblée par une énorme quantité de produits pyroclastiques, que nous désignons sous le nom de «Formation de Meyur».

#### 3.1.1. Description, morphologie (fig. 142 et Fig. 143).

La formation de Meyur, partant du cirque compris entre l'Aghan Dagh et le Djannavar Dagh, s'étale tout le long de la vallée pour aller déboucher en un large éventail dans la plaine de Meshkin-Shahr, juste au SW de la ville, au pied du massif du Sabalan.

D'une longueur de près de 19 km sur une largeur de 1,5 km à 2,5 km et d'une épaisseur moyenne d'une centaine de mètres, son volume est de l'ordre de 2 à 3 km<sup>3</sup>.

Si l'on excepte la zone même de départ, cette formation présente une surface très plane, ayant une pente très régulière jusqu'au débouché dans la plaine de Meshkin-Shahr, où son front présente une pente sensiblement plus forte.

Elle a été réentaillée par un réseau hydrographique assez ramifié. Ce réseau surimposé à la Formation de Meyur, relativement meuble, y a creusé de profonds canyons souvent dans toute son épaisseur jusqu'à son substratum.

#### 3.1.2. Pétrographie

Les matériaux de la Formation de Meyur présentent une remarquable constance de l'aval vers l'amont, aussi bien que latéralement. La plus grande partie de ces matériaux est représentée par une brèche très peu consolidée à granulométrie très étendue, pratiquement sans discontinuité.

Les blocs varient de 10 cm<sup>3</sup> à plusieurs m<sup>3</sup>. Ils représentent 10 à 20 % du volume total. Bien que d'aspect anguleux, ils ont des angles extrêmement émoussés, et semblent avoir subi certains processus d'attrition.

Pétrographiquement, les blocs appartiennent, pour la plupart, aux formations de l'Aghan Dagh (SSS 2) et du Djannavar Dagh (SA 2 et SA 3). Il a été toutefois trouvé quelques petits blocs appartenant aux séries Eocène et aussi à la «Formation acide» de l'Oligocène, mais ceux-ci restent relativement rares. Une patine de couleur rouille, à la surface des blocs est assez généralement développée.

La «matrice», largement prépondérante, est formée de cendres assez grossières de couleur jaune clair à orange, ainsi que de tous petits blocs écrasés. Ce matériel est un mélange extrêmement hétérogène, dans lequel il n'a pas été possible de distinguer un classement quelconque, vertical ou latéral.

Cependant il n'est pas rare de distinguer, en coupe, des figures d'écoulement. Cette matrice, dont nous ne possédons pas d'analyse, semble être le produit d'un mélange de roches des formations antérieures (Eocène, Oligocène, SA 2, SA 3, SSS) finement pulvérisées, et de cendres plus acides, représentant les produits néoformés.

Dans quelques coupes, surtout dans le haut de la vallée, il est possible de voir un petit horizon de cendres très blanches, fines, de quelques mètres, tout à fait au sommet de la formation.

#### 3.1.3. Interprétation du dynamisme

D'après cette description, la formation de Meyur évoque la mise en place d'une «nuée ardente» telle que l'a décrite Lacroix à la Montagne Pelée.

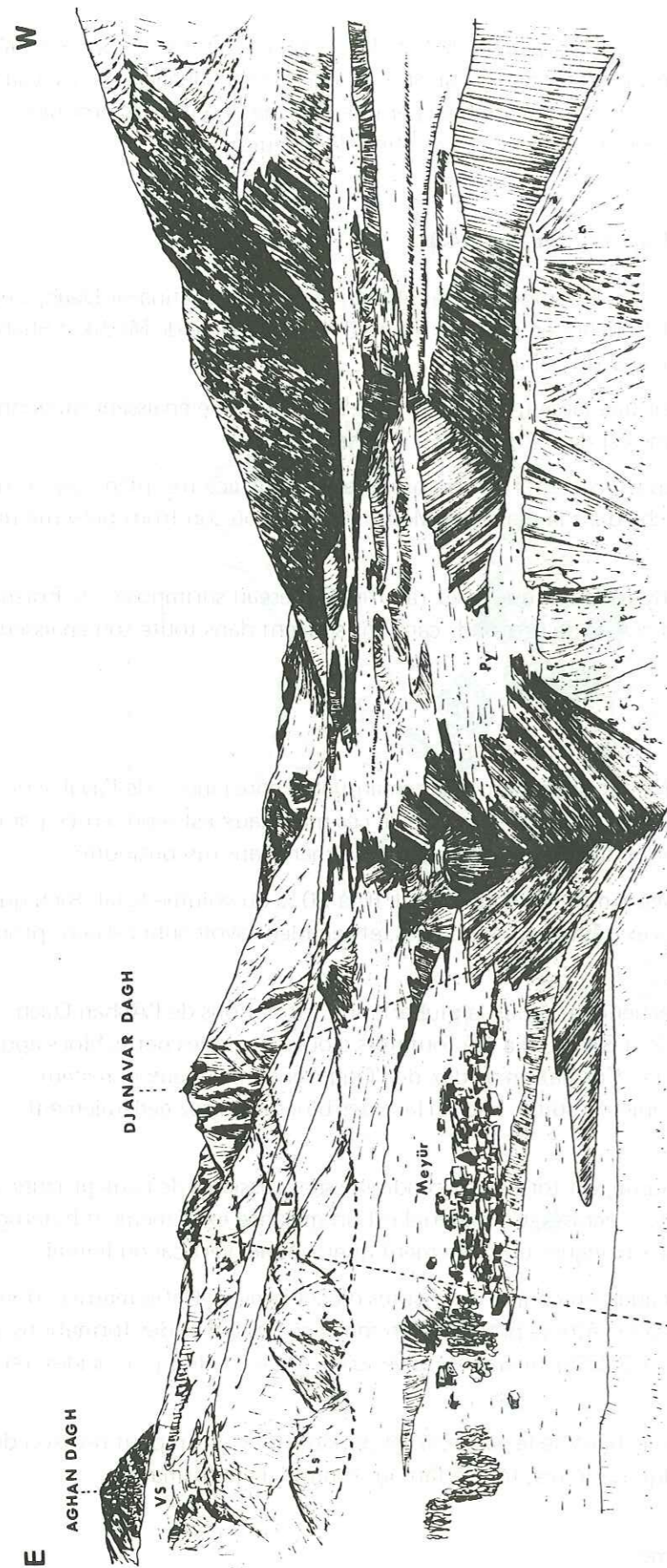


Fig. 143a : Vallée de Meyur

Py : Coulée de pyroclastites  
 VS : Vieux Sabalan  
 Ls : Lame siliceuse



Fig. 143b : Zone de départ de la coulée de pyroclastites de Meyur.

Tout particulièrement sa granulométrie très étendue, son manque total de classement et son aspect de masse « fluide » coulant dans le chenal de la vallée de Meyur et s'étalant au débouché de la plaine de Meshkin-Shahr, suggère une mise en place très rapide, en une seule phase, de caractère explosif et dévastateur. Ce genre de Formation est le plus communément désignée sous le terme de « coulée de pyroclastites ».

Le caractère violent du phénomène de mise en place trouve ses preuves au départ même de la Formation de Meyur. En effet, le cirque compris entre l'Aghan Dagh et le Djannavar Dagh est le résultat de la destruction partielle de l'énorme dôme de l'Aghan Dagh et de l'ancien cône constituant le Djannavar Dagh (Fig. 143<sup>b</sup>).

La mise en place très rapide et le caractère cataclysmique sont évoqués par les brèches et les cendres restées plaquées, sur les flancs abrupts de la vallée, jusqu'à plus de 100 m au-dessus de la surface actuelle de la Formation de Meyur.

Cependant, assez curieusement, nous n'avons pas trouvé d'indices probants dénotant une mise en place à haute température. La consolidation de la formation est très faible et les particules, même les plus fines, ne paraissent pas avoir été soudées entre elles par de fortes températures.

Tout au plus la « patine » recouvrant les blocs semble montrer un phénomène de surchauffe.

Le point de départ de cette coulée de pyroclastites est un point tout à fait particulier, puisqu'il est le résultat de l'intersection de deux accidents tectoniques d'importance régionale découpant le Sabalan. (Voir le chapitre « Tectonique et Volcanotectonique du Sabalan »).

Le nouveau tracé de la Caldera était aussi très proche de ce point. (La succession de l'explosion de Meyur, de celle de Qotur Suyu et le Rejeu de la Caldera seront discutées plus loin).

A la fin du stade 2 des séries supérieures (stade de mise en place des grands Dômes exogènes), il se produit une élévation de la viscosité aboutissant à une obturation des points d'émission avec un arrêt momentané de l'activité volcanique.

Il s'en suit une mise en pression très importante au sein de la chambre magmatique, mise en pression augmentée par les effondrements tectoniques.

L'interaction de deux de ces accidents tectoniques a créé un point de faiblesse remarquable, en coin, dans l'édifice et sa rupture a permis un dégazage explosif brutal, détruisant partiellement les deux grands appareils volcaniques. Le volume de l'apport de lave fraîche à ce moment-là peut être relativement faible. Cette explosion « sèche » expliquant ainsi le caractère de basse température de la Formation de Meyur, une grande partie des matériaux mis en mouvement étant le produit de la pulvérisation des laves, depuis longtemps solidifiées de l'Aghan Dagh et du Djannavar Dagh.

Le tectonique joue donc un rôle tout à fait primordial ici, rôle que nous retrouverons d'ailleurs tout au long de cet épisode « explosif ».

### 3.2. Formations de Qotur Suyu.

#### 3.2.1. Description, morphologie (fig. 144 a et b et 145 ).

La vallée de Qotur Suyu est une vallée similaire à celle de Meyur, d'origine tectonique. Elle aussi est remplie par une quantité imposante de produits pyroclastiques. Cependant ce remplissage, beaucoup plus complexe, est composé de plusieurs formations bien distinctes les unes des autres.

L'ensemble des formations de Qotur Suyu s'étale sur toute la largeur et la longueur de la vallée qui est beaucoup moins encaissée que celle de Meyur et aussi beaucoup plus large. L'éventail au pied du massif, dans la plaine de Meshkin Shahr, présente une surface aussi beaucoup plus importante.

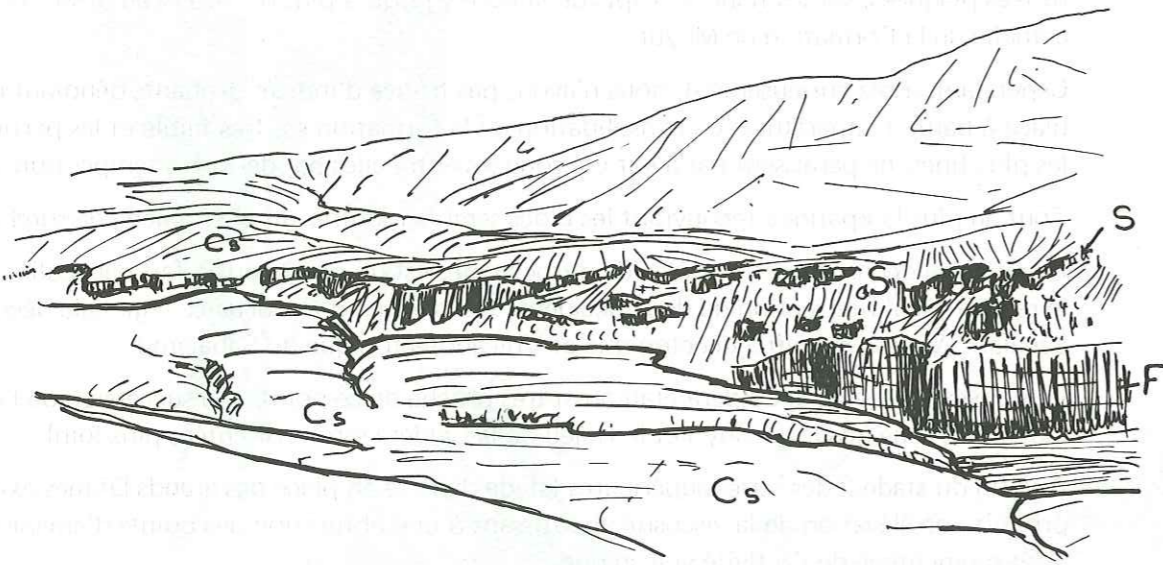


Fig. 144a : Vallée de Qotur Suyu.

Le réseau hydrographique a très profondément entaillé les différentes formations, souvent jusqu'à leur substratum. La rupture de l'équilibre du profil longitudinal du réseau hydrographique entraîné par le remplissage de telles vallées par des produits pyroclastiques semble d'ailleurs être compensée très rapidement. Par exemple l'équilibre hydrographique de la vallée de dix mille Fumées, au Katmaï, semble avoir été retrouvé une à deux décennies après la mise en place des formations ignimbricitiques. Une certaine induration des parois des canyons, ainsi que leur verticalité, les protègent d'une érosion latérale trop rapide, une fois l'équilibre du profil longitudinal rétabli. (Williams, Curtis and Juhle 1954).

La surface du remplissage est beaucoup moins tranquille qu'à Meyur. Ceci est dû à la beaucoup plus grande largeur de la vallée, ayant permis la mise en place d'un réseau hydrographique plus complexe, à l'hétérogénéité des formations, mais aussi à des mouvements tectoniques ayant affecté les Formations de Qotur Suyu, sous forme de panneaux entiers (voir carte Fig. 154 et chapitre «Tectonique et Volcanotectonique»).

Le volume total du remplissage de la vallée de Qotur Suyu peut être évalué à 5 ou 6 km<sup>3</sup>.

Le lieu de départ même de ces formations est beaucoup moins net que dans le cas de la formation de Meyur, et ne paraît pas être unique.

Nous décrivons les différentes formations de Qotur Suyu suivant l'ordre chronologique : (fig. 144b).

- Formation de base
- Formation des tufs soudés blancs
- Formation des tufs soudés noirs et des cendres supérieures.

### 3.2.2. Formation de base

#### 3.2.2.1. Description

C'est de loin la formation la plus importante en volume. Elle peut atteindre une centaine de mètres d'épaisseur. Il est possible d'y distinguer trois phases différentes de mise en place.

##### 3.2.2.1.1. Première phase :

C'est elle qui a produit le volume des matériaux le plus important et qui a la plus grande extension. Elle atteint jusqu'à 50 m. d'épaisseur. Elle est composée d'énormes blocs (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres cube) disséminés dans un matériel relativement fin.

Le pourcentage des blocs est faible et ne dépasse pas 10 %. Il diminue encore vers l'aval. La taille des blocs elle aussi diminue et, sur le front de l'éventail, il ne subsiste guère que des produits fins. Ces blocs ont un aspect roulé et écrasé.

Pétrographiquement ils appartiennent aux séries SD5 et SSS.

La matrice, d'un blanc-jaune, comme dans la formation de Meyur, est un mélange assez hétérogène.

Toutefois le volume des matériaux néoformés, représentés par des particules vitreuses très blanches, y est très important. Cette formation présente aussi des caractères de mise en place à une température non négligeable ayant permis la soudure des éléments fins, assurant ainsi une bonne cohésion à toute la Formation, celle-ci pouvant même se présenter en falaises verticales de quelque 50 m. de hauteur. Cependant aucune prismation n'y est décélable.

Un certain litage apparaît à l'aval mais reste très discret.

Entre cette phase et la suivante, une légère érosion a entraîné un ravinement de la surface ainsi qu'une oxydation.

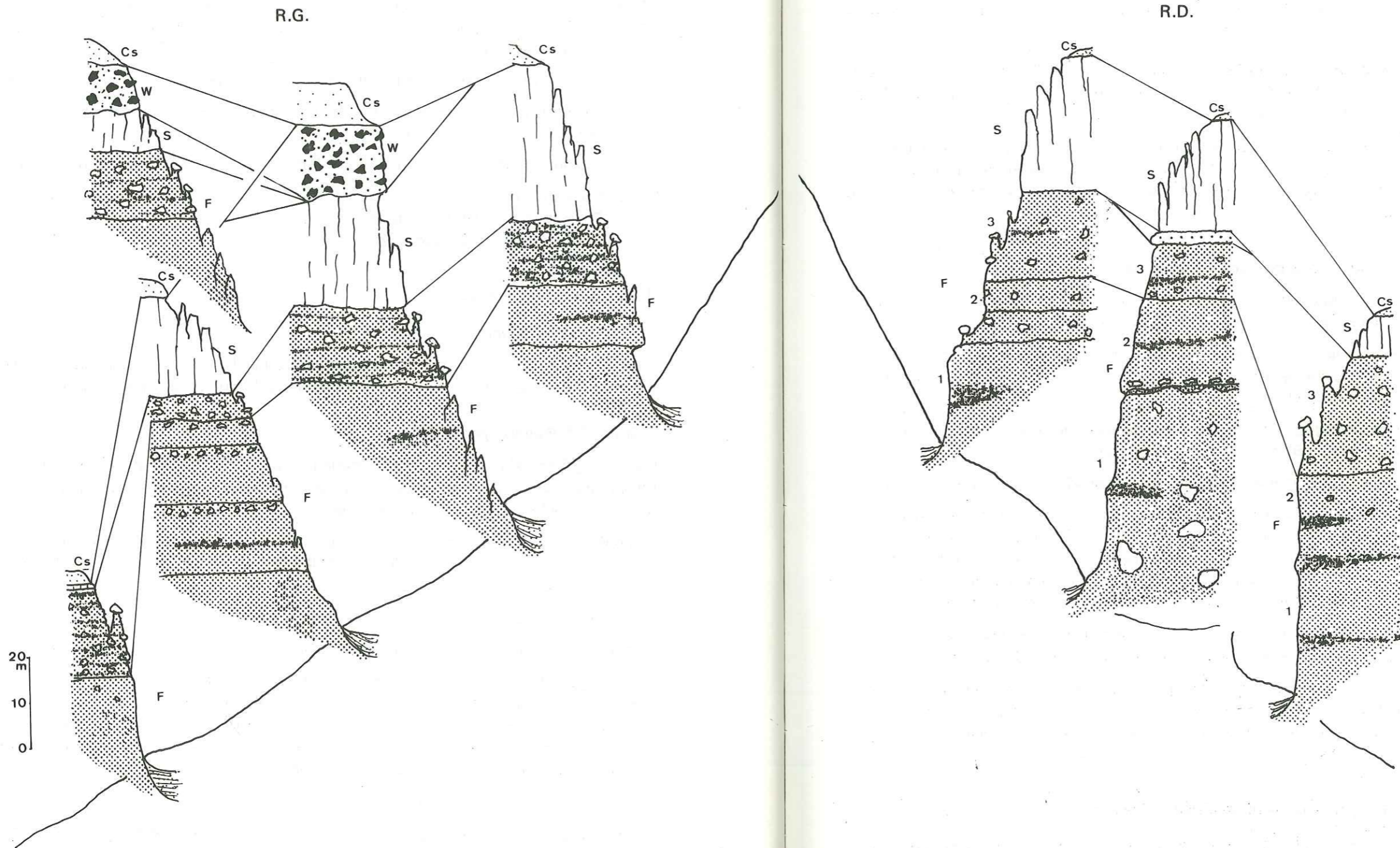


Fig. 144b : Coupes des formations de Qotur Suyu.

Cs : Cendres supérieures  
 W : Tufs noirs  
 S : Sheet ignimbritique  
 F : Formations de base.



**3.2.2.1.2. La deuxième phase** se divise en quatre épisodes, chacun d'eux représenté par un lit d'une dizaine de mètres. Les matériaux sont identiques à ceux de la première phase, avec toutefois un pourcentage de blocs un peu plus important (20 %) ceux-ci étant cependant plus petits.

L'originalité par rapport à la 1ère phase, est que, dans chaque lit il est possible de distinguer un granoclasement très net.

A l'amont, c'est-à-dire proche du point d'émission, le granoclasement est inverse; le plus grand pourcentage de blocs est situé au sommet du lit.

Par contre, plus à l'aval, nous trouvons un granoclasement normal, le pourcentage des éléments grossiers étant plus important à la base du lit.

Au sommet de chaque épisode existe un horizon de cendres blanches très fines de 1 à 2 m. épaisseur.

**3.2.2.1.3. La troisième phase** n'a produit qu'un seul horizon, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, très semblable à ceux de la 2ème phase, mais où le pourcentage des blocs est très important (50 %) et où il n'existe ni granoclasement ni litage.

L'induration des produits des 2ème et 3ème phases est très faible et ils ne se présentent pas en falaises verticales. L'érosion, grâce à la présence des blocs y a découpé une multitude de très belles «cheminées de fées» qui confèrent un aspect très particulier aux vallées très encaissées entaillant les formations de Qotur Suyu.

### 3.2.2.2. Interprétation du dynamisme de la formation de base.

La première phase correspond à une éruption paroxysmale, à caractère dévastateur ayant détruit et pulvérisé l'appareil pré-Caldera des SD 5 et une partie du cône des SSS<sub>1</sub>.

La mise en place s'est faite sous la forme d'une «nuée ardente» avec un déplacement horizontal extrêmement rapide, sur une très grande distance. L'énergie résiduelle se dispersant par la formation du grand éventail dans la plaine de Meshkin-Shahr.

Cette phase est à rapprocher pétrographiquement et génétiquement de celle ayant engendré la formation de Meyur; celles-ci ayant dû être plus ou moins synchrones.

Les raisons mêmes d'une telle explosion <sup>sont</sup> ~~est~~ similaires à celles de Meyur (voir carte tectonique).

Chaque épisode de la 2ème phase peut être assimilé à une coulée de pyroclastites. Cependant le granoclasement permet de penser que la mise en place ne s'est pas effectuée de façon horizontale. Les explosions ont projeté débris et produits nouveaux, de façon oblique, presque verticalement, assurant ainsi, au moment de la retombée, un granoclasement correct loin du point d'émission, et médiocre, voire inverse près de ce point, et d'autre part, un refroidissement de toute la masse.

Le niveau de cendres très fines représente, le dépôt lent et retardé par l'atmosphère des particules les plus fines.. La répétition de ce processus dénote le caractère rythmique de cette phase.

La 3ème phase, bien que beaucoup moins importante que la 1ère, peut lui être comparée. Cependant le pourcentage élevé de blocs permet de dire que l'explosion a dû être beaucoup moins violente et n'a pas permis une pulvérisation quasi totale des matériaux arrachés aux édifices pré-existants.

### 3.2.3. Formations de piémont de la plaine de Meshkin-Shahr.

Dans la région de piémont vers Meshkin-Shahr et Lahrud, la route actuelle offre quelques coupes dans une formation très hétéroclite où de très gros blocs voisinent avec de petits lits de limons et

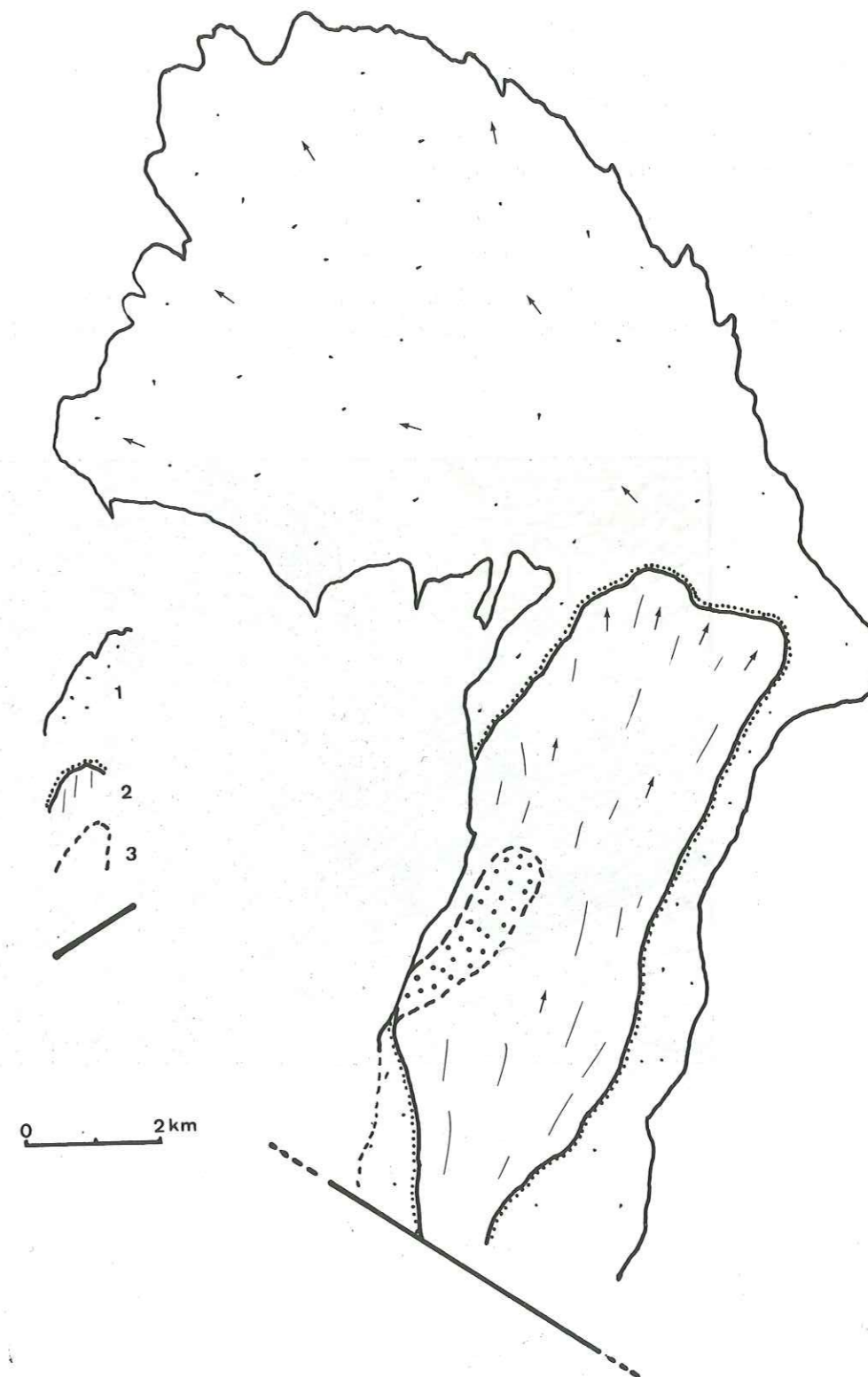


Fig. 145 : Carte d'extension des formations de Qotur-Suyu.

de cendres. L'eau semble avoir eu un rôle important dans sa mise en place.

Durant les phases de mise en place de la Formation de Meyur et des Formations de Qotur Suyu, d'énormes quantités de cendres ont été déposées sur les versants Nord du massif du Sabalan. Bien que la majeure partie de ces cendres ait été déblayée, il en subsiste parfois sur des épaisseurs importantes dans les creux et les parties plates de la topographie. (Plateau de Tovuz par exemple).

Lors de l'éruption de type «nuée ardente», du Bezymianny au Kamchatka en mars 1956 (Gorshkov, 1959), d'immenses lahars ont résulté du mélange des cendres produites, avec la neige fondue. Ce mélange constituant un matériel très fluide, en déséquilibre sur les versants, a dévalé les pentes entraînant de nombreux débris sur son passage.

Nous pensons qu'un phénomène similaire a pu intervenir sur le Sabalan, particulièrement lié à un système glaciaire et nival encore bien développé (voir chapitre «Glaciations»).

C'est donc à ce processus et à l'époque de la mise en place des Formations de Meyur et de Qotur Suyu que nous attribuons la Formation des Lahars de piédmont de la plaine de Meshkin-Shahr.

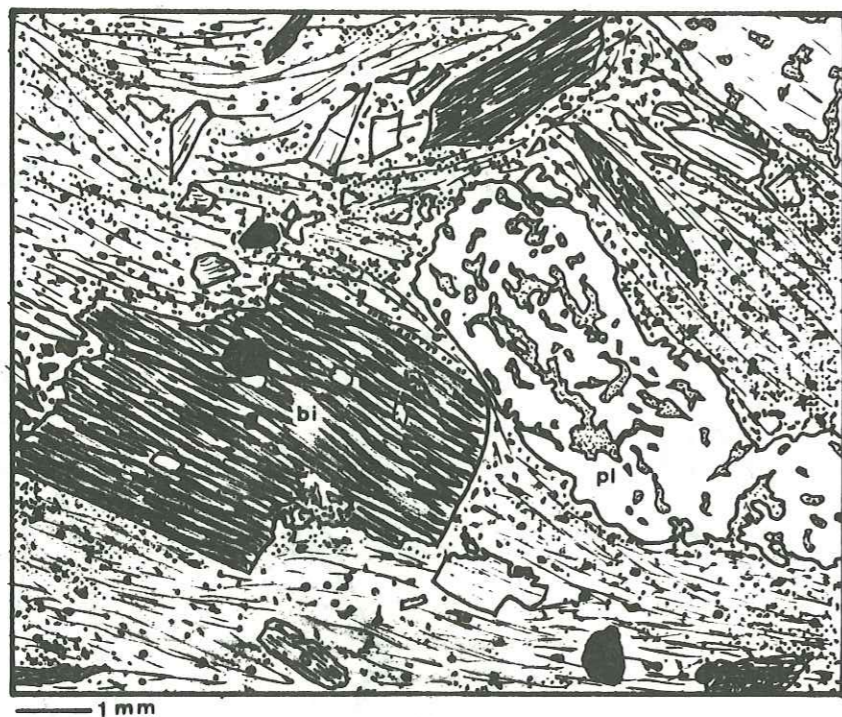


Fig. 146 : Ignimbrite  
Pl : Plagioclase; Bi : Biotite.

### 3.2.4. Formation des tufs soudés blancs (fig 146 et 147).

#### 3.2.4.1. Description.

Au-dessus de la formation de base, la formation des tufs soudés blancs, particulièrement bien développée au centre et à l'Est de la vallée, se présente avec des épaisseurs variables, pouvant dépasser la trentaine de mètres.

Dans le haut de la Vallée, dont elle ~~est~~ occupe l'entière largeur, son extension en longueur est beaucoup plus réduite que celle de la formation de base et ne dépasse pas une dizaine de km.

Dans les entailles du réseau hydrographique cette formation se présente en grandes falaises abruptes de couleur blanc à blanc-rose. Une gigantesque prismation la découpe verticalement (prismes de 4 à 6 m. de côté).

Il est possible de distinguer deux feuilletts ayant des caractéristiques semblables. Cependant le feuillet supérieur, (7 à 10 m. d'épaisseur) est beaucoup plus induré. Une érosion en «Taffoni» s'y développe.

Dans le haut de la vallée, il n'est pas possible de distinguer de litage ou de classement quelconque; la formation étant, à l'échelle de l'affleurement, parfaitement homogène. Par contre, vers la terminaison à l'aval, quelques litages, soulignés par des alignements de petits blocs, sont nettement visibles.

A l'échelle du mètre, il est possible de constater que cette formation est composée à peu près de 1/4 de petits blocs (de la taille du poing tout au plus). Ceux-ci sont des fragments de ponce blanche ou d'une roche hyalophyrique (obsidienne piquetée de quelques phénocristaux). Quelques morceaux d'éléments «allochtones» (SSS) sont aussi présents.

La matrice est composée d'éléments fins : éclats de verre, fragments de cristaux. A la base, quelques passages, abondants en flammes plus sombres, sont présents.

La formation des tufs soudés blancs est donc constituée de trois éléments essentiels.

- Les ponces blanches.
- Les roches hyalophyriques, très sombres.
- La matrice.
- Les ponces présentant une structure classique, contiennent quelques phénocristaux de plagioclases et de biotite.
- Les roches hyalophyriques sont constituées d'un verre très brun à structure fluidale accentuée. Les phénocristaux sont des plagioclases très souvent éclatés.
- La matrice est beaucoup plus intéressante. Elle est formée :
  - . De phénocristaux généralement brisés en fragments assez fins.
  - . De morceaux de ponces très fins, étirés et écrasés.

Le tout est pris dans une pâte extrêmement fine contenant des petites lames de verre généralement courbes, provenant de la pulvérisation des ponces. La structure a un aspect extrêmement fluidal et tous les éléments ont l'air étirés (fig. 146 et 147).

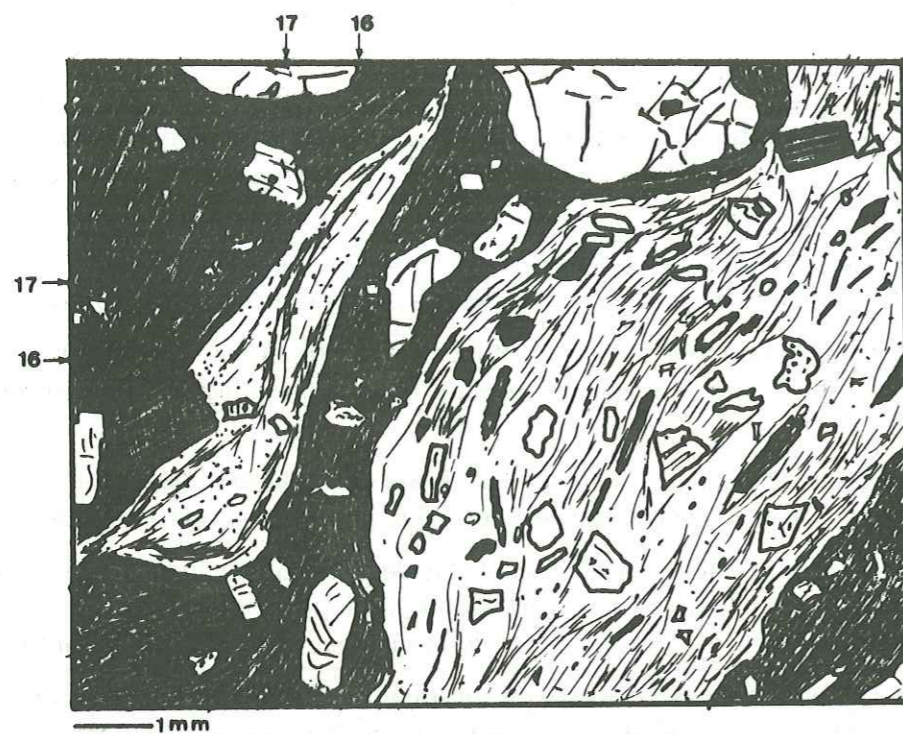


Fig. 147 : Ignimbrite.  
Analyses de sonde N° 16 et 17.

Il a été possible de faire deux analyses de verres à la microsonde (Fig.147).

	N° 16	N° 17
Si O <sub>2</sub>	73.11	76.29
A <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.47	12.59
Fe O <sub>3</sub>	1.35	0.92
Mg O	0.15	0.49
Ca O	0.66	1.16
Na	3.67	1.06
K	5.26	5.24
Ti O <sub>2</sub>	0.20	0.29
H <sub>2</sub> O (probable)	1.00	1.00
Total : .....	99.87	99.04
Q	30.00	46.86
Or	31.08	30.96
An	3.27	5.75
Alb	31.07	8.97
Cov	1.54	3.07
Enst.	0.37	1.22
Magn	1.52	----
Hem.	0.30	0.92
Ilm.	0.38	0.53

Ces deux analyses correspondent à des verres Rhyodacitiques (16) et Rhyolitiques (17).

#### Minéralogie :

– **Feldspaths** : Ceux-ci sont représentés uniquement par des plagioclases.

– **Phénocristaux** : De dimensions assez réduites ( $\leq 5$  mm) ils rappellent par leur complexité et leur variété ceux des séries supérieures du Sabalan. (Pour leur description nous renvoyons à l'étude qui en a été faite ci-dessus).

– **Microlites** : Il n'y a pas de coupure nette entre phénocristaux et microlites. Souvent disposés en sphérolites, ils représentent des structures de dévitrification.

– **Pyroxènes** : clinopyroxènes en prismes, ramassés ou en grains à composition d'augite.

– **Biotite** : En phénocristaux d'assez grande taille, souvent éclatés et déformés ( Fig.146 ).

– **Hornblende brune** : Elle est peu fréquente et se présente en cristaux aciculaires brisés.

– **Oxydes de Fer** : représentés vraisemblablement par de la magnétite cristallisée en même temps que les Pyroxènes et les Plagioclases.

– **Apatite** : Incluse dans la biotite.

— **Structures de dévitrification** : en sphérolites de formes irrégulières ou dendritiques, ils sont constitués soit de plagioclases soit de petites baguettes siliceuses ou de zéolites.

### 3.2.4.2. Interprétation

Ces tufs soudés blancs représentent donc un feuillet ignimbritique typique, formé à partir d'un pyromagma (représenté par les blocs d'obsidienne) qui se poncifie, et sous la pression des gaz, se transforme en émulsion. (Froth Flow).

La libération de grandes quantités de gaz chauds confère à cette émulsion une grande fluidité, permettant à toute la masse de fluier (Mittempergher, Marinelli, 1961, Tuffolavas and ignimbrites 1968; Locardi, Mittempergher 1965, 1967 ).

Ces schéma de mise en place est maintenant considéré comme classique.

### 3.2.5. Formations des tufs soudés noirs et des cendres supérieures :

#### Description des tufs soudés noirs :

S'étendant dans la partie orientale de la vallée de Qotur-Suyu, cette formation est la moins étendue. Son épaisseur est aussi relativement réduite, ne dépassant guère la dizaine de mètres. Elle repose en certains points sur un lit de cailloutis fluviaux, dénotant une certaine érosion torrentielle du feuillet ignimbritique sous-jacent.

La Formation des tufs soudés noirs, très indurée, est constituée de blocs de roches hyalophyriques très sombres et d'une matrice gris-clair. Le pourcentage des blocs est supérieur à 50. Ils sont d'une taille moyenne de 10 à 40 cm, mais peuvent atteindre des dimensions beaucoup plus considérables.

Ces blocs sont tous formés par un verre d'obsidienne, piqueté de phénocristaux de plagioclases souvent de grande taille (de 0,5 à 1,5 cm)

L'aspect de ces blocs est anguleux, mais ils possèdent tous une écorce entièrement vitreuse, sur 1/2 cm d'épaisseur.

La matrice est un tuf très fin, fortement induré, constitué par des particules de verre brun écrasées, resoudées les unes aux autres. Quelques cristaux, principalement des minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole) très abimés, (fractionnés et écrasés) sont disséminés dans ce tuf.

Cette description suggère une mise en place à température élevée, mais de caractère explosif très différent de celle des ignimbrites et se rapprochant beaucoup plus d'un type vulcanien classique.

#### Description de la formation des cendres supérieures

Les formations de la vallée de Qotur-Suyu sont chapeautées par un horizon de cendres très blanches pouvant atteindre 2 ou 3 m, dans lesquelles se rencontrent de nombreuses bombes en «croûte de pain». Ces bombes ont la même nature pétrographique que les blocs du feuillet des tufs soudés noirs.

La formation des cendres supérieures a une répartition assez étendue, mais est réellement importante dans le haut de la vallée, surtout à l'Ouest.

### 3.2.6. Dynamisme des Formations des Tufs soudés noirs et des cendres supérieures.

Le dynamisme de mise en place des tufs soudés noirs n'apparaît pas à première vue. Cependant on peut considérer que la roche vitreuse, noire comme étant le matériel initial, celui-ci se figeant peu à peu en arrivant à la surface. Au fur et à mesure des apports, un «dôme exogène» en galette, à l'état encore pâteux se formerait. Ce «dôme» serait périodiquement démantelé par des explosions projetant les matériaux, soit sous forme de blocs pâteux qui se refroidissent en l'air (constitution de

l'enveloppe vitreuse), soit sous une forme pulvérisée qui constitue le ciment entre les blocs après refroidissement et leur retombée au sol.

Ce phénomène a été observé au Japon (Mt Asama 1965, P. Bordet communication orale; MacDonald 1972 p. 436). Dans cet exemple, la «galette» se forme au centre d'un petit cratère. Par contre, il n'existe pas de trace d'appareil près du point présumé d'émission des tufs soudés noirs. Cependant une fissure béante peut très bien jouer le rôle de cuvette dans laquelle se forme la galette et expliquerait, de plus, la nature directionnelle des projections.

Ce stade nous apparaît être un stade pré-Dôme exogène. Le dôme ne peut prendre de grosses proportions car il est périodiquement détruit par des explosions, à son stade embryonnaire.

Au stade de la formation des tufs soudés noirs, le dégazage est minime et ne se manifeste qu'épisodiquement.

Par contre il semblerait que l'activité soit beaucoup plus explosive lors de la mise en place des cendres supérieures, les bombes étant très peu importantes par rapport au volume des cendres.

### 3.3. Formation des dômes dacitiques.

#### 3.3.1. Dôme coulée du Garih Gol (Fig. 148 et 149)

La manifestation la plus spectaculaire des «dômes dacitiques» est représentée par un immense dôme-coulée, situé sur le rebord Nord du nouveau tracé de la Caldera.

#### Description :

Cette coulée s'étend vers le Nord sur le plateau de Tovuz entre les deux bords septentrionaux de la Caldera et se termine dans l'un des effondrements ayant accompagné la 2ème phase volcanotectonique du Sabalan.

Ses dimensions sont importantes : 7,5 km de long par 2,4 km de large. En considérant que son épaisseur moyenne est de 150 m., nous arrivons à un volume total de 2,5 à 3 km<sup>3</sup>.

Trois coulées sont superposées. La principale, et la plus ancienne, est associée à un cumulo-dôme. Les deux autres, beaucoup plus réduites, sont issues d'une fissure indépendante. Elles ont, toutes trois, une forme de lobe allongé. Nous étudierons plus spécialement la coulée principale, celle-ci regroupant les caractères généraux de l'ensemble.

Il n'y a pas eu, apparemment, d'obstacles topographiques dans la mise en place de cette coulée et son épaisseur peut être considérée comme étant liée directement à la pente de son soubassement et à sa viscosité initiale.

A l'emplacement du point d'émission, se sont érigés deux cumulo-dômes, imbriqués l'un dans l'autre, représentant la fin de l'émission. La constitution de ces dômes est tout à fait semblable à celle des autres cumulo-dômes décrits plus loin.

La surface de la coulée est caractérisée par de larges rides arquées, dont la forme reflète bien le mouvement.

A l'Est les rides deviennent parallèles à la bordure de la coulée.

Les bords et le front sont très escarpés.

Grâce à l'érosion importante d'un torrent, nous avons, sur le côté Est de la coulée, une coupe sur toute son épaisseur (environ 40 m.) (Fig. 149).

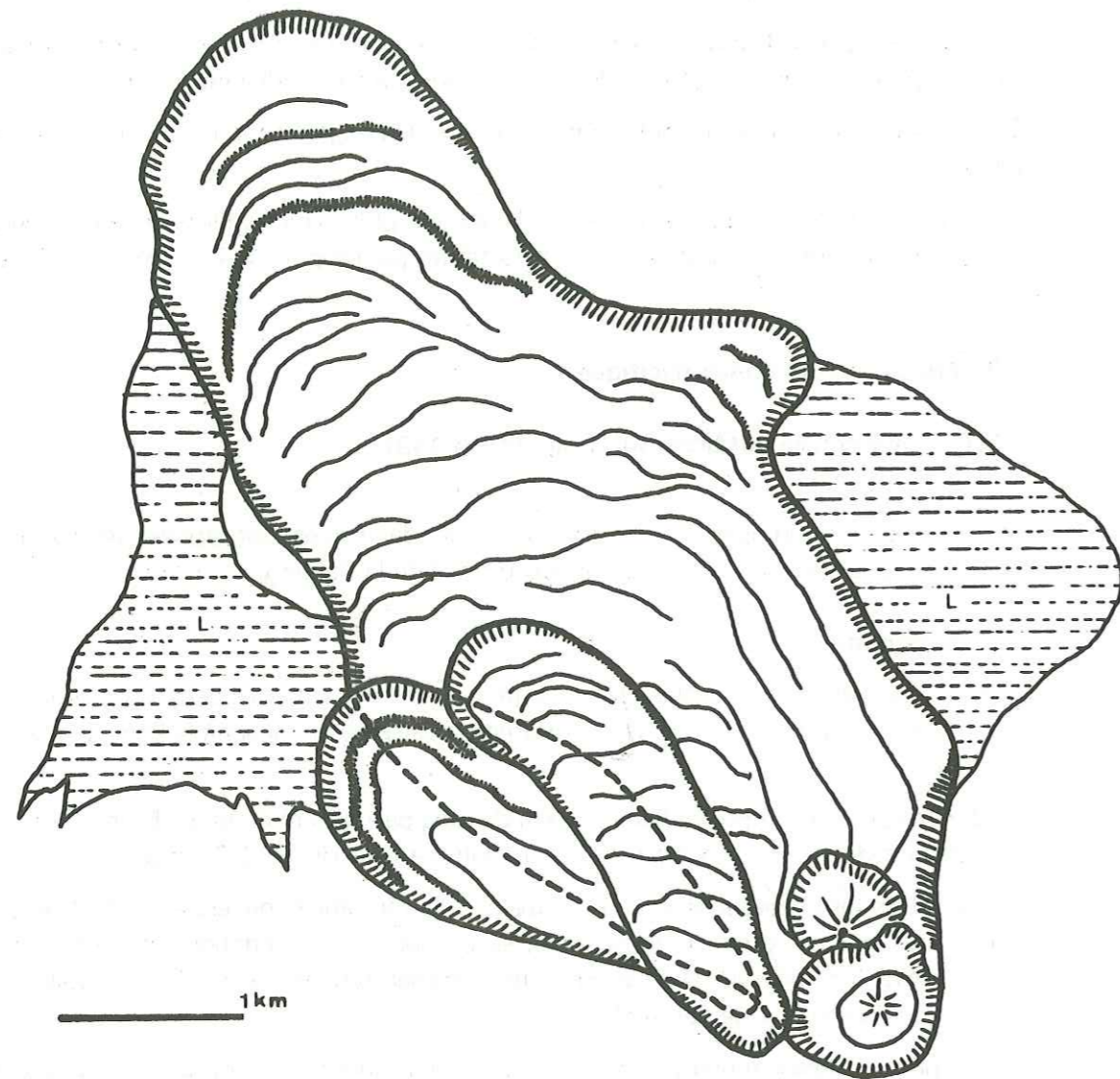


Fig. 148 : Carte du dôme-coulée  
dépôts lacustres.

Il est possible d'y distinguer trois feuillets successifs, passant en continuité de l'un à l'autre.

La base même de la coulée est formée de blocs, atteignant parfois plusieurs dizaines de m<sup>3</sup>, roulés et écrasés, avec, entre eux, un remplissage de cendres. Ces blocs sont constitués d'une roche hyalophyrique très sombre représentant le feuillet intermédiaire.

A mesure que la brèchification diminue, nous arrivons au feuillet intermédiaire, formé par une roche à peu près massive, présentant un aspect rubané. Ensuite, la roche se poncifie de plus en plus, d'abord par bandes, puis totalement.

Le feuillet supérieur est constitué par une ponce rubanée blanche, extrêmement filée et très friable.

Les phénocristaux, occupant près de 30 % du volume de la roche, sont inclus dans une matrice vitreuse. Le volume des inclusions gazeuses est très important. Des figures en «pressure shadows» sont soulignées par des fibres de verre derrière les phénocristaux.

Les cristaux d'andésine sont d'assez grande taille (environ 3 mm) et faiblement zonés. Leur principale caractéristique est leur état de fracturation intense. Les phénocristaux sont peu ou pas corrodés, mais brisés. Une biotite, au pléochroïsme variant d'un brun pâle au jaune est assez commune.

L'Amphibole, elle aussi non corrodée, est une hornblende verte ( $\alpha = 15^\circ$ ). L'absence de hornblende brune basaltique semble montrer que la température initiale de la lave devait être inférieure à 800° C (à 2 kb de pression fluide). Les cristaux de quartz, beaucoup plus rares, ont à peu près la même taille que les feldspaths et sont, eux aussi, très fragmentés. Le verre remplit très fréquemment les clivages des cristaux, lors de leur éclatement.

Du point de vue dynamique, nous avons donc une mise en place relativement calme à une vitesse très lente dès la sortie d'un unique point d'émission.

#### Interprétation :

Le matériel initial est une lave très vitreuse, qui s'autobrèchifie à la base et se dégaze dans la partie supérieure de la coulée. La pression fluide est inférieure à la pression lithostatique, au sein de la coulée, et le matériel ne peut donc se dégazer, sinon en surface.

Cette mise en place est précédée par une activité explosive comme le montre<sup>nt</sup> les cendres retrouvées sous la coulée, et à son front.

Comme dans le cas de chaos, dans les Andes chiliennes (Guest et Sanchez 1970), le problème de la mise en place d'un matériel dacitique très visqueux, sur une aussi longue distance, sous forme de coulée et sur des pentes aussi faibles (15 %) reste posé.

Logiquement, ce matériel devrait apparaître sous forme de cumulo-dômes, sans avoir le pouvoir de fluer (cf. stade suivant).

Cependant, la pression fluide, au sein de ce matériel, n'est pas négligeable et «contrebalance», dans une certaine mesure, la pression lithostatique.

Cette pression fluide agit de plusieurs manières, elle assure :

- une viscosité plus faible à l'ensemble.
- Une densité moins élevée, pour un volume donné, due à un dégazage intense.
- Un phénomène de sustentation à la base que nous allons analyser.

A la base de la coulée, l'autobrèchification permet la formation d'un «tapis de billes» qui, par son «roulement» facilite le mouvement de la masse de la coulée.

D'autre part, cette autobrèchification, en disloquant le feuillet inférieur, crée des solutions de continuité par lesquelles se libère l'énergie gazeuse, jusqu'ici à l'état virtuel (pression fluide).

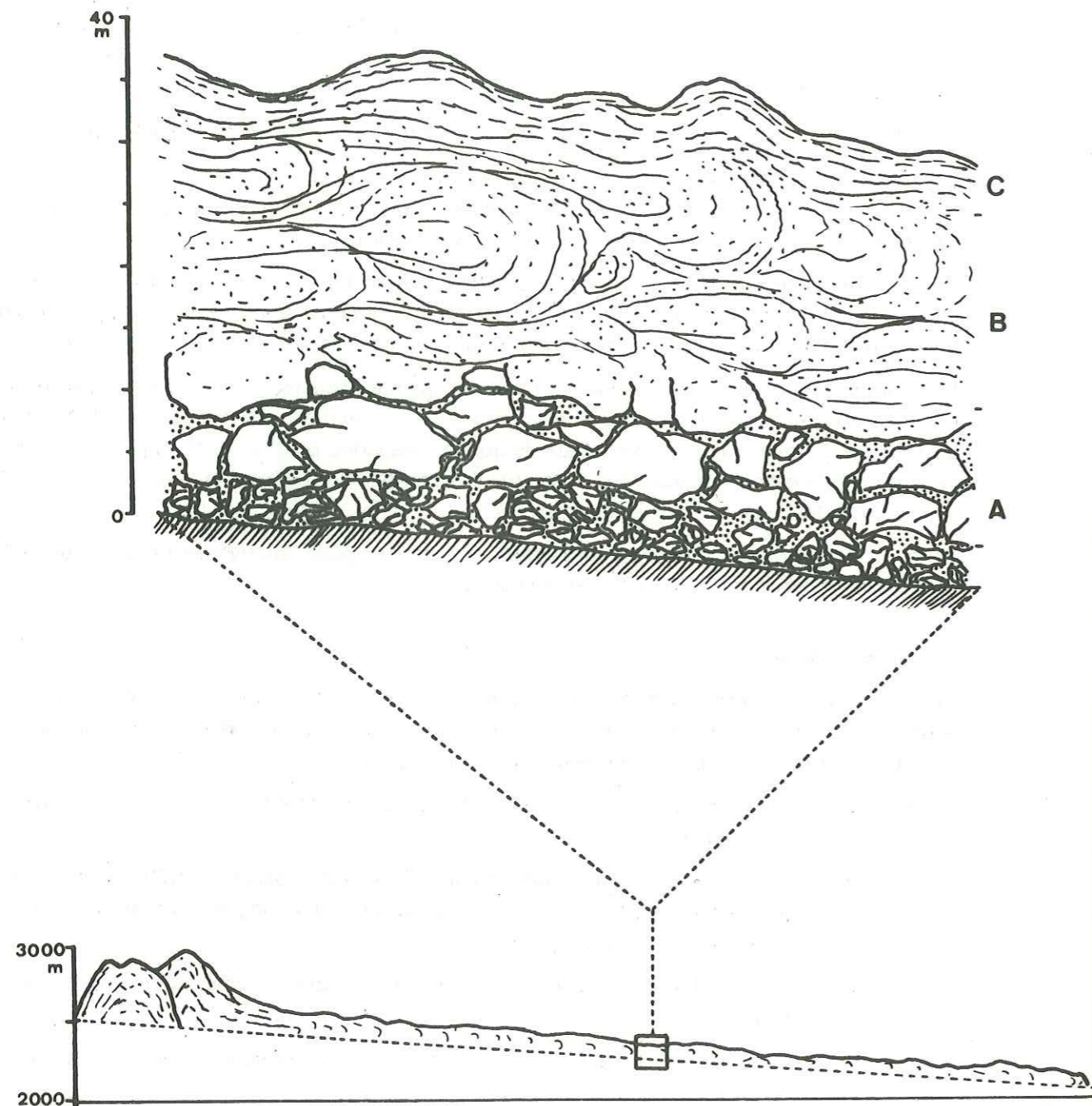


Fig. 149 : Coupe du Dôme-coulée.

- A. Feuillet inférieur (Brèche)
- B. Feuillet intermédiaire
- C. Feuillet supérieur (ponces).

Ces gaz libres, par leur pression, maintiennent les blocs de la brèche de base éloignés les uns des autres, leur assurant ainsi, une plus grande mobilité.

De plus, les gaz sous pression forment un véritable coussin gazeux. Ainsi la pression fluide diminue-t-elle le « poids » réel de la coulée s'appliquant sur son substratum.

Un équilibre relatif s'établit donc entre le poids du matériel (pression lithostatique) et la pression des gaz (pression fluide). (Fig. 150).

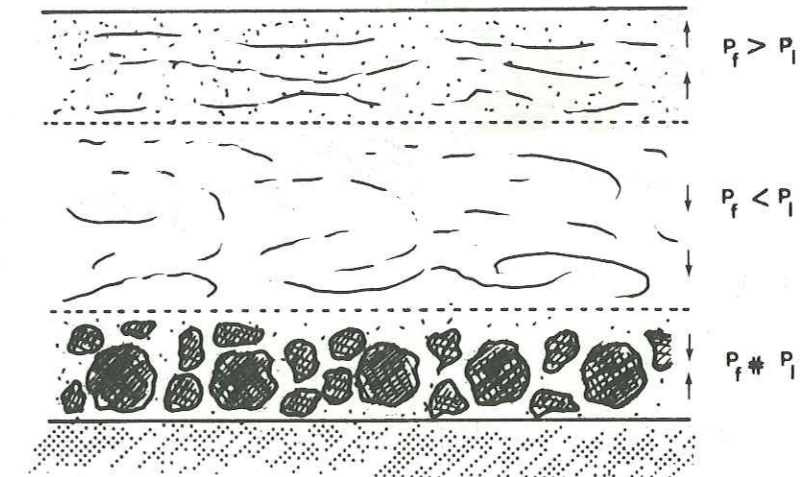


Fig. 150 : Coupe interprétative du Dôme-coulée.

Pf : Pression fluide  
Pl : Pression lithostatique.

Cet équilibre est très précaire, et doit exiger la corrélation de plusieurs facteurs, dans des limites très étroites, ce qui fait que toutes les conditions favorables ne sont que rarement réunies. Ceci explique la relative rareté de ces grandes coulées dacitiques. Ce type de matériel se rencontre plutôt en dômes ou sous forme de feuillets ignimbritiques. Le dôme-coulée étant, en somme, un stade intermédiaire entre ces deux extrêmes.

### 3.3.2. Cumulo-dômes (Fig. 151 -152).

Une dizaine de cumulo-dômes jalonnent le nouveau tracé de la Caldera. Le plus important dépasse 2 000 m de diamètre pour une hauteur d'une centaine de mètres. En moyenne leur diamètre est de quelques centaines de mètres pour une cinquantaine de mètres de hauteur.

Le matériel qui les constitue est tout à fait semblable à celui du dôme-coulée du Qarah Gol. La surface est recouverte de blocs de ponce rubanés ayant un aspect très « stratifié ». La présence de cumulats est assez fréquente.

Aucune coupe ne nous a permis de discerner la structure interne de ces dômes. Cependant, vu leur forme trapue et le léger fluage au bas de pente, il est possible de dire que ces dômes ont une formation exogène. Le matériel les constituant arrive de façon plus ou moins rythmique par un orifice fissural, à l'état assez pâteux. Au départ, nous devons avoir la constitution d'une galette qui se solidifie, peu à peu soulevée et brisée par de nouvelles venues de matériel. La structure classique en « pelure d'oignon » ne semble pas ici avoir été réalisée. Il semble plutôt que ces dômes soient des amas de blocs



Fig. 151 : Cumulo-dôme.

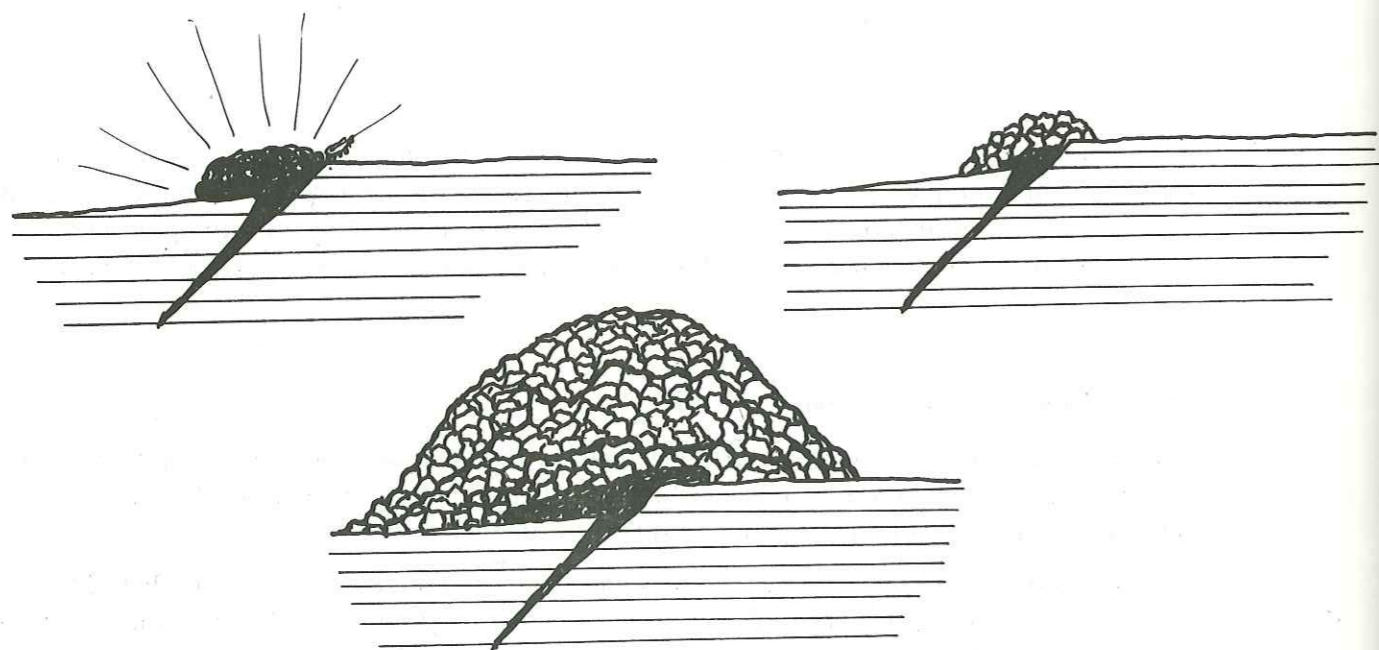


Fig. 152 : Schéma évolutif d'un cumulo-dôme.

produit de la fragmentation successive du matériel déjà solidifié. (Fig. 132).

Analyse totale N° 36.

Si O <sub>2</sub>	66.85	Q	18.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.65	Or	16.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.35	An	11.84
Mg O	0.20	Ab	42.31
Ca O	4.85	Woll	4.25
Na <sub>2</sub> O	5.00	Diop.	1.07
K <sub>2</sub> O	2.85	Magn.	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.75	Hem.	2.18
Mn O <sup>+</sup>	0.10	Ilm.	1.42
H O	1.20	Apa.	0.24
H O <sup>-</sup>	0.15		
Total : .....			100.69

Cette analyse est celle d'une composition de Dacite.

### 3.3.3. Dépôts lacustres.

L'édification de dômes, principalement celle du dôme-coulée du Qareh Gol, a constitué une série de barrages naturels sur le réseau hydrographique existant, créant ainsi quelques lacs de retenue.

Ces lacs se sont comblés, sans doute assez rapidement, formant des petites plaines particulièrement plates. La rupture des barrages naturels a donné de bonnes coupes de ces sédiments lacustres.

On peut y discerner deux types :

- Des dépôts très finement lités, très fins, faisant penser à des «varves», produits de ruissellement et de l'érosion des versants.
- Des horizons de cendres blanches, relativement épais (1 m), qui seraient le produit de la sédimentation d'une pluie de cendres tombées à la surface du lac, dénotant ainsi une activité explosive intermittente importante.

Certains de ces sédiments lacustres sont assez épais et dépassent au total une quinzaine de mètres.

### 3.4. Formation litée.

Associée aux formations du stade explosif nous trouvons une formation assez étendue, constituant un plateau incliné au pied du cône du stade 1 des séries supérieures du Sabalan. Ce plateau est séparé de la vallée même de Qotur Suyu par l'escarpement de la faille du Kuh-e-Quezel Gol (Fig. ). où la formation «litée» apparaît en une falaise de 20 m. de haut, d'aspect très massif. Elle est recouverte en grande partie par des dépôts morainiques et, de ce fait, difficilement interprétable entièrement.

La formation «litée» est composée d'une roche très rubanée présentant une alternance de «lits» blancs et de «lits» très sombres, chaque «lit» variant de 1 à 10 cm d'épaisseur. De nombreuses figures de fluidalité, des circonvolutions y sont caractéristiques. Dans les «lits» sombres nous rencontrons

toujours la même roche hyalophyrique présente dans toutes les formations dacitiques (ignimbrites, dômes) de l'épisode explosif.

Une analyse a été effectuée : Analyse totale N° 35.

Si O <sub>2</sub>	66.80	Q	18.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	Or.	17.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.45	An.	12.53
Fe O	0.80	Ab.	41.46
Mg O	1.60	Dio.	0.96
Ca O	3.30	Ens.	3.54
Na <sub>2</sub> O	4.90	Magn.	0.86
K <sub>2</sub> O	3.00	Hem.	1.86
Ti O <sub>2</sub>	0.65	Ilm.	1.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40	Apa.	0.95
Mn O	0.05		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.55		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10		
Total : .....	100.49		

Cette composition de dacite confirme donc bien les autres observations.

Les lits blancs sont, par contre, des lits de ponces d'aspect très fluidal, laminaire, contenant de nombreux cristaux.

La pétrographie ressemble beaucoup à celle des dômes et des feuillets ignimbritiques. Pétrographiquement et chimiquement nous avons donc une formation identique, mais mise en place par un dynamisme différent.

Les lits sombres et clairs ont une composition identique, la différence de texture est due à un dégazage par des plans préférentiels.

Cette formation pourrait donc être un intermédiaire entre le matériel initial, composé d'un verre brun à phénocristaux, et les ponces filées. Son interprétation exacte est délicate : la formation «litée» pourrait représenter le matériel très proche de la surface mais n'ayant pas encore été extrudé. Ce matériel pourrait se diversifier ensuite suivant l'intensité du dégazage.

### 3.5. Conclusions à l'épisode explosif.

Après la description de chacun des éléments mis en place durant cet épisode très important, et très différent des autres épisodes éruptifs du Sabalan, il nous est possible d'en faire une synthèse et d'essayer d'en expliquer le mécanisme général.

#### 3.5.1. Chimisme :

La production d'une quantité énorme d'un matériel sensiblement plus acide (globalement dacitique) au sein d'une série latite-andésitique pose un problème que nous discuterons dans le chapitre de géochimie. Cependant nous pouvons dire que l'épisode explosif, par ses bouleversements profonds, a provoqué une coupure nette dans le processus d'évolution des séries du Sabalan.

Les produits mis en place durant l'épisode explosif sont d'une remarquable constance chimique; seules les teneurs en Fe et Ti sont extrêmement variables.

### 5.2. Dynamisme général

Après la mise en pression, sans doute considérable, apparue à la fin du stade 2 des séries supérieures du Sabalan, nous assistons, à la faveur de contraintes tectoniques capitales, à deux explosions extrêmement violentes ayant détruit une partie importante des appareils sommitaux préexistants. Ces explosions ont donné naissance à deux «nuées ardentes», l'une dans la vallée de Meyur, l'autre dans celle de Qotur Suyu, celles-ci s'étant étendues jusqu'à dans la plaine de Meshkin Shahr. Cette phase a été celle où le dégazage du magma a été maximal. C'est à cette époque que le 2ème effondrement de la Caldera a eu lieu.

Dans la vallée de Meyur, l'activité s'est arrêtée totalement, alors que dans la vallée de Qotur-Suyu, après une brève accalmie, se développe une phase explosive rythmique ayant donné les cinq feuillets supérieurs de la formation de base, le dernier épisode ayant été sans doute un peu plus violent. Les produits de ces phases violentes sont un mélange des matériaux des appareils détruits, et de matériaux nouveaux le tout broyé, écrasé, sans structure propre. A partir de ce moment, la chambre magmatique a déjà subi un dégazage très important, et le caractère violemment explosif disparaît.

Le stade suivant, ayant donné naissance aux ignimbrites, est bien différent. Nous assistons à la montée d'un magma très riche en gaz, qui se poncifie à son arrivée à la surface. Cependant, la pression des gaz étant encore très importante, nous assistons à un emballement du processus de poncification et à la formation du feuillet ignimbritique. A partir de cette phase, les produits ne sont constitués pratiquement que de matériaux néoformés, le caractère destructeur de l'activité étant devenu minime.

L'épisode suivant est représenté par le dôme-coulée du Qareh Gol. Le matériel arrivant à la surface flue d'une façon tout à fait tranquille, et la pression des gaz est devenue suffisamment faible pour que la poncification ne se fasse qu'à la surface de la coulée. A la base et au sein même de cette dernière coulée, la pression lithostatique est supérieure à la pression fluide, et les gaz restent dissous dans le verre. Cependant les gaz ont encore ici assuré une viscosité assez faible à la lave pour former une coulée. Ce ne sera pas le cas dans le stade suivant. En effet, dans les cumulo-dômes, la viscosité est devenue assez élevée, pour que la lave ne puisse plus s'entasser sur place. Le stade ayant permis la formation des tufs soudés noirs et des cendres supérieures, est un peu à part. Il peut être considéré, soit comme un stade pré-dômes, l'activité explosive tendant à décroître, soit au contraire, comme un épisode post-dômes. Dans ce dernier cas, on peut imaginer que, les cumulo-dômes ayant, à leur tour, obstrué les points d'émission, nous avons une petite remise en pression de la chambre, qui aurait permis à ce stade de type vulcanien, de se développer.

Cette suite évolutive représente effectivement la suite chronologique constatée sur le terrain.

Il est donc possible d'expliquer l'évolution du dynamisme du stade explosif par un dégazage progressif de la chambre magmatique.

Cependant il est probable que d'autres facteurs sont intervenus, par exemple, une baisse progressive de la température au sein de la chambre magmatique, ou une légère acidification du magma. Toutefois, il nous semble que le facteur dégazage soit le plus important.

Après avoir été étroitement lié aux phénomènes tectoniques, qui ont déterminé son déclenchement, le stade explosif a évolué ensuite d'une façon totalement indépendante des contraintes tectoniques.

L'étude de l'épisode explosif est intéressante par le fait qu'en un lieu réduit et durant un espace-



temps restreint, se développe la quasi totalité des phénomènes accompagnant la mise en place de magmas acides (dacitiques et rhyodacitiques).

#### 4. Activité hydrothermale.

Comme nous l'avons dit au début du chapitre 2, le Sabalan présente une activité hydrothermale non négligeable.

Les sources thermales sont cantonnées aux grandes vallées d'effondrement, mis à part les sources d'Ab-garm Saraïm près d'Ardebil qui n'appartiennent plus tout à fait au «système» Sabalan.



Fig. 153 : Carte des sources thermales.

- a. Sources de Qotur-Suyu
- b. Sources de la Tchâi-Khane
- c. Source du Pir-e-Mar
- d. Sources de Meyur
- e. Source du Boz-Dagh.

#### 4.1. Vallée de Qotur-Suyu

##### 4.1.1. Source de Qotur-Suyu

Température : 45° C

Débit : 30 à 40 l/s

Elle est très sulfureuse et liée aux dépôts solfatariens de Qotur-Suyu.

Réputée pour lutter contre les maladies de peau, un bassin de pierre permet de recevoir les « curistes ».

##### 4.1.2. Sources de la Tchai-Khaneh.

Température : 45° C.

Débit : quelques litres/s.

Cette source est assez peu minéralisée mais dégage tout de même une odeur sulfureuse. Elle est associée à une petite source dont le greffon, situé un peu plus haut qu'elle, a une température assez basse, un débit faible, mais est très gazeuse.

En aval de ces sources, des entablements assez épais, (6 - 7 m.) de tufs de fontaines à débris de plantes calciphiles, se développent.

La source de Qotur-Suyu et celles de la Tchai-Khaneh sont situées strictement sur le passage de la grande faille de la Kuh-e-Qezel Gol.

#### 4.2. Vallée de Meyur.

##### 4.2.1. Source du Pir-e-Mar :

Température : proche de 100° C.

Débit : quelques l/s

Elle est située au fond d'un canyon dans la formation de Meyur, sur le bord Ouest de la vallée.

Cette source est extrêmement ferrugineuse et dépose du fer oligiste avec une très grande rapidité sur tous les objets qui y sont trempés.

##### 4.2.2. Sources de Meyur

Température : 30° C.

Débit : quelques l/s chacune.

Elles sont situées sur le bord Est de la vallée et ont percolé à travers la formation de Meyur qu'elles ont minéralisée en oxydes de fer (hématite).

Ces minéralisations forment, en surface de petits plastrons ocre-rouge, disposés en cascades.

#### 4.3. Vallée du Qezel Gol

##### Source du Boz-Dagh

Température : 30° C.

Débit : quelques l/s.

Elle est très peu minéralisée, mais est associée à des dépôts de boues noires à odeur sulfureuse.

Les sources de la vallée de Meyur et celle du Qezel Gol, sont liées aux accidents ayant provoqué l'effondrement du système Vallée de Meyur - Qezel Gol.

Toutes les sources du Sabalan sont donc très liées à la grande tectonique. Elles doivent leur température au « point chaud » créée par le Sabalan, mais doivent leur situation et leur système hydrogéologique aux grandes failles d'ampleur régionale.

#### 4.4. Sources d'Ab-garm Saraim

Il s'agit de 11 sources dont le total représente un débit de 400 l/s et dont la plus chaude jaillit à 66° C. Ce sont des sources à prédominance sulfureuse. Autour de ces sources s'est créée une station thermale importante, très fréquentée par des curistes venant de tout l'Iran; sa réputation dépasse même les frontières du pays.

#### 4.5. Géothermie

La présence de sources thermales aussi abondantes et dont les températures sont parfois élevées, dénote l'existence d'un « dôme thermique » important sous le massif du Sabalan.

Les précipitations y étant, de plus, fortes, il nous semble que les conditions sont particulièrement intéressantes dans le cadre de recherches géothermiques. Si une prospection doit être mise sur pied, il faudra qu'elle tienne compte de la néotectonique qui est un facteur tout à fait déterminant dans la répartition possible des « nappes » de vapeur.

*Remarque : Une étude détaillée des problèmes hydrothermaux de cette région d'Azerbaïdjan est actuellement en cours de réalisation, dans le cadre d'une thèse d'état, par Monsieur Salehi Ezatollah, professeur à l'Université de Tabriz. (Directeur de thèse : Monsieur J. Sarrot-Reynaud).*

## 5. Glaciations

A l'instar des massifs montagneux étendus du petit et du grand Caucase en Russie (Tzertelli 1974) et des massifs isolés du Proche-Orient comme le Mont Ararat et le Mont Argée (Birman 1968), le massif du Sabalan a connu au moins une période de glaciation pléistocène-quadernaire.

Actuellement le stade glaciaire n'est plus représenté que par des névés de cirques sur le versant Nord.

Le seul glacier réel subsistant (présence de rimage et de quelques crevasses) est situé dans un cirque en plein Nord sur le cône du Sabalan Sultan. Il part d'une altitude de 4 800 m et descend jusqu'à 4 300 m, au moins, sur une pente très raide.

La ligne des neiges éternelles est au-dessus de 4 000 m., et durant les périodes estivales particulièrement chaudes, les grands névés reculent jusqu'à 4 200 m. sur le versant Nord. Pratiquement aucun névé ne subsiste sur les versants Sud en été.

La couverture neigeuse totale, au-dessus de 2 500 m., persiste durant cinq mois, de novembre à mars, ce qui, compte tenu de la latitude (38° N : latitude du Sud de la Sicile) est assez remarquable.

Ces conditions nivo-glaciaires sont à peu près celles que l'on rencontre actuellement sur le Mont Ararat.

Les dépôts glaciaires rencontrés le plus bas sont les quelques moraines d'une langue glaciaire de la vallée du haut Qezel Gol vers 2 500 m. d'altitude, sur le versant Sud.

Sur le versant Nord, de très belles moraines sont visibles sur le plateau au pied de Sabalan Sultan jusqu'à 3 000 m.

Cependant, des langues glaciaires ont dû vraisemblablement descendre beaucoup plus bas, sans doute vers 2 000 m. comme sur l'Ararat, dans les vallées de Meyur et de Qotur-Suyu. Ces dépôts glaciaires ont été entièrement balayés lors des grandes explosions ayant affecté ces vallées.

Nous pouvons considérer qu'au plus fort de la période glaciaire du Würm, la ligne de recouvrement glaciaire permanent total devait se situer vers 3 000 m.

La dépression, créée entre l'escarpement du bord de la Caldera, et les premiers appareils des séries supérieures (SSS 1 SSS 2), était remplie par les glaces, qui, en fondant sur place, ont déposé de gros paquets de moraines anastomosées ayant un aspect d'éponge en photos aériennes. (Formes se rapprochant, toutes proportions gardées, des «Kettle» des auteurs Anglo-Saxons, ou des «Sölle» des auteurs allemands : Derruau 1967).

Les séries anté-Caldera, situées à l'intérieur de la Caldera (les plus élevées en altitude) ont subi une érosion glaciaire importante, comme l'atteste leur aspect ruiniforme actuel. Il est difficile de préciser, par quelle glaciation ces séries ont été affectées, car celles-ci (Riss ou Würm par exemple) n'ont pu être clairement définies.

Cependant, pour l'épisode explosif, il nous est possible de dire qu'il s'est produit à la fin de la dernière période glaciaire. Cette dernière glaciation a été assimilée par Birman (1968) au Wisconsin IV sur le Mont Ararat. Vu que le Sabalan appartient tout de même au système alpin, nous préférons donner le nom de Würm à cette dernière glaciation, bien qu'il soit possible qu'il y ait un léger décalage dans la chronologie.

Les produits de cet épisode n'ont pas été affectés par la glace, mais le plateau formé au pied du Sabalan Sultan (au Nord), après la destruction par l'explosion de l'appareil des SD5 et une partie des SSS 1 a pu à nouveau être recouvert de glace, comme l'attestent les moraines qui s'y trouvent encore. Ceci confirme l'âge très récent des dernières manifestations de SSS.

### III. TECTONIQUE ET VOLCANOTECTONIQUE.

Comme nous l'avons vu au début de la description du Sabalan, les épanchements volcaniques de celui-ci se sont mis en place sur des reliefs très importants, érigés à l'Oligocène, et ayant été réactivés ensuite, particulièrement au Pliocène (voir le chapitre : aperçu de tectonique générale).

Les grandes lignes tectoniques du Horst ont continué à être actives et ont marqué le Sabalan durant tout son développement. (Fig. 154). Parmi les accidents tectoniques affectant le Sabalan, il est nécessaire de faire la distinction entre ceux qui n'appartiennent qu'au Horst du Sabalan et qui lui sont propres; et ceux qui ont une extension beaucoup plus grande, de valeur régionale.

Ce sont les effondrements des grandes vallées qui constituent l'activité tectonique principale du massif.

De plus, des phénomènes volcanotectoniques compliquent encore les structures.

#### 1. SYSTEMES D'EFFONDREMENTS LIES AUX FAILLES DE VALEUR REGIONALE :

De grands accidents de direction grossièrement méridiennes, jouent souvent en décrochement. Ce sont des failles similaires à celle de la Qareh Su.

Sur le massif, deux d'entre elles sont particulièrement importantes :

- la faille du Qasr Dagh (1) (N 170°);
- la faille de Qotur Suyu (2) (N 20°). Celle-ci se poursuit jusque dans le bassin du Mianeh.

Ces deux accidents ont permis la création de deux effondrements, avec, entre les deux, un petit Horst qui se détache bien dans le paysage (Tchai Dagh). Le plus important d'entre eux, est celui de la vallée de Qotur Suyu, qui a plus de cinq km de long sur une largeur de 3 à 4 km. La profondeur de cette vallée n'est pas bien connue puisqu'elle est comblée par un volume considérable de matériel pyroclastique. Cependant, certains points du fond de la vallée sont constitués par des assises du socle anté-Sabalan.

Ces grandes failles ont vu le début de leur activité au moins au Miocène (voir chapitres précédents). Cette activité se prolonge encore aujourd'hui comme l'atteste la carte des séismes (fig. 101). De plus, des formations très récentes du stade explosif (post-glaciaires) ayant comblé la vallée de Qotur Suyu, sont affectées par des basculements importants, ce qui montre que l'effondrement de cette vallée a été actif après le dépôt de ces formations.

#### 2. SYSTEMES LIES AUX FAILLES PROPRES AU MASSIF :

##### 2.1. L'effondrement de la vallée de Meyur-Qezel Gol, et failles associées :

Ce système de direction générale NW-SE est représenté par des failles d'extension qui sont dues au mouvement de rotation qu'a subi l'extrémité occidentale du Horst.

La principale manifestation de cette phase tectonique est l'effondrement de deux grandes vallées dans le prolongement l'une de l'autre; l'une sur le flanc nord (Vallée de Meyur), ( 3 ) l'autre sur le flanc sud (vallée du Qezel Gol) ( 4 ).

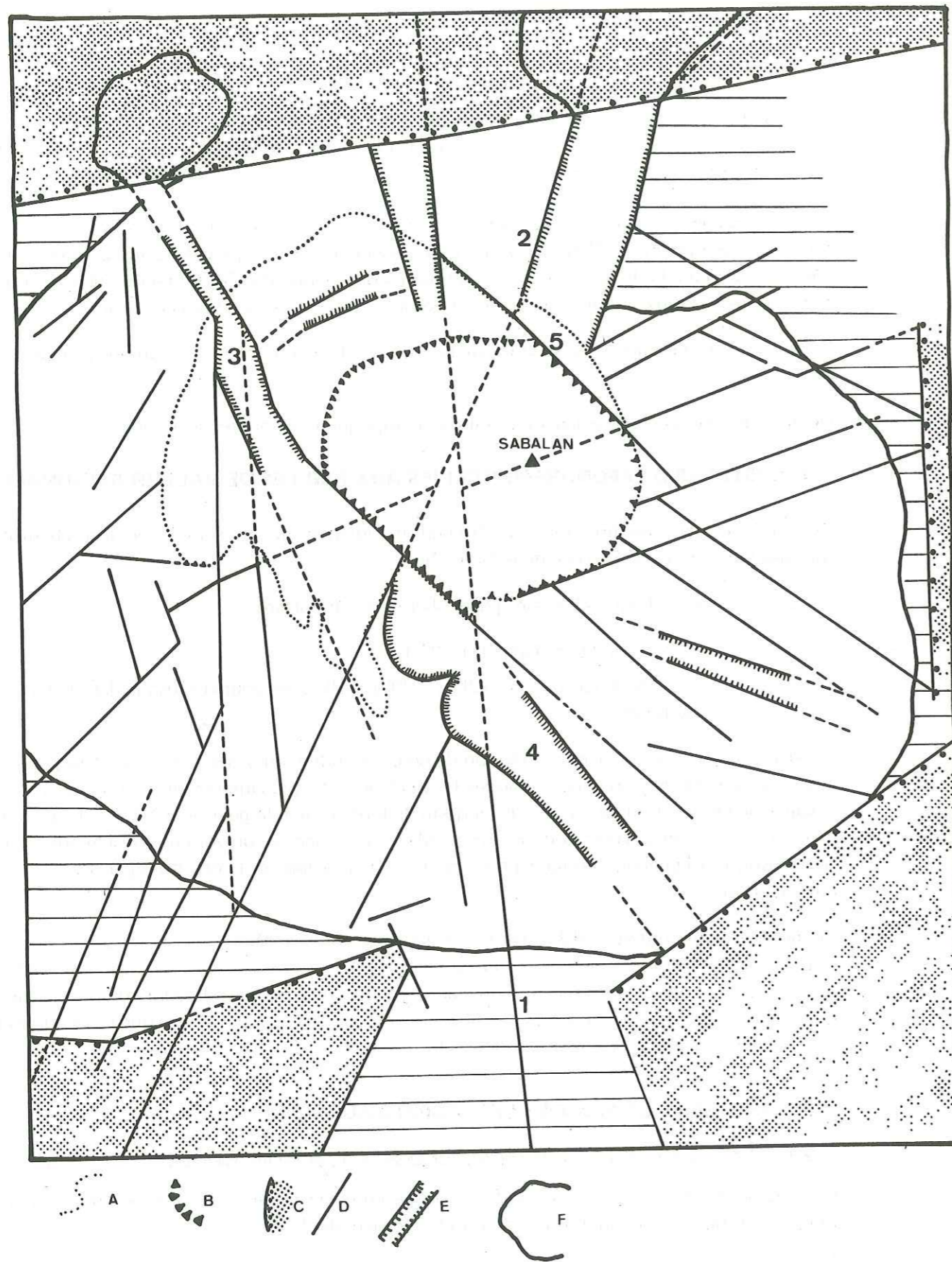


Fig. 154 : Carte tectonique du Sabalan :

- |                                       |                              |
|---------------------------------------|------------------------------|
| a. 1er effondrement de la caldéra     | 1. Faille du Qasr Dagh       |
| b. 2ème " "                           | 2. Faille de Qotur Suyu      |
| c. Limites des bassins d'effondrement | 3. Vallée de Meyur           |
| d. Failles                            | 4. Vallée du Qezel Gol       |
| e. Vallées d'effondrement             | 5. Faille de la Tchāi Khāne. |
| f. Limite du Sabalan.                 |                              |

Cet effondrement est considérable, puisqu'il se poursuit à travers le massif sur plus de quarante deux km avec des largeurs variant de un à cinq km. Les profondeurs de l'effondrement sont assez variables. La valeur maximale obtenue est plus de six cent mètres dans la vallée de Meyur, cette dernière étant la plus étroite.

Cet effondrement isole complètement l'extrémité Est du Horst du reste du massif.

D'autres petits effondrements (sur le flanc sud-est par exemple), se sont produits à la même époque.

Une autre faille (faille de la Tchāi Khāne), appartenant à ce système a guidé l'effondrement des caldèras sur le flanc nord. Les principaux mouvements de cette phase peuvent être situés durant la fin de mise en place des séries anté-caldéra (fin Pliocène ?).

## 2.2. Failles parallèles à l'axe du massif :

Ces accidents découpent le Horst en blocs longitudinaux. Ils sont associés et parallèles à l'effondrement de la vallée de Meshkin Shahr et jouent à peu près de la même façon. C'est-à-dire que tout le flanc nord du Sabalan s'est progressivement effondré en marches d'escalier (formation du plateau de Tovuz). Ces mouvements sont à peu près inexistantes sur le flanc Sud. L'un de ces accidents longitudinaux se distingue particulièrement : c'est le long de son tracé que se sont mis en place les appareils principaux des séries supérieures du Sabalan (SSS), qui forment la crête sommitale actuelle. Ce fait atteste donc de la profondeur importante de ces failles qui ont disloqué le Horst.

## 3. PHENOMENES VOLCANOTECTONIQUES :

### 3.1. Premier effondrement de la caldera :

Cette caldera, de très grande dimension (diamètre de 20 km à peu près) a des contours extrêmement lobés. Ceux-ci empruntent souvent le tracé de grandes failles.

L'effondrement est lié d'une part aux accidents NW-SE (Meyur-Qezel Gol), et d'autre part à l'affaissement progressif du flanc nord (plateau de Tovuz).

Cette caldera serait donc l'expression de la conjugaison de phases tectoniques, de distension locale, avec des mouvements proprement volcanotectoniques. Son effondrement ne s'est pas accompagné de manifestations magmatiques synchrones sur le Sabalan. Cependant, nous verrons, en géochimie, que les perturbations dans l'évolution « normale » qui affectent la lignée entre les séries anté-caldéra et post-caldéra sont dues directement aux bouleversements des structures lors de l'effondrement.

### 3.2. Deuxième effondrement de la caldera :

Celui-ci a provoqué l'individualisation d'une caldera de dimensions plus réduites que celles de la première (12 km de diamètre).

Son contour est circulaire et, il n'emprunte le tracé que de deux failles (celui de la faille de la Tchāi Khāne au NE, et celui du milieu de l'effondrement de Meyur-Qezel Gol au SW).

Nous pensons que la profondeur maximale de l'effondrement a été de 400 mètres environ, mais il n'est pas aisé de le préciser exactement.

Le secteur SE est limité par une falaise d'aspect très frais de plus de 500 mètres de hauteur (Kuh-e-Qezel Gol) (\*) sur laquelle sont venues buter de grandes coulées des séries supérieures du Sabalan.

Le plancher de cette caldera ne s'est pas affaissé de façon horizontale, mais a basculé aussi légèrement vers le nord. Les caractères de cette caldera sont beaucoup plus franchement volcanotectoniques que ceux de la première. L'effondrement survient après une émission d'un volume considérable de matériaux (formation de Meyur et formation de base de Qotur Suyu). De plus le long de son tracé un chapelet de dômes exogènes se met en place. Ce phénomène caractérise les calderas volcanotectoniques.

Par ses dimensions exceptionnelles la deuxième caldera se classe parmi les vingt premières calderas volcanotectoniques mondiales.

La succession de ces différents effondrements, tant purement tectoniques qu'à caractères volcanotectoniques, a profondément modelé la morphologie de l'édifice du Sabalan, lui conférant son aspect quelque peu chaotique et asymétrique.

D'après les observations tectoniques, il semble, que l'on ait à partir du Pliocène, une dislocation poussée de l'extrémité orientale du Horst du Sabalan. Cette dislocation, provoquée par des accidents profonds a permis la montée d'un nouveau magma et ainsi l'édification du volcan Plio-quadernaire.

(\*) Remarque : A cet endroit, les deux calderas ont suivi le même tracé, c'est donc à la conjugaison du mouvement de deux effondrements qu'est due cette hauteur.

#### IV - GEOCHIMIE DU SABALAN.

Les résultats de toutes les analyses chimiques totales ou partielles (tableaux ont été portés sur différents diagrammes afin de mettre en évidence les caractères chimiques généraux et l'évolution des séries du Sabalan.

La chronologie des séries, particulièrement des séries anté-caldera (SAC - SA1 - SA2 - SA3 - SA4 - SD5), est bien connue et chaque fois qu'il sera possible elle sera matérialisée sur les diagrammes.

De ce fait, il sera plus aisé de discuter de façon précise, l'évolution magmatique du Sabalan, en fonction de l'ordre de mise en place des différentes séries.

Les séries post-caldera seront divisées en deux : les séries supérieures du Sabalan (SSS) et les séries de l'épisode « explosif », représentées par des coulées de pyroclastites, des ignimbrites, des dômes dacitiques (SSS3).

Pour étayer les hypothèses que nous avons formulées, nous avons porté les points suivants :

1. Les latite-basaltes miocènes, ceux-ci pouvant être l'expression du magma « parent » des séries du Sabalan. Cet épisode portant dans ce cas le nom de Pré-Sabalan (PS).
2. Les roches plutoniques Oligocènes (dioritiques et monzonitiques) pour pouvoir étayer l'hypothèse d'une contamination crustale possible après la phase de granitisation importante et profonde ayant eu lieu à cette époque.

## 1. INTERPRÉTATION DES DIAGRAMMES.

### 1.1. Diagramme triangulaire A F M - (Fig. 155 )

Le triangle A F M montre que l'évolution que l'on constate pour les séries du Sabalan est due à une variation du Fe et du Mg, les alcalins n'intervenant que pour une part beaucoup plus faible.

Les SAC se divisent en deux tendances, caractérisées chacune par une teneur en Fe différente.

Ces deux lignées convergent vers le domaine des SSS, aux points bien groupés, à part pour les SSS3, dont les points se rapprochent sensiblement du pôle A, traduisant un enrichissement en alcalins par rapport au Fe et au Mg.

Comme nous le verrons plus loin, l'épisode SSS3 est toujours très individualisé dans les diagrammes géochimiques. Ceci est dû à un dynamisme de mise en place et à une structure des roches très différents des autres séries.

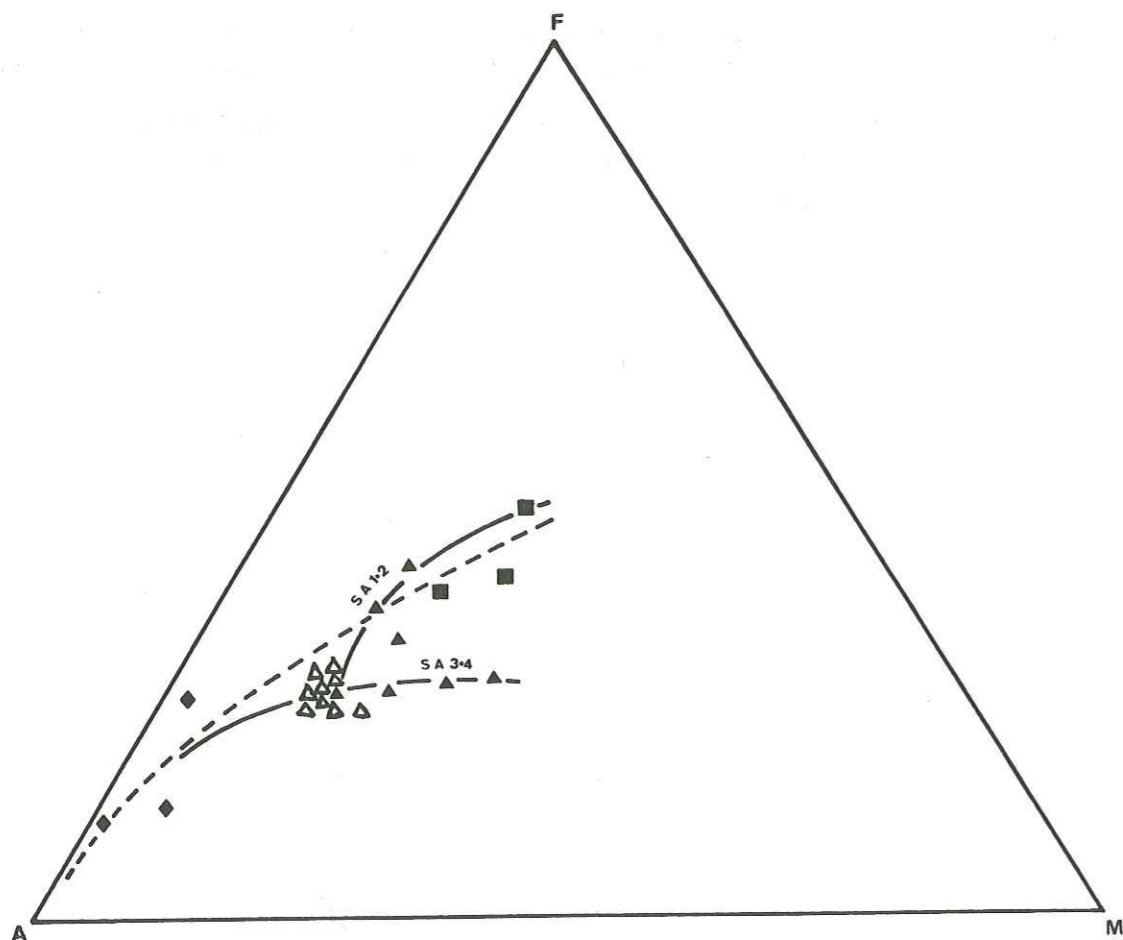


Fig. 155 : Diagramme A.F.M.

### 1.2. Diagramme Alcalins ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) - Silice ( $\text{SiO}_2$ ) (Kuno 1959) - (Fig. 156).

La majorité des points est située dans le domaine des séries alcalines (I), à l'exception de quelques échantillons qui apparaissent dans le champ des séries à hypersthène (II). Il s'agit, en fait, de roches de fin de séries (fin de SA3 et fin de SSS2).

Comme dans le triangle A F M, le graphique alcalins-silice montre un passage graduel entre les SAC et les séries post-caldéra, avec toutefois quelques recurrences.

D'autre part, le taux de variation des alcalins est relativement faible, bien qu'en augmentation par rapport à la silice, et fluctue entre 6 et 9 %.

Les SSS3 sont toujours bien à part et présentent un enrichissement sensible en silice.

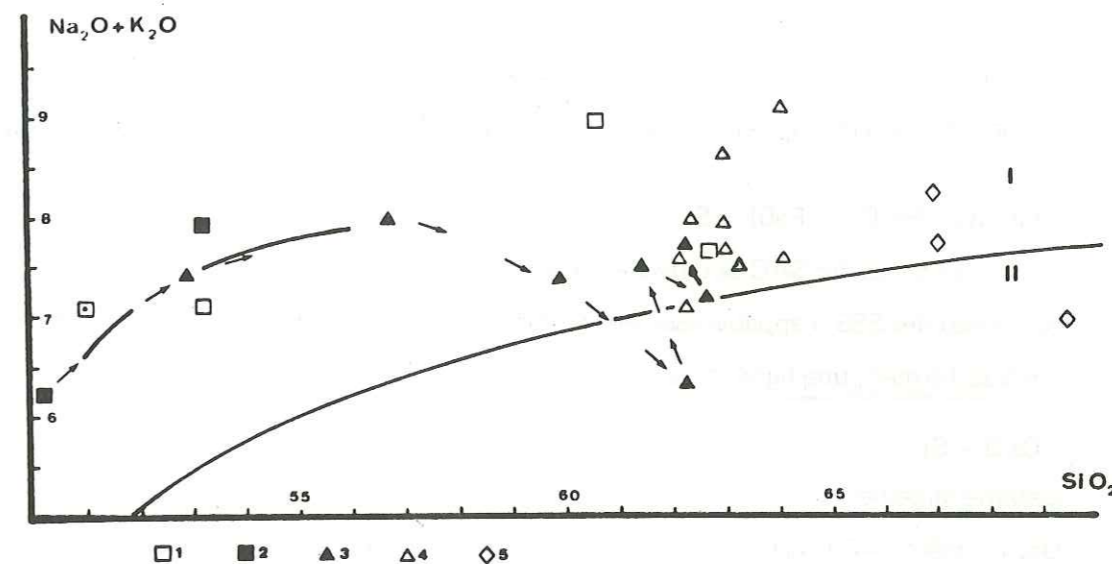


Fig. 156 : Diagramme Alcalins-Silice

### 1.3. Diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - $\text{SiO}_2$ : (Fig. 157 )

Le rapport soude/potasse est légèrement décroissant, nous avons donc un léger enrichissement en  $\text{K}_2\text{O}$ , en fonction de l'évolution chronologique, cette augmentation étant plus marquée pour les SSS3.

Tous les points sont situés au-dessus de la droite  $\text{Na}_2\text{O} = \text{K}_2\text{O}$ , et traduisent des séries plus sodiques que potassiques.

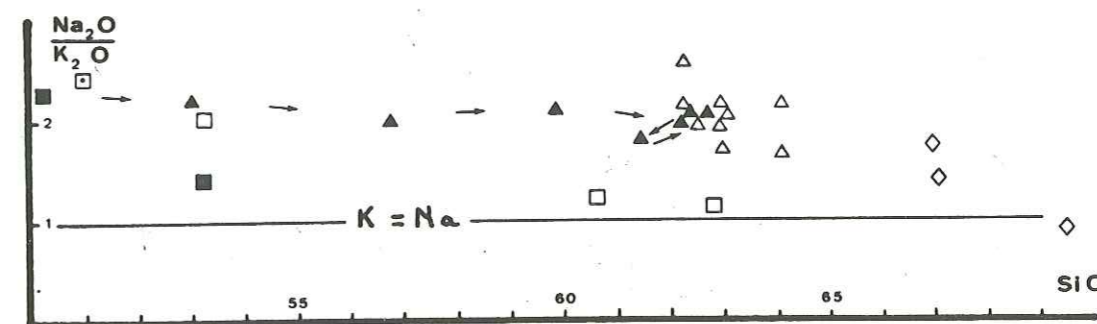


Fig. 157 : Diagramme rapport Soude/potasse-Silice.

#### 1.4. Variations des oxydes en fonction de l'indice de solidification

$$SI = \text{MgO} \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \quad (\text{Kuno 1969}) - (\text{Fig. 158}).$$

Fe, Ca et Al décroissent en même temps que l'indice SI (celui-ci évoluant en sens inverse de celui de l'évolution), tandis que la silice et les alcalins ont, évidemment, une destinée inverse. Pour les séries des PS aux SSS, SI est compris entre les valeurs 24,5 et 12.

##### —SiO<sub>2</sub> — SI :

Pour une même valeur de SI, la silice peut varier largement (de 10 %) pour les SAC, alors que les points des SSS sont bien groupés.

Deux lignées sont bien distinctes dans les SAC (SA1 - 2 et SA3 - 4).

SA1-2 paraît vraisemblablement dérivée des séries Pré-Sabalan. La tendance évolutive des SSS est différente de la tendance générale, c'est-à-dire que leur acidification est pratiquement nulle, par rapport à SI.

##### —Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — SI :

Al varie dans un champ relativement étroit (entre 15 et 18 %) et n'apparaît pas comme très discriminant.

##### —Fe total (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO) — SI :

Les deux lignées des SAC se détachent encore ici.

Au niveau des SSS, l'appauvrissement en Fe devient nul sauf pour les SSS3 (Fe ≠ 4 %).

Les SSS forment une lignée très marquée.

##### —CaO — SI :

CaO varie largement.

Deux lignées SAC (SA1 - 2 et SA3 - 4) sont bien marquées.

Les SSS forment là aussi une lignée très nette.

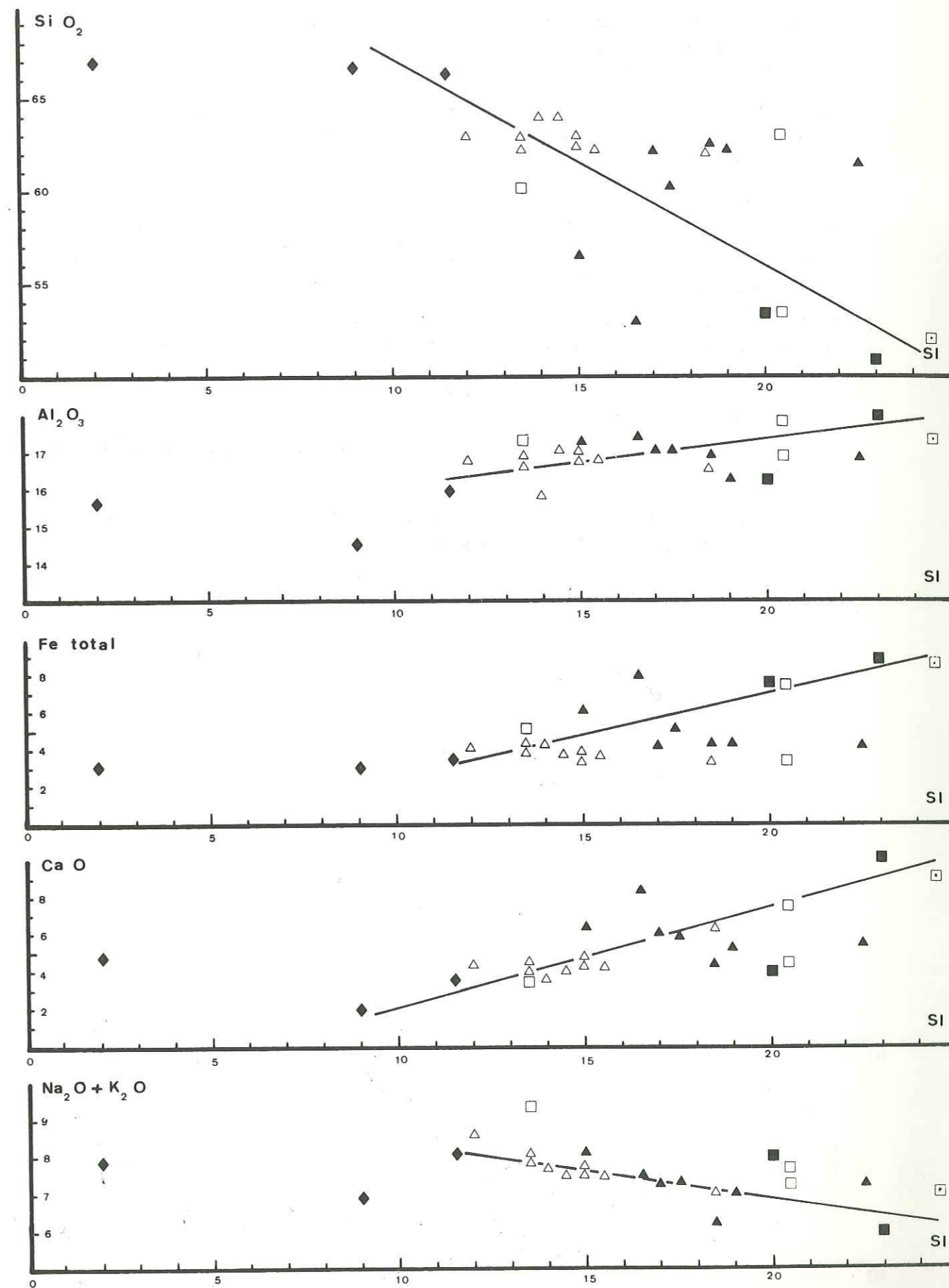


Fig. 158 : Diagramme des variations des oxydes — Indice de solidification.



1.5. Variations des oxydes et du % en anorthite en fonction du différenciation index de Thornton-Tuttle (1958) - (Fig. 159)  
( $DI = Q + Or + Ab + (Ne)$ ).

Les variations des oxydes se font dans le même sens évolutif que dans les diagrammes en SI, mais la «lignée» PS - SAC ne paraît pas être aussi nette et un hiatus apparaît entre les deux séries (pour une valeur de  $DI \neq 60$ ).

Ceci évoque une différence sensible dans la composition normative des deux séries. Cependant, un point des SAC (SA1) se situe invariablement, tant en SI qu'en DI, dans l'enveloppe des séries PS.

D'autre part, un autre hiatus se développe entre les SAC et les SSS ( $DI = 70$ ). Celui-ci est particulièrement bien marqué dans le diagramme An - DI.

Les SSS sont bien démarquées des SAC et évoluent différemment, c'est-à-dire que le pourcentage en anorthite diminue plus rapidement dans les SSS que dans les SAC.

Aussi, dans le diagramme Fe total - DI, l'appauvrissement régulier en Fe, caractérisant les SAC, devient-il nul dans les SSS.

Pour plusieurs oxydes (Fe tot., CaO ...), la lignée des SSS ne présente pas la même direction que celle des SAC.

Une troisième césure ( $DI \neq 76$ ) apparaît aussi entre les SSS et les SSS3, traduisant nettement les différences de dynamisme et de structure de ces séries.

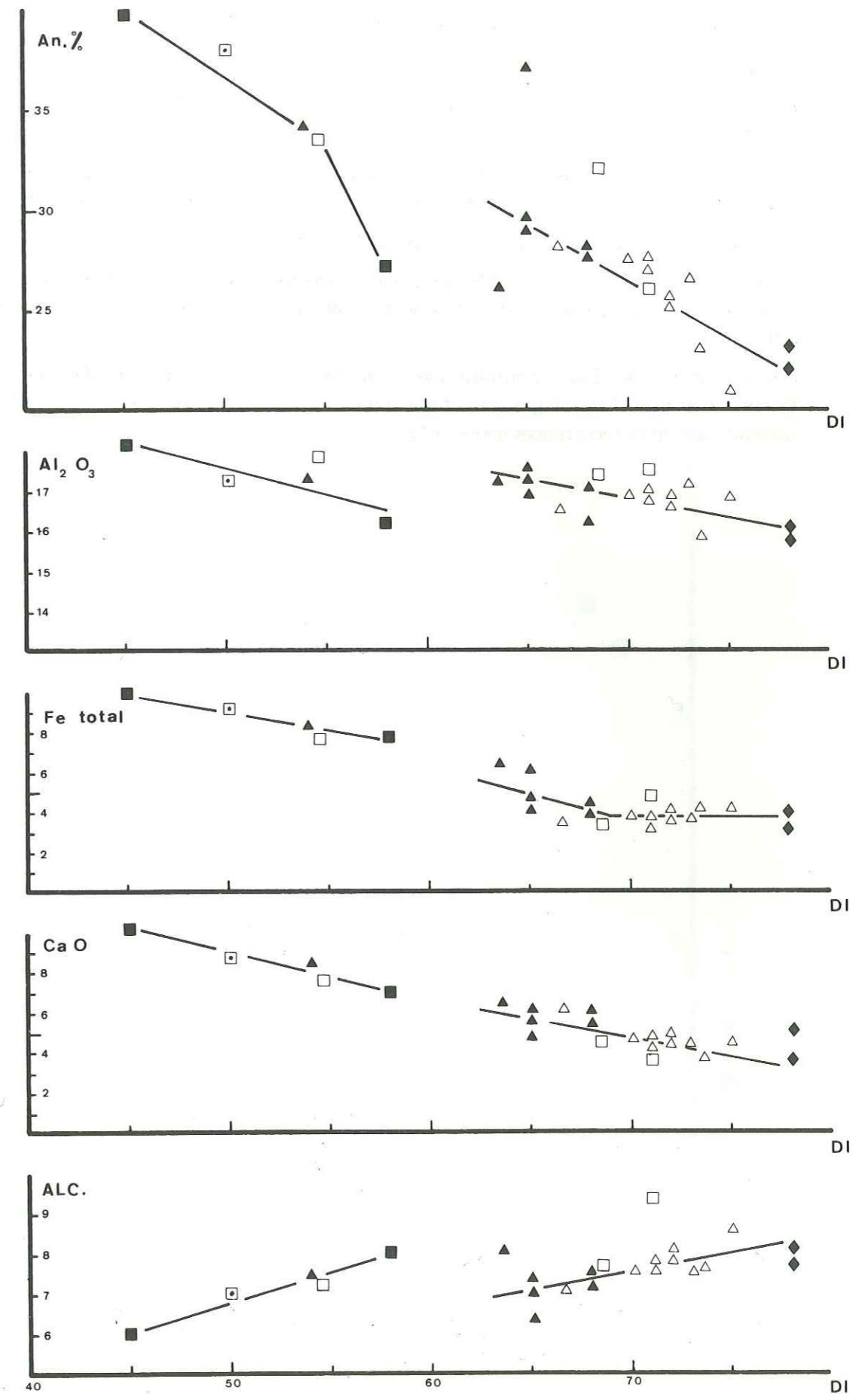


Fig. 159 : Variations des oxydes et d'An - Différenciation Index.

## 1.6. Diagramme K – Ti (en atome %) - (Fig. 160 ).

Ti reflète bien l'évolution de la basicité des différentes séries.

K tend à diminuer assez régulièrement à partir des PS jusqu'aux SSS, mais augmente sensiblement dans les SSS3.

Les séries PS sont dédoublées, l'une est très faiblement motassique et surtout a des teneurs en Ti assez faibles; l'autre apparaît nettement plus près du domaine des basaltes alcalins.

La filiation PS - SAC n'est pas toujours possible pour toutes les séries.

Trois lignées des SAC (SA1-2, SA3, SA4) se distinguent nettement et convergent vers les SSS, où seul le K évolue pour un Ti pratiquement constant (acidification faible comme dans les diagrammes en  $\text{SiO}_2$ ).

Ces trois lignées des SAC montrent que chaque série évolue assez indépendamment des autres. Comme elles sont chronologiquement bien repérées, il apparaît que l'évolution chronologique nécessite quelques récurrences géochimiques.

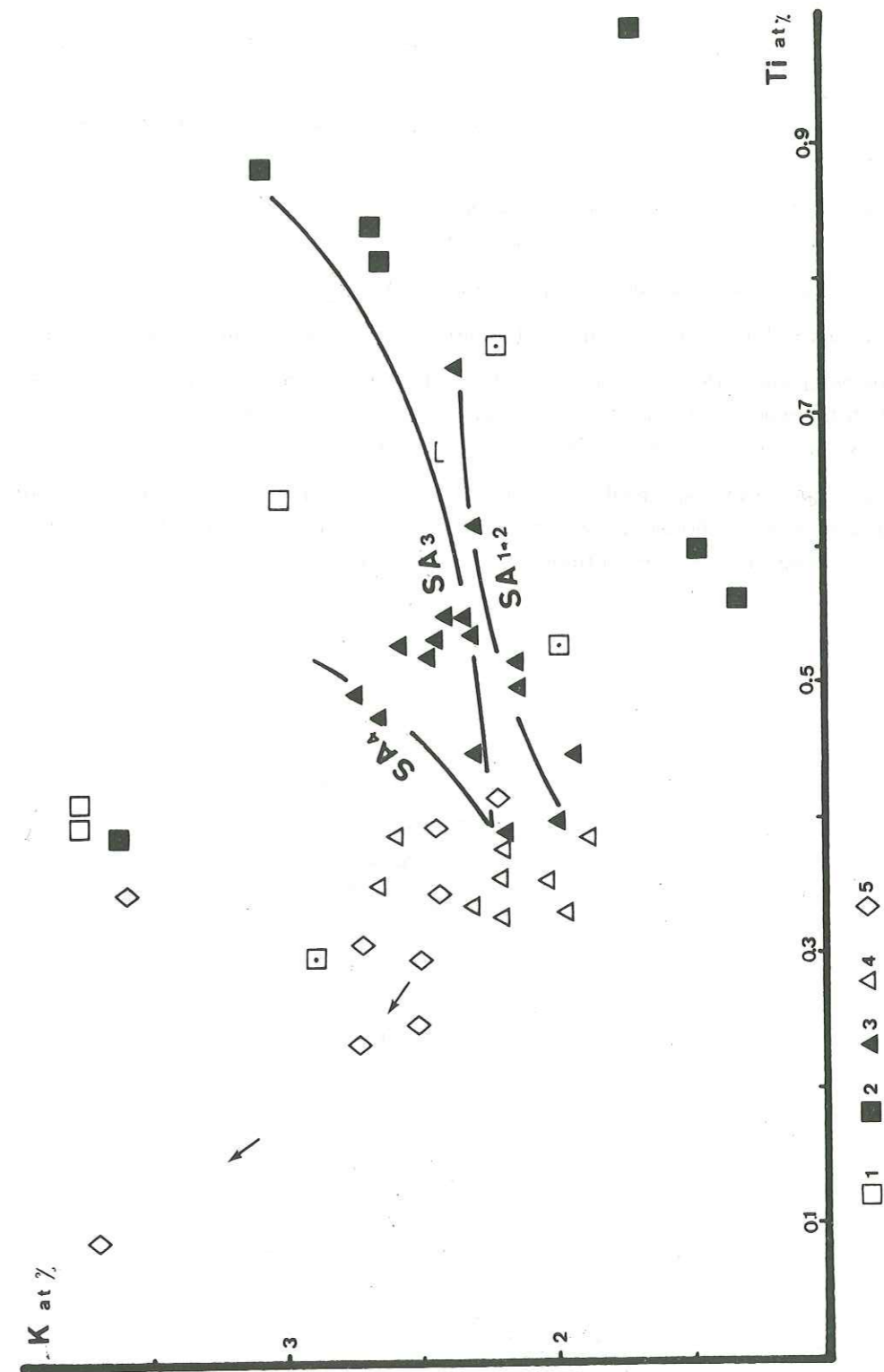


Fig. 160 : Diagramme K – Ti

### 1.7. Diagramme (Fe + Ti) – Ca : (Fig. 161 ).

Ce diagramme met en relation des éléments parmi les plus variants dans les séries du Sabalan.

La corrélation (Fe + Ti) – Ca est excellente, si l'on considère la tendance évolutive générale, équivalente à celle d'une différenciation.

Ca évolue régulièrement pour toutes les séries, suivant la chronologie. En revanche, en fonction de Fe + Ti, il est possible de distinguer les différentes séries du SAC.

Les séries SA1 et SA2 voisinent avec l'un des deux groupes du PS, dont elles doivent vraisemblablement dériver.

Les séries SA3 et SA4, légèrement moins calciques, suivent une évolution parallèle jusqu'aux SSS et semblent dériver du deuxième groupe des PS.

Assez curieusement, le Ca varie très peu dans la SA3.

Le point des SD5 est compris dans le domaine des SSS où les points sont particulièrement bien groupés.

A partir de la valeur de Ca inférieure à 2,3 %, le domaine des SSS3 présente une distribution en Fe + Ti totalement anarchique. Ce phénomène est assez classique dans des séries ayant un dynamisme explosif ignimbritique. Cependant, le Ca continue à décroître régulièrement.

D'après ce diagramme, il semblerait que tout se passe comme si, dérivant de deux magmas P.S., les SAC suivent assez indépendamment les unes des autres, des lignes évolutives aboutissant vers les SSS, qui peuvent représenter la finalité de la différenciation.

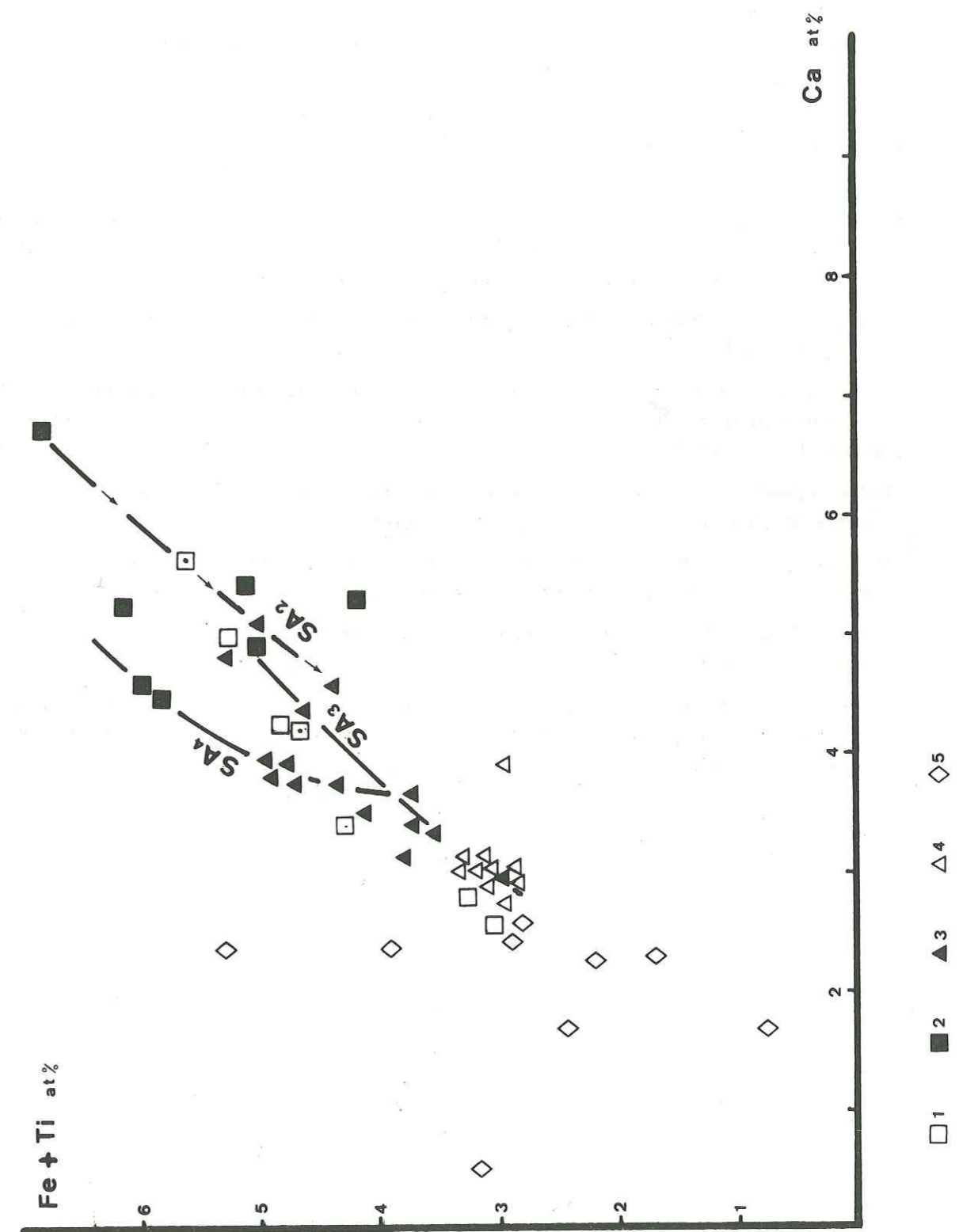


Fig. 161 : Diagramme (Fe + Ti) – Ca.

## 1.8. Diagramme Ca – Sr : (Fig. 162 )

Une zonation nette en Ca, par «tranches successives», correspondant aux différentes séries, apparaît. De chaque côté de la <sup>l'abscisse</sup> 1000 ppm de Sr s'individualisent les deux groupes de PS.

Les SA1 et SA2, encore ici, assez bien groupées, ont une corrélation entre Ca et Sr satisfaisante et positive et sont proches du groupe des PS, supérieur à 1000 ppm de Sr.

En revanche, la série SA3 évolue perpendiculairement à la lignée générale. C'est-à-dire que Ca évolue très peu (voir aussi le diagramme Fe + Ti – Ca), tandis que Sr diminue de 1250 à 950 ppm, du début à la fin de la série.

Cette évolution particulière de la SA3, en fonction de Ca – Sr, peut être contrôlée soit par une cristallisation et une séparation massive de l'An, mobilisant le calcium, soit par une contamination par un matériel plus calcique enrichissant progressivement le magma.

Le matériel contaminant aurait des teneurs en Sr relativement faibles donc une origine sans doute assez peu profonde.

Nous pouvons remarquer que les roches plutoniques oligocènes ont une teneur relativement faible en Sr, inférieure à 650 ppm, et sont cependant peu calciques. De ce fait une contamination de leur part semble peu probable.

Un fait cependant est à noter : c'est la teneur exceptionnellement élevée en Sr de toutes ces séries. Les séries du Sabalan évoluent entre 900 et 1300 ppm.

Un processus d'enrichissement est nécessaire pour obtenir de telles valeurs, aucun magma ne pouvant être aussi riche en Sr après fusion partielle du manteau supérieur, ou de la croûte.

Une cristallisation des pyroxènes, si elle est accompagnée d'une ségrégation peut permettre cet enrichissement, à condition que ce processus se répète.

Les pyroxènes rencontrés dans les séries du Sabalan sont, pour la plupart, des salites qui doivent avoir une cristallisation très précoce et profonde. Ces pyroxènes attestent donc bien l'origine profonde du magma initial du Sabalan.

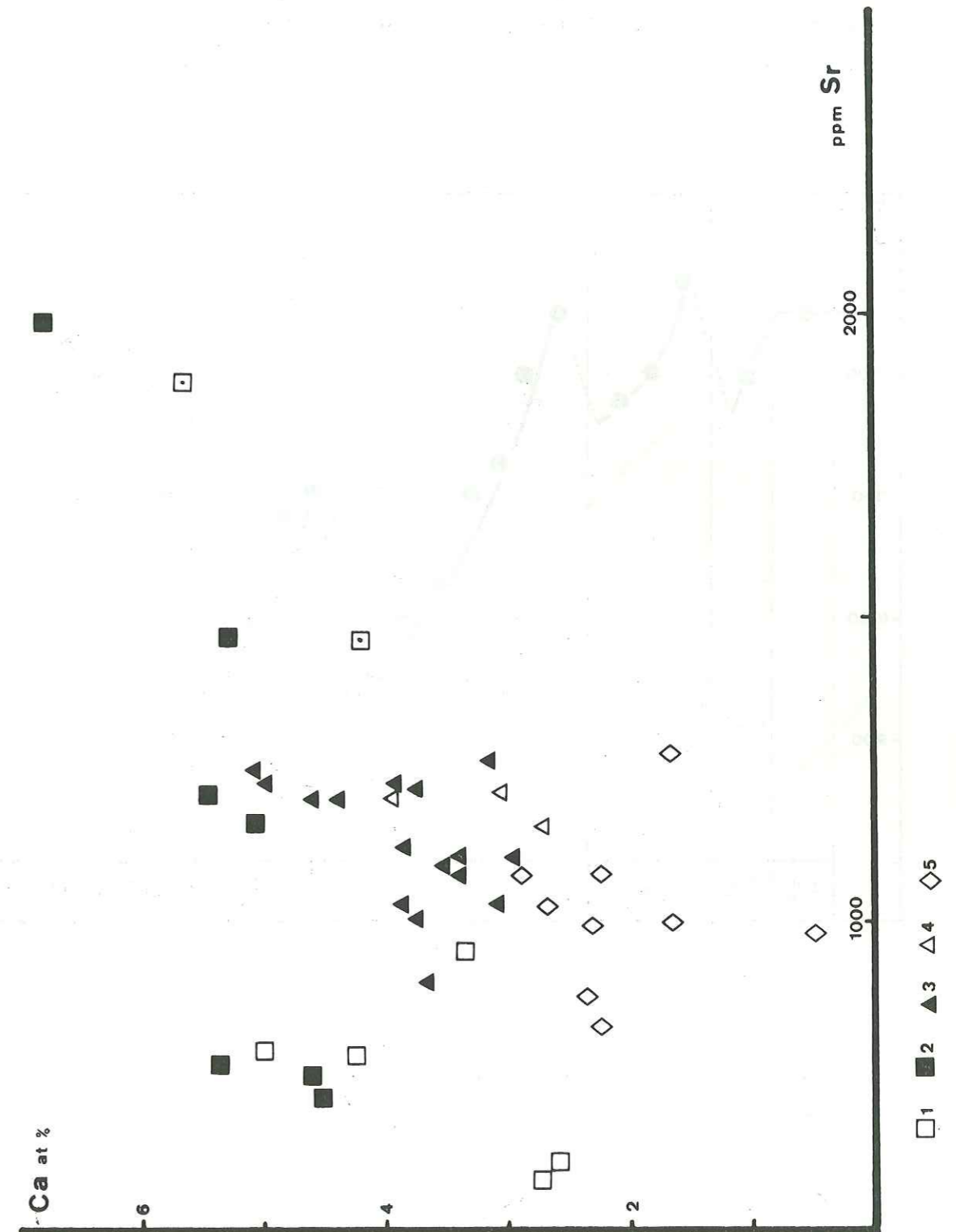


Fig. 162 : Diagramme Ca - Sr.

## 1.9. Diagramme Sr en fonction de la chronologie : (Fig. 163).

Ce diagramme illustre particulièrement bien le système de cycles récurrents les uns par rapport aux autres.

Au début de chaque série, (SA2, SA3, SA4, SSS), nous avons un enrichissement net en Sr, celui-ci diminuant ensuite progressivement, au sein d'une série donnée, jusqu'à un point minimal.

A partir de ce point, Sr augmente brusquement, et ainsi débute une nouvelle série.

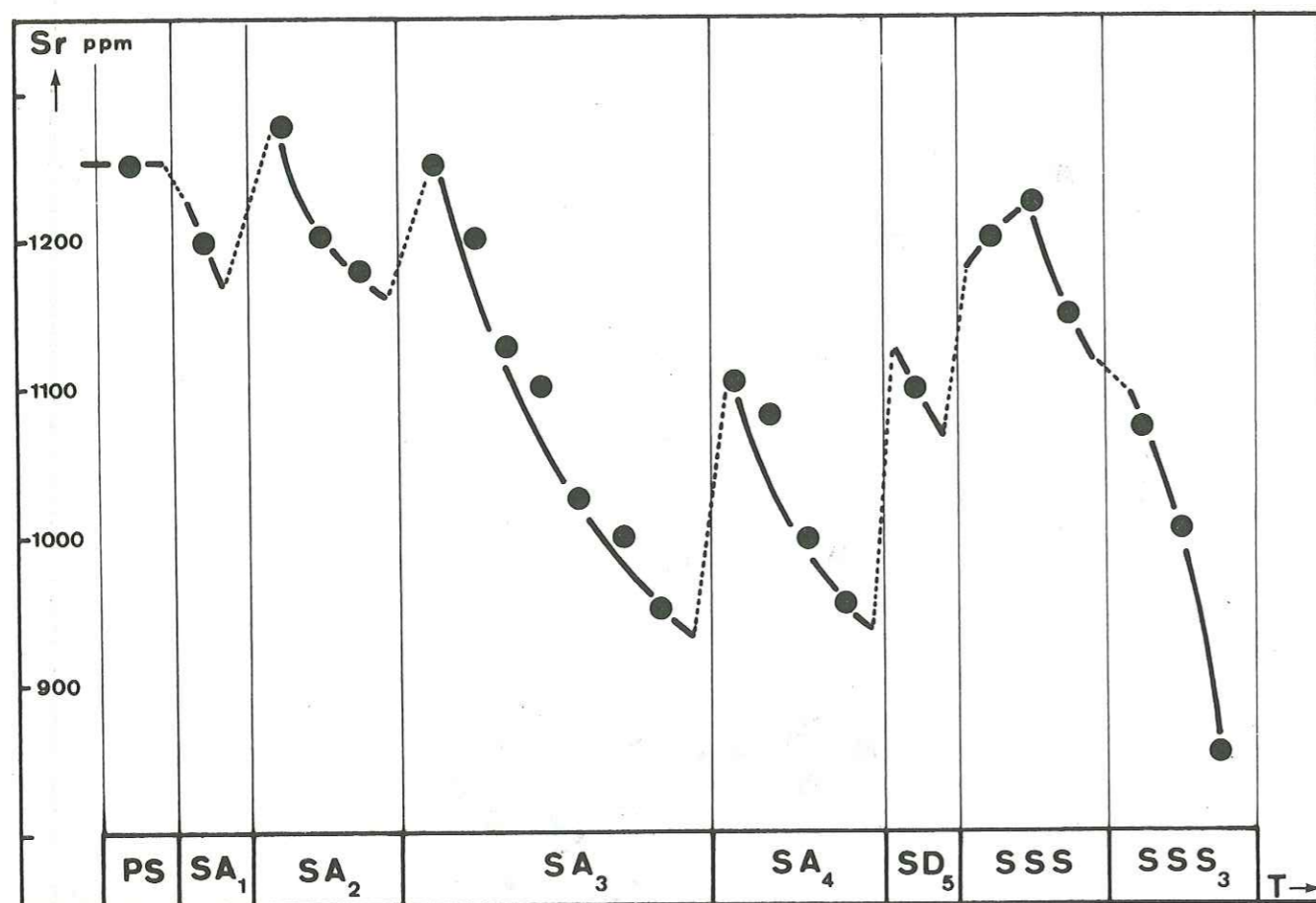


Fig. 163 : Diagramme Sr en fonction de la chronologie.

## 1.10. Diagramme Rb - Sr : (Fig. 164 )

Alors que Sr et Ba ont des valeurs exceptionnellement élevées, Rb oscille entre des teneurs tout à fait moyennes (45 à 100 ppm). Les points des PS, des SAC et des SSS forment une succession d'enveloppes concentriques dont le centre est représenté par le domaine des SSS.

Cette disposition peut être le résultat soit d'un mélange de deux magmas distincts, soit de l'évolution plus ou moins identique de deux magmas.

Les SSS3, par leur dynamisme et leur chimisme sont bien à part, séparées des autres séries par des valeurs en Rb plus élevées, traduisant une phase fluide importante ainsi que la cristallisation des feldspaths potassiques. Cet enrichissement est simultané avec celui en K (diagrammes K-Tl et K/Rb-Rb).

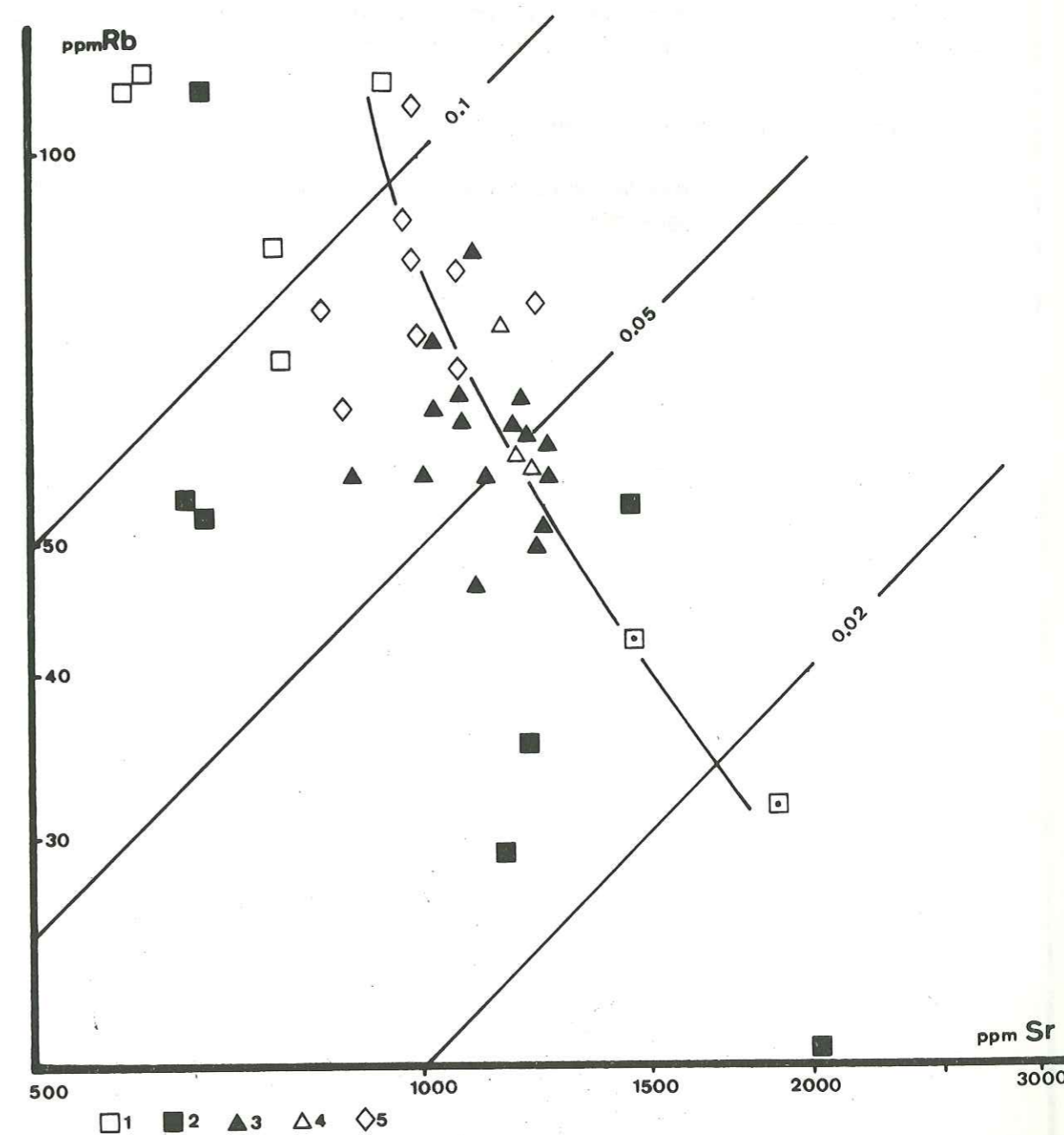


Fig. 164 : Diagramme Rb - Sr.

## 1.11. Diagramme K/Rb – Rb : (Fig. 165 ).

Rb décroît régulièrement des PS aux SSS et SSS3, ainsi que K. Dans ce diagramme il est possible de suivre l'évolution de chaque série, le Rb étant bien discriminant.

Partant d'un pôle de latite-basalte (Rb = 40 ppm) où se trouve aussi un point représentatif des cumulats des SSS, la série SA1-2 présente une longue lignée jusqu'à une valeur de Rb proche de 70 ppm. La SA3, légèrement récurrente, et un peu moins potassique, part d'une valeur de 57 ppm de Rb et se termine vers 65 ppm.

La SA4 est beaucoup plus récurrente, puisqu'elle repart vers 50 ppm en Rb; ~~est~~ plus potassique, elle évolue par une longue lignée, jusqu'à des valeurs de plus de 70 ppm, prise en relais par le point des SD5 vers 85 ppm.

Les SSS ont aussi un caractère nettement récurrent.

Elles débutent vers 55 ppm en Rb, sont faiblement potassiques, et évoluent par une lignée perpendiculaire aux tendances précédentes. Cette lignée s'incurve et tend à devenir parallèle à la ~~lignee de~~ tendance générale.

Ceci fait penser à un processus de contamination.

Cependant les différentes lignées des séries semblent être étroitement contrôlées par la cristallisation et la séparation des plagioclases.

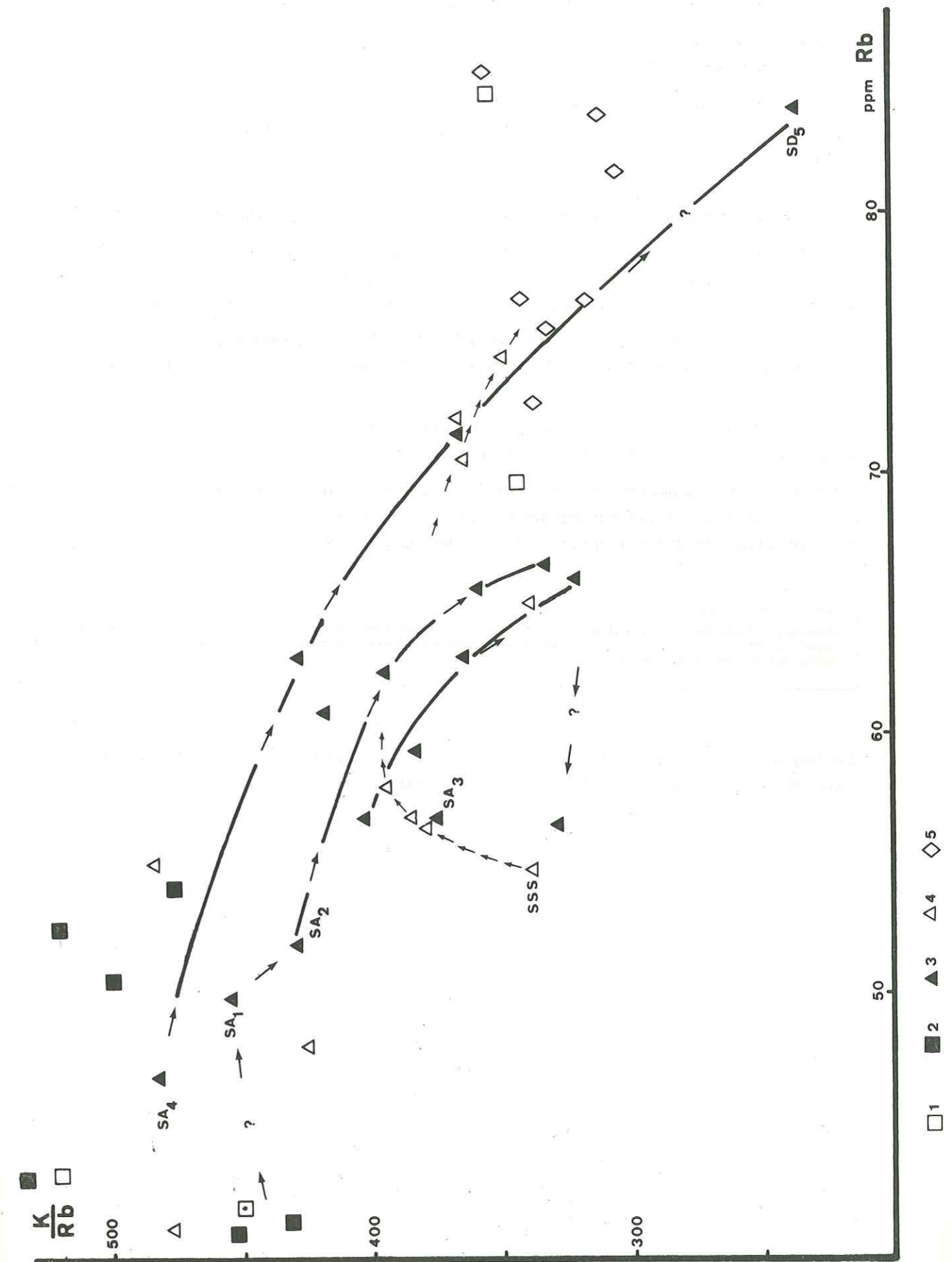


Fig. 165 : Diagramme K/Rb-Rb.

### 1.12. Etat d'oxydation : $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{D.I.}$ (Fig. 166).

L'état d'oxydation, que l'on peut exprimer par le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , est prononcé pour l'ensemble des laves étudiées.

Ce rapport a une valeur de 0,73 pour le début des séries anté-caldera (SA1) et augmente jusqu'à 0,96 pour la fin de ces séries (SA4). En revanche, l'évolution est totalement inverse pour les séries post-caldera (de 0,96 à 0,81 pour les SSS).

L'évolution de l'état d'oxydation varie donc brusquement au moment de l'effondrement de la caldera, ceci en relation avec l'arrêt de l'appauvrissement en Fe. (voir diagrammes SI et DI).

L'équilibre fer ferreux - fer ferrique dépend de la fugacité d'oxygène, de la température et de la composition du liquide, spécialement de sa teneur en alcalins. Cette teneur étant pratiquement constante dans les séries du Sabalan, ce sont donc les autres paramètres qui interviennent.

La fugacité d'oxygène est contrôlée par la composition des cristaux en équilibre dans le liquide, elle peut également être influencée par l'abondance des phases volatiles, particulièrement de l'eau, dans le magma.

Carmichael (1967), a, en effet, souligné que les laves à forte fugacité d'oxygène renferment communément de la biotite et de l'amphibole, ce qui se vérifie bien ici.

Si l'évolution du magma est « amortie » par l'eau en quantité importante, ou par les phases condensées, la fugacité devient à peu près indépendante de la différenciation. Cependant, un taux de fugacité constant ou décroissant peut traduire un arrêt dans la différenciation évolutive normale d'une série.

*Remarque : Toutes les roches, dont les points sont portés sur le diagramme (Fig. 166), ont été broyées absolument de la même façon, aux anneaux, par méthode fractionnée, et les variations que l'on constate, dans l'état d'oxydation, ne peuvent donc pas être dues à la méthode de broyage.*

Le diagramme peut donc traduire un arrêt de l'évolution pour les SSS et/ou une hydratation importante du magma à partir de l'effondrement de la caldera.

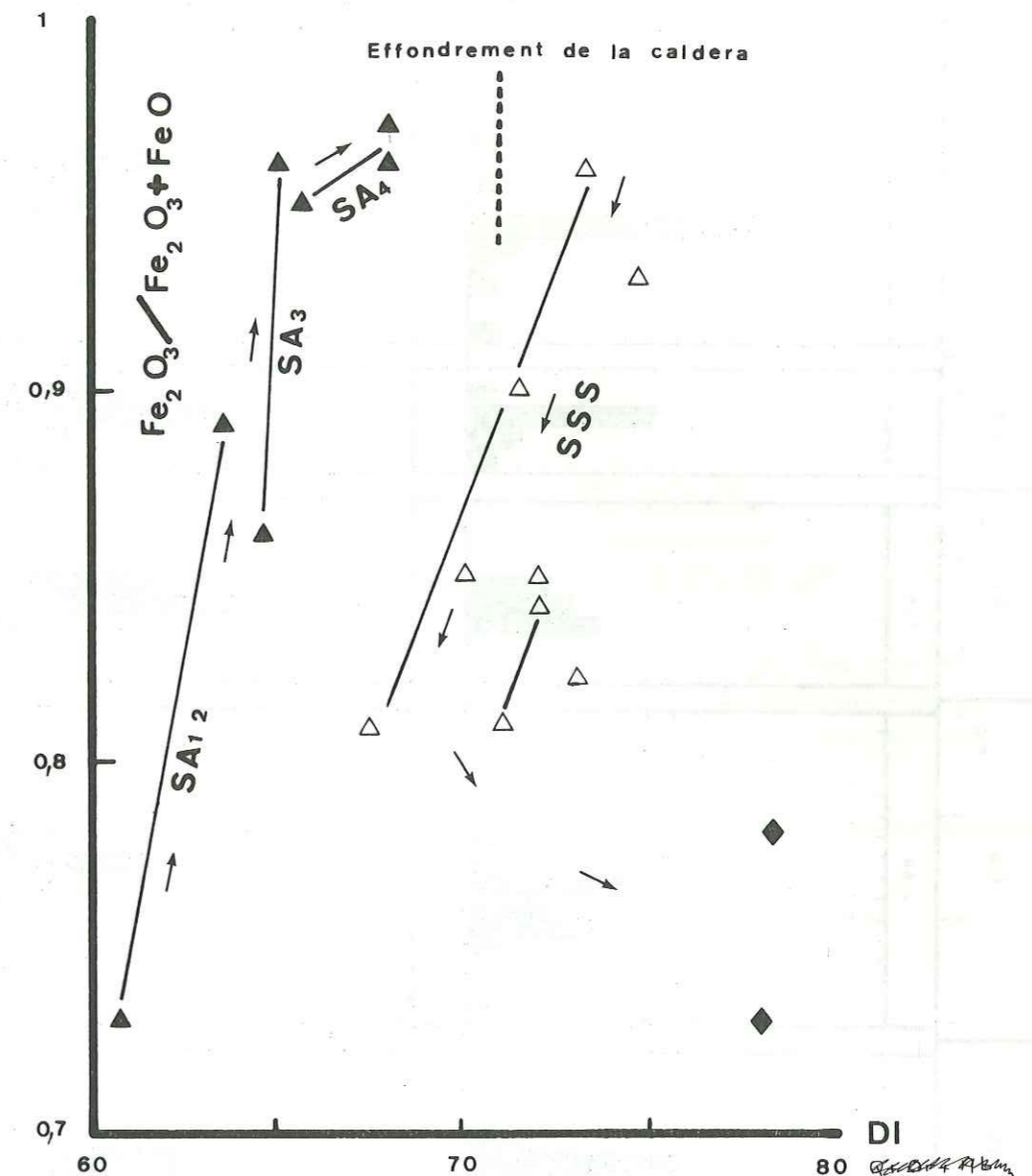
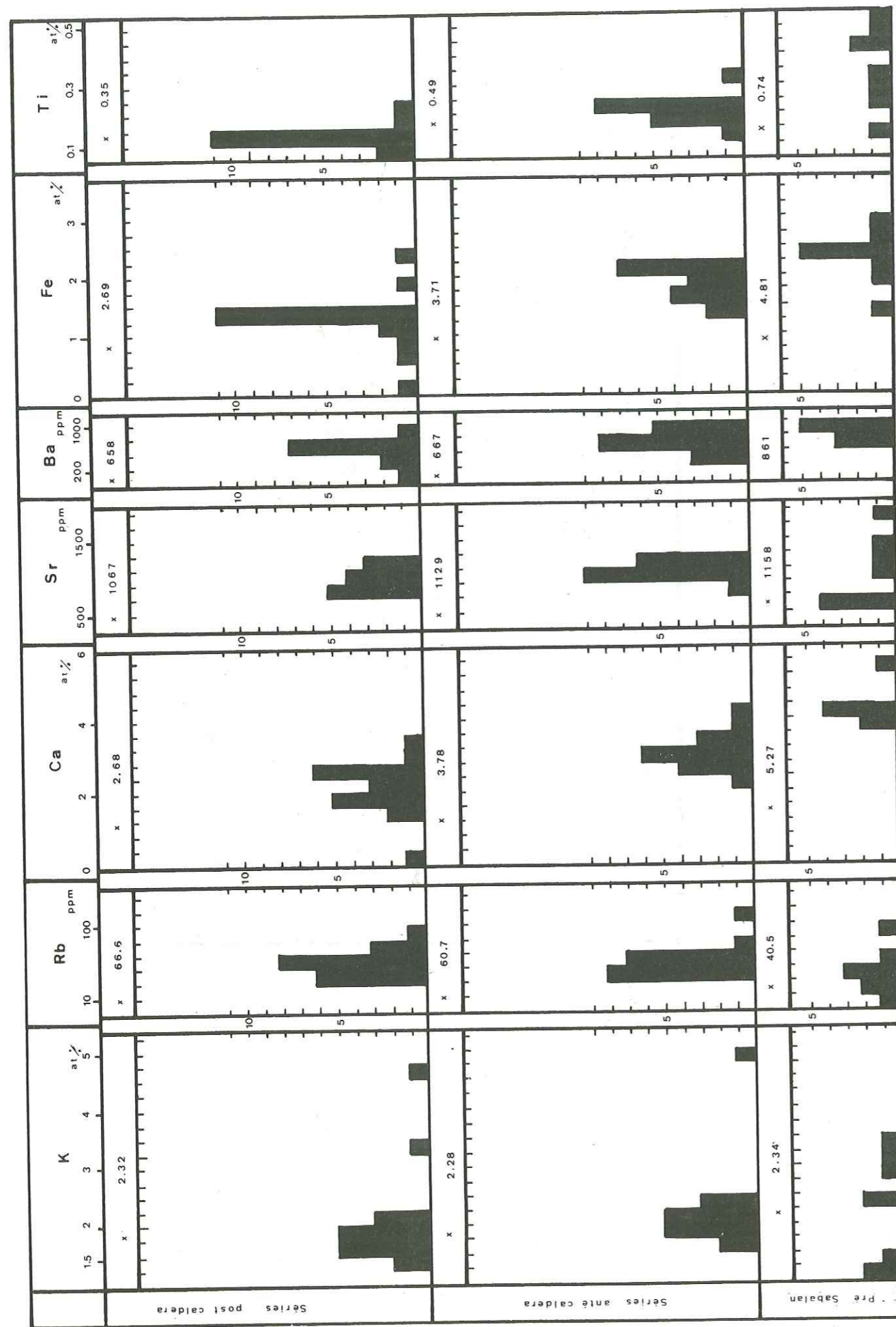


Fig. 166 : Variation de l'état d'oxydation, en fonction de D.I.



Remarque : x = la moyenne arithmétique pondérée de l'écart type.

Fig. 167 : Histogrammes.

## CONCLUSION

L'étude géochimique qui précède montre que les séries du Sabalan sont alcalines sodiques, tant par leur minéralogie que par leurs caractères géochimiques.

Elles sont donc sensiblement différentes des séries calco-alcalines que l'on pourrait s'attendre à rencontrer dans le type de volcanisme représenté par le Sabalan. En effet celui-ci est de type central, d'une morphologie très proche de celle des grands édifices volcaniques andins. Sa position structurale tendrait aussi à favoriser la mise en place d'un volcanisme de type calco-alcalin.

Les séries du Sabalan sont issues d'un magma profond, qui s'est ensuite différencié par des processus plus ou moins complexes.

La filiation, à partir d'un magma relativement peu évolué, proche de celui exprimé par les latites - basaltes miocènes, semble à peu près certaine.

A partir de ce magma géniteur, déjà se séparent deux groupes PS. De ces deux groupes dérivent plus ou moins directement deux grandes séries anté-caldera (SA1-2 et SA3-4), dont l'évolution générale converge vers les séries post-caldera, qui elles mêmes suivent une ligne évolutive bien marquée, souvent différente de la ligne générale.

Une des premières constatations que nous pouvons faire, après la discussion des différents diagrammes, c'est que, les séries du Sabalan, bien que présentant un même type d'évolution générale bien marquée, ne peuvent dériver les unes des autres par simple cristallisation fractionnée (évolution du strontium, par exemple).

Chaque série est récurrente par rapport à celle qui la précède et évolue à peu près indépendamment. Ainsi, arrivons-nous à la notion d'une série de cycles évolutifs successifs.

Une série a un pourcentage déterminé de chaque élément chimique au début de son cycle; le système se fermant alors, chaque élément évolue uniquement en fonction de la cristallisation et de la séparation des minéraux.

Puis le système s'ouvre à nouveau et, par une nouvelle arrivée de matériel initial, un nouveau cycle débute, évoluant ensuite de la même façon.

A ce stade de la discussion, il est nécessaire de faire intervenir d'autres constatations que celles purement géochimiques.

1. L'évolution magmatique du Sabalan s'est faite en un temps relativement long pour un volcanisme de ce type (du Pliocène aux périodes post-glaciaires).
2. Les séries, tant anté-caldera que post-caldera, présentent généralement deux générations de cristaux, en particulier de plagioclases ( $An_{60-30}$  -  $An_{25-20}$ ).
3. Les différences de volume sont très importantes entre les diverses séries : SA1 est très peu représentée, SA3 et SA4 sont bien développées et les SSS sont encore plus volumineuses (10 à 12 km<sup>3</sup>) ainsi que les SSS3 (12 à 14 km<sup>3</sup>).
4. Nous pouvons trouver la présence de cumulats dans toutes les séries.
5. D'autre part, si l'on excepte l'aspect chronologique, l'impression de convergence de deux lignées est un fait assez net.



Ces considérations nous amènent à penser que, surimposés à l'évolution par cristallisation fractionnée, au sein de chaque série, d'autres processus compliquent la tendance évolutive du Sabalan. Ces processus peuvent être de deux types:

- soit une contamination à grande échelle,
- soit un mélange de magmas.

En ce qui concerne la contamination, d'après les diagrammes géochimiques, elle paraît assez peu probable, du moins sur une échelle étendue.

Cependant certaines séries ont des comportements aberrants dans l'évolution de certains éléments incompatibles (par exemple, SA3 en Sr et SSS en K.Rb). Il ne faut donc pas éliminer d'office les phénomènes de contamination par anatexie de contact, particulièrement au sommet des chambres magmatiques. Cette contamination ne peut en aucun cas être généralisée à l'ensemble des séries et pour tous les éléments.

La contamination par anatexie de contact affecte surtout les éléments incompatibles, ceux-ci pouvant apporter des changements notables dans les conditions thermodynamiques et ainsi modifier l'évolution « normale » de la cristallisation fractionnée.

Si l'on considère un mélange de magmas, deux schémas peuvent se présenter :

- dans le premier cas, deux chambres magmatiques, totalement indépendantes, permettent l'évolution de deux magmas différents; le mélange de ces magmas se ferait dans une chambre intermédiaire superficielle, et aboutirait au chimisme des SSS.

Cette hypothèse est infirmée par la ligne évolutive générale existant entre les SAC et les SSS. D'autre part, il est pratiquement impossible d'obtenir un mélange parfait à partir de deux magmas de chimisme différent, ayant des conditions P et T assez éloignées. La remarquable homogénéité tant chimique que minéralogique des SSS ainsi que l'absence d'évidence de mélange (zonation ...) interdisent donc cette hypothèse.

- le second modèle fait intervenir deux chambres magmatiques solidaires l'une de l'autre, chacune pouvant avoir son évolution propre (fig. 168).

La chambre inférieure reste plus ou moins en relation avec les « aires » de fusion partielles du manteau supérieur. Ainsi, du matériel profond, très peu évolué arrive-t-il, de façon sporadique et rythmique, dans cette chambre. Les pyroxènes (salite) doivent être déjà cristallisés mais, les plagioclases, cristallisant dans cette chambre intermédiaire inférieure, traduisent, par leur croissance pulsée, les variations des conditions thermodynamiques dues aux apports rythmés de matériel originel. (Voir « plagioclases du Sabalan »).

La chambre intermédiaire supérieure a, par contre, une évolution beaucoup plus calme, et le magma se différencie par cristallisation fractionnée.

Entre les deux chambres, il faut imaginer une communication assez « souple » qui, si elle ne s'obture pas complètement, permet un amortissement des variations des conditions de pression et de température relativement brusques de la chambre inférieure, celles-ci ne devant pas se répercuter dans la chambre supérieure au cours d'un cycle.

Ces deux chambres peuvent suivre ce schéma de fonctionnement :

A l'état initial, les deux chambres sont remplies par un magma identique, exprimé en surface par la SA1.

La chambre supérieure évolue pour son propre compte, par cristallisation fractionnée, donnant ainsi la suite évolutive SA2.

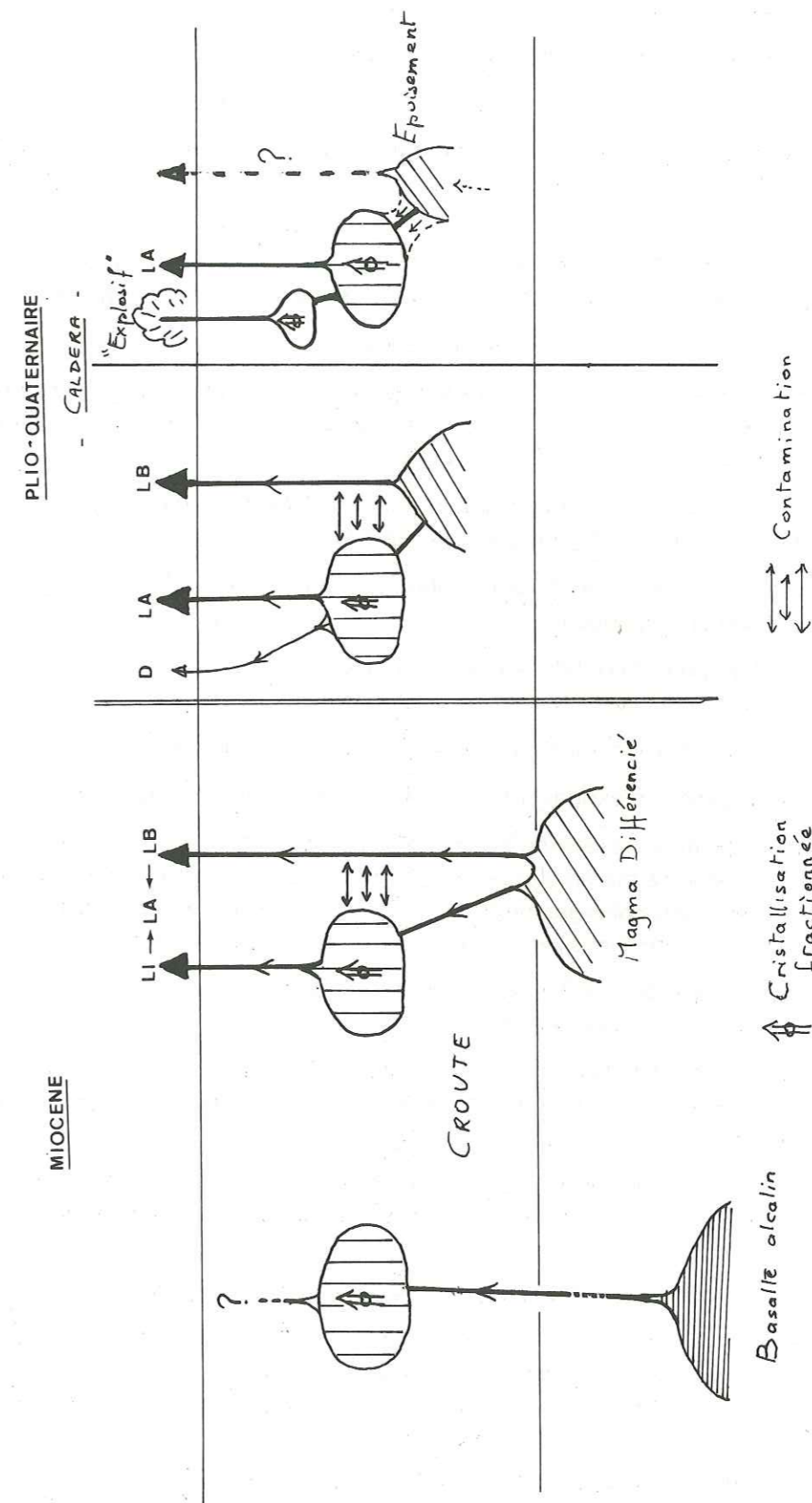


Fig. 168 : Evolution schématique de la magmatogénèse du Sabalan.

LI : Leuco-latite  
 LA : Latite-andésite  
 LD : Latite basalte  
 D : Dacite.

Une montée nouvelle du magma, déjà différencié dans la chambre inférieure, provoque une «réactivation» dans la chambre supérieure.

Ce nouveau magma se mélange avec le magma résiduel encore contenu dans la chambre supérieure.

Le produit résultant de ce mélange évolue alors à son tour pour donner la suite évolutive SA3.

Au début de chacun des cycles, correspondant aux différentes séries du Sabalan, un nouvel apport se fait dans la chambre supérieure et détermine ainsi les récurrences géochimiques.

Au moment de l'arrivée de ce nouveau matériel plus chaud, les plagioclases qui s'étaient développés de façon tranquille et progressive dans la chambre supérieure, subissent une légère résorption. De plus, une frange albitique peut croître sur les individus des deux générations de plagioclases.

En résumé le schéma évolutif des séries du Sabalan peut être :

Après une fusion partielle du manteau supérieur, et le début de la ségrégation cristalline (pyroxènes...), nous obtenons le magma géniteur des laves du Sabalan. Celui-ci se met en place dans les chambres intermédiaires.

Ici commence un cycle par la cristallisation des plagioclases dans la chambre inférieure, où règnent des conditions thermodynamiques assez instables.

Par la mise en relation des deux chambres ce matériel, ayant déjà subi une ségrégation, est injecté dans la chambre supérieure.

Là, les conditions thermodynamiques sont beaucoup plus stables et permettent une cristallisation continue des cristaux.

Au cours de cette évolution, des émissions sporadiques des laves en surface érigent le strato-volcan.

Ce modèle permet d'expliquer l'évolution indépendante de chaque série.

Ainsi, par exemple, la série du stade explosif (SSS3), caractérisée par un dynamisme particulier, et un volume énorme mis en place en peu de temps, serait le résultat d'une cristallisation fractionnée plus poussée. Cette plus grande fractionnement est possible si aucun matériel nouveau n'arrive de la chambre inférieure. Nous avons, en somme, une extrême fin de cycle.

La mise en place des SSS3 est une véritable purge de la chambre supérieure, due vraisemblablement à des mouvements volcanotectoniques.

S'il n'a pas été constaté de cycles géochimiques à l'intérieur des séries supérieures du Sabalan, nous avons vu toutefois, plus haut («Volcanologie des séries sup.»), qu'il existe deux cycles bien distincts du point de vue dynamisme.

Bien qu'il existe une continuité géochimique et pétrographique entre les séries anté caldera et les séries post-caldera, des différences assez nettes surgissent au moment de l'effondrement de la grande caldera :

- l'évolution des séries devient beaucoup moins claire pour les séries post-caldera (SSS3 mises à part), où la différenciation paraît être pratiquement nulle;
- l'inversion de l'évolution de l'état d'oxydation est assez caractéristique et a déjà été remarquée dans des séries volcaniques perturbées par l'effondrement d'une caldera.

Après l'effondrement de la grande caldera, tout se passe comme si les magmas du Sabalan avaient perdu la possibilité de différencier.

## CONCLUSION GENERALE

A partir de l'étude de la région du Sabalan, nous tentons, en conclusion de proposer un modèle de l'évolution géologique du Nord de l'Azerbaïdjan oriental iranien, en intégrant les données stratigraphiques, paléogéographiques, structurales et magmatiques dont nous avons dégagé les grandes lignes.

Le Nord de l'Azerbaïdjan oriental a connu, au cours de l'ère tertiaire, une intense activité magmatique qui, par la puissance et l'extension de ses épanchements, a masqué les structures anté-Crétacé supérieur. Nous en sommes donc réduits aux hypothèses pour interpréter son histoire, jusqu'à cette époque. Cependant, il est possible d'extrapoler les observations faites en particulier dans les chaînes de l'Araxe moyen et de l'Elbourz, pour avoir une idée de ce que pouvait être alors l'Azerbaïdjan.

Les zones bordières de ces chaînes, limitant l'Azerbaïdjan au Nord et à l'Est, ont joué, depuis le Paléozoïque, le rôle de bord de plate-forme longeant la **Téthys**. Il paraît donc plausible, que pendant la même période, l'Azerbaïdjan ait été, quant à lui, la **plate-forme** proprement dite.

Celle-ci, était sujette à des mouvements oscillatoires ayant permis des émergences périodiques.

Ainsi, dans l'Araxe moyen, des mouvements de grande envergure (mouvements andins) viennent troubler un régime de sédimentation jusqu'alors tranquille (P. Bonnet 1947). Produisant le premier plissement de toute la série, ils entraînent la seule lacune qui restera permanente de l'Oxfordien jusqu'au Mésocrétacé.

Les zones situées plus à l'intérieur du domaine de ces chaînes ont, par contre, un caractère nettement plus subsident; il faut attendre les mouvements de la phase laramienne (Crétacé supérieur), pour assister à des plissements intenses et à la première surrection. Ces mouvements correspondent au début des phénomènes d'extension ayant fracturé le bloc afro-arabique et conduit à l'actuelle Mer Rouge.

Il est fort probable que cette plate-forme ne s'est pas étendue sur toute la largeur de l'Azerbaïdjan, tel qu'on le définit actuellement. Elle devait être, vraisemblablement, limitée à une bande beaucoup plus étroite.

Au Turonien-Coniacien, se développe, tout à fait au Nord de la région étudiée, une sédimentation de calcaires pélagiques qui atteste donc bien du régime de plate-forme régnant encore à cette époque.

Le Crétacé terminal marque le début d'une longue période d'extension.

A la faveur de fractures profondes, s'établissant sur des zones de faiblesse de la croûte, probablement dans les zones de flexure limitant au Nord la plate-forme, un **magma alcalin sous-saturé** se met en place sous la forme de blairmorites.

L'exiguïté des fractures en cours d'ouverture, associée à un enrichissement en fluides du magma, permet la cristallisation de l'ancime, minéral que nous avons interprété, quand il est primaire, comme étant le témoin du début ou de la fin de la phase d'extension.

Ce premier épisode volcanique est séparé des suivants par une légère discordance consécutive à une petite émergence due à la phase tectonique du Danien. Cette dernière accélère le mouvement d'ouverture de la région, ouverture qui va, peu à peu, se déplacer vers le Sud.

A l'Eocène, l'**extension** se généralise à tout l'Azerbaïdjan. Sa progression est jalonnée d'une part, par une activité volcanique très intense, d'autre part, par le développement d'une transgression atteignant son maximum au Lutétien.

La zone Tabriz-Torbat connaît, durant la même période, une activité similaire, bien que beaucoup moins large qu'en Azerbaïdjan. La montée d'un magma basaltique alcalin s'exprime, tout d'abord, dans le Nord de l'Azerbaïdjan, par des termes assez peu différenciés, les latite-basaltes à olivine.

L'activité volcanique extrêmement intense, s'étend alors à toute l'ancienne plate-forme, particulièrement vers son centre où les séries volcaniques atteignent de grandes épaisseurs dans la région de Mianeh (près de 3 000 m.).

Cette activité est représentée par des roches dont le terme moyen est ~~une~~ une shoshonite.

L'évolution du magma s'effectue par une légère cristallisation fractionnée, compliquée d'une «contamination» par anatexie de contact, plus ou moins intense, lors d'épisodes de ralentissement de l'extension durant lesquels le magma stagne plus longtemps dans des chambres magmatiques intermédiaires.

Il s'est ainsi produit une succession de latite-basaltes à olivine → latites → latite-andésites → trachyandésites à analcime, chaque terme dérivant de celui qui le précède.

La réapparition de l'analcime en fin d'évolution, peut être interprétée comme l'indice de la fin de la phase d'extension, au début de l'Oligocène.

La dislocation de la croûte de la plate-forme, au Crétacé terminal, la translation de la zone de fracture du Nord vers le Sud; ainsi que le caractère alcalin des roches émises, témoignent, selon nous, de l'ouverture et du développement d'un rift **intracontinental**, dont l'existence a été déjà démontrée plus au Sud (SABZEHEI M. 1974 et AMIDI M. 1975).

Ce rift serait lié à la présence, sous l'Azerbaïdjan, d'un **dôme thermique** très actif, durant tout l'Eocène.

Cependant, le rift n'atteint pas le stade de développement de celui de la Mer Rouge, par exemple. En effet, il va se cicatriser avant que n'apparaissent des produits franchement océaniques, comme les tholéiites.

Le dôme thermique, ayant provoqué la fusion partielle du manteau supérieur durant tout l'Eocène, s'élève et change de niveau structural, passant du manteau à la croûte.

La production de magma initial, due à la fusion partielle du manteau, devient, de ce fait, beaucoup moins volumineuse.

Accompagnant ce déficit de «magma profond», une courte phase de compression, grossièrement Nord-Sud (début Oligocène), détermine la **cicatrisation définitive** du rift.

L'activité du dôme thermique se concentre alors dans la croûte qui subit une **anatexie générale**, se traduisant par une granitisation profonde sous le plateau.

Dans la région du Sabalan, cette **granitisation** s'exprime par d'importantes intrusions monzodioritiques, qui métamorphosent, à leur contact, les séries antérieures. Cette phase, <sup>a été</sup> bien mise en évidence dans la région de Mianeh (J.L. LESCUYER et R. RIOU 1976), où le dôme thermique, nettement plus superficiel, a produit surtout un **volcanisme rhyolitique** extrêmement développé.

En résumé, non seulement le dôme thermique, dont le début de l'activité a été mis en évidence par la présence des volcanites du Crétacé supérieur du Nord de l'Azerbaïdjan, se déplace vers le Sud durant tout l'Eocène, mais, de plus, il s'élève peu à peu pour achever son évolution dans la région de Mianeh, au sein de niveaux structuraux très superficiels où il s'épuise.

L'activité de ce dôme thermique décroissant progressivement, la masse de **magma palingénétique** qu'il avait engendrée, se solidifie, entraînant une «rigidification» de tout le plateau, qui se comportera dorénavant, comme un véritable «**mini-craton**».

A l'Oligocène terminal, ce plateau est soumis à un régime de compression générale NNE - SSW, correspondant aux prémices de la surrection du Caucase.

Cette direction variera peu ensuite.

Le «mini-craton» se met alors en mouvement en direction du NNE et entre en contact avec les chaînons, déjà plissés, de l'Elbourz.

Il s'ensuit un emboutissage de ces chaînons qui se rebroussent, déterminant ainsi l'**arc secondaire de l'Elbourz** au front du plateau, et le **laminage des chaînons du Tالش**, sur son flanc oriental.

Ces contraintes extérieures se traduisent par l'individualisation de horsts et l'effondrement de bassins intramontagneux, au sein du plateau. Ces nouvelles structures, de direction générale Est-Ouest ont dû, probablement, emprunter les anciennes directions des rides du rift éocène.

Au Mio-Pliocène, le mouvement s'amplifie, provoquant la dislocation du plateau qui affecte une tendance à la rotation. Ceci se traduit par la flexure des terminaisons orientales des structures.

De grands accidents coulissants, de direction méridienne, réalisent l'indépendance entre les différents compartiments du plateau.

Ces accidents sont assez profonds pour occasionner la montée d'un nouveau magma, déterminant l'activité volcanique miocène, qui, bien qu'étendue, n'a rien de comparable avec celle de l'Eocène. Les caractères chimiques des laves émises sont très différents de ceux de l'association shoshonitique.

Ce nouveau magma alcalin se différencie par cristallisation fractionnée dans de grandes chambres intermédiaires où des apports sporadiques de matériel profond se mélangent avec le liquide résiduel. Ce processus détermine des laves assez différenciées, qui se mettent en place, le long du tracé des accidents méridiens, par des appareils ponctuels.

L'épisode volcanique miocène annonce le volcanisme de type central du Sabalan.

Edifié sur l'un des grands horsts oligocènes, ce volcan complexe, est avec le Sahend, (P. Bordet 1974), la seule marque importante du volcanisme central plio-quadernaire en Azerbaïdjan.

Bien que d'un chimisme encore alcalin, ses caractères volcanologiques rapprochent le Sabalan d'un volcanisme de type intermédiaire.

Comme nous l'avons déjà noté pour le volcanisme miocène, la centralisation de l'activité volcanique plio-quadernaire, due à son association étroite à des accidents tectoniques, se traduit par une réduction considérable, quant à l'étendue et aux volumes engendrés, par rapport à celle de l'Eocène.

En résumé, deux cycles volcaniques bien distincts semblent se succéder dans l'histoire magmatique de la région ayant fait l'objet de notre étude.

D'une part, un volcanisme d'extension, lié à un dôme thermique, produit d'énormes quantités de matériaux, mis en place dans un rift intracontinental. Ce cycle se termine par la cratonisation du plateau de l'Azerbaïdjan oriental.

D'autre part, un volcanisme, apparaissant le long de grands accidents tectoniques fragmentant le «mini-craton», s'exprime par une centralisation de l'activité magmatique, et par des volumes réduits.

Cette histoire magmatique résume l'évolution d'une plate-forme téthysienne, restée stable jusqu'au Crétacé terminal, et met en évidence l'instabilité régnant, depuis cette époque, dans le système orogénique Alpes-Himalaya.

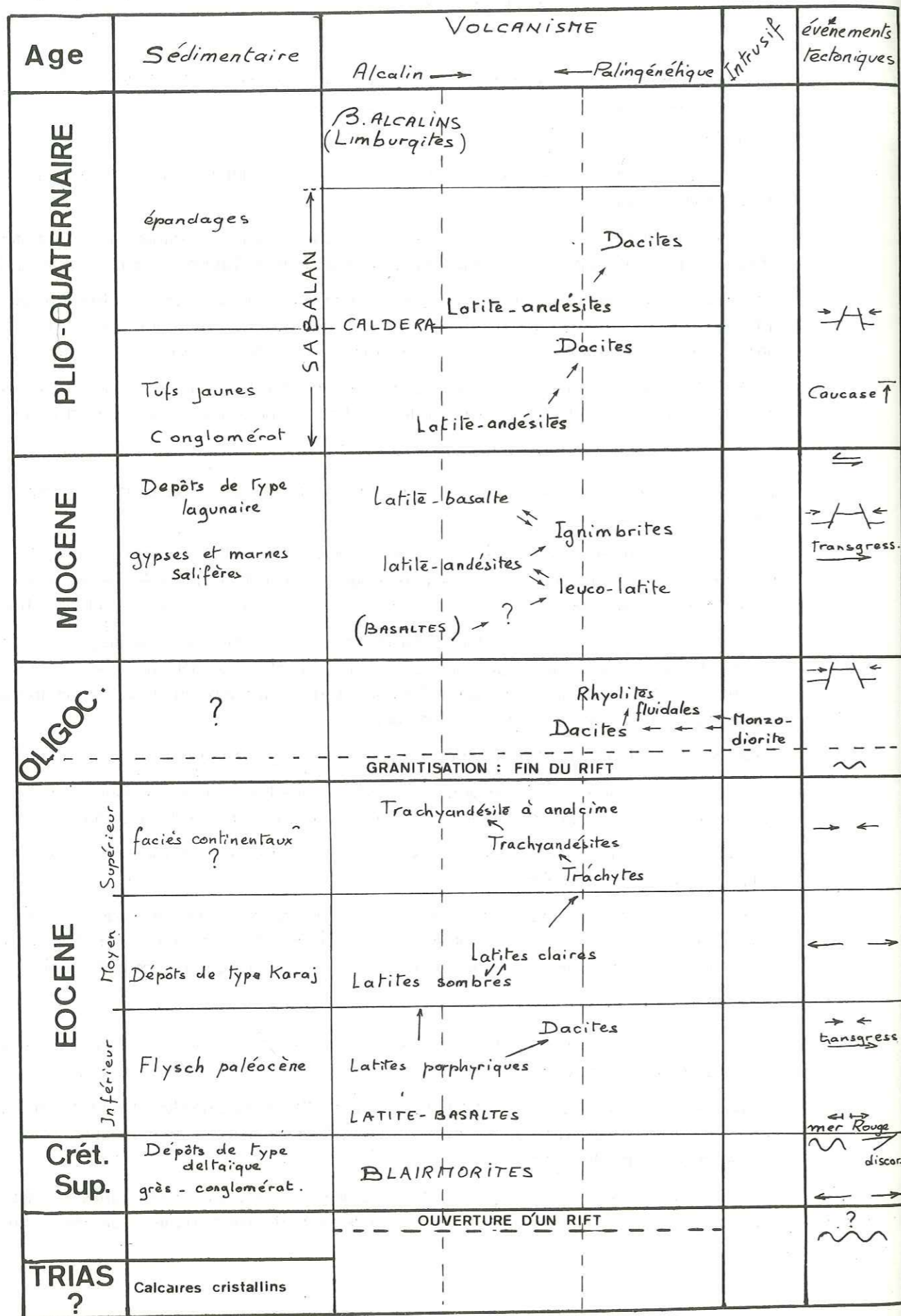


Fig. 169.

ANNEXE N° 1

Analyses totales (par voie humide).

N°	N° de terrain	Lieu de prélèvement	Nom de la Roche	Analyste	N° Référence Institut Dolomieu
1	199	Sehjarlu	Basanite	1	1 117
2	202	"	Blairmorite	1	1 127
3	211	Jabarlu	Latite-basalte à Olivine	1	1 098
4	217	"	Latite porphyrique	1	1 103
5	38	Jabbolaghi	Leuco-latite	1	1 120
6	249	Chirmahmahtdeh	Leuco-latite	1	1 105
7	13	Moradlu	Latite-mélanocrate	1	1 107
8	189	Kuh-e-Kalantar	Latite-mélanocrate	1	1 128
9	Fa7	Arbab-Kandeh	Trachyte andésite analcime	1	1 124
10	γ2	Qareh Bashi	Leuco-monozodiorite	1	1 122
11	16	Mirza-Hassan-Kandlu	Micro-diorite quartzifère	1	1 104
12	177	Ilani Dagh	Leuco-latite	1	1 102
13	21	Point 1 504	Leuco-latite	1	1 121
14	221	Kangalu	Latite	1	1 116
15	265	Qasr Dagh	Monzodiorite	1	1 106
16	57	Qir Dagh	Latite-andésite	1	1 100
17	127	Mejandeh	Latite-andésite	1	1 123
18	128	"	Latite-basalte	1	1 109
19	122	Sabalan, Balujeh	Latite-andésite	1	1 110
20	119	Shah-Neshin	Latite	1	1 119
21	106	Boz Dagh	Latite-andésite	1	1 125
22	107	Valezir	Dacite	1	1 101
23	121	Balujeh	Latite-andésite	1	1 115
24	120	"	Latite-andésite	1	1 113
25	96	Kuh-e-Kalil	Latite-andésite	1	1 108
26	30	Sabalan SSS	Andésite	1	1 099
27	69	"	Andésite	1	1 118
28	73	"	Latite-andésite	1	1 112
29	S6	"	Andésite	2	
30	S8	"	Andésite	2	
31	S29	"	Andésite	2	
32	S32	"	Andésite	2	
33	S39	"	Andésite	2	
34	S46	"	Andésite	2	
35	86	Qareh Gol	Dacite	1	1 126
36	134	"	Dacite	1	1 114
37	123	Balujeh	Monzonite (inclusion)	1	1 111

(1) Analyste : F. KELLER, Institut Dolomieu - Grenoble

(2) Analyses communiquées par le Professeur ALBERTI de l'Université de Trieste.

## Analyses partielles en fluorescence X.

93 analyses partielles en fluorescence X ont été effectuées au laboratoire de M. VIVIER sur quatre éléments majeurs et trois éléments-traces :

Ba, Sr et Rb sont dosés avec une cible au Mo, un cristal analyseur de L.I.F. et une sonde à scintillation;

Pour Fe, Ti, Ca et K, on utilise une cible au Cr, un cristal de L.I.F. et un compteur à flux gazeux.

Le seuil de détection de l'appareil se situe entre 5 et 10 ppm pour le rubidium, à 20 ppm pour le strontium et à 100 ppm pour le baryum.

Pour l'étalonnage de Ca et Fe, nous avons utilisé les teneurs fournies par les analyses chimiques globales auxquelles nous avons joint, pour K et Ti, des étalons provenant d'autres laboratoires. Les courbes d'étalonnage des éléments-traces ont été construites avec des échantillons dosés par dilution isotopique dans différents laboratoires (C.R.P.G. de Nancy, standards de l'U.S. Geological Survey).

L'effet de matrice inhérent à la méthode a été minimisé par l'adoption de courbes différentes suivant le chimisme de la roche analysée.

Les erreurs dues aux fluctuations de l'appareil, au degré de tassement de la poudre, à la qualité du vide, etc..., sont généralement inférieures à l'imprécision introduite par le choix de la courbe d'étalonnage :

± 5 % pour K, Ti et Rb, ± 10 % pour Fe, Ca et Sr et ± 20 % pour Ba.

Analyses partielles <sup>en</sup> fluorescence X.

N°	N° de terrain	Corres. ana. Tot.	Ba ppm	Sr ppm	Rb ppm	Fe at. %	Ti at. %	Ca at. %	K at. %	K/Rb
CRETACE SUPERIEUR										
1	197		1 074	952	68	6,18	0,40	5,74	4,89	714
2	199	1	885	743	115	3,71	0,38	5,18	3,73	323
3	202	2	1 367	810	62	4,43	0,52	4,06	4,45	710
EOCENE Ensemble Inférieur										
4	78		656	735	30	6,02	0,53	6,48	1,06	345
5	135		317	392	43	7,49	0,61	7,54	1,55	356
6	211	3	457	600	50	7,24	0,59	6,78	1,63	326
7	215		612	510	59	7,06	0,45	6,91	1,74	295
8	216		604	607	51	7,13	0,44	6,78	1,64	322
9	118		1 081	514	65	3,43	0,31	13,21	1,76	271
10	190		908	361	98	5,81	0,41	4,76	3,79	388
11	191		822	490	90	6,20	0,48	6,49	3,28	364
12	192		938	795	103	5,87	0,40	5,52	3,36	326
13	217	4	895	769	94	4,45	0,44	4,50	3,84	409
14	22		1 303	437	172	2,87	0,34	0,70	5,56	323
15	235		513	263	209	1,27	0,28	0,30	6,55	313
EOCENE Ensemble moyen										
16	34		1 350	1 038	63	4,43	0,54	5,70	2,81	448
17	36		143	736	180	4,13	0,52	3,22	4,07	226
18	37		818	660	81	5,70	0,72	4,50	2,93	360
19	38	5	978	537	174	1,72	0,22	4,49	2,94	169
20	42		656	622	81	6,37	0,60	6,08	2,75	338
21	189	8	1 021	802	53	6,26	0,40	5,89	2,52	473
22	13	7	805	621	78	6,26	0,81	5,27	2,82	360
23	10		776	619	77	6,10	0,81	5,40	2,81	362
24	17		2 054	318	134	3,42	0,30	5,25	2,84	212
25	246		610	602	109	5,39	0,60	5,43	3,03	278
26	249	6	566	577	200	6,85	0,55	3,67	4,70	234
27	188		805	1 165	78	4,27	0,53	5,01	3,18	406
28	256		700	760	87	5,49	0,70	5,74	2,83	325
EOCENE Ensemble supérieur										
29	FA7	9	1 058	784	151	4,57	0,45	3,35	4,67	309
30	39		922	896	142	4,43	0,52	4,06	4,45	313
31	10		1 440	3 120	103	4,14	0,38	5,10	5,26	508

Analyses partielles <sup>en</sup> de fluorescence X.

N°	N° de terrain	Corres. ana. Tot.	Ba ppm	Sr ppm	Rb ppm	Fe at. %	Ti at. %	Ca at. %	K at. %	K/Rb
OLIGOCENE										
32	1		1 015	788	131	2,21	0,20	1,85	4,11	314
33	16	11	1 061	948	116	2,04	0,20	3,39	3,43	295
34	γ 1		772	593	131	2,63	0,41	2,61	3,75	286
35	γ 2	10	643	586	130	2,83	0,43	2,76	3,75	287
36	γ 3		426	777	85	4,40	0,64	4,27	3,00	353
37	101		729	381	145	0,32	0,13	0,82	3,34	230
38	148		865	862	79	4,82	0,65	4,93	2,60	330
39	149		875	896	78	4,70	0,66	4,86	2,49	318
40	176		224	152	157	0,00	0,10	0,16	3,87	675
41	229		830	1 178	86	5,09	0,70	3,95	3,21	373
42	231		942	570	142	3,22	0,47	1,38	3,96	279
43	232		1 014	932	96	3,72	0,41	4,86	2,73	284
44	184		683	196	131	0,49	0,15	0,41	3,58	273
45	186		892	1 000	93	1,72	0,29	2,09	2,27	244
46	180		2 465	2 736	145	---	0,97	---	2,81	194
47	182		1 725	3 286	26	---	0,41	0,23	3,53	1 357
MIOCENE										
48	21	13	188	38	259	1,78	0,23	0,45	5,41	209
49	177	12	1 204	702	84	2,00	0,29	3,53	3,20	379
50	183		722	429	108	1,86	0,29	1,12	3,37	311
51	179		65	836	101	4,30	0,36	4,92	2,98	294
52	221	14	586	833	105	2,89	0,32	2,19	2,47	236
53	222		283	955	121	2,50	0,31	2,63	2,95	244
54	223		199	920	96	2,78	0,33	2,34	2,22	231
55	265	15	1 132	788	70	4,55	0,67	5,02	2,40	343
56	57	16	742	678	76	4,97	0,93	2,97	3,29	430
57	50		955	753	54	4,98	0,82	4,55	2,59	475
58	127	17	915	1 470	53	5,21	0,89	5,24	3,13	590
59	128	18	991	1 996	18	5,71	1,06	6,77	1,63	906
60	158		958	768	112	3,79	0,39	5,31	3,58	320
61	159		689	1 166	29	4,43	0,57	5,05	1,32	450
62	266		656	1 210	35	4,59	0,60	5,44	1,48	423
63	353		868	746	54	4,99	0,84	4,55	2,66	493

Analyses partielles <sup>en</sup> de fluorescence X.

N°	N° de terrain	Corres. ana. Tot.	Ba ppm	Sr ppm	Rb ppm	Fe at. %	Ti at. %	Ca at. %	K at. %	K/Rb
SABALAN Séries anté-caldéra.										
64	122	19	964	1 232	50	4,63	0,62	4,98	2,27	454
65	103		612	1 251	52	4,20	0,54	5,12	2,23	429
66	104		755	1 196	62	3,86	0,52	4,57	2,46	394
67	119	20	536	1 202	65	4,18	0,51	4,37	2,46	375
68	141		593	1 039	64	4,24	0,52	3,88	2,32	363
69	106	21	673	1 210	61	3,77	0,53	3,75	2,55	418
70	107	22	653	894	57	3,18	0,45	3,69	1,86	329
71	108		636	1 137	57	4,42	0,54	3,83	2,30	403
72	109		626	1 006	57	4,19	0,49	3,73	2,12	374
73	110		513	1 261	57	2,89	0,38	3,17	2,17	381
74	111		633	1 082	66	3,81	0,53	3,50	2,12	321
75	105		686	1 240	59	4,25	0,55	3,82	2,28	383
76	96	25	629	871	67	3,50	0,42	2,37	2,21	332
77	124		716	1 030	72	3,26	0,47	3,14	2,61	365
78	77		683	1 105	84	2,52	0,40	2,88	1,98	236
79	120	24	742	1 106	47	3,06	0,45	3,39	2,27	483
80	121	23	659	1 080	63	3,23	0,48	3,35	2,69	427
81	lb		762	1 454	43	4,10	0,53	4,23	1,96	459
82	123	37	782	1 880	31	4,81	0,75	5,69	2,16	686
SABALAN Séries post-caldéra.										
83	30	26	746	1 155	74	2,61	0,38	2,73	2,59	348
84	69	27	712	1 230	56	2,50	0,37	3,05	2,14	379
85	73	28	749	1 218	55	2,60	0,38	3,97	1,85	338
86	86	35	742	980	89	2,83	0,35	0,50	3,55	396
87	87		812	1 070	81	1,90	0,30	2,25	2,49	305
88	134	36	327	838	76	1,44	0,25	2,27	2,50	331
89	91		660	1 017	73	2,58	0,39	2,63	2,45	337
90	93		712	1 372	77	0,48	0,24	1,70	2,61	341
91	95		586	988	84	2,16	0,31	1,71	2,60	311
92	97		569	1 088	76	2,65	0,35	2,48	2,43	317
93	98		1 851	985	112	4,72	0,55	2,32	5,40	484

## ANNEXE : 3.

## ANALYSES DE MICROSONDE

Les analyses de minéraux et de verres ont été effectuées sur la **Microscan 5 microprobe de Cambridge Instruments**, installée dans les locaux de l'Ecole Normale Supérieure, 48, rue d'Ulm à Paris, et placée sous la responsabilité de M.R. Saliot. Cette microsonde utilise des minéraux étalons correspondant à chaque élément.

Pour toutes les analyses, celles de verres y compris, nous avons utilisé les étalons suivants :

Oxydes	Nature de l'étalon	% d'oxyde de l'étalon	Cristal utilisé	Angle cristal présélectionné
Si O <sub>2</sub>	Orthose	65,20	R.A.P.	31° 40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Corindon	100	R.A.P.	37° 14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Magnétite	102,52	L.I.F.	57° 29
Mn O	Manganèse métal	129,12	L.I.F.	62° 56
Mg O	Périclase	100	R.A.P.	44° 30
Ca O	Andradite	33,20	P.E.T.	45° 10
Na <sub>2</sub> O	Jadéite	14,80	R.A.P.	54° 15
K <sub>2</sub> O	Orthose	15,50	P.E.T.	50° 40
Ti O <sub>2</sub>	Rutile	100	P.E.T.	36° 39

Pour les cristaux R.A.P. et P.E.T. les courants de sonde utilisés étaient de 7.5 KV - 140ηA et pour les cristaux L.I.F., ceux-ci étaient de : 15 Kv - 160ηA.

- Les courants échantillons étaient stabilisés à 300 ηA et les étalonnages recalculés à partir d'une du courant échantillon trop importante. (C.E. < 240 ηA).
- Les mesures ont été effectuées en 3 comptages chacun  $\mu$  (Etalon et Echantillon) la moyenne de trois était utilisée. Pour les bruits de fond  $\mu$  nous avons utilisé des moyennes connues en fonction de chaque oxyde, ainsi que des différents minéraux, et effectué quelques vérifications sur des minéraux plus particuliers et sur les verres.

La seule correction nécessaire apportée a été celle due à la différence de métallisation en carbone entre les étalons et les échantillons, recalculée avec Si O<sub>2</sub> à partir du quartz ou de l'albite.

## Préparation des lames minces.

Les lames minces échantillons ont été préparées au Laboratoire des Lames minces de l'Institut Dolomieu comme suit :

- Découpage des esquilles après consolidation au vernis.
- Polissage de la surface de collage au «600».
- Collage des esquilles à l'Araldite Standard; étuvée à 80°C durant 12<sup>h</sup> afin d'obtenir un durcissement maximum.

- Descente des esquilles à la «Riédoz» jusqu'à 60-50 μ et redressage au «600».
- Polissage : — «1000»  
— 0.005 μ

jusqu'à une épaisseur de 30 μ ou un peu moins.

Terminer le polissage au Cerox sur drap.

Un polissage aux pâtes diamantées eut été préférable, mais nécessite un matériel plus approprié et une plus grande expérience.

## ANNEXE N° 3 (Suite)

Analyses à la microsonde électronique.

N°	N° de terrain	Nom du minéral	Correspondance analyses totales
1	202	Analcime	2
2	202	"	2
3	202	Pyroxène (salite)	2
4	202	Pyroxène (salite)	2
5	202	Limonite	2
6	221	Verre rhyolitique	14
7	221	" "	14
8	120	Andésine	24
9	120	Oligoclase	24
10	120	Biotite	24
11	120	Augite	24
12	120	Magnétite	24
13	69	Sanidine	27
14	69	Oligoclase	27
15	69	Biotite	27
16	95	Verre rhyodacitique	91 (fluo X)
17	95	" "	91 (fluo X)
18	95	Andésine	91 (fluo X)
19	95	Verre rhyolitique	91 (fluo X)
20	95	" "	91 (fluo X)
21	95	Oligoclase	91 (fluo X)



## BIBLIOGRAPHIE

- L.V. AGASHE; R.B. Gupte 1971 «Mode of eruption of the Deccan trap basalts» Bull. volc. 33-3.
- S.M. AMIDI 1975 «Contribution à l'étude stratigraphique, pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz-Nain-Surk (Iran central)». Thèse d'état Grenoble.
- R. BARBIER 1960 «Découverte de loess et d'une ancienne vallée remblayée dans le cours Inf. du Séfid Roud». (versant Nord de l'Elbourz, Iran)». C.R.A.S. 250.
- S.P. BALIAN 1974 «Analyse géomorphologique du néovolcanisme du massif d'Arménie» Rev. Géographie et Géol. Dynam. 16-3.
- F. BERTHIER; J.P. BILLIAULT; B. HALBRONN et P. MAURIZOT 1974 «Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros, Iran) Thèse 3ème Cycle Grenoble.
- J. H. BIRMAN 1968 «Glacial reconnaissance in Turkey». Geol. Soc. Am. Bull. 79.
- P. BONNET 1947 «Description géologique de la Transcaucasie méridionale (chaînes de l'Araxe Moyen)» - Soc. géol. Fr. Men. 53.
- P. BORDET; M. MITTEMPERGER; G. MARINELLI; H. TAZIEFF 1963 «Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la vallée des dix-mille fumées (Alaska)». Mém. Soc. Belge Géol. 8-7.
- P. BORDET; M. BERBERIAN 1971 «Reconnaissance géologique du massif du Sahend (Azerbaïdjan) G.S.I. Rep.
- G. CHAPUT 1953 «Quelques observations sur la tectonique de la Turquie» B.i.d. GG3.
- A.R. Crawford 1972 «Iran continental drift and plates tectonic». 24 th. Int. Congress Section 3.
- R.G. DAVIES et Al 1975 «Réaction d'échange des ions Na et K dans le système leucite-analcime». C.R.A.S.
- W.A. DEER et Al. 1956 «Rocks forming minerals» Longmans Ed.
- J. DIDON; Y.M. GEMAIN et G. VIVIER 1976 «Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaïdjan iranien» 4ème Réun. Sc. Terre Paris.
- G.A. Mc DONALD 1972 «Volcanoes» Prentice-Hall inc. Ed.
- N.V. DOUMITRACHKO; E.E. MILANOVSKI 1974 «L'évolution géologique des mouvements néotectoniques dans la formation du relief actuel du Caucase». Rev. Géo. et Géol. dynamique 16-3.
- H. FORSTER; K. FESEFELDT; KURSTEN M. 1972 «Magmatic and orogenic evolution of the central iranian volcanic belt» 24 th. I.G.C. Montréal. s.2.
- A. GANSSER 1969 «The large Earthquakes of Iran and their geological frame». Eclogae geol. Helvet. 62-2.
- S. GILET 1967 «Le Néogène de la région de Moghan (Azerbaïdjan iranien), d'après la macrofaune» Public. Russe.

- G.S. GORSHKOV 1959 «Gigantic eruption of the volcano Bezymianny (Kamchatka)». Bull. Volc. 20.
- J.E. GUEST; J. SANCHEZ 1969 «A large dacitic lava-flow in Northern Chile» Bull. Volc. 33-3.
- J. HERNANDEZ 1973 «Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez Basanite à analcime» Bull. Soc. fr. Min. 96.
- H.H. HESS; A. PLODERVAART 1951 «Pyroxenes in the cristallisation of basaltic magma» J. Geol. 59.
- H. HOLLER 1970 «Untersuchungen Über die Bildung von Analcim» Contr. Min. Petr. 27.
- G. JOPLIN 1968 «The shoshonite association» A rew. J. Geol. Soc. Austr. 15.
- W.S. Mc KENZIE; S. RAHMAN 1968 «The paragenesis leucite Na feldspar» Contr. Min. Petr. 19.
- V.E. KHAIN 1975 «Structure and main stages in the tectonomagmatic developpement of the Caucasus». Am. J. Sc. 275-A.
- H. KUNO 1959 «Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan surrounding areas» Bull. Volc. 20.
- A. LACROIX 1924 «Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et, d'une façon générale, la classification des laves refermant de l'analcime». C.R.A.S. 178-6.
- J.L. LESCUYER; R. RIOU; G. VIVIER 1976 «Le volcanisme tertiaire de l'Azerbaïdjan (Iran). Géochimie des éléments incompatibles et proposition d'un modèle de contamination pour la période miocène». 4ème Réunion. Sc. Terre Paris.
- J.L. LESCUYER; R. MICHEL; R. RIOU; G. VIVIER 1976 «Etude géochimique du volcanisme tertiaire de la région de Mianeh (Azerbaïdjan, Iran)» Tr; Lab. Géol. Grenoble.
- J.L. LESCUYER; R. RIOU 1976 «Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan). Contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran» Thèse de 3ème cycle - Grenoble.
- J.G. LIOU 1971 «Analcime equilibria» Lithos 4.
- E. LOCARDI; M. MITTEMPERGER 1967 «On the genesis of ignimbrites» Bull. Volc. 31.
- R. MICHEL 1953 «Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme de la Grande Limagne» Mém. Soc. Hist. Nat. Auvergne 5.
- E.A.K. MIDDLEMOST 1972 «A simple classification of volcanic rocks» Bull. Volc. 36.
- M.S. NEWTON; G.C. KENNEDY 1968 «Jadeite, analcite, nepheline, and albite at high T and P» Am. J.; Sc. 266.
- PEARCE 1970 «The analcim bearing volcanic, rocks of the Grownest Formation Alberta» Canad. J.E. Sc. 7.
- A. POLDERVAART; H.H. HESS 1968 «Basalts» T. I et II.
- S. RAHMAN; W.S. Mc KENZIE 1969 «Cristallisation of ternary feldspars» Am. J. Sc. 267 A.

- RICHARD St. JOHN LAMBERT et Al. 1974 «Chemical suite of calc-alkaline lavas from Mt. Ararat, Turkey» J. of. Geol. 28.
- A. RITTMAN; H. TAZIEFF 1963 «Les volcans et leur activité». Masson ed.
- J. ROUX; D.L. HAMILTON 1976 «Primary igneous analcite, an experimental study» J. Petro. 17-2.
- M. RUHLAND et Al. 1976 «Déformations récentes dans le Zagros». 4ème réunion des Sc. de la Terre Paris.
- M. SABZEHEI 1974 «Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional)», étude pétrologique et structurale, interprétation dans le cadre iranien» Thèse d'état Grenoble.
- A.N. SOLOVKIN 1945 «Analcit rocks in the Little Caucasus (Azerbaïdjan SSR)» Dokl. Acad. Sc. URSS 49.
- P. STÄLDER 1971 «Magmatisme tertiaire et subrécent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran)» Bull. Suisse Min. Pétr. 51.
- J. STOCKLIN 1968 «Structural history and tectonics of Iran» Am. ASS. of Petro. geol. Bull 52-7.
- A.L. STRECKEISEN 1967 «Classification and nomenclature of igneous rocks» N. Jb. Min. Abh. 107-3.
- D.V. TZERTELLI 1974 «La glaciation quaternaire dans le Caucase» Rev. Geog. Geol. dynam. 16-2.
- J.A. VANCES 1965 «Zoning of igneous plagioclases; Patchy zoning» J. Geol. AM. 13.
- J. VARET 1973 «Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar» Thèse d'état Paris.
- P. VIALON; A. HUSHMAND-ZADEH et M. SABZEHEI 1972 «Proposition d'un modèle de l'évolution pétrostructurale de quelques montagnes iraniennes, comme la conséquence de la tectonique des plaques» 24 th. I.G.C. Montréal Sect. 3.
- G.P.L. WALKER 1971 «Compound an simple lava flows and flood basalts» Bull. volc. 33-3.
- J.F.G. WILKINSON 1962 «Mineralogical, geochemical and petrogenic aspect of an analcime basalt from the New England District of South Wales» J. Petr. 3.
- H.G.F. WINKLER 1970 «Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four divisions of metamorphism steages» Neues J. Für Min. H.5.
- A.R. WOOLEY; R.F. SYMES 1976 «Olivine X-ray determine curve» Am. Miner. 37.
- H.S. YODER 1969 «Calc-alkaline andesites : experimental data» Proceed. andesitic conf: int. Sc. Rep. 16. Oregon ed. 77-89
- H.S. YODER 1965 «Diopside -anorthite-water at five and ten kb and its bearing on explosiv volcanism» - Am. Min. 43.



## TABLE DES MATIERES



	Pages
Avant-propos	
Résumé abstract	
Sommaire	
Introduction : .....	1
PREMIERE PARTIE : ETUDE GEOLOGIQUE ET REGIONALE : .....	7
I - STRATIGRAPHIE , .....	9
1. Le socle anté-Crétacé : .....	9
2. Le Crétacé supérieur : .....	9
2.1. Calcaires de Naçir Kandeh : .....	9
2.2. Formation de Sehjafarlu : .....	12
3. L'Eocène : .....	12
3.1. L'ensemble inférieur : .....	14
3.2. L'ensemble moyen : .....	17
3.3. L'ensemble supérieur : .....	19
4. L'Oligocène : .....	21
4.1. Les dacites et formations acides associés : .....	21
4.2. Les rhyolites : .....	23
4.3. Les intrusions : .....	23
4.4. Lames siliceuses et altération hydrothermale : .....	23
5. Le Miocène : .....	25
5.1. Les leuco-latites : .....	25
5.2. Les latite-andésites bulleuses : .....	25
5.3. La monzodiorite : .....	27
5.4. Le Miocène salifère : .....	27
5.5. Les ignimbrites : .....	27
5.6. Les latite-basaltes à sphérolites : .....	29
6. Le Plio-Quaternaire : .....	29
6.1. Le conglomérat : .....	29
6.2. Les tufs jaunes : .....	29
6.3. Les conglomérats fluviatiles : .....	29
6.4. Les épandages récents : .....	31
6.5. Le Sabalan : .....	31
6.6. Les basaltes quaternaires : .....	31
II - FORMATIONS VOLCANIQUES : .....	33
1. Le Crétacé supérieur : formation de Sehjafarlu : .....	33
1.1. Description : .....	33
1.2. Interprétation; dynamisme : .....	37
1.3. Pétrographie : .....	39
1.4. L'analcite en Azerbaïdjan : .....	44
1.5. Conclusion : .....	54

2. L'Eocène : .....	55
2.1. Etude volcanologique : .....	55
2.2. Etude pétrographique : .....	66
2.3. Paléogéographie : .....	75
3. L'Oligocène : .....	79
3.1. Etude volcanologique : .....	79
3.2. Etude pétrographique : .....	82
3.3. Paléogéographie : .....	83
4. Le Miocène : .....	85
4.1. Etude volcanologique : .....	85
4.2. Etude pétrographique : .....	87
4.3. Paléogéographie : .....	90
5. Le Plio-Quaternaire : .....	92
5.1. Les basaltes, étude pétrographique : .....	92
5.2. Paléogéographie évolution morphologique : .....	92
<b>III - MANIFESTATIONS MAGMATIQUES INTRUSIVES : .....</b>	<b>95</b>
Intrusions oligocènes : .....	95
1. Intrusion de Mirza Hassan Kandlu : .....	95
2. Intrusion de l'Oglan Dagh : .....	96
2.2. Faciès de bordure : .....	99
2.3. Complexe de contact : .....	99
2.4. Métamorphisme de contact : .....	101
2.5. Altération hydrothermale : .....	102
Conclusion : .....	102
<b>IV - GEOCHIMIE : .....</b>	<b>103</b>
Introduction : .....	103
1. Eocène	
1.1. Présentation des données : .....	104
1.2. Caractères chimiques généraux : .....	109
1.3. Tendances géochimiques : .....	109
1.4. Interprétation génétique : .....	116
1.5. Conclusion : .....	118
2. Oligocène	
2.1. Caractères chimiques généraux : .....	120
2.2. Tendances géochimiques : .....	124
2.3. Origine du magma acide : .....	124
2.4. Problèmes des lames siliceuses : .....	124
2.5. Conclusion : .....	125
3. Miocène	
3.1. Présentation des données : .....	126
3.2. Caractères chimiques généraux : .....	127
3.3. Tendances géochimiques : .....	127
3.4. Conclusion : .....	132
<b>V - APERCU DE TECTONIQUE GENERALE</b>	
1. Description tectonique régionale : .....	135
1.1. Subdivisions structurales du Nord de l'Azerbaïdjan oriental : .....	135
1.2. Grands accidents : .....	139
2. Résumé de la tectonique : .....	139
3. Séismologie : .....	141
4. Essai interprétatif des structures actuelles de l'Azerbaïdjan : .....	143

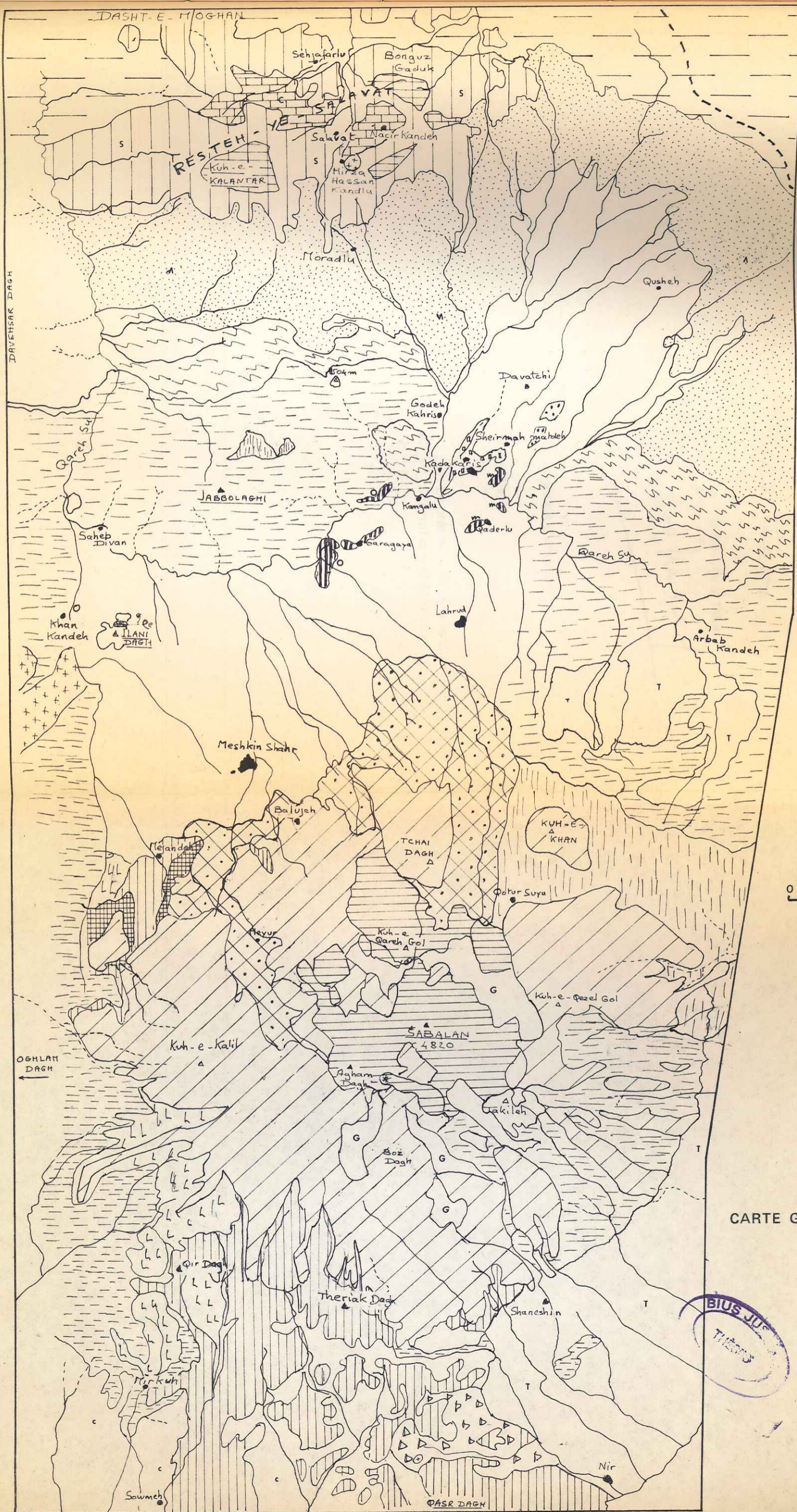
## DEUXIEME PARTIE : LE SABALAN, VOLCAN PLIO-QUATERNAIRE

Introduction : .....	149
<b>I - LES FORMATIONS ANTE-CALDERA</b>	
1. La série andésitique de base (SA1)	
1.1. Environnement géologique : .....	151
1.2. Caractères volcanologiques : .....	151
1.3. Etude pétrographique : .....	153
2. La série andésitique inférieure (SA2)	
2.1. Environnement géologique : .....	155
2.2. Caractères volcanologiques : .....	155
2.3. Etude pétrographique : .....	157
3. La série andésitique moyenne (SA3)	
3.1. Environnement géologique : .....	161
3.2. Etude volcanologique : .....	161
3.3. Etude pétrographique : .....	163
4. La série trachyandésitique supérieure (SA4)	
4.1. Environnement géologique : .....	166
4.2. Caractères volcanologiques : .....	166
4.3. Etude pétrographique : .....	168
5. Série dacitique terminale (SD5)	
5.1. Environnement géologique : .....	174
5.2. Etude volcanologique : .....	174
5.3. Etude pétrographique : .....	174
6. Conclusions à l'étude pétrographique	
6.1. Les plagioclases : .....	177
6.2. Le pyroxène : .....	177
6.3. La hornblende : .....	178
6.4. La biotite : .....	178
7. Etude paléogéographique	
7.1. Conditions paléogéographiques de mise en place : .....	179
7.2. Conclusion : .....	180
8. Caractères chimiques et classification	
8.1. SA1 : .....	183
8.2. SA2 : .....	184
8.3. SA3 : .....	185
8.4. SA4 : .....	186
8.5. SA5 : .....	187
<b>II - SERIES POST-CALDERA</b>	
1. Chronologie : .....	191
2. Séries supérieures du Sabalan : .....	193
2.1. Description et dynamisme : .....	193
2.2. Pétrographie : .....	202
3. Séries de l'épisode «explosif» : .....	223
3.1. Formation de Meyur : .....	227
3.2. Formations de Qotur Suyu : .....	227
3.3. Formation des dômes dacitiques : .....	239
3.4. Formation litée : .....	245
3.5. Conclusion à l'épisode explosif : .....	246

sciences de la  
BIBLIOTHÈQUE  
C.A.D.

4. Activité hydrothermale : .....	249
5. Glaciations : .....	253
III - TECTONIQUE ET VOLCANOTECTONIQUE : .....	255
1. Systèmes d'effondrement liés aux failles de valeur régionale : .....	255
2. Systèmes liés aux failles propres au massif : .....	255
2.1. L'effondrement de la vallée de Meyur Oezel Gol.....	255
2.2. Failles parallèles à l'axe du massif : .....	257
3. Phénomènes volcano-tectonique : .....	257
3.1. Premier effondrement de la caldera : .....	257
3.2. Deuxième <del>et</del> effondrement de la caldera : .....	257
IV - GEOCHIMIE DU SABALAN : .....	259
1. Interprétation des diagrammes : .....	260
1.1. Diagramme triangulaire : A.F.M.....	260
1.2. Diagramme alcalins-silice : .....	261
1.3. Diagramme rapport alcalins - silice : .....	261
1.4. Variations des oxydes en fonction du SI : .....	262
1.5. Variations des oxydes en fonction du DI : .....	264
1.6. Diagramme K - Ti : .....	266
1.7. Diagramme (Fe + Ti) - Ca : .....	268
1.8. Diagramme Ca - Sr : .....	270
1.9. Diagramme Sr-Chronologie : .....	272
1.10 Diagramme Rb - Sr : .....	273
1.11 Diagramme K/Rb - Rb : .....	274
1.12 Etat d'oxydation : .....	276
CONCLUSION A L'ETUDE SABALAN : .....	279
CONCLUSION GENERALE : .....	283
Annexe N° 1 : .....	289
Annexe N° 2 : .....	290
Annexe N° 3 : .....	294
Bibliographie : .....	297
Table des matières : .....	301





Légende :

Crétacé Supérieur

- c [Pattern] - Calc. de Nacir Kandehe
- s [Pattern] - Formation de Sehjafarlu

Eocène

- [Pattern] - Formation du Kuh-e-Kalantar | Es
- [Pattern] - Latite-basaltes | If
- M [Pattern] - Format. de Moradlu | Ens
- [Pattern] - Latites (Trapps) | Moy.
- [Pattern] - Ens. supérieur
- [Pattern] - Flysh

Oligocène

- [Pattern] - Diorite et Monzodiorite
- [Pattern] - rhyolites fluidales
- [Pattern] - Ignimbrites

Miocène

- LL [Pattern] - Leuco latite
- AD [Pattern] - Latite andésite
- aa [Pattern] - Mioc. salifère
- m [Pattern] - Ignimbrites
- [Pattern] - Latite basalte

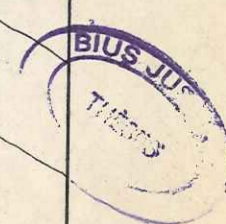
Plio quaternaire

- [Pattern] - Anté caldéra | Sabalan
- [Pattern] - Post-caldéra
- [Pattern] - Stades explosifs
- [Pattern] - Basaltes plio Quaternaire
- cc [Pattern] - Conglomérat Pliocène
- [Pattern] - Tufs jaunes
- [Pattern] - Epandages récents.
- G [Pattern] - Glaciaire

0 5 10 km



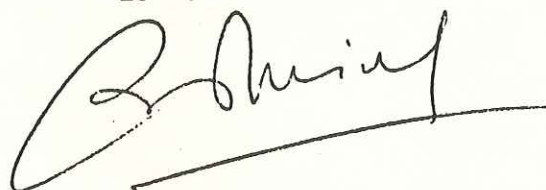
CARTE GENERALE.



VU

Grenoble, le 31 Mai 1976

Le Président de la thèse

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'B. Amiel', written over a horizontal line.

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le président de l'Université  
Scientifique et Médicale