HAL
open science

Sources thermominérales et anomalies géothermiques en Azarbaidjan oriental (Iran) : "origine et caractéristiques géochimiques"

Ezatollah Salehi

To cite this version:

Ezatollah Salehi. Sources thermominérales et anomalies géothermiques en Azarbaidjan oriental (Iran) : "origine et caractéristiques géochimiques". Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1978. Français. NNT : . tel-00743977

HAL Id: tel-00743977

https://theses.hal.science/tel-00743977

Submitted on 22 Oct 2012

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

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

Triple
205.142
1978
106

Doctorat d'ETAT
N° d'ordre

205142
1978
166

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

Pour obtenir le grade de

Docteur-ès-Sciences

Par

Ezatollah SALEHI

Maitre de Conférences à la Faculté des Sciences de l'Université de l'Azarabadégan-Tabriz

IRAN

SOURCES THERMOMINERALES ET ANOMALIES GEOTHERMIQUES EN AZARBAIDJAN ORIENTAL (Iran) «ORIGINE ET CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES»

Soutenue le 11 sept 1978 devant la Commission d'examen :

MM. R. BARBIER	Professeur U.S.M.G	Président
J. SARROT-REYNAULD	Professeur U.S.M.G	Rapporteur
R. MICHEL	Professeur U.S.M.G	Examinateurs
G. CASTANY	Professeur à l'Université de Paris VI. Conseiller Scientifique au B.R.G.M	Examinateurs
J. ROCHAT	Chargé de cours à la Faculté de Pharmacie de Grenoble	Examinateurs

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

205142
1978
166

Doctorat d'ETAT
N° d'ordre

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

Pour obtenir le grade de

Docteur-ès-Sciences

Par

Ezatollah SALEHI

Maitre de Conférences à la Faculté des Sciences de l'Université de l'Azarabadégan-Tabriz

IRAN

SOURCES THERMOMINERALES ET ANOMALIES GEOTHERMIQUES EN AZARBAIDJAN ORIENTAL (Iran) «ORIGINE ET CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES»

Soutenue le 1978 devant la Commission d'examen :

MM. R. BARBIER	Professeur U.S.M.G	Président
J. SARROT-REYNAULD	Professeur U.S.M.G	Rapporteur
R. MICHEL	Professeur U.S.M.G	Examinateurs
G. CASTANY	Professeur à l'Université de Paris VI. Conseiller Scientifique au B.R.G.M	Examinateurs
J. ROCHAT	Chargé de cours à la Faculté de Pharmacie de Grenoble	Examinateurs

T. 78/404

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

Monsieur Gabriel CAU : Président
Monsieur Joseph KLEIN : Vice-Président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT de l'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES.

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

MM.	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRÉ Pierre	Métallurgie
	DODU Jacques	Mécanique appliquée (IUT I)
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	FONTAINE Jean-Marc	Maths pures .
	GAGNAIRE Didier	Chimie Physique
	GALVANI Octave	Mathématiques pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GERBER Robert	Mathématiques pures
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	JANIN Bernard	Géographie
	KAHANE André	Physique générale
	KLEIN Joseph	Mathématiques pures
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
Mme	LAJZEROWICZ Janine	Physique
MM.	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie Pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques appliquées
	LEDRU Jean	Clinique médicale B
	LE ROY Philippe	Mécanique (IUT I)
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LOISEAUX Jean-Marie	Sciences nucléaires
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique nucléaire
	LOUP Jean	Géographie
Mle	LUTZ Elisabeth	Mathématiques pures
MM.	MALINAS Yves	Clinique obstétricale
	MARTIN-NOËL Pierre	Clinique cardiologique
	MAYNARD Roger	Physique du solide
	MAZARE Yves	Clinique Médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MICOUD Max	Clinique Maladies infectieuses
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie nucléaire
	NEGRE Robert	Mécanique
	NOZIERES Philippe	Spectrométrie Physique
	OZENDA Paul	Botanique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	PERRET Jean	Séméiologie Médicale (Neurologie)
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REVOL Michel	Urologie
	RINALDI Renaud	Physique
	DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-Chirurgie
	SARRAZIN Roger	Clinique chirurgicale B
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SIBILLE Robert	Construction mécanique (IUT I)
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie

MM.	VAILLANT François	Zoologie
	VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
Mme	VERAIN Alice	Pharmacie galénique
MM.	VERAIN André	Physique - Biophysique
	VEYRET Paul	Géographie
	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale

PROFESSEURS ASSOCIES

MM.	CRABBÉ Pierre	CERMO
	SUNIER Jules	Physique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mle	AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
	ALARY Josette	Chimie analytique
MM.	AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
	ARMAND Gilbert	Géographie
	BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées
	BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
	BILLET Jean	Géographie
	BOUCHET Yves	Anatomie
	BRUGEL Lucien	Energétique (IUT I)
	BUISSON René	Physique (IUT I)
	BUTEL Jean	Orthopédie
	COHEN-ADDAD Jean-Pierre	Spectrométrie physique
	COLOMB Maurice	Biochimie médicale
	CONTE René	Physique (IUT I)
	DELOBEL Claude	M.I.A.G.
	DEPASSEL Roger	Mécanique des fluides
	GAUTRON René	Chimie
	GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
	GLENAT René	Chimie organique
	GROULADE Joseph	Biochimie médicale
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	HOLLARD Daniel	Hématologie
	HUGONOT Robert	Hygiène et Médecine préventive
	IDELMAN Simon	Physiologie animale
	JOLY Jean-René	Mathématiques Pures
	JULLIEN Pierre	Mathématiques Appliquées
Mme	KAHANE Josette	Physique
MM.	KRAKOWIACK Sacha	Mathématiques Appliquées
	KUHN Gérard	Physique (IUT I)
	LUU DUC Cuong	Chimie organique -Pharmacie
	MICHOULIER Jean	Physique (IUT I)
Mme	MINIER Colette	Physique (IUT I)
MM.	PELMONT Jean	Biochimie
	PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et Minéralogie
	PFISTER Jean-Claude	Physique du solide
Mle	PIERY Yvette	Physiologie animale

MM.	RAYNAUD Hervé	M.I.A.G.
	REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	RICHARD Lucien	Biologie végétale
Mme	RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM.	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM.	STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
	VIALON Pierre	Géologie
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

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

MM.	MARECHAL Jean	Mécanique (IUT I)
	MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
	MASSOT Christian	Médecine interne
	NEMOZ Alain	Thermodynamique
	NOUGARET Marcel	Automatique (IUT I)
	PARAMELLE Bernard	Pneumologie
	PECCOUD François	Analyse (IUT B) (Personnalité étrangère habilitée à être directeur de thèse).
	PEFFEN René	Métallurgie (IUT I)
	PERRIER Guy	Géophysique-Glaciologie
	PHELIP Xavier	Rhumatologie
	RACHAIL Michel	Médecine Interne
	RACINET Claude	Gynécologie et Obstétrique
	RAMBAUD Pierre	Pédiatrie
	RAPHAEL Bernard	Stomatologie
Mme	RENAUDET Jacqueline	Bactériologie (Pharmacie)
	ROBERT Jean-Bernard	Chimie-Physique
	ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B) (Personnalité étrangère habilitée à être directeur de thèse.)
	SAKAROVITCH Michel	Maths appliquées
	SCHAERER René	Cancérologie
Mme	SEIGLE-MURANDI Françoise	Cryptogamie
	STOEBNER Pierre	Anatomie Pathologie
	STUTZ Pierre	Mécanique
	VROUSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES.

MM.	DEVINE Roderick	Spectro Physique
	KANEKO AKIRA	Maths pures
	JOHNSON Thomas	Maths appliquées
	RAY Tuhina	Physique

MAITRE DE CONFERENCES DELEGUE

M.	ROCHAT Jacques	Hygiène et Hydrologie (Pharmacie)

Fait à SAINT MARTIN D'HERES, NOVEMBRE 1977

بنام خداوند بخشنده و مهربان

Au nom de Dieu

miséricordieux et clément.

A la mémoire de ma Mère tant-aimée
qui m'a quitté pour toujours.

تقدیم به مادر گرامیم که مرا برای همیشه ترک کرده است

A mon Père dont j'ai continuellement
profité de la bonté et des grandes
qualités humaines. Que Dieu le protège
pour nous.

تقدیم به پدرم که همیشه از خوبیهایش هستم که خداوند نگهدارش باد

S O M M A I R E

AVANT-PROPOS

CHAPITRE I

INTRODUCTION 1

CHAPITRE II

HYDROCLIMATOLOGIE 5

HYDROLOGIE 41

CHAPITRE III

COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES DIVERSES FORMATIONS 54

CHAPITRE IV

GEOLOGIE DE LA REGION ETUDIEE 78

CHAPITRE V

LES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL (Etude analytique)..... 122

CHAPITRE VI

GEOCHIMIE DES EAUX THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL 166

CHAPITRE VII

ETUDE DES TEMPERATURES DES EAUX DES SOURCES THERMOMINERALES AUX EMERGENCES ET EN PROFONDEUR A L'AIDE DES GEOTHERMOMETRES CHIMIQUES... 182

CHAPITRE VIII

CARACTERISTIQUES ISOTOPIQUES DES EAUX ET DES GAZ 201

CHAPITRE IX

INTERPRETATION DES RESULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL 216

CHAPITRE X

ETUDE DES GAZ DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL 244

PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS ET CONCLUSION GENERALE 249

BIBLIOGRAPHIE 256

LISTE DES TABLEAUX 279

LISTE DES FIGURES 281

TABLE DES MATIERES 283

AVANT - PROPOS

Ce travail présenté devant un jury ayant une grande connaissance de l'Iran, a été effectué durant 6 ans de travail réellement difficiles à cause de la situation géographique et de la localisation des sources ainsi que du manque de renseignements élémentaires correspondant à notre étude.

Cependant, j'ai eu la chance de trouver de l'aide et des conseils auprès de Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD, responsable du Service Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu grâce à qui j'ai pu mener à bien ce travail et que je remercie très vivement de m'avoir confié cette thèse d'Etat et de l'avoir dirigée sans ménager ni son temps, ni ses encouragements en me faisant profiter de son expérience sur le terrain pendant deux voyages en Iran, malgré de longues distances, la rudesse du climat ainsi que les difficultés des conditions de travail, il n'a jamais laissé paraître sa fatigue. En même temps que les critiques très sévères qu'il a bien voulu apporter à mon manuscrit, j'ai pu profiter de sa très grande gentillesse et sa chaleur humaine que je ne saurais oublier. Je lui adresse ici ma profonde reconnaissance.

J'ai toujours eu un respect très profond à l'égard de Monsieur le Professeur R. BARBIER, car j'ai souvent consulté ses ouvrages et ses notes sur les problèmes d'aménagement des eaux. Aujourd'hui il m'a fait l'honneur de bien vouloir présider ce jury et je l'en remercie très vivement.

A Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a accepté d'être membre du jury de ma thèse, j'exprime ici, ma très profonde gratitude ainsi que mes remerciements pour les précieux conseils qu'il m'a apporté continuellement à Grenoble comme en Iran.

Pendant ma préparation du D.E.A. au Laboratoire de Géologie Dynamique de la Sorbonne à Paris et au cours de ma thèse de 3ème Cycle (1967), j'ai eu la chance d'assister aux cours d'hydrogéologie de Monsieur le Professeur G. CASTANY. Aujourd'hui, je suis heureux après onze ans de retrouver mon ancien maître parmi les membres du jury, je lui adresse mes sentiments très reconnaissants pour ce qu'il m'a appris ainsi que mes remerciements pour avoir accepté d'être membre du jury de ma thèse.

Ma considération et mon amitié vont à Monsieur J. ROCHAT, chargé de cours à la faculté de Pharmacie de Grenoble, qui sans ménager son temps et de façon inconditionnelle me fit profiter de son aide dans l'analyse des eaux. Je l'en remercie très sincèrement ainsi que d'avoir bien voulu participer à la commission du jury.

Mes remerciements très sincères vont à Monsieur BLAVOUX du Centre de Recherches Dynamiques de Thonon, à Monsieur VIVIER de l'Institut Dolomieu, à Monsieur ALIZADEH, Directeur du Laboratoire d'hydrologie et à Monsieur GHOLAMHOSSEINI, Assistant à la Faculté de Pharmacie de l'Université de l'Azarabadégan(Tabriz) qui m'ont aidé dans l'analyse chimique, radiocristallographique et isotopique des eaux et des gaz.

Je remercie Mesdames N. REVOL et plus particulièrement Madame C. MEUGNIOT pour la part qu'elles ont prise dans la dactylographie de ce travail.

J'ai été très sensible aux encouragements continus et à la gentillesse inoubliable de toute la famille RIBOUD à Grenoble et de la famille SALEHI en Iran auxquelles j'adresse mes profonds remerciements et mes sentiments de sincère affection.

Je dédie affectueusement ces pages à mon épouse et mes enfants, SONIA et AFSANEH.

CHAPITRE I

1 - INTRODUCTION

1-1- SITUATION GEOGRAPHIQUE

1-2- LIMITES FRONTALIERES

1-3- TOPOGRAPHIE DU SECTEUR ETUDIE

1 - INTRODUCTION

Ce travail est consacré à l'étude de l'origine et des caractéristiques géochimiques des sources thermominérales et des anomalies géothermiques en Azarbaidjan oriental iranien où la majorité des sources est liée étroitement du volcan du Sabalan situé au Nord-Est de l'Azarbaidjan.

Dans ce but, il nous parait d'abord nécessaire de déterminer les ressources en eau et le mode d'alimentation des sources. Il faut donc faire le point sur la situation climatologique et hydrologique de la région étudiée.

En second lieu, nous ferons le point sur la situation hydrogéologique qui donne des renseignements sur le mode de circulation des eaux souterraines et sur la perméabilité des terrains traversés.

Le lecteur ne s'étonnera donc pas de trouver au début de ce mémoire plusieurs chapitres avant que nous abordions les problèmes propres des sources thermominérales.

L'étude de la géologie régionale et de la localisation des sources sera ensuite indispensable pour connaître les modalités d'écoulements des eaux qui dépendent de la nature des terrains et de leur structure ainsi que le système de failles d'où émergent des sources.

Après avoir déterminé les facteurs essentiels qui interviennent directement dans l'alimentation et l'apparition des sources thermominérales, nous étudierons les caractéristiques physico-chimiques des eaux pour les utiliser dans notre étude géochimique et dans les calculs de géothermométrie chimique ou dans le classement de la composition chimique des eaux.

L'étude des caractéristiques géochimiques permettra alors d'établir les relations entre la composition chimique des eaux et celle des roches traversées et d'en tirer les résultats utiles à notre interprétation.

Pour déterminer les anomalies géothermiques existant dans la région étudiée, nous utiliserons les méthodes de la géothermométrie chimique pour calculer la température de l'eau en profondeur ainsi que la valeur des flux globaux de chaleur dégagés qui nous guideront dans l'estimation de l'intérêt de recherches en vue de l'exploitation éventuelle de ces ressources géothermiques.

Les données isotopiques permettront ensuite d'étudier les hautes températures atteintes par les eaux en profondeur et la participation des eaux météoriques aux circuits hydrothermaux ainsi que l'origine de gaz dissous ou spontanés transportés par les eaux.

Enfin l'étude de la composition des gaz spontanés complètera nos renseignements sur leur nature et leur origine ainsi que sur leurs mélanges avec les eaux superficielles au cours de l'infiltration en profondeur ou de la remontée.

1-1-SITUATION GEOGRAPHIQUE

Avant de présenter les caractéristiques du terrain de notre étude, il est nécessaire de donner un bref aperçu de la situation générale de l'Azarbaidjan iranien puis, nous nous limiterons à la région plus précisément intéressée.

L'Azarbaidjan iranien s'étend sur une superficie de 109 094 km^2 (superficie de l'Iran, 1 648 000 km^2). Il est limité par les coordonnées géographiques suivantes :

- longitudes : 44° 31' E - 48° 55' E
- latitudes : 39° 50' N - 36° 47' N

1-2- LIMITES FRONTALIERES

Etant situé au Nord Ouest de l'Iran, il a pour limites (fig. n°1);
- au Nord Est : l'U.R.S.S. (frontière 600 km)
- à l'Ouest : la Turquie (450 km) et l'Iraq (175km),
- au Sud : la province du Kurdestan et du Zanjan,
- à l'Est : la province de Guilan.

Dans le Nord de l'Azarbaidjan, le grand fleuve Araxe(Aras) qui se jette dans la mer Caspienne (fig. n°1) forme la frontière naturelle de l'U.R.S.S., tandis que, à l'Ouest, la chaîne Maku et une partie du Zagros s'étendent du Nord Ouest vers le Sud et forment les frontières turque et iranienne.

L'Azarbaidjan, avec une population d'environ neuf millions d'habitants se divise en deux parties :

- l'Azarbaidjan occidental (capitale Rezaiyeh),
- l'Azarbaidjan oriental (capitale Tabriz) (voir fig. n°1)

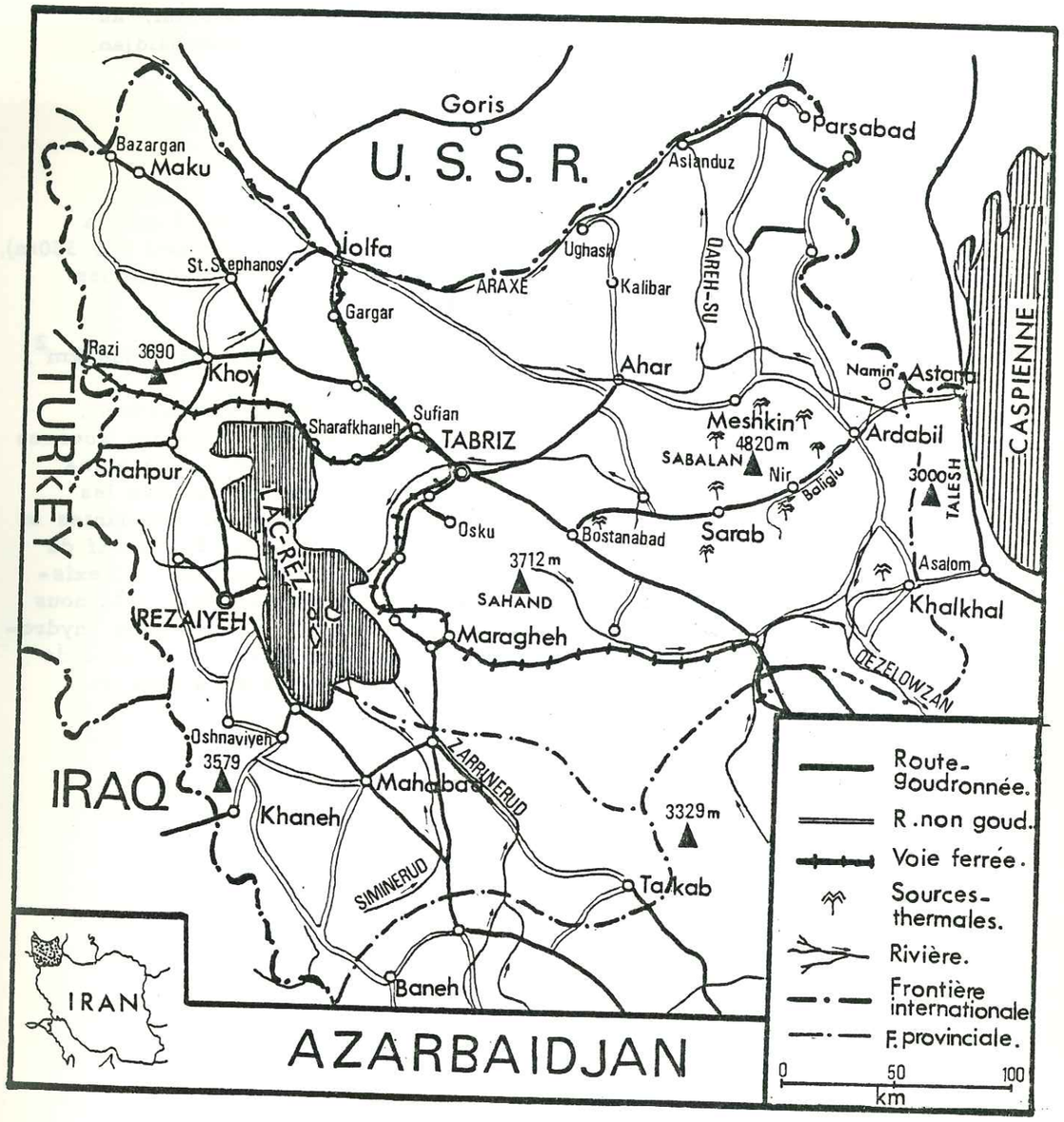


Fig. 1

Le point culminant du plateau de l'Azarbaidjan est le massif du Sabalan (alt. 4 820 m) situé à l'Est de l'Azarbaidjan oriental (zone de notre travail). Le massif du Sahand (alt. 3 712 m) se situe, lui, au Sud. Au contraire, le point le plus bas se trouve dans l'Azarbaidjan occidental, c'est le lac de Rezaiyeh (alt. 1 248m).

1-3- TOPOGRAPHIE DU SECTEUR ETUDIE

Le massif volcanique du Sabalan est limité, au Nord par la ville de Meshkin (alt. 1 800 m), à l'Est par le plateau d'Ardabil (1 350m), au Sud par la région de Sarab, (1 700 m), à l'Ouest par les montagnes de Qareh-Dagh et la région d'Ahar (fig. n° 1).

La superficie totale de la région étudiée est environ 8 438 km^2.

Les régions de Meshkin, plus particulièrement et d'Ardabil, ainsi que la région de Sarab sont très connues par l'existence des sources thermominérales dont la température varie entre 17° et 88°C. De nombreux curistes y viennent de tout l'Iran et leur réputation dépasse les frontières du pays. La présence de sources thermales aussi abondantes et dont les températures varient comme ci-dessus prouve que le massif du Sabalan garde une activité hydro-thermale très intéressante due à l'existence d'un dôme géothermique sous ce massif volcanique. Pour cela nous étudierons en détail, ci-après, les caractéristiques climatologiques, hydrologiques, géologiques, plus particulièrement géochimiques et l'origine de ces sources et nous discuterons à partir des propriétés physiques et chimiques les relations de chaque source avec le volcanisme.

CHAPITRE II

2-1- HYDROCLIMATOLOGIE

2-1-1- Généralités
2-1-2- Précipitations
2-1-3- Courbe hypsométrique du bassin versant (Ardabil)
2-1-4- Température atmosphérique
2-1-5- Classification climatologique régionale
2-1-6- Humidité atmosphérique
2-1-7- Les vents
2-1-8- Détermination de la lame d'eau précipitée
2-1-9- Calcul de l'évaporation et de l'évapotranspiration

2-2- HYDROLOGIE

2-2-1- Généralités
2-2-2- Réseau hydrographique
2-2-3- Zone d'Ardabil
2-2-4- Zone de Meshkin
2-2-5- Courbe des débits classés
2-2-6- Conclusion
2-2-7- Bilan hydrologique

2-1- HYDROCLIMATOLOGIE

2-1-1- Généralités

Compte tenu de la vaste étendue de l'Azarbaidjan et de ses caractéristiques géographiques très diverses, on ne peut pas donner d'eidée générale de la distribution des précipitations.

Cependant, on peut dire que l'Azarbaidjan est une région pluvieuse où les précipitations varient beaucoup selon les secteurs. Par exemple, à Moghan, la pluviométrie moyenne anuuelle est de 215 mm, alors qu'au Sabalan elle est d'au moins 500 mm par an. La région de l'Azarbaidjan du point de vue pluviométrique se divise en trois parties.

2-1-1-1- Régions montagneuses et froides. Ces régions comprennent les environ du Sahand et du Sabalan où les précipitations moyennes annuelles influencées par les vents du Nord et du Nord Ouest, d'origine sibérienne ou méditerrannéenne varient entre 250 et 400 mm, comme à Ardabil et à Meshkin.

2-1-1-2- Région chaude. Le secteur chaud, en raison de la proximité de la mer Caspienne et de sa moindre altitude jouit d'un climat chaud et humide. Les précipitations moyennes annuelles n'y dépassent pas 215 mm comme dans les régions de Moghan et d'Araxe.

2-1-1-3- Région tempérée et humide. Particulier à l'Azarbaidjan occidental avec des précipitations moyennes annuelles comprises entre 350 et 450 mm.

Après avoir donné une idée générale de la climatologie de l'Azarbaidjan, nous insisterons ci-après sur la particularité de cette dernière dans le secteur qui fait l'objet de notre étude et sur l'influence précise des précipitations.

2-1-2- Précipitations

Dans la région d'Ardabil, à cause de l'irrégularité des précipitations et de l'insuffisance de pluies, la pluviométrie joue un rôle très important au point de vue de l'évaluation des ressources en eau.

Les pluies dans cette région sont liées aux déplacements de fronts méditerranéens et de fronts sibériens qui sont associés aux vents de secteurs Nord et Ouest. Les pluies tombent sous forme d'orages localisés au printemps, à la fin de l'automne et en hiver, sous forme de neige. Pour cela, l'hiver est relativement long et froid. En été, il n'y a presque pas de précipitations ou très peu.

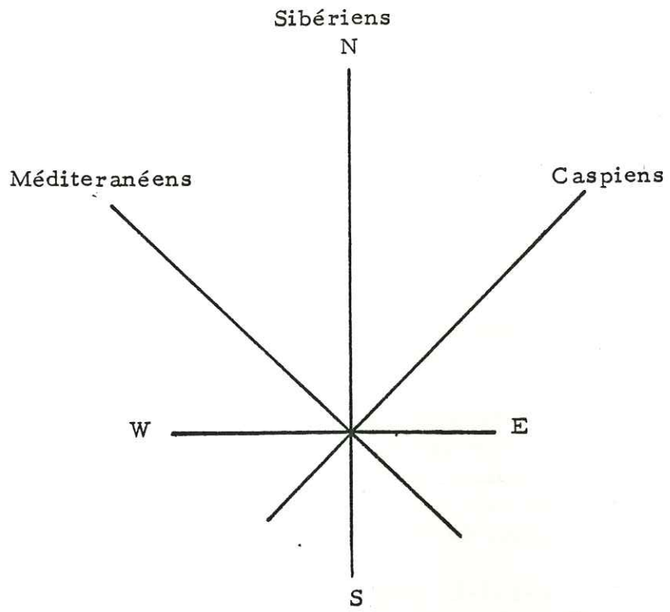


Fig n° 2 - Directions des vents à la station d'Ardabil

En général, la pluie commence à partir d'octobre (9mehr)* elle devient plus fréquente progressivement aux mois d'avril et mai (mois iraniens farvardin et ordibehecht) ensuite, elle décline.

Enfin, elle devient très rare au mois de juillet (tire et mordad). Donc, la période de sècheresse s'étend de juillet à octobre (tire à chahrivare).

Le tableau n° 1 indique, pour la station d'Ardabil, les précipitations moyennes mensuelles et annuelles de la période de 1959 à 1975, et prouve clairement qu'en 17 ans le mois d'avril est le mois le plus humide et le mois de juillet le mois le plus sec. Les résultats pour cette période montrent que la hauteur moyenne des précipitations est de 388 mm. Nous constatons que l'année 1961 est une année très sèche (209, 3 mm) dans la région d'Ardabil, alors que la météorologie nationale prouve que l'année 1970 était la plus sèche pour les autres régions. L'année 1969 avec des précipitations de 669, 5 mm est une année exceptionnelle pour toute la région étudiée ainsi que pour l'ensemble de l'Azarbaidjan, l'année 1972 avec 612, 7 mm vient au second rang dans la période étudiée et au premier rang des cinq dernières années.

---

* L'équivalence des mois iraniens aux mois français est donnée au tableau n° 20.

TABLEAU N° 1

PRECIPITATIONS MENSUELLES DE LA PERIODE 1959-1975 - STATION D'ARDABIL (en mm)

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total	Moyenne
1959	6.5	65.7	48.8	15	31.9	27	—	—	—	6.9	30.6	24.1	256.5	21.37
1960	8.1	21.2	48.4	77.9	17.4	—	—	—	8.1	8.3	24.2	20.3	233.9	19.49
1961	36.	41.8	32.5	36.3	23.5	18.5	—	—	—	—	17.2	3.5	209.3	17.45
1962	41.3	10.2	28.8	85.2	37.5	11.3	2.6	17.9	28.6	61.8	16.4	19.7	361.3	30.10
1963	28.8	40.5	47.2	77.6	132.8	20.4	—	16.4	x	34.6	36.5	61.1	495.9	41.32
1964	71.4	16.3	97.8	92.2	13.7	22.9	—	8.5	x	24.2	21.1	15.5	383.6	31.96
1965	62	24.1	37.2	55.1	40.5	30.2	7.3	26.7	20.5	84.7	—	13.3	401.6	33.46
1966	24.6	14.3	26.2	42.8	33.5	7.3	1.5	27.2	25.7	74.8	16.6	23.2	317.7	26.47
1967	73.3	24.5	38.1	69.4	48.4	19.7	—	—	15.6	40.3	36.4	10.5	376.2	31.35
1968	10.6	24.2	22.4	108.3	43.6	32.2	6.3	—	—	24.7	46.3	79.2	397.8	33.15
1969	15.2	26.4	96.5	103.7	61.5	64.	8.4	—	63.5	117.5	72.	40.8	669.5	55.79
1970	41.	—	69.3	41.	47.	2.7	—	—	13.	—	11.	30.8	255.8	21.31
1971	17.	23.	27.	55.8	44.	21.6	—	—	—	6.4	—	29.6	224.5	18.70
1972	58.5	25.6	68.6	32	163.4	114.8	10.	41.	21.	32.3	74.4	29.6	612.7	51.85
1973	15.	54.4	31.4	89.	91.4	6.3	3.	—	—	—	48.	43.5	382.	31.83
1974	45.8	13.4	90.1	109.3	3.	15.4	48.	38.9	12.	—	2.	17.	394.9	32.90
1975	3.	24.	81.3	21.5	86.7	21.5	—	1.5	33.	13.5	11.5	39.	336.5	28.04
Total	558.1	449.6	891.6	1112.1	919.8	435.8	87.1	186.8	259.2	565.6	512.1	546.5		
Moyenne	34.88	26.44	52.44	65.41	54.10	25.6	5.20	10.98	17.28	33.27	30.12	32.12	388	32.33

Le tableau n° 2 donne les valeurs des précipitations moyennes mensuelles pour la période 1966 - 73 à Meshkin (située à 75 km au Nord Ouest d'Ardabil). Comme nous l'avons vu ci-dessus, le mois d'avril est encore plus humide et le mois d'août le plus sec de la période, avec une moyenne annuelle de 399,2 mm.

Pour la station de Sarab (72 km à l'Ouest d'Ardabil) de 1963 à 1974, les précipitations moyennes annuelles sont de 284 mm. Le mois de mai est le plus humide et le mois de juillet le plus sec (voir tableau n° 3).

Pour la station pluviométrique de Saghértchi (alt. 2 250m située à environ 20 km au Nord Est de Sarab sur le flanc du Sabalan, la pluie moyenne annuelle de 1970 à 1974 est de 463,47 mm (voir tableau n° 4).

Remarquons que dans la région étudiée il y a seulement trois stations climatologiques situées dans les villes d'Ardabil, Meshkin et Sarab dont la plus ancienne est celle d'Ardabil installée en 1959.

L'existence d'autres stations pluviométriques d'installation récente est à souligner.

Dans notre étude nous insisterons sur les données de la station climatologique d'Ardabil et nous utiliserons aussi les données pluviométriques des autres stations plus particulièrement pour établir une comparaison de la pluviométrie de la région étudiée. Par exemple, le tableau n° 5 indique les données pluviométriques pour 1974 et 1975 dans les stations situées aux alentours d'Ardabil qui sont les suivantes :

- station de Namin : située à 30 km à l'Est d'Ardabil (fig. n° 1) sur le flanc de la montagne Talesh.
- station de Sareine : située à 21 km au Nord Ouest d'Ardabil, à proximité du Sabalan.
- station de Nir : située à 36 km au Sud Ouest d'Ardabil en rive gauche de la rivière Baliglu.

2-1-2-1- Etude comparative de la pluviométrie. L'étude des courbes isohyètes de l'Azarbaidjan (fig. n° 3) montre que les variations des précipitations sont très importantes entre les différentes régions ainsi que dans la même région pendant de longues périodes au point de vue distribution et quantité d'eau précipitée. En tenant compte de ce phénomène, nous citerons en exemple le tableau n° 6 qui présente la pluviométrie comparative d'Ardabil et de Meshkin, situées dans la région étudiée pendant la période 1966-1973. D'après ce tableau l'année 1971 est une année très sèche pour la région d'Ardabil, avec des précipitations de 224,50 mm, mais pour les autres régions de l'Azarbaidjan ainsi qu'à Meshkin, l'année 1970 était une année de sècheresse. L'année 1969 était

TABLEAU N°2

Longitude : 47°30E-48° 00E
Latitude : 38°N-39°N
Altitude : 1800 m

PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES A LA STATION DE MESHKIN EN 1966-73

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total mm
1966-73	21	31	47.5	72	61	50	7.5	5.4	17.5	36	28	22.3	399,2

TABLEAU N° 3

Longitude : 47° 32'
Latitude : 37° 56'
Altitude : 1700 m

PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES A LA STATION DE SARAB EN 1963-74

Année	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Total mm
1963-74	33.41	22.79	17.14	14.65	17.57	29.16	48.22	49.69	20.7	5.72	11.25	12.33	284

TABLEAU N° 4

Longitude : 47° 48'E
Latitude : 38° 3'N
Altitude : 2250 m

PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES A LA STATION DE SAGHERTCHI en 1970-74

Année Année	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Total mm
1970-74	16.35	37.3	51.25	38.50	38.75	64.6	60.55	62.40	31.0	14.23	33.5	15.42	463.47

TABLEAU N° 5

PRECIPITATIONS MENSUELLES EN mm

Mois	1974			1975		
	Stations			Stations		
	Sareine	Nir	Namin	Sareine	Nir	Namin
J	82.5	38	21.5.	11.5	8.	6.
F	11.4	33	29.5	54.5	41.	12.
M	117.5	117	77.3	76.5	21.	31.7
A	90.	91.	68.5	27.1	32.	21.1
M	19.5	92	15.5	128.5	112.	76.2
J	12.	18.	16.1	9.5	13.	6.
J	46.8	22	44.6	-	2	-
A	55.1	4.6	11.3	2.5	-	4.6
S	33.7	19.4	33.	23.5	29.	30.5
O	3.2	12.	4.5	69.	42.	33.8
N	13.8	27.	3.	36.	18.	4.7
D	28	17.	37.3	22	25.9	25.8
Total	513.5	491	362.2	460.6	344.	252.5

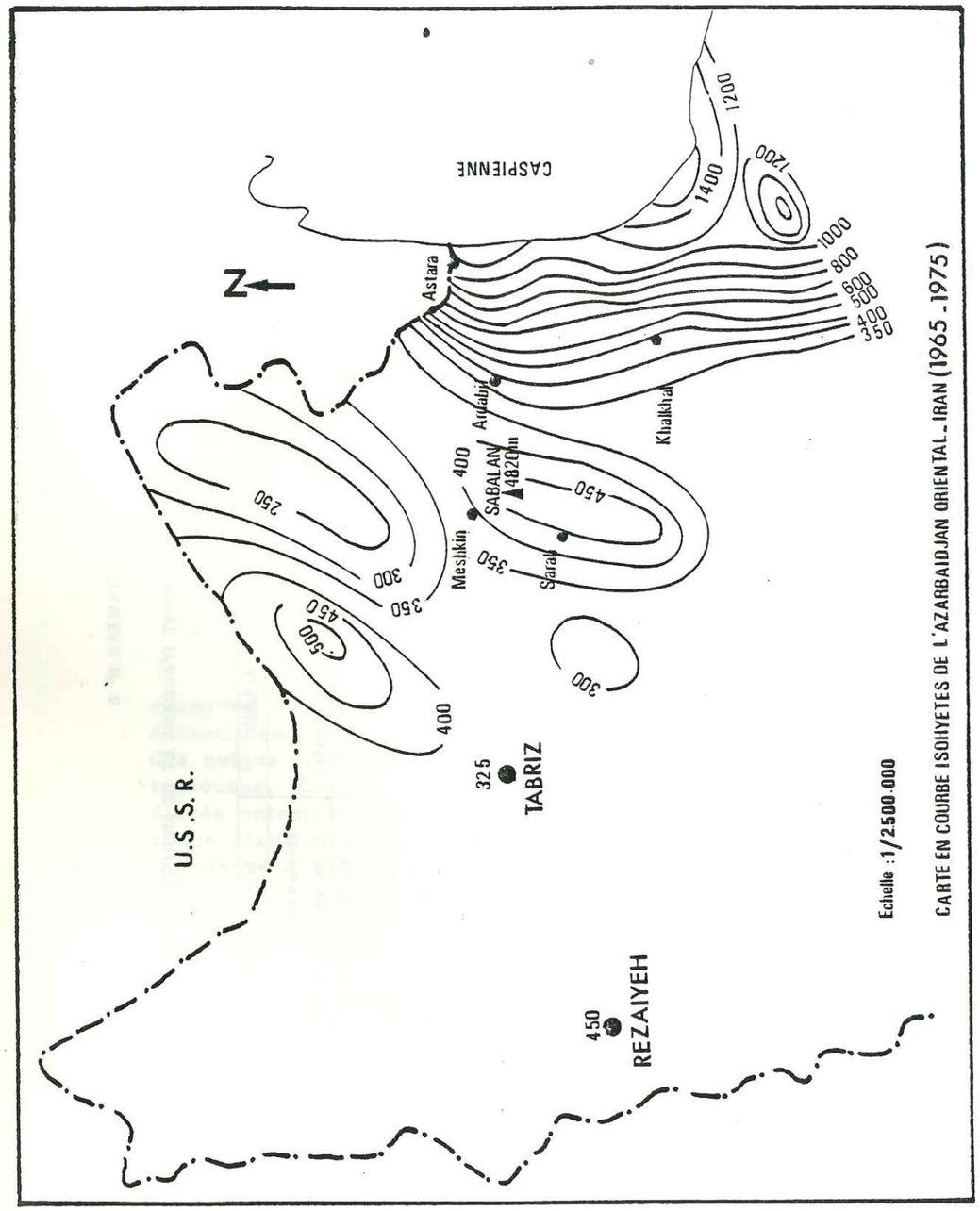


Fig.3

TABLEAU N° 6

PLUVIOMETRIE COMPARATIVE D'ARDABIL ET DE MESHKIN DE 1966 A 1973

Mois	Mini à Ardabil		Mini à Meshkin		Maxi à Ardabil		Maxi à Meshkin		Moyenne	
	Précipitation en mm	Année	Précipitation en mm	Année	Précipitation en mm	Année	Précipitation en mm	Année	Ardabil 1966-73	Meshkin 1966-73
J	10, 6	1968	5, 50	1968	73, 3	1967	61, 50	1972	31, 90	21, 0
F	0	1970	3, 6	1970	54, 4	1973	48, 60	1968	20	31, 0
M	22, 4	1968	6, 30	1970	96, 5	1969	95, 30	1969	42	47, 50
A	32	1972	6, 8	1972	108, 3	1968	102, 2	1969	56	72, 0
M	33, 5	1966	33, 50	1970	163, 4	1972	127, 7	1972	69	61, 0
J	21, 6	1971	23, 20	1966-70 1971	114, 8	1972	152	1968	31	50
J	0	1967-70 1971	0	1971-73	8, 10	1972	22, 0	1968	7, 15	7, 50
A	0	1967-68 69-70-71		1967-69 71	41, 0	1972	19, 80	1966	6, 0	5, 4
S	0	73 1968-71 73	0	1968-73	63, 5	1969	38, 40	1969	20	17, 4
O	0	1970-73	2, 50	1970	117, 50	1969	94, 60	1969	37	3, 6
N	0	1971	5, 50	1971	79, 40	1972	60, 50	1968	38	2, 10
D	10, 50	1967	9, 80	1971	79, 20	1968	35, 5	1973	30, 50	22, 30
Année	224, 50	1971	234, 10	1970	669, 6	1969	675	1969	388, 6	399.

exceptionnellement pluvieuse pour tout l'Azarbaidjan oriental ainsi que pour les régions d'Ardabil et de Meshkin qui ont connu des précipitations maximales pendant cette période.

Le tableau n° 6 donne en même temps les précipitations minimales et maximales des mois de l'année. Les minimales correspondent aux mois d'été (juillet-août) et les maximales à avril, mai, juin (printemps).

2-1-2-2- Etude des coefficients pluviométriques moyens et saisonniers. Dans la région d'Ardabil comme l'écart des précipitations est considérable (fig. n°4), il est préférable d'établir un bilan des précipitations moyennes mensuelles et saisonnières. Par exemple, pour la période 1959-1975, le mois de juillet a une moyenne mensuelle de 5,2 mm et le mois d'avril a une moyenne mensuelle de 65,41 mm (voir fig. n° 5). Les observations pluviométriques sur l'ensemble du bassin versant montrant des variations semblables. La distribution des pluies n'est donc pas homogène au cours de l'année et ceci nous amène à définir un coefficient saisonnier.

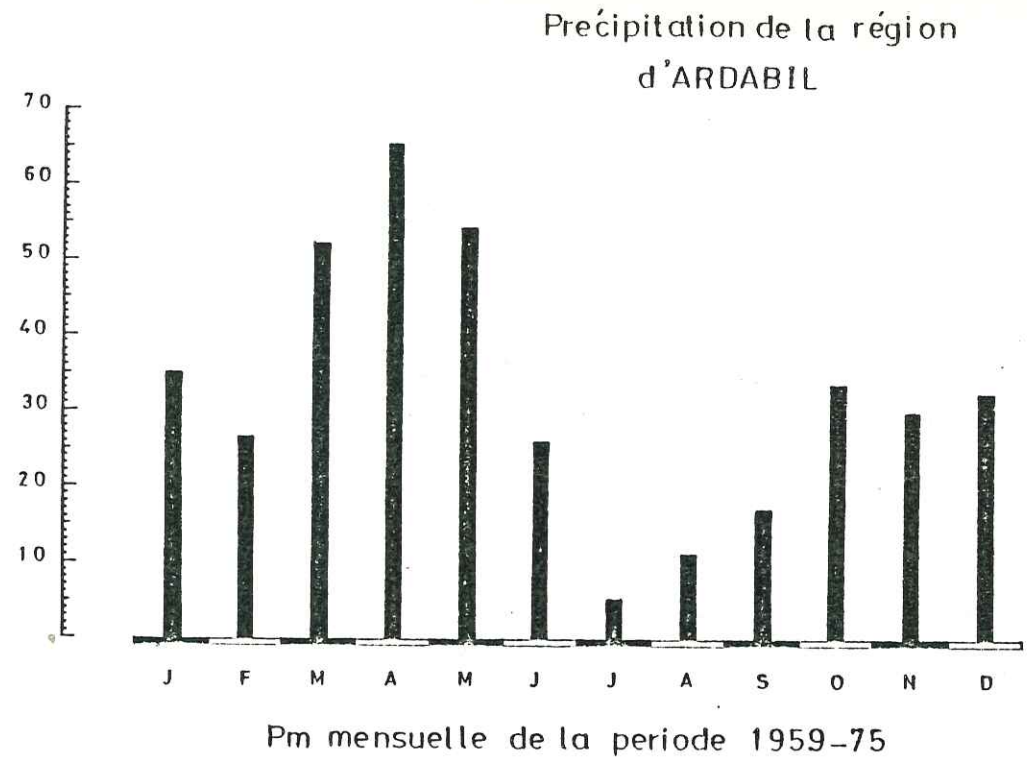
L'examen de la figure n° 5 nécessite le regroupement des mois de l'année en quatre saisons, qui commencent en janvier (fig. n° 6).

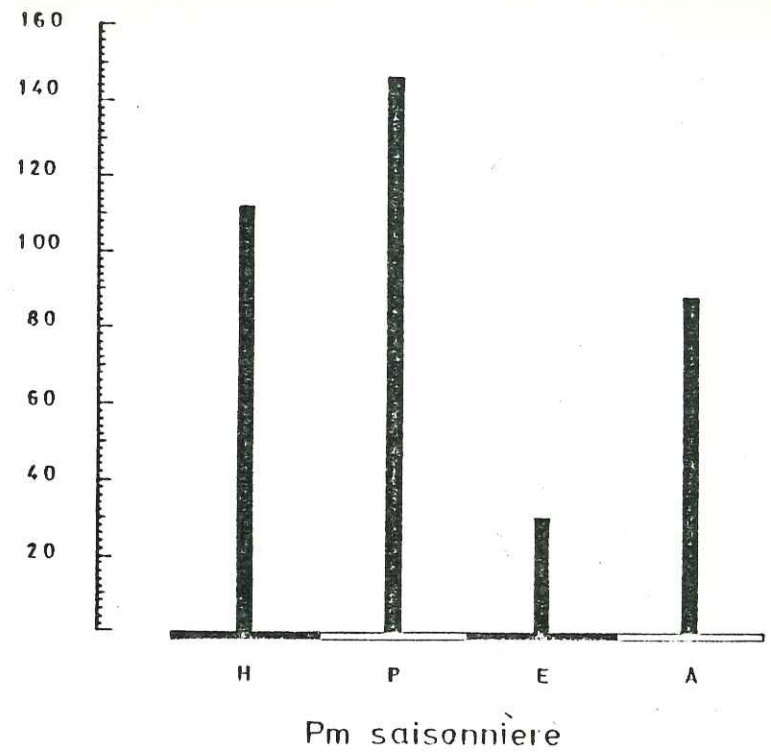
Dans la plaine d'Ardabil, l'alimentation en eau des réserves souterraines et l'écoulement dans le réseau hydrographique sont déterminées par les précipitations printanières et la fonte progressive des neiges provenant des précipitations hivernales dans les régions montagneuses. En été, la rareté des précipitations et la température très élevée entrainant une forte évapotranspiration ont pour conséquence l'absence d'alimentation. En hiver, la température étant presque toujours inférieure à 0°C le sol étant gelé, l'infiltration est à peu près nulle.

Le coefficient pluviométrique mensuel, rapport entre la pluie fictive mensuelle et la moyenne mensuelle, indique l'écart par rapport à une distribution uniforme. Le coefficient le plus élevé correspond au mois d'avril avec 2,02 (mois le plus humide) et le coefficient le plus faible au mois de juillet 0,16 (mois le plus sec) (tableau n° 7).

Le printemps avec 39 % des précipitations est la saison la plus pluvieuse et l'été avec 8 % est la saison la plus pauvre en précipitations dans la région d'Ardabil. Les coefficients pluviométriques sont 1,18 pour l'hiver - 1,56 pour le printemps et 0,93 pour l'automne. L'indice de l'été est très faible 0,36 (tableau n° 7).

Si on compare les précipitations de chaque année avec les précipitations moyennes de la période étudiée (388 mm), 65 % des précipitations annuelles sont inférieures à 388 mm et 35 % sont supérieures à 388 mm.





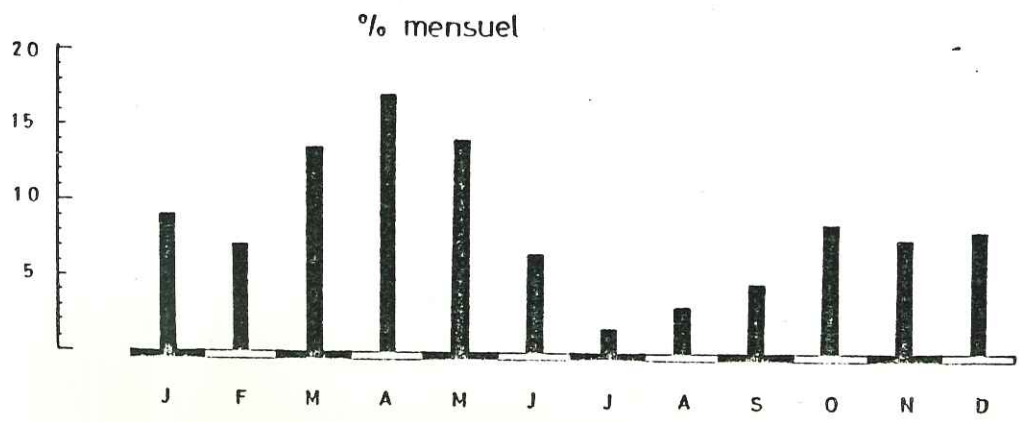


Fig. 5

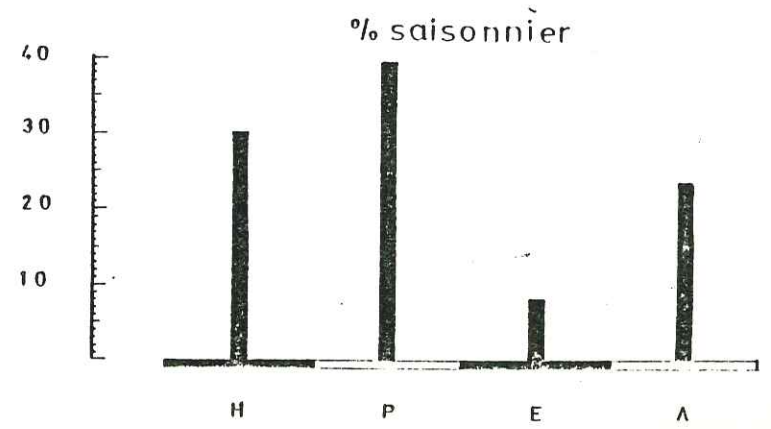


Fig. 6

VARIATION DES PRECIPITATIONS A ARDABIL (1959 - 75)

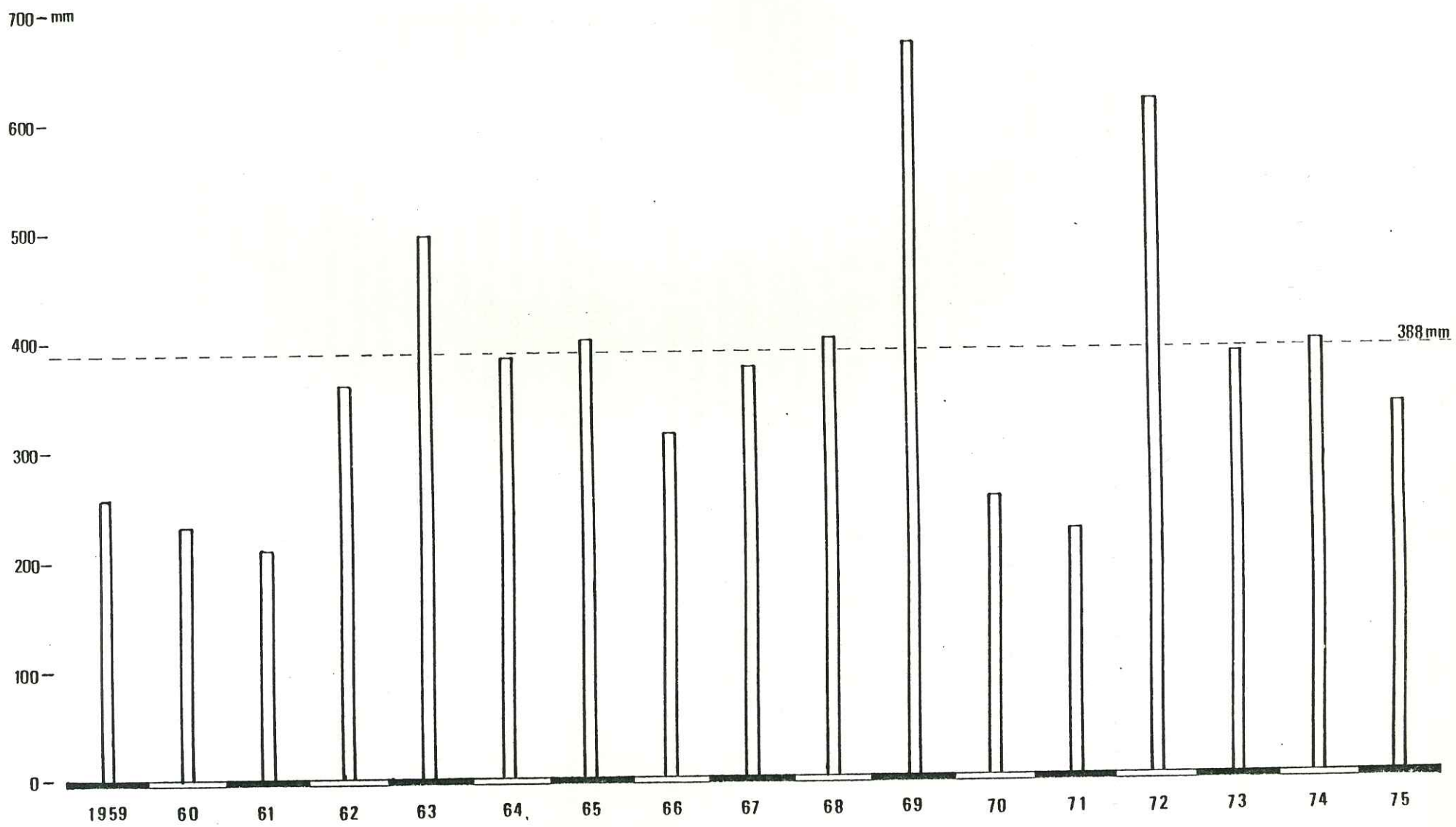


Fig. 4

TABLEAU N° 7

PRECIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES, SAISONNIERES ET COEFFICIENT PLUVIOMETRIQUE

Mois	Moyen. mens(mm)	% mensuel	Coefficient Pluvio. mens.	Coefficient Moyen. sais(mm)	% Saisonn.	Coef. pluvio. Sais.
Janvier	34, 88	8, 98	1, 07	Hiver 113, 76	29, 68	1, 18
Février	26, 44	6, 81	0, 81			
Mars	52, 44	13, 51	1, 62			
Avril	65, 41	16, 85	2, 02	Printemps 145, 11	39, 04	1, 56
Mai	54, 10	13, 94	1, 67			
Juin	25, 6	6, 59	0, 79			
Juillet	5, 2	1, 34	0, 16	Eté 33, 46	7, 91	0, 36
Aout	10, 98	2, 82	0, 33			
Septembre	17, 28	4, 45	0, 53			
Octobre	33, 27	8, 57	1, 29	Automne 95, 51	23, 35	0, 93
Novembre	30, 12	7, 76	0, 93			
Décembre	32, 12	8, 27	0, 99			
Moyenne annuelle	388	—	—	388	—	—

Pour les cinq dernières années de notre étude, l'année 1972 avec 612, 7 mm et l'année 1974 avec 394, 9 mm montr nt des précipitations supérieures à la moyenne annuelle de la période considérée. Donc l'année 1972 après l'année 1969 , est la plus humide.

Dans le tableau n° 8 nous avons donné le pourcentage des précipitations saisonnières.

2-1-3-Courbes hypsométriques du bassin versant

En général, la pluviométrie sur chaque bassin versant augmente avec l'altitude,et pour chaque tranche de cent mètres d'altitude on note annuellement une augmentation de 10 mm des précipitations. Ce phénomène nécessite le tracé des courbes altimétriques et la connaissance de leur influence sur les données pluviométriques de chaque bassin versant.

Le calcul de la distribution altimétrique des surfaces du bassin versant d'Ardabil nous a permis de déterminer les caractéristiques de ce secteur, compris entre 1 350 m d'altitude (ville d'Ardabil) et 4 820 m d'altitude au sommet du Sabalan (tableau n° 9) et de tracer les courbes de fréquence altimétrique de fréquence hypsométrique (fig. n°7

L'altitude de fréquence 1/2 (1 650 m environ) est inférieure à l'altitude moyenne 3 085 m, ceci prouve une prédominance des zones d'altitudes relativement faibles (43, 2 % inférieure à 1 600 m.).

Les cotes les plus fréquentes sont situées entre 1 350 et 2 400 m et correspondent à 91, 8 % de la surface de ce bassin (tableau n° 9), il ne reste que 8, 2 % de la superficie située entre 2 400 et 4 820 m d'altitude. La superficie totale du bassin versant d'Ardabil (Qareh-Su) qui est de 4 400 km^2 se divise en deux parties : région de plaines 900 km^2 et région montagneuse 3 500 km^2.

2-1-4- Températures atmosphériques

Pour expliquer les variations du degré thermométrique nous en avons fait l'étude statistique dans la région d'Ardabil pour la période 1959-1975. Dans le tableau n° 10, ayant porté les températures moyennes mensuelles de chaque année de la période étudiée et dans le tableau n° 11, les températures moyennes maximales et minimales en °C, nous avons calculé les températures moyennes mensuelle et annuelle pour la période 1959-1975. D'après ce calcul, dont résulte le tableau n° 12, la température moyenne annuelle est de 9, 3°C. Le mois de juillet avec 18, 9° et le mois de janvier avec - 2, 40°C sont respectivement les mois les plus chauds et les mois les plus froids dans la région d'Ardabil. Les écarts entre les températures minimales absolues sont très considérables (65°C). La température minimale est de - 25°C en

TABLEAU N° 8

PRECIPITATIONS ET POURCENTAGES SAISONNIERS DE LA PERIODE 1959-1975 - STATION D'ARDABIL (en mm)

Année	Précipitations saisonnières				Pourcentage			
	hiver	printemps	été	automne	hiver	printemps	été	automne
1959	121	73, 9	—	61, 6	47, 17	28, 81	—	24, 02
1960	77, 7	95, 3	8, 1	52, 8	33, 22	40, 74	3, 46	22, 57
1961	110, 3	78, 3	—	20, 7	52, 69	37, 41	—	9, 90
1962	80, 3	134,	49, 1	97, 9	22, 24	37, 09	13, 58	27, 09
1963	116, 5	230, 8	16, 4	132, 2	23, 49	46, 55	3, 30	26, 65
1964	185, 5	128, 8	8, 5	60, 8	49, 35	33, 57	2, 21	15, 85
1965	123, 3	125, 8	54, 5	98	30, 70	31, 32	13, 47	24, 50
1966	65, 1	83, 6	54, 4	114, 6	20, 50	26, 31	17, 12	36, 07
1967	135, 9	137, 5	15, 6	87, 2	36, 14	36, 54	4, 14	23, 18
1968	57, 2	184, 1	6, 3	150, 2	14, 38	46, 27	1, 60	37, 75
1969	138, 1	229, 2	71, 9	230, 3	20, 62	34, 23	10, 72	34, 43
1970	110, 3	90, 7	13.	41, 8	43, 13	35, 45	5, 08	16, 34
1971	67.	121, 4	—	36.	29, 86	54, 99	—	16, 05
1972	152, 7	310, 2	72.	135, 3	22, 78	46, 28	10, 76	20, 18
1973	100, 8	186, 7	3.	91, 5	26, 39	48, 87	0, 78	23, 96
1974	149, 3	127, 7	98, 9	19.	37, 81	32, 33	25, 04	4, 82
1975	108, 3	129, 7	34, 5	64.	32, 18	38, 55	10, 25	19, 02

TABLEAU N° 9

REPARTITION ALTITUDINALE DU BASSIN VERSANT

Altitude en m	Surface km2	%	Somme des surfaces km2	Somme de %
‹1400	900	20.50	900	20.5
1400 - 1600	997	22.80	1897	43.3
1600 - 2000	1474	33.00	3371	76.3
2000 - 2400	680	15.50	4051	91.8
2400 - 2800	140	3.30	4191	95.1
2800 - 3200	80	1.90	4271	97.0
3200 - 3600	75	1.80	4346	98.80
3600 - 4000	44	1.00	4390	99.90
›4000	10	0.2	4400	100.0

COURBE HYPSOMETRIQUE DU BASSIN D'ARDABIL

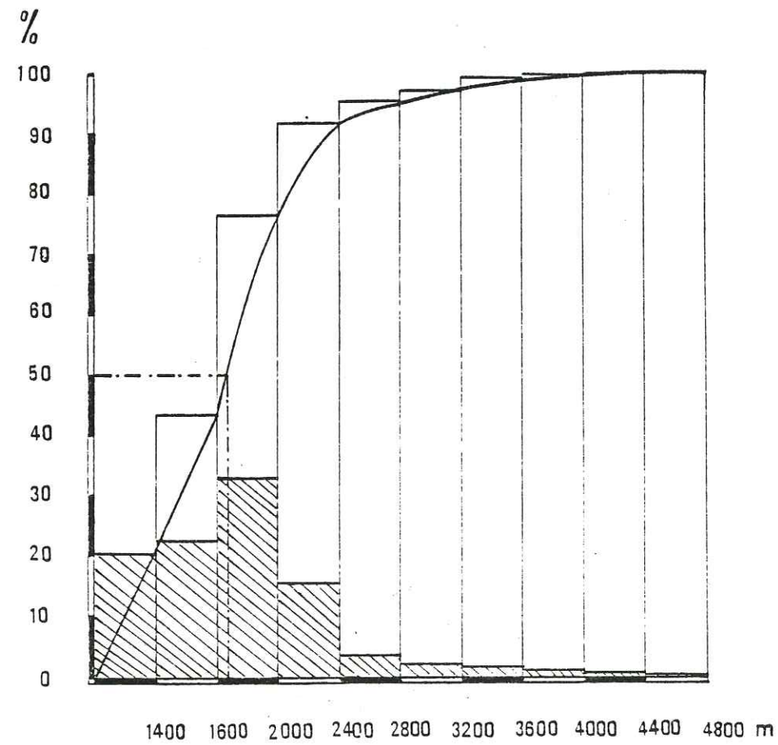


Fig. 7

TABLEAU N° 11

TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES (Max. et Mini. en °C) DE LA STATION D'ARDABIL 1959-1975

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1959	8.5	-0.9	5.6	19.4	20.6	22.3	24.8	25.7	22.2	16.1	7.7	4.1
	-2.8	-12.3	-4.1	5.1	7.4	9.4	11.	11.4	8.5	5.2	-1.5	-5.
1960	9.6	9.5	5.1	12.6	21.	24.	25.1	25.6	21.7	19.9	11.2	3.4
	-3.3	-3.	-5.5	2.4	6.7	9.7	10.6	10.8	9.7	4.4	0.9	-3.5
1961	2.3	5.7	7.6	13.9	22.3	24.6	23.2	24.1	18.9	16.7	14.7	12.5
	-7.1	-5.6	-2.9	2.5	5.9	9.8	11.2	10.4	9.3	4.7	0.9	-1.6
1962	2.6	8.3	16.2	14.	20.8	22.3	27.6	25.6	22.6	18.	11.8	9.4
	-7.5	-2.5	1.1	2.4	7.3	9.5	12.9	10.9	8.7	5.4	1.3	-1.4
1963	7.1	9.4	10.7	17.3	17.9	24.2	25.3	23.3	20.2	19.7	12.4	3.4
	-1.8	-1.1	-2.1	4.2	6.9	9.9	12.4	11.3	7.4	6.4	-0.6	-6.4
1964	-3.1	4.3	10.3	10.5	22.1	25.1	25.1	19.9	19.1		14.6	4.6
	-15.9	-5.1	1.2	2.2	7.5	11.8	11.8	11.3	7.	3.4	-0.8	-5.7
1965	0.6	4.9	10.	15.2	24.	26.3	26.6	28.4	22.5	15.6	15.7	10.5
	-8.5	- 5.8	-0.9	2.6	8.	10.4	12.5	12.4	9.4	4.2	0.5	-2.3
1966	10.3	10.6	13	17.1	20.2	26.7	24.5	28.1	21.5	16.2	14.5	8.75
	0.6	-2.1	0.5	3.6	6.6	11.3	12.	13.7	9.7	6.	2.2	-2.1
1967	1.5	-2.3	6.3	10.1	21.3	23.2	23.8	26.	22.5	19.3	12.3	7.9
	-6.9	-9.3	-2.6	-0.7	6.4	8.2	11.	11.7	9.	5.4	1.9	-4.6
1968	6.	6.2	9.8	13.4	21.2	22.	26.9	27.1	26.6	19.1	12.5	6.8
	-4.4	-6.8	-2.1	1.4	7.6	8.1	11.4	11.7	9.6	7.1	3.8	-0.8
1969	-0.8	0.2	9.	12.	19.6	25.4	23.3	25.2	21.5	16.	8.5	9.9
	-7.3	-9.3	-1.4	2.2	7.1	11.3	10.8	10.9	8.	5.2	-1.2	-0.6
1970	5.2	10.6	10.	17.9	22.4	22.7	24.7	24.7	22.5	18.6	16.7	4.1
	-6.2	-2.7	-1.	5.9	7.6	8.5	11.8	12.9	8.1	3.5	0.7	-6.
1971	1.4	2.9	11.8	14.8	22.7	25.2	29.2	27.6	23.9	17.1	14.9	5.9
	-10.6	-9.	-1.2	1.9	7.2	9.	12.	10.7	7.3	3.7	0.5	-5.9
1972	-3	-2.2	4.1	15.8	17.1	25.	27.5	25.7			10.4	-0.5
	-14.1	-12.7	-5	2.6	4.9	10.	12.8	11.4	9.7	7.5	-0.3	-9.2
1973	3.	13.4	15.5	18.	31.	35.5	39.	30.	28.5	16.8	19.5	10.5
	-14.1	-12.7	-5.	2.6	4.9	10.	12.8	11.4	9.7	7.5	-0.3	-9.
1974	-1.2	0.0	2.8	12.3	24.4	24.5	23.7	23.1	21.	21.3	13.8	2.1
	-10.9	-8.4	-4.1	2.5	9.4	11.2	11.5	11.9	9.7	6.2	0.8	-5.2
1975	3.1	2.	1.8	16.2	18.5	22.2	25.1	22.8	18.6	14.4	8.	10.
	-3.2	-4.7	-2.9	6.7	11.3	14.9	19.6	14.4	12.3	5.5	3.9	-13.5

TABLEAU N° 10

TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES DE LA PERIODE 1959-1975 - STATION D'ARDABIL (en °C)

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	0	N	D	Moyenne
1959	2.9	-6.6	0.7	12.3	14.	15.9	17.9	18.5	15.3	10.6	3.1	-0/5	8.6
1960	3.1	3.3	-0/2	7.5	13.9	16.9	17.9	18.2	15.7	12.1	6.	-0/1	9.5
1961	-2.4	0/0	2.3	8.2	14.1	17.2	17.2	17.2	14.1	10.7	7.8	5.4	9.3
1962	-2/4	0,0	8.6	8.2	14.	15.9	20.2	18.2	15.6	11.7	6.5	4.	10.
1963	2.7	-1.2	4.3	10.7	12.4	17.1	18.9	17.3	x	13.1	5.9	-1/5	9.75
1964	-9.5	-0/4	5.7	6.3	14.8	18.3	18.5	17.7	14.8	10.7	5.4	-0/5	8.48
1965	-4.	-0/5	5.	8.9	16.	18.3	19.5	20.4	16.	9.9	8.1	4.1	10.14
1966	5.4	4.2	16.5	10.3	13.4	19.	20.7	20.9	15.6	11.	7.5	3.6	12.34
1967	-2.7	-5.8	1.8	4.7	13.8	15.7	17.4	18.8	15.7	12.3	7.1	1.6	8.36
1968	0/8	-0/3	3.8	7.4	14.4	15.	19.1	19.4	18.1	13.3	8.1	3.	10.17
1969	-4.	-4/5	3.8	7.1	13.3	18.3	17.	18.	14.7	10.6	3.6	4.6	8.37
1970	-1.8	3.9	4.4	11.9	15.	15.6	18.2	18.8	15.3	11.	8.7	-1.	10
1971	-4.6	-3.05	5.3	8.35	14.95	17.1	20.6	19.15	15.6	10.4	7.7	0.0	9.25
1972	-8.5	-7.25	-0.45	9.2	11.	17.5	20.1	18.55	17.5	14.95	5.5	-4.85	7.73
1973	-11.	-1.5	4.	8.5	14.75	21.2	24.2	19.25	15.2	7.4	2.75	-6.5	7.36
1974	-6.1	-4.2	0.66	7.42	16.96	17.89	17.6	17.5	15.37	13.7	7.33	-3.2	8.29
1975	0.05	-0.35	-0.55	11.45	14.9	18.15	22.35	18.6	15.45	10	6.06	-1.75	9.48
Total	-41.64	-24.6	58.93	149.5	242.	278.9	306.9	336.2	237.	192.5	101.	6.7	
Moyenne	-2.44	-1.45	3.46	8.8	14.24	16.40	18.05	17.77	15.8	12.03	6.36	0.39	9.30

janvier 1972 (mois de dey) et la température maximale est de 40°C en aout 1973 (mois de mordad) (tableau n° 13 et fig. n° 8). Si on compare les températures moyennes annuelles et mensuelles de Sareine (6,45°C) située à 21 km d'Ardabil pour l'année 1974-1975 (tableau n° 19) à celles de la station climatologique d'Ardabil, on constate que les températures moyennes annuelles relevées à cette station baissent vers le Nord Ouest ainsi que vers le sommet du Sabalan.

Les résultats de ces tableaux indiquent qu'il n'y a pas de grandes différences entre les températures moyennes mensuelles des mêmes mois, mais une variation très rigoureuse existe suivant la saison. Les variations de la température moyenne annuelle, d'une année à l'autre sont très importantes. Par exemple, la température moyenne annuelle pour 1973 est de 7,36°C tandis que pour 1966, cette valeur est 12, 34°C. La différence est égale à 5°C (environ) (voir tableau n° 10 (9,30°C) présente peu d'écart avec celles des autres années.

La température moyenne annuelle de la période étudiée de notre étude (1975) est égale à 9,48°C soit une différence de 0,18°C, donc pratiquement négligeable.

La température moyenne mensuelle de la dernière année

2-1-5- Classification climatologique régionale

Différentes observations empiriques ont été faites par plusieurs auteurs pour déterminer la classification climatologique régionale en tenant compte des différents facteurs et plus particulièrement des précipitations et de la température. Chacun de ces auteurs a essayé de créer une formule adaptée à la climatologie de la région intéressée. Nous en profiterons pour déterminer la situation climatologique de la région étudiée comme suit :

2-1-5-1- Classification de LE HOUEROU

LE HOUEROU(Bulletin des Recherches Agronomiques de Gembleux hors série 1971) propose une classification basée sur la moyenne annuelle des précipitations ainsi que les températures des minimales des mois les plus froids de l'année, de la région méditerranénne aride et désertique.

TABLEAU N° 12 - TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES DE L'AIR A LA STATION D'ARDABIL

1959-1975	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
Moy. minimum	-7.77	-6.88	-2.38	2.73	6.84	9.95	12.	11.54	8.55	4.82	0.05	-5.34	2.83
Moy. maximum	2.96	4.88	8.85	14.73	21.59	24.8	25.95	25.71	22.3	17.94	12.71	6.66	15.76
Moy. mensuelle	-2.4	-1.01	3.25	8.73	14.03	17.37	18.9	18.6	15.44	11.38	6.60	0.66	9.30

TABLEAU N° 13 : TEMPERATURE MOYENNE MAXIMUM ET MINIMUM ABSOLUE A LA STATION D'ARDABIL

1959-1975	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
Mini. absolu	-25.	-15.84	-10.24	-3.00	2.00	5.00	8.11	7.55	4.73	-1.10	-7.11	-12.48	-3.58
Maxi. absolu	9.71	11.45	17.00	23.7	28.50	32.14	32.70	40.	30.00	26.6	20.5	13.44	23.78

TEMPERATURES MENSUELLES DE LA PERIODE 1959_75

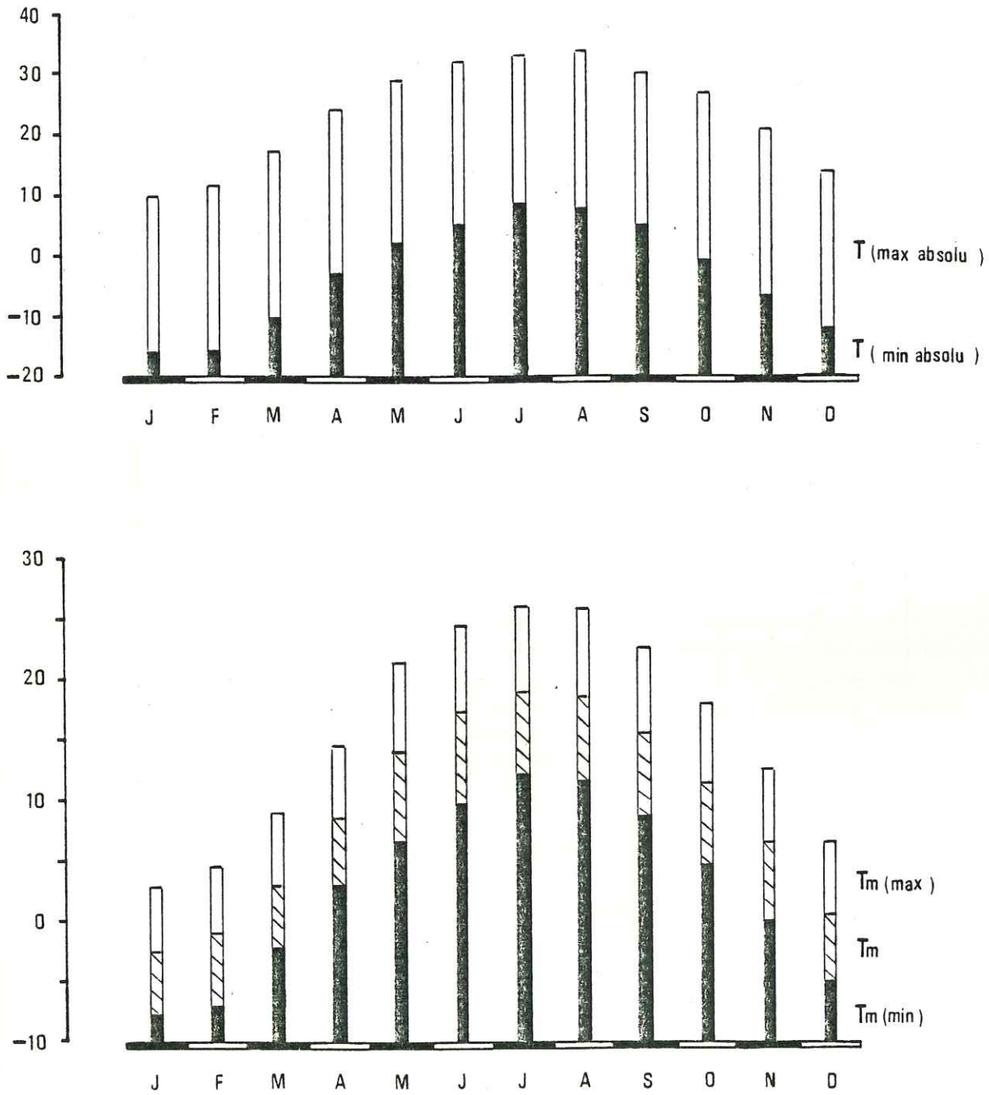


Fig.8

Tableau n° 14 (d'après LE HOUEROU 1971)

Type	Pluviométrie moyenne annuelle en mm	Type de climat méditerranéen
A	400 < P < 600	Semi aride
B	300 < P < 400	Aride supérieur
C	200 < P < 300	Aride moyen
D	100 < P < 200	Aride inférieur
E	50 < P < 100	Saharien supérieur
F	20 < P < 50	Saharien inférieur

D'après cette classification, la région d'Ardabil avec une pluviométrie de 388 mm est dans la catégorie B.

Tableau n° 15 (d'après LE HOUEROU 1971)

Type	Moyenne minimale des mois les plus froids en °C	Type d'hiver
a	9 < m	Très chaud
b	7 < m < 9	Chaud
c	5 < m < 7	Doux
d	3 < m < 5	Tempéré
e	1 < m < 3	Frais
f	- 2 < m < + 1	Froid

D'après ce tableau, la région d'Ardabil, avec une température moyenne minimale hivernale - 2,44° se situe dans la catégorie f. Le résultat de l'ensemble présente cette région comme de type méditerranéen aride supérieur (limite semi-aride) à hiver très froid.

2-1-5-2- Classification d'EMBERGER

Formule d'EMBERGER :

$$Q = \frac{2000.P}{M^2 - m^2}$$ où

P = pluviométrie annuelle en mm
M = température maximale moyenne du mois le plus chaud en degrés absolus.
m = température minimale moyenne du mois le plus froid en degrés absolus.

donne les catégories climatologiques suivantes :

$Q < 35$ = climat aride
$35 < Q < 65$ = climat semi-aride
$Q > 65$ = climat subaride

Pour la région d'Ardabil Q = environ 60, c'est-à-dire un climat semi-aride.

Quels que soient les résultats des classifications données ci-dessus, le climat d'Ardabil est de type semi-aride avec un été très chaud (40 °C et un hiver très froid - 25°C et peut-être moins encore). Les mois d'hiver connaissent des chutes de neige abondantes et une température toujours en dessous de 0° C avec une durée très longue pendant laquelle la neige ne fond pas; l'automne et le printemps sont pluvieux, mais de courte durée.

2-1-6- Humidité atmosphérique

Dans la tableau n° 16, nous avons porté les pourcentages d'humidité relative moyenne mensuelle de la période 1959-1975. Ce pourcentage dans la station d'Ardabil est toujours supérieur à 50 %, valeur qui peut paraître forte pour un climat semi-aride. Même en été, l'humidité relative reste forte et il n'est pas rare de rencontrer d'épais brouillards dans la matinée ou la soirée, au mois de juillet.

Il n'existe pas de grandes différences entre les valeurs de l'humidité moyenne mensuelle car les écarts extrêmes ne dépassent pas 6 % au maximum. Le mois le plus humide est novembre et le plus sec est le mois de janvier pour la période considérée. Notons que les écarts journaliers sont importants. Il existe un phénomène de condensation dans la région d'Ardabil qui n'est pas négligeable et dont résulte une importante rosée matinale.

2-1-7- Les vents

La région de l'Azarbaidjan oriental, ainsi que le secteur étudié, est soumise aux vents provenant de deux directions différentes, Nord, Nord Ouest et Nord Est (fig. n° 3). Les vents du Nord Ouest sont liés aux déplacements de dépressions méditerranéennes et les vents du Nord sont liés aux déplacements de dépressions venant de Sibérie.

Le vent humide méditerranéen n'apporte pas beaucoup de pluie ou de neige, tandis que le vent du Nord (brise de Moghan) qui souffle depuis la dépression de Sibérie donne beaucoup d'humidité. Il en résulte donc d'importantes précipitations. Ce vent est appelé dans la région (Moghan méhy).

TABLEAU N° 16 - HUMIDITE RELATIVE MOYENNE MENSUELLE EN % STATION D'ARDABIL

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
1959	67.	48.5	67.5	70	79.5	74.	72.	77.	78.	77.5	76.5	79.	
1960	74.	74.5	70.	79.5	75.5	75.	80.	79.	80.	79.	78.5	84.	
1961	70.	77.5	76.	77.	75.5	74.5	75.	74.5	78.	77.5	73.	68.	
1962	69.5	71.5	69.5	73.	75.	74.5	68.	69.5	74.5	76.	75.5	73	
1963	68.	67.5	74.5	71.5	8.5	72.5	67.	72.5	77.	75.	72.5	69.	
1964	51.	74.	77.	78.	69.	77.	66.	71.	75.	72.	71.	68.	
1965	66.	70.	72.	73.	72.	72.	69.	71.	73.	77.	68.	69.	
1966	67.	71.	64.	65.	68.	64.	65.	67.	73.	79.	78.	68.	
1967	56.	39.	68.	65.	72.	67.	67.	68.	76.	77.	77.	63.	
1968	57.	53.	59.	70.	69.	70.	69.	66.	67.	67.	77.	74.	
1969	76.	68.	73.	76.	66.	77.	70.	77.	88.	86.	87.	80	
1970	77.	84.	86.	71.	74.	65.	73.	80.	79.	74.	78.	73.	
1971	72.	66.	74.	67.	69.	82.	76.	80.	59.	57.	72.	71.	
1972	75.	80.	63.	65.	70.	63.	56.	60.	50.	51.	57.	71.	
1973	67.	72.	53.	55.	66.	76.	66.	74.	65.	63.	66.	62.	
1974	63.	63.	65.	72.	63.	60.	69.	66.	61.	57.	65.	63.	
1975	73.	75.	66.	63.	64.	65.	67.	61.	65.	51.	72.	71.	
Moyenne	67.	68.	69.	70.	71.	71.	69.	71.	71.	70.	73.	70.	70%

Le vent de Garmitch (méditerranéen), lui, avec une direction Nord Ouest donne un hiver doux et un été chaud. Au contraire, le vent venant du Nord donne un hiver très froid et un été frais. Le vent méditerranéen n'est fréquent qu'en fin d'hiver, ainsi que le vent de la Mer Noire. Le vent de la mer Caspienne (Nord Est) qui traverse les régions montagneuses donne une humidité saturée et des chutes de pluie qui sont une source d'irrigation et d'augmentation des réserves en eau.

Nous avons remarqué pendant notre séjour en Iran en octobre 1977 que le vent de Sibérie passant par le Caucase apporte beaucoup d'humidité dans la région d'Azarbaidjan. Celle-ci a causé à Ardabil une chute de neige de 25 à30 cm le 22 octobre (effet de Moghanméhy) ainsi qu'une baisse de température jusqu'à -13°C. Ce phénomène n'a pas été vu depuis 50 ans dans cette région.

2-1-8- Détermination de la lame d'eau précipitée

Pour déterminer la lame d'eau précipitée ainsi que le volume correspondant, on peut employer différentes méthodes.

2-1-8-1- Moyenne arithmétique. Le calcul de la moyenne arithmétique permet de déterminer la lame d'eau précipitée sur l'ensemble du bassin versant. Le quotient de la somme des hauteurs mesurées à chaque station par le nombre de stations correspondantes est égal à la moyenne de la lame d'eau précipitée dans le bassin versant. Ce calcul, normalement est très rapide, mais ne permet pas d'obtenir un résultat satisfaisant car il donne une importance égale à chaque station, ce qui est loin de la réalité. Pour cette raison, il est recommandé d'utiliser le moins possible dans les problèmes hydrologiques. Par cette méthode, la lame d'eau précipitée dans le secteur étudié serait d'environ 400 mm, soit 1760×10^6 m^3.

2-1-8-2- Méthode de THIESSEN (1911). Cette méthode est semblable à celle du calcul arithmétique ; la différence est qu'on multiplie les hauteurs d'eau tombée dans chaque station par sa superficie partielle. Le rapport de la somme des résultats obtenus à la superficie totale du bassin versant donne la hauteur moyenne des précipitations tombées pour la période observée. Evidemment, elle est plus précise que la méthode arithmétique, mais critiquable comparativement à la méthode des ioshyètes.

Il est a noter que la méthode des isohyètes dont on parlera ci-après, est basée sur une durée très longue et nécessite une bonne distribution de nombreuses stations pluviométriques dans la région, ce qui souvent n'est pas réalisable en raison de difficultés économiques et géographiques. On utilise cependant la plupart du temps la méthode de THIESSEN pour la détermination de la lame d'eau précipitée, malgré son imprécision. Nous nous sommes servis de cette méthode dans la région d'Ardabil pour le calcul de la lame d'eau qui serait de 402 mm, soit environ $1\,768 \times 10^6$ m^3.

2-1-8-3- Méthode des isohyètes. Le tracé des courbes isohyètes est donné par la figure n° 3 pour tout l'Azarbaidjan, et spécialement la région d'Ardabil. Les courbes ont été tracées par la météorologie nationale (1976) pour une longue durée, et la carte montre, pour la région étudiée, des précipitations égales à environ 400 mm par an, soit 1760×10^6 m^3, ce résultat est égal à celui de la méthode arithmétique. Pour établir nous - même la courbe des isohyètes, nous avons choisi la région de Sarab. Nous avons tracé les courbes joignant les points d'égales précipitations; la surface comprise entre deux courbes est planimétrée et affectée de la valeur des précipitations moyennes entre ces deux courbes. Le tableau n° 17 montre la surface comprise entre chaque courbe isohyète et le volume des précipitations sur chaque surface. On obtient :

$$P = \frac{76\ 8868,64}{1\ 974,20} = 0,38743 \text{ m} \quad \text{soit } 387,43 \text{ mm}$$

Ce résultat est très proche de celui fourni par la carte générale pour l'Azarbaidjan oriental (fig. n° 3).

2-1-8-4- Calcul par la méthode des gradients altimétriques: Pour la région d'Ardabil, à partir des hauteurs de précipitations, à chaque station pluviométrique, on peut établir une droite représentative du gradient altimétrique de précipitation dont la valeur est de 32 mm pour mille mètre A partir de l'équation de cette droite et de la distribution de l'altitude du bassin, on a 500 mm de précipitation moyenne pour une altitude de 4 820 m (sommet du Sabalan, le point culminant de la région) et une précipitation moyenne annuelle de 388 mm (1959-1975) pour une altitude de 1 350 m (ville d'Ardabil).

Nous constatons que la pluviométrie dans le massif du Sabalan ne correspond pas à la règle générale de variation altimétrique de la pluviométrie que nous avions annoncé dans les paragraphes 2-1-3, elle est plus faible que les cas généraux. A partir des deux points considérés ci-dessus, que nous rappellerons S et A.

S	P = 500 mm h = 4 820 m	A	P = 388 mm h =1350 m

On peut calculer l'équation de la droite correspondante qui est :

$$P = ah + b \text{ ou}$$
$$500 = 4\,820\,a + b$$
$$388 = 1\,350\,a + b$$
$$112 = 3\,470\,a \qquad a = 0,032 \text{ m} \quad \text{soit} \quad 32 \text{ mm.}$$

Si on remplace le paramètre a par sa valeur dans la formule :

$$500 = 4\,820\,a + b \quad \text{d'où}$$
$$b = 346 \text{ mm}$$

donc : $P = 0,032.\ h + 346$

TABLEAU N°17 - VALEURS DES PRECIPITATIONS CALCULEES A PARTIR DE LA CARTE DE COURBES ISOHYETES DE LA REGION DE SARAB

Valeur de isohyètes	Précipitation moyenne enmm	Superficie de secteur en km2	Volume d'eau précipitée en m^3
280-290	285	25.2	7353.00
290-300	295	57.8	17051.00
300-310	305	99.9	30469.50
310-320	315	125.7	39595.50
320-330	325	128.9	41892.50
330-340	335	122.4	41004.00
340-350	345	120.1	41434.50
350-360	355	106.1	37665.50
360-370	365	93.3	34054.50
370-380	375	78.9	29587.50
380-390	385	78.4	30184.00
390-400	395	82.8	32705.00
400-410	405	71.1	28795.50
410-420	415	63.7	26435.50
420-430	425	46.4	23970.00
430-440	435	54.0	23490.00
440-450	445	59.1	26299.50
450-460	455	63.0	28665.00
460-461.47	460.74	486.4	224103.94
		1974.20	764868.64

$$P = \frac{764868.64}{1974.20} = 387.43 \text{ mm}$$

A partir de cette formule, en fonction du tableau n° 18 qui indique la surface partielle d'altitude et le volume des précipitations sur chaque surface, la lame d'eau tombée sur la superficie totale du bassin versant d'Ardabil est :

$$P = \frac{1791 \times 10^6}{4400} = 0,407 \text{ m soit } 407 \text{ mm}$$

Par la formule :

$$V_m^3 = S_m^2 \times H_m$$

On peut calculer la lame d'eau précipitée sur chaque secteur. Comme nous l'avons vu auparavant la région d'Ardabil se divise en deux parties : partie de plaines 900 km^2 et zone montagneuse d'une superficie de 3 500 km^2; pour la zone de plaine on a donc :

$$Vp = 900 \times 390 = 351 \times 10^6 \ m^3.$$

pour la zone montagneuse, on a :

$$Vm = 3500 \times 412 = 1443 \times 10^6 \ m^3.$$

D'après les méthodes appliquées ci-dessus, on constate que les valeurs obtenues par ces différents calculs varient entre elles de 400 à 407 mm. Mais le tableau n° 1 donne une moyenne annuelle de 388 mm pour la période de 1959-1975. Ce chiffre n'est relevé seulement que sur la station de la caserne d'Ardabil; c'est pourquoi il est préférable d'utiliser la méthode des isohyètes et gradients altimétriques pour la moyenne annuelle parce que celle-ci présente des résultats plus proches de la réalité. Comme il n'y a pas de grande différence entre les moyennes annuelles et la méthode des isohyètes, on peut utiliser l'un ou l'autre de ces chiffres dans les différentes observations.

2-1-9- Calcul de l'évaporation et l'évapotranspiration

Dans les études hydrologiques et hydrogéologiques, l'évaluation des taux d'évapotranspiration de la zone intéressée est indispensable. Deux méthodes permettent d'effectuer les calculs

2-1-9-1- Méthode de mesure de l'évaporation in situ. Nous n'insisterons pas sur cette méthode car nous n'avons pu déterminer que les taux d'évaporation d'après les mesures réalisées sur le bac Colorado à la station de Namin située à 36 km à l'Est d'Ardabil et dont les résultats ont donné une valeur de l'évaporation pour 1967-68 égale à 1 364,6 mm (voir tableau n° 20).

TABLEAU N° 18 - GRADIENT ALTIMETRIQUE DE LA REGION D'ARDABIL

h en mm	S en km^2	P en mm	V x 10^6 m^3
1350-1400	900	390	351,0
1400-1600	997	397	395,0
1600-2000	1474	410	604,0
2000-2400	680	422	287,0
2400-2800	140	436	61,0
2800-3200	80	448	36,0
3200-3600	75	461	34,0
3600-4000	44	474	21,0
4000-4400	7	486	3,5
4400-4820	3	500	1,5
Total	4400	407	1794

Les extrêmes observés sont 11 mm pour le mois de janvier (dey) et 218,6 mm pour le mois de septembre (chahriva). Les précipitations annuelles sont de 369,8 et les températures moyennes de cette période sont de 9,20° C (tableau n° 20).

2-1-9-2- Méthodes de calcul Il existe plusieurs méthodes de calcul par des formules empiriques établies par de nombreux auteurs qui permettent d'évaluer la valeur de l'évapotranspiration potentielle ou réelle en fonction de la température et de la pluviométrie. Nous utiliserons dans notre travail les formules suivantes.

2-1-9-2-1- Formule de L. TURC (1954)

Cette méthode est basée sur une formule statistique tenant compte de la température et des précipitations. Evapotranspiration réelle : Er = f (P, T)

$$Er = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

P = précipitation moyenne annuelle en mm
T = température moyenne annuelle de la région considérée en °C.
Er = évapotranspiration réelle annuelle en mm
L, étant l'indice thermique donné par :
$L = 300 + 25\ T + 0,05\ T^3$

Pour le bassin d'Ardabil

P = 388 mm (voir tableau n° 1)
T = 9,30 °C (voir tableau n° 12)
L = 572,7

L'évapotranspiration sera 334 mm par an.

Pour évaluer les variations entre les valeurs de l'évapotranspiration calculée sur la période de 17 ans (1959-1975) et celles calculées sur une très courte période, nous calculerons l'évapotranspiration à Ardabil pour l'année 1975 avec :

P = 336,5 mm, T = 9,05°C (fig. n° 9)
L = 850 d'où Er = 333 mm.

Pour la station de Sareine (21 km à l'Ouest d'Ardabil) la même année :

P = 491 mm
T = 6,64 °C (tableau n° 19)
L = 466°C d'où Er = 353 mm

TABLEAU N° 19 - TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES A LA STATION DE SAREINE

	Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
1974	Mini.	-12.2	-11	5.2	-1.6	4.7	7.8	9.	8.4	6.4	3.0	0.7	-7.9	0.2
	Maxi	- 1.6	- 0.6	3.7	10.5	21.9	23.	21.5	21.6	19.8	19.3	12.3	4.9	13.1
	Moy	- 6.9	- 5.2	0,75	4.45	13.3	15.4	15.25	15.0	13.1	11.1	6.5	-1.5	6.65
1975	Maxi	2.7	2.14	6.4	17.6	18.8	23.8	18.7	20.6	20.	14.5	7.7	4.1	13.08
	Mini	- 8.9	- 8.8	-5.3	0.9	4.8	7.6	8.3	8.1	6.9	2.72	-2.6	-9.7	0.2
	Moy	- 3.1	- 3.3	0.5	9.2	11.8	15.7	13.4	14.3	13.4	8.6	2.5	2.8	6.64

TEMPERATURES MENSUELLES DE L'ANNEE 1975 (ARDABIL)

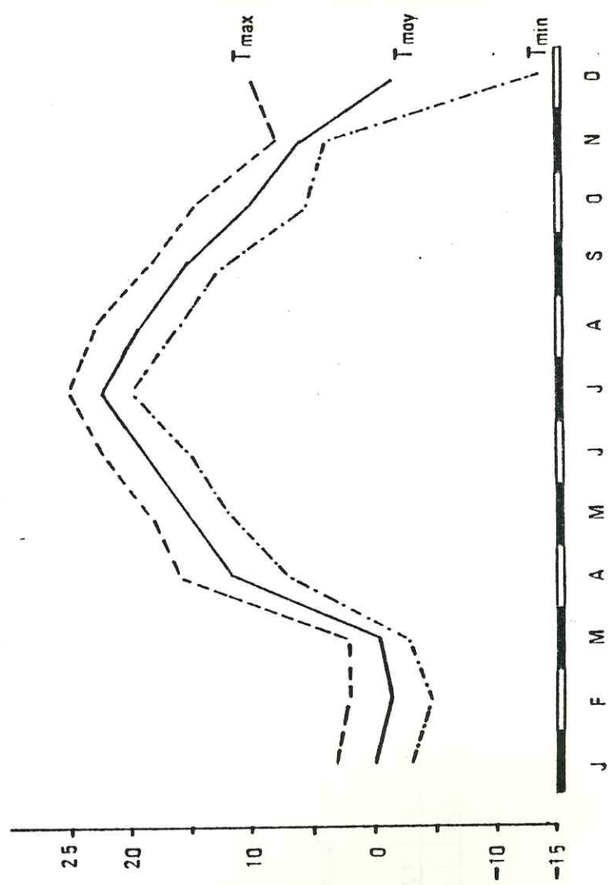


Fig.9

Pour la station de Namin (36 km à l'Est d'Ardabil) en 1968 :

P = 369 mm
T = 9,20°C
L = 569 d'où Er = 324,5 mm

Les résultats de ces calculs nous montrent qu'il n'y a pratiquement pas de différences entre la valeur calculée sur une longue durée et celle calculée sur une courte durée (1975) à la station d'Ardabil, mais dans les autres stations, les taux d'avapotranspiration réelles varient.

2-1-9-2-2- Formule de A. COUTAGNE (1954).

A. COUTAGNE a établi la formule :

$$Er = P - \lambda P^2$$

λ étant un coefficient de température donné par :

$$\lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14\ T}$$

Dans cette formule, la température est donnée en degrés centigrades et P et Er en mètres.

D'après la formule, pour la station d'Ardabil (moyenn de 1959 à 1975) :

P = 0,388 m
T = 9,30°C
λ = 0,47
Er = 0,318 m soit 318 mm

Pour l'année 1975

P = 0,336 m
T = 9,30°C d'où Er = 0,280 m soit 280 mm

Pour la station de Sareine en 1975

P = 0,491 m
T = 6,64°C d'où Er = 0,354 m soit 354 mm

Pour la station de Namin en 1967-68

P = 0,369 m
T = 9,20°C donc Er = 0,304 m soit 304 mm

Comme nous l'avons déjà vu, en 1967-68, l'évapotranspitation mesurée sur le bac Colorado dans cette station est de 1363 mm (tableau n° 20). En comparant le résultat de l'évapotranspiration

TABLEAU N° 20 - TAUX D'EVAPORATION OBTENU SUR LE BAC COLORADO DANS LA STATION DE NAMIN (1500m alt.) en 1967-68

Total de vitesse du vent en km	Température en °C: Minimum absolu	Maximum absolu	Moyenne mensuelle	Moyenne minimum	Moyenne maximum	Précipitation mensuelle en mm	Evaporation mensuelle en mm	Mois iraniens	Mois français	
3106,4	1,50	23,0	11,3	6,6	16,1	63,0	85,2	Mehr	Octobre	Automne
2626,6	-1,5	220	10,0	5,1	15,0	20,0	54,4	Aban	Novembre	
3932,9	-8,5	15,5	3,2	-1,5	7,9	22,0	27,0	Azar	Décembre	
4774,8	-14,5	10,5	1,3	-3,7	6,3	11,0	11,0	Dey	Janvier	Hiver
3571,1	-16,5	10,0	-2,8	-8,1	2,5	50,0	50,0	Bahman	Février	
5440,1	-7,0	17,5	4,6	0,8	10,0	16,5	66,8	Esfand	Mars	
3775,1	-13,0	20,5	5,2	0,1	10,4	96,0	95,2	Farvardin	Avril	Printemps
2252,6	- 3,0	27,5	11,2	6,1	16,4	36,0	153,3	Ordibéhecht	Mai	
2358,6	3,0	29,0	13,3	8,7	17,9	45,6	187,0	Khordad	Juin	
4437,5	5,5	35,0	17,3	12,0	22	4,5	205,1	Tir	Juillet	Eté
4421,9	7,0	33,5	19,1	13,1	25,1	2,0	211,0	Mordad	Aout	
4008,2	7,5	30,5	16,6	10,8	22,5	2,5	218,6	Shahrivar	Septembre	
44705-8	-16,5	35,0	9,2	4,2	14,4	369,8	1364,6	Année hydrologique 1967-68		

Remarque : les mois iraniens sont en avance de 9 jours sur les mois français (9 mehr = 1 octobre)

TABLEAU N° 21 - BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT D'ARDABIL. PERIODE 1959-1975

D'APRES LA METHODE DE THORNTHWAITE

Mois	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Année
Température °C	6.6	0.66	-2.4	-1.01	3.25	8.73	14.03	17.37	18.9	18.62	15.44	11.38	9.30
i	1.52	0.05	-	-	0.61	2.31	4.75	6.61	7.49	7.31	5.49	3.48	$I = \sum_1^{12} i = 39.62$
E non corrigée	26.7	2.81	-	-	12.4	39	123	90	96	93	75	52.7	550.60
K	0.84	0.89	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	
E corrigée (mm)	22.5	2.48	-	-	12.77	42.9	151.9	111.6	119.9	108.81	78.	50.53	600.96
P moyennes (mm)	30.1	32.12	34.88	26.44	52.44	65.41	54.10	25.6	5.20	10.98	17.28	33.2	388
Variation de l'eau du sol en mm	7.62	29.64	34.88	26.44	39.69	22.16	-97.8	-86.	-114.7	-97.99	-60.72	-17.26	
Réserve d'eau utile saturation	7.62	37.26	72.14	98.58	100.	100.	2.2	0	0	0	0	0	
Déficit d'alimentation	-	-	-	-	-	-	-	-83.8	-114.	-97.99	-60.72	-17.26	-374.50
Excédent d'alimentation en mm	-	-	-	-	38.27	22.16	-	-	-	-	-	-	60.43
Evapotranspiration en mm	22.5	2.48	-	-	12.77	42.9	151.9	27.8	5.20	10.87	7.28	33.27	327.57
Ecoulement (mm)	-	-	-	-	19.13	20.82	10.41	5.20	2.60	1.30	0.65	0.32	60.43

calculée par la formule ci-dessus avec la valeur mesurée nous voyons que cette dernière est 4,5 fois plus grande que l'évapotranspiration calculée ce qui est normal puisque le bac colorado donne une valeur de l'évapotranspiration potentielle .

2-1-9-2-3- Formule de G. THORNTWAITE

L'évapotranspiration potentielle mensuelle se calcule en fonction de la température moyenne selon l'équation suivante :

$$Ep = 1,6 \left(10 + \frac{T}{I} \right)^{\alpha} \quad \text{d'où} \quad I = \sum_{1}^{12} i$$

i étant un indice mensuel :

$$i = \left(\frac{I}{5}\right) 1,514$$

T = température moyenne mensuelle 0°C
Ep = évapotranspiration potentielle mensuelle en mm
I = la somme des indices thermiques annuels (1 à 12 mois
i = indice thermique mensuel

$$\alpha = 0,49239 + 1792.10^{-5} \cdot I - 771.10^{-7} \cdot I^2 + 675.10^{-9} \cdot I^3$$

ou bien $\alpha = \frac{1,6}{100} \times I + 0,5$ (formule de ERRA 1954)

On a calculé d'abord l'indice thermique à l'aide du tableau classique correspondant à l'altitude et à la température, puis on a déterminé l'évapotranspiration potentielle du bassin versant d'Ardabil pour la période de 1959-1975, dont la valeur est de 600,96 mm (voir tableau n° 21).

On a ensuite supposé que le stock dans le sol était de 100 mm et ona établi mois par mois le bilan de l'évapotranspiration réelle.

D'après ce tableau, on voit qu'à la fin du mois de novembre (début de l'année hydrologique), la réserve d'eau utile est 7,62 mm (30,1 - 22,5 mm). Pour la fin décembre, cette réserve est 37,26 mm et pour janvier de 72,14mm ; enfin pour février elle a une valeur de 98,58 mm. Ceci signigie que pendant les quatre premiers mois de l'année hydrologique, les précipitations moyennes annuelles sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle (Ep mm).

Admettant que la limite de saturation de la réserve est fixée à 100 mm, à la fin du mois de mai la réserve exède de 38,27mm et pour la fin avril, l'excédent est de 22,16mm, donc la totalité excédentaire annuelle est de 60,43 mm (voir tableau n° 21) qui servent à l'alimentation des eaux souterraines. Si la hauteur des précipitations mensuelles (P mm) est égale ou supérieure à l'évapotranspiration potentielle (Ep), on aura :

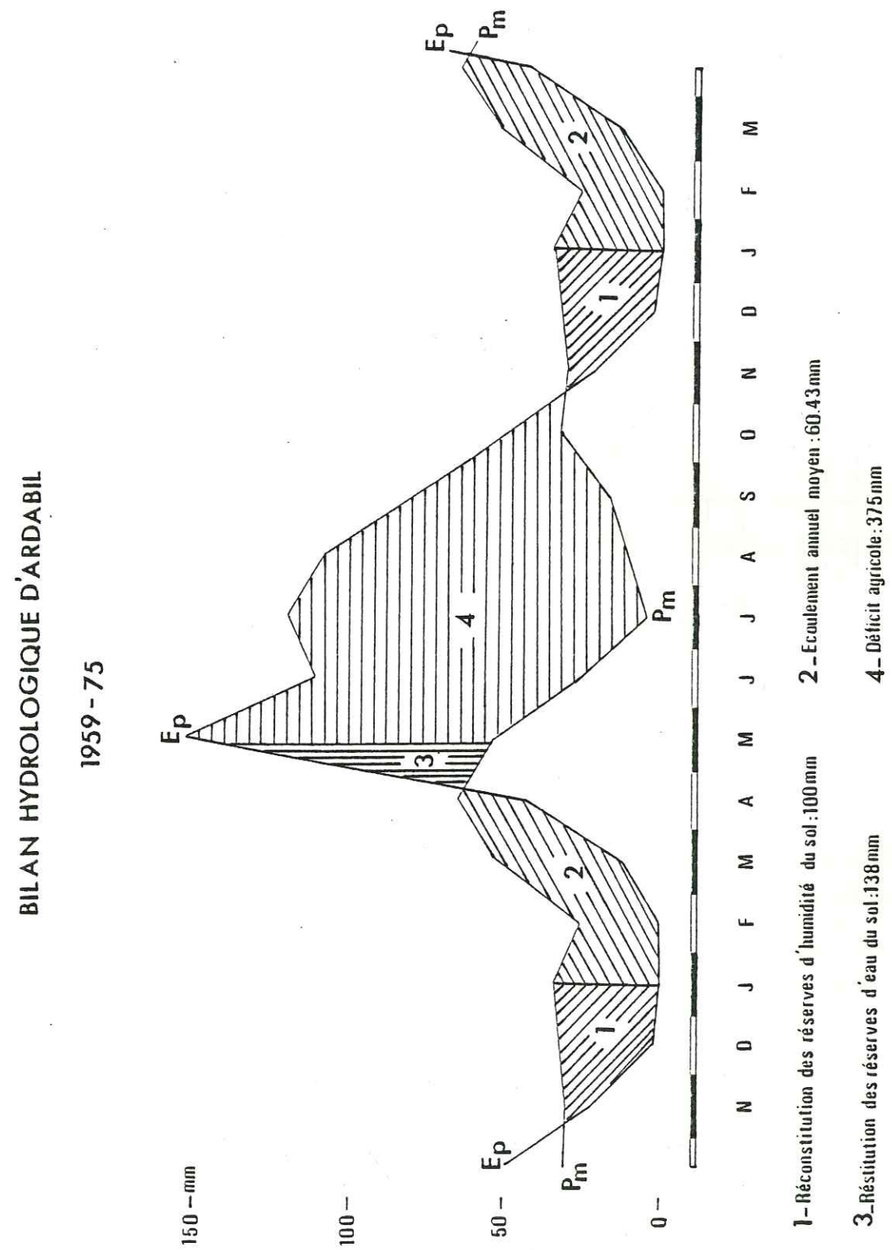


Fig.10

P mm $\geqslant$ Ep d'où Er = Ep

Si P mm $<$ Ep Er = Ep jusqu'à épuisement de réserve d'eau dans le sol. Après épuisement total de la réserve d'eau, l'évapotranspiration correspond aux précipitations, c'est-à-dire

Er = P (mm)

Les résultats obtenus par la formule de TURC et celle de THORNTHWAITE sont très proches les uns des autres et leur précision est satisfaisante. Les résultats obtenus par les formules de COUTAGNE ont aussi leur intérêt. Le bilan hydrologique de la région d'Ardabil en 1959 - 1975 est donné par la figure n° 10.

2-2- HYDROLOGIE

2-2-1- Généralités

L'eau des précipitations qui échappe à l'infiltration profonde et à l'évapotranspiration s'écoule dans les réseaux hydrographiques. Cette phase du cycle de l'eau est l'écoulement Q. Il ne faut pas confondre l'écoulement et le ruissellement de surface R, pour calculer le facteur essentiel d'apport et l'écoulement Q, car ce dernier représente la valeur totale d'eau qui, provenant du réseau hydrographique, est mesurée aux exutoires. L'écoulement est alimenté par les eaux qui ont échappé à l'infiltration profonde et à l'évapotranspitation auxquelles s'ajoute le déversement des nappes souterraines qui alimentent le bassin versant (G. CASTANY 1967).

L'écoulement et la quantité s'écoulant dans le réseau hydrographique sont évalués aux stations de jaugeage. C'est un paramètre mesurable directement avec précision exprimé en unité de volume ou en millimètres (mm) de hauteur d'eau.

Le ruissellement de surface est la quantité d'eau qui, au cours d'une précipitation, échappe à l'infiltration et à l'évaporation. L'écoulement est déterminé essentiellement par différents facteurs tels que la densité des réseaux hydrographiques. Cette densité est en relation directe avec la nature géologique du bassin versant, la hauteur des précipitations annuelles, ainsi que la surface totale correspondante en kilomètres carrés.

Si le terrain est imperméable, il n'y a pas d'infiltrations et de ce fait, le réseau du cours d'eau est dense et abondant. Inversement, si dans le secteur, le terrain est perméable le débit des

cours d'eau est faible mais régulier ainsi que sa densité ; simultanément le réseau souterrain augmente. En admettent que la nature géologique soit une constante (sauf certains cas de tremblements de terre modofiant la nature du terrain) le facteur climatologique (précipitations sous n'importe quelle forme) et la superficie du bassin versant jouent un rôle très important dans ce phénomène. En résumé, trois facteurs déterminent les densités des réseaux hydrographiques : la nature du terrain (géologique), les précipitations (climatologique) et enfin la superficie et l'altitude (géographique).

2-2-2- Réseau hydrographique

La figure n° 11 montre la densité du réseau hydrographique du bassin versant de la rivière Qareh-Su que nous prenons comme exemple parmi les différents bassins versants étudiés, car le réseau hydrographique de ce bassin est dense.

Indépendamment de la diversité géologique des zones que nous étudierons ultérieurement, les précipitations n'interviennent pas régulièrement au cours de l'année, ce qui entraîne l'irrégularité du débit suivant les saisons.

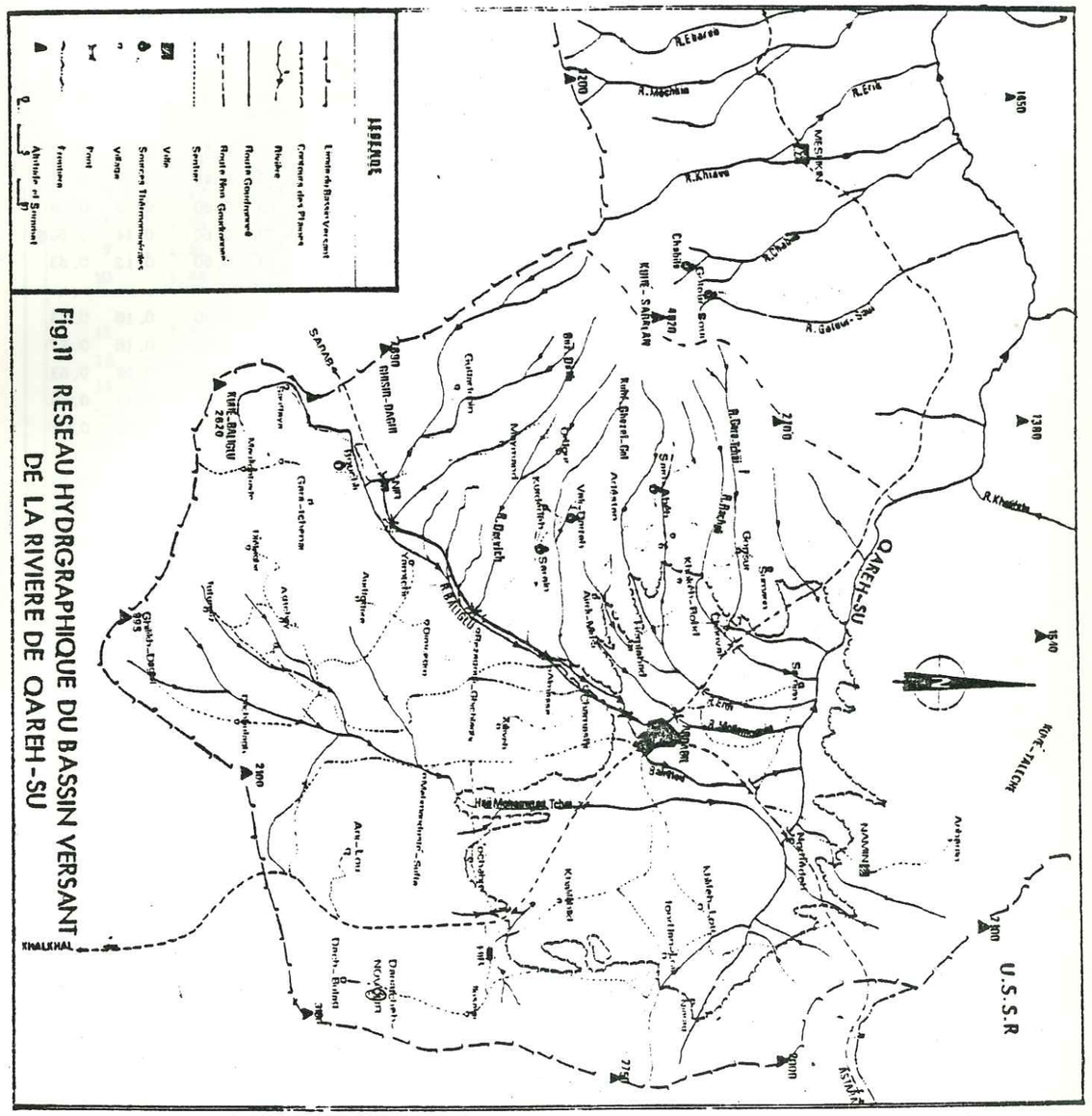
Dans certains secteurs, le chevelu du réseau hydrographique est plus développé que dans les autres.

2-2-3- Zone d'Ardabil

La région d'Ardabil est alimentée par la rivière Qareh-Su (rivière noire) qui prend sa source au mont Talesh (2 750 m à l'Est d'Ardabil, fig. n° 11) et qui a deux importants affluents :

2-2-3-1- La rivière Baligh . Elle prend sa source dans le mont Kuh-é-Baliglu, 2 620 m d'altitude au Sud Ouest de Nir. Elle traverse la plaine d'Ardabil sur une longueur de 75 km. La superficie de son bassin versant est de 1 069 km^2 et elle se jette à 12 km d'Ardabil dans la rivière Qareh-Su. La mesure du débit de la rivière Baliglu a été effectuée à la station de jaugeage du Pont Almas à 12 km à l'Ouest d'Ardabil (la largeur de la rivière à cette station est de 40 m avec une pente de 0,03) à des périodes différentes de l'année pour tracer les courbes et estimer les débits journaliers. Nous prenons ici comme exemple les données journalières de 1970-71 et 1971-72 qui figurent aux tableaux n° 22 et 23.

Les débits sont relativement faibles pour les mois de juillet-aout, septembre et octobre tandis que pour les autres mois les débits sont relativement élevés.


LEGENDE
Limite du Bassin Versant
Contours des Plaines
Rivière
Route Goudronnée
Route Non Goudronnée
Sentier
Ville
Sources Thermomédicales
Village
Pont
Frontière
Altitude et Sommet
Q. 3 P
Q.AREH-SU
U.S.S.R
KHALKHAL
MESHKEN
KUHE-SABALAN
4070
KUHE-BALIGLU
2620
SARAB
GHASH-DAGH
1350
1300
1500
2100
2000
1950
1540
1200
2300
2200
2000
1000
1300
R.Eberen
R.Kocheim
R.Erik
R.Khiavo
R.Gelou-Sou
R.Khalkhal
R.Dere Ghili
R.Dereich
R.Khalkhal
Ghash-Dagh
Gare-Ichersw
Ardabil
Ali Mohammad Tchai
Ard-Lous
Dach-Bulant
Nouvoun
Kuh-Dagh
Kuh-Dagh-Fol
Kuh-Dagh-Rodel
Kuh-Dagh-Cheyt
Kuh-Dagh-Cheyt
Kuh-Dagh-Cheyt

Rivière : Baliglu Station : Pont Almas

Bassin versant : H - 198, 1

Localisation géographique : E 48-12 N 38-09

Superficie du bassin versant : 1069 km^2

Relevé des mesures initiales : 1969

Débit moyen en 1970-71 : 3, 21 m^3/s.

Maximum instantané : 27 m^3/s. (28 Far)

Equipement : échelle

Tableau n° 22 - DEBIT JOURNALIER EN 1970-71

jours.	Mehr+	Aban	Azar	Dey	Bah.	Esf.	Far	Ord.	Khor.	Tir	Mord.	Shar.
1	1.70	2.40	3.50	5.10	5.10	6.30	6.70	6.20	1.20	0.60	0.28	0.65
2	1.70	2.70	3.70	6.10	5.30	6.00	6.30	7.00	1.20	0.48	0.15	0.63
3	1.80	2.60	3.70	5.70	5.70	6.30	5.50	8.80	1.20	0.60	0.19	0.63
4	1.90	2.40	3.50	5.20	5.00	6.30	5.20	8.80	1.20	0.63	0.42	0.65
5	1.70	2.70	3.70	5.60	5.00	6.60	5.20	12.00	1.30	0.57	0.14	0.65
6	1.70	2.90	3.90	5.70	5.20	5.70	6.50	8.50	1.10	0.57	0.12	0.63
7	1.70	2.70	4.10	5.10	4.90	5.60	6.00	7.50	1.10	0.48	0.07	0.71
8	1.60	2.90	4.40	4.90*	4.70	6.20	7.80	7.10	1.10	0.60	0.09	0.68
9	1.70	3.10	4.10	5.70	4.70	5.80	8.10	6.50	4.70	0.60	0.14	0.60*
10	1.70	3.00	4.10*	5.00	4.90	5.30	7.80	5.30	2.10	0.60	0.12	0.63
11	1.80	3.20	3.70	5.70	4.60	5.60	6.90*	4.80	2.10	0.60	0.16	0.63
12	1.70	2.70	4.00	6.30	4.80	5.50	6.90	6.70	1.50	0.60	0.16	0.57
13	1.70	2.80	3.90	6.20	4.30	5.70	7.60	5.50	1.50	0.54	0.25	0.63
14	1.70	2.80	3.90	6.10	4.10	6.90	7.70	3.90	1.50	0.54	0.31	0.65
15	1.70*	3.00	4.20	6.10	4.70*	6.10	6.20	4.10	1.20	0.39	0.39	0.71
16	1.70	3.00	4.00	5.80	5.20	6.10	6.10	3.30	1.30	0.31	0.42	0.74
17	1.70	3.10	4.30	5.60	5.10	5.70	5.70	3.10	1.30	0.36	0.45	0.79
18	1.90	3.80	4.40	5.50	4.50	6.10	5.70	2.90	1.20	0.28	0.51	0.74
19	2.10	3.50	4.30	4.90	4.80	6.00	5.90	3.50	1.00	0.28	0.48	0.74
20	2.10	3.70	4.10	4.40	4.10	5.60	5.50	2.90	0.94	0.31	0.54	0.79
21	2.10	3.70	4.50	4.70	4.60	6.50	6.70	2.60	0.71	0.31	0.42	0.74
22	2.10	3.70	4.90	5.10	5.20	6.60	8.20*	2.50	0.65	0.34	0.51	0.84
23	2.10	3.90	5.10	4.90	4.40	6.30	7.10	1.80	0.65*	0.34	0.54	0.94
24	2.20	3.70	4.70	5.10	5.30	8.90	7.60	1.40	0.65	0.34	0.48	1.00
25	2.10	3.70	4.60	4.10	4.70	6.20	9.00	1.10	0.63	0.25	0.45	1.00
26	2.20	3.70	4.80	5.20	4.90	5.80	9.20	1.10	0.71	0.31*	0.48	1.10
27	2.40	3.50*	5.60	4.80	5.00	6.30	7.40	0.94	0.74	0.28	0.45*	1.10
28	2.50	3.70	5.10	4.60	5.20	7.60	14.00	0.94	0.65	0.25	0.42	1.10
29	2.20	3.70	5.70	5.00	5.30	6.80	9.50	2.20	0.68	0.28	0.45	1.10
30	2.20	3.50	5.20	5.60	7.10	-	8.80	1.90*	0.71	0.31	0.57	1.30
31	-	-	-	-	-	-	6.70	1.60	0.60	0.28	0.57	1.30
Q max.	-2.50	3.90	5.70	6.30	7.10	8.90	14.00	12.00	4.70	0.63	0.57	1.30
Q min.	-1.60	2.49	3.50	4.10	4.10	5.30	5.20	0.94	0.60	0.25	0.07	0.57
Q moy.	-0.19	3.19	4.32	5.33	4.95	6.22	7.21	4.40	1.20	0.43	0.35	0.80
Total	-0.496	8.277	11.206	13.807	12.822	15.586	19.310	11.792	3.207	1.143	0.927	2.157
Ecoul. mm	0.5	7.7	10.5	12.9	12.0	14.6	18.1	11.0	3.0	1.1	0.9	2.0
l/s km^2	-0.18	2.98	4.04	4.99	4.63	5.82	6.74	4.12	1.12	0.40	0.33	0.75

Débit total annuel : 100.730 x 10^6 m^3 - Ecoulement : 94.30 mm l/s km^2 : 3,01

* Jour où le débit à été mesuré

\+ L'année hydrogéologique iranienne commence au mois de mehr (9 mehr = 1er Octobre) (voir tableau n°20)

Rivière : Baliglu Station : Pont Almas

Bassin versant : 11.198.1

Localisation géographique : E 48.12 n° 38-09

Superficie du bassin versant : 1069 km^2

Relevé des mesures initiales : 1969

Débit Moyen en 1969-1972 : 3, 71 m^3/s.

Débit Moyen en 1971-1972 : 4, 04 m^3/s.

Maximum instantané : 58, 64 m^3/s.(23 Far)

Equipement : Echelle

Tableau n° 23 DEBIT JOURNALIER EN 1971-72

Jours	Mehr	Aban	Azar	Dey	Bah.	Esf.	Far.	Ord.	Khor.	Tir	Mor.	Shahr
1	1.23	1.75	3.73	3.91	3.28	6.62	4.90	10.75	5.57	2.56	.54	.62
2	1.33	1.81	3.84	3.55	3.55	7.34	5.25	12.55	4.81	2.22	.50	.54
3	1.37	2.02	3.73	4.00	4.54	5.70	5.70	10.25	4.54	1.65	.44	.52
4	1.52	2.50	3.73	3.28*	3.55	5.13	5.13	9.32	4.45	1.55	.46	.50
5	1.42	2.43	3.73	3.55	3.55	4.27	3.64	8.56	4.09	1.75	.42*	.54
6	1.37	2.36	3.73	3.91	3.67	4.09	5.59	7.35	8.90	1.35*	.46	.52
7	1.47	2.09	3.73	3.91	3.79	4.45	5.13	6.91	7.57	1.12	.44	.58
8	1.56	2.22	3.73	4.72	3.92	4.18*	4.90	7.13	6.51	1.07	.48	.58
9	1.61	2.43	3.73*	3.91	4.04	4.27	6.16	8.12	6.57	.98	.50	.60*
10	1.66	2.36	3.82	3.82	4.16	4.36	6.97	6.51	5.00	.98	.54	.60
11	1.95	2.56*	3.82	3.19	4.29	4.45	7.62	7.46	4.00	1.02	.75	.56
12	2.16	2.63	3.73	3.37	4.41	4.27	8.72	6.42	3.37	1.07	.65	.54
13	1.88	2.56	3.73	3.19	4.53	4.09	9.16	6.14	3.28	1.16	.72	.54
14	1.88	2.63	3.82	3.46	4.65	4.45	9.44	6.04*	3.05*	1.45	.72	.60
15	1.81	2.69	3.73	4.00	4.78	4.63	8.35	6.81	2.49	1.75	.56	.62
16	1.88	2.76	4.18	4.36	4.90	4.27	10.00	5.37	2.15	1.30	.60	.65
17	1.88	3.03	3.91	4.09	5.02	4.72	10.98	6.33	2.08	1.40	.60	.68
18	1.88	3.28	4.45	4.00	5.15	4.27	10.18	5.09	2.76	.90	.54	.68
19	1.81	3.19	4.63	3.73	5.27	4.54	10.18	5.28	2.83	.75	.58	4.19
20	1.88	3.46	4.18	4.36	5.39	4.27	16.70	5.85	7.96	.75	.60	2.70
21	1.75	3.19	4.36	3.91	5.51	4.09	16.30	5.56	11.58	.75	.54	2.36
22	1.75	3.28	4.54	3.19	5.64	4.54	38.30	5.19	6.91	.75	.54	2.22
23	1.81	3.37	4.36	3.82	5.76	4.00	44.03	7.14	6.15	.50	.68	1.88
24	1.75*	3.28	4.27	4.90	5.88	4.54	25.60*	7.57	5.38*	.52	.70	1.82
25	1.88	3.37	4.27	4.00	6.00	4.36	21.29	6.61	5.28	.54	.61	1.88
26	1.70	3.46	4.00	4.18	6.13	4.18	14.47	5.38	3.82	.50	.58	1.82
27	1.81	3.91	3.37	5.13	6.25	4.27	11.71	5.38	2.83	.50	.72	1.82
28	1.75	3.73	4.45	4.18	6.37	4.45	14.20	4.54	2.83	.46	.75	1.75
29	1.88	3.64	4.18	4.27	6.50	4.54	13.71	4.27	2.56	.54	.68	1.88
30	1.81	3.55	3.28	3.55	6.62	5.48	12.70	7.40	2.90	.50	.79	1.60
31							10.77	7.35	2.29	.58	.58	1.75
Q max.	2.16	3.91	4.63	5.13	6.62	7.34	44.03	12.55	11.58	2.56	.79	4.19
Q min.	1.23	1.75	3.28	3.19	3.28	4.00	3.64	4.27	2.08	.46	.42	.50
Moyen	1.71	2.85	3.95	3.91	4.90	4.63	12.12	6.92	4.66	1.06	.59	1.23
Total	4.444	7.391	10.244	10.147	12.703	11.994	32.467	18.527	12.486	2.844	1.577	3.295
Ecoul. en mm	4.2	6.9	9.6	9.5	11.9	11.2	30.4	17.3	11.7	2.7	1.5	3.1
l/s km^2	1.60	2.67	3.70	3.66	4.59	4.33	11.34	6.47	4.36	.99	.55	1.15

Débit total annuel : 128.125 10^6 m^3 . Ecoulement 120 mm l/s. km^2 3.790

* Jour où le débit a été mesuré.

Le plus fort débit pour l'année 1970-71 a eu lieu le 28 farvardin (19 avril) avec une valeur de 14 000 l/s. Il présente une valeur supérieure à 44 000 l/s pour le même mois (23 farvardin = 14 avril) en 1971-72. On constate visiblement que ce dernier est 3 fois plus fort que celui de l'année précédente. Cette augmentation des débits correspond à l'augmentation de température saisonnière en même temps qu'à la chute de pluie qui accélère la fonte des neiges brutalement. Notons que l'année 1972, avec 612 mm est une année très pluvieuse et que 1971 avec 255 mm est moins pluvieuse (voir fign° 4).

Généralement les crues sont directement liées aux précipitations ainsi qu'à la fonte des neiges en haute altitude sous l'effet des variations de température.

On peut constater que les crues commencent en automne (octobre) et sont liées aux orages et aux pluies. Ces crues sont très importantes pour l'agriculture, surtout dans les zones non irriguées; elles continuent jusqu'à fin mai et c'est après leur passage que se font les semailles. Les crues les plus importantes ont lieu au printemps car les pluies tombent sur un sol déjà saturé.

Il est à remarquer que les crues minimales correspondent aux mois d'été car il n'y a aucune précipitation sauf quelques fois de faibles averses de pluie localisées. Donc les crues d'été proviennent particulièrement de la fonte des neiges en haute altitude qui alimente les principaux bassins versants de cette rivière.

2-2-3-2- La rivière Hadji-Mahmoud. Elle prend naissance au mont de Ghilikh-Dagh (voir fig. n° 11) traverse la plaine d'Ardabil à l'Est et se jette au Nord du village Nojedeh, dans la rivière Qareh-Su. Cette dernière se jette à son tour à Aslandouz, dans la rivière Araxe (Aras), rivière frontalière irano-soviétique (voir fig. n° 1).

2-2-3-3- La rivière Gonsur . Cette rivière prend naissance à environ 3000md'altitude de l'Est du Sabalan. En passant dans le village de Gonsur, elle se dirige vers le Nord et se jette dans la rivière Qareh-Su.

2-2-3-4- La rivière Charivar. Elle prend naissance à 3 000md'altitude, dans le massif du Sabalan, passe au Sud du village de Charivar, se dirige vers le Nord et se jette dans la rivière Qareh-Su.

2-2-3-5- La rivière Erdi . Elle prend sa source au mont Qezel-Gol, dans le massif du Sabalan, passe dans le village d' Arjestan et alimentée par les ruisseaux de Sardabeh et les ruisseaux d' Hemlabad, continue sa course vers le Nord pour se jetter en amont de Samian dans la rivière Qareh-Su

2-2-3-6- La rivière Vali-darreh. Elle prend également sa source au mont Qezel-Gol, dans le massif du Sabalan, passe au pied du village de Vali-darreh et se jette en amont du village Chamasbi (près d'Ardabil) dans la rivière Baliglu.

2-2-3-7- La rivière Darvich. Elle prend naissance au Sud de Qezel-Gol et une partie de Buz-Dagh et se jette en amont de Rezaghouli -Ghichlaghi, à l'embranchement de la route de Sareine, dans la rivière Baliglu.

2-2-3-8- La rivière Nir. Elle est formée par le confluent de deux rivières qui prennent naissance à Buz-Dagh , au Sud du Sabalan et se rejoignent au Nord de Nir. Elle traverse cette agglomération et se jette dans la rivière Baliglu.

2-2-4- Zone de Meshkin

2-2-4-1- La rivière Qotur-Suyu . Elle prend naissance au Nord du Sabalan (3 000 m d'altitude) passe à la limite des sources thermales de Qotur-Suyu et se jette dans la rivière Qareh-Su (voir fig. n° 11).

2-2-4-2- La rivière Chabil. Comme la précédente, elle prend naissance au Nord du Sabalan (à 3 200 m d'altitude) passe au pied de la source thermominérale de Ghabil (vallée de Chabil) se jette à Qareh-Su.

2-2-4-3- La rivière Khiav . La rivière Khiav est une rivière très importante de la région de Meshkin (35 km de longueur) dont nous donnerons les débits classés pour 1971-72 dans la fig. n° 13.

Le plus fort débit pour l'année 1971-72 s'est produit le 15 juin avec une valeur de 116000 l/s. , celui-ci n'a jamais été observé dans la région étudiée.

Enfin nous mentionnons la rivière Talkhé-rud dans la région de Sarab qui prend sa source au Sud Ouest du Sabalan ainsi qu'au Est de la montagne de Boz-Qush, passe à Tabriz et se jette dans le lac Rezaiyeh. Puis la rivière de Arpa-tchaï dans la région de Khalkhal qui prenant naissance dans la montagne de Talesh est l'affluent le plus important de la rivière Qezel-Uezn qui se jette dans la mer Caspienne.

2-2-5- Courbe des débits classés

D'une manière générale, la courbe des débits classés correspond aux débits journaliers classés par ordre décroissant en fonction du temps. Elle fournit les valeurs caractéristiques de l'écoulement dans le secteur étudié. On la définit de la manière suivante :

D C M = le débit dépassé de 10 jours/an (débit maximal
D C 6 = le débit dépassé de 6 mois/an (débit moyen)
D C E = débit dépassé 355 jours/an (débit d'étiage)
D C 1, D C 3, D C 9 etc... débit dépassé 1 ou 3 ou 9 mois/an normalement exprimés en jours.

Nous avons porté sur la figure n° 12, les débits classés de la rivière Baliglu à la station du pont Almas pour l'année 1970-71 et 1972. Cette courbe montre des valeurs élevées du débit pour 1971-72 et supérieures à celles de 1970-71.

D'après cette figure, les débits caractéristiques maximals sont :

- débit caractéristique maximal : 41 l/s./km^2 en 1972
  18 l/s./km^2 en 1971
- débit caractéristique moyen : 6 l/s./km^2 en 1972
  4 l/s./km^2 en 1971
- débit caractéristique d'étiage : 2 l/s./km^2 en 1972
  1 l/s./km^2 en 1971

2-2-6- Conclusion

Les rivières situées sur la rive gauche de Baliglu prennent naissance dans le massif du Sabalan et la plupart des sources thermo-minérales se jettent dans la rivière Baliglu, les autres prennent la direction du Nord Est et se jettent dans la rivière Qareh-Su. Cette partie du bassin versant est très riche en réseau hygrographiques en raison de ses montagnes très élevées dont les pentes sont très abruptes (moyenne supérieure à 30 %).

Ce secteur possède de grandes masses de terrains volcaniques sur lesquels les précipitations relativement élevées produisent des écoulements superficiels abondants, mais saisonniers. Pendant l'été, les torrents sont complètement secs à l'exception de quelques rivières qui sont alimentées par la fonte des neiges et pour cela, nous n'avons pas pu avoir les données de débit correspondant à toutes ces rivières.

Sur la rive droite de Baliglu, où les montagnes sont peu élevées et les pentes relativement faibles, à cause de l'infiltration, ces réseaux hydrographiques sont beaucoup moins denses que sur la rive gauche.

Généralement, tous les réseaux hydrographiques de la région, durant la période d'hiver ont un débit permanent, mais en raison des basses températures, presque toujours inférieures à 0°C, il y a une longue période de gel.

Au début du printemps, les rivières sont torrentielles mais pendant les derniers mois de cette saison, l'été et le début de l'automne, elles sont totalement assèchées. Pour cela, une petite partie du bassin versant cultivable est irriguée par les ruisseaux qui sont alimentés par la fonte des neiges. Le reste des terrains cultivés est irrigué par le captage des eaux souterraines; mais en altitude, l'irrigation provient seulement des précipitations.

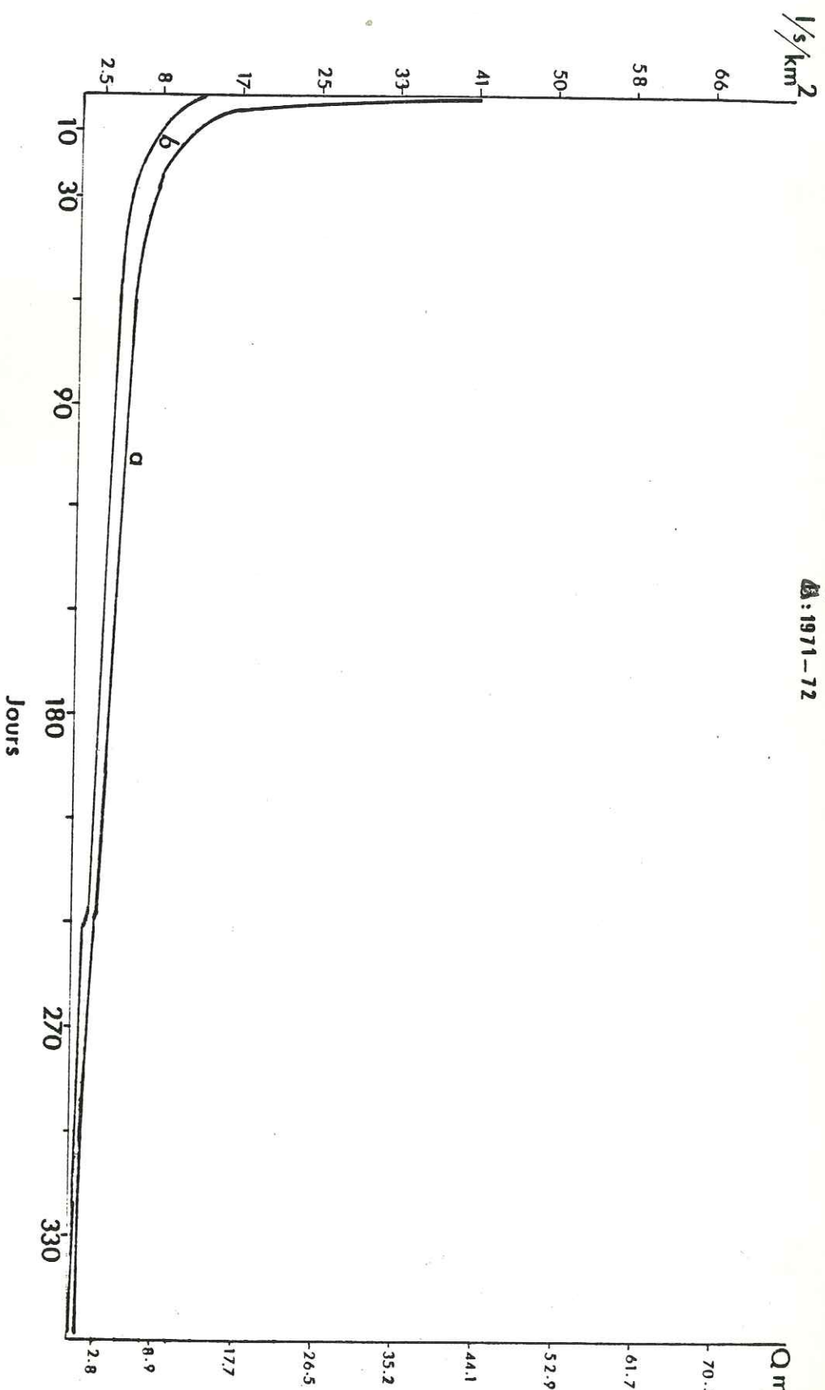
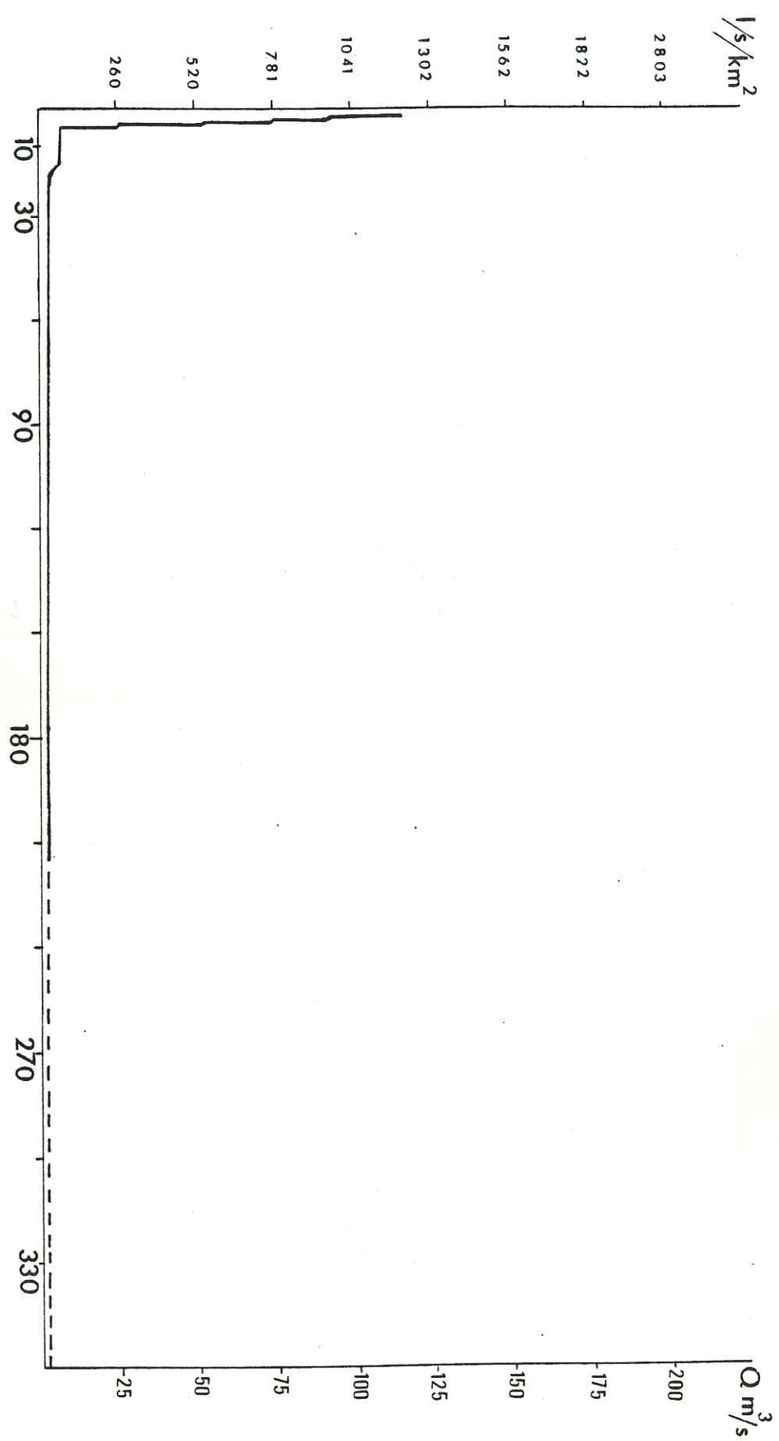


Fig.12



COURBE DES DEBITS CLASSES DE KHIAV_TCHAI
1971-72

Fig.13

Les précipitations pendant l'été étant presque nulles, les eaux souterraines sont un apport des plus importants pour l'irrigation de la région. Leur utilisation se fait par le captage de sources naturelles ou des ghanat. La culture est basée dans cette région sur les céréales (blé, orge, etc.) et plus particulièrement dans la région d'Ardabil, sur les betteraves à sucre (record d'Iran).

Le débit moyen des cours d'eau de la région est supérieur à 20 $l/s/km^2$ et le débit est plus élevé en amont qu'en aval, car une partie de l'eau s'infiltre dans les terrains encaissants ou est prise par les habitants pour la consommation.

2-2-7- Bilan hydrologique du bassin versant

Etant donné l'étendue du terrain de notre étude (8438 km^2 environ), les données pluviométriques ne sont pas suffisantes dans les différents bassins versants pour permettre de calculer un bilan hydrologique global. Nous avons donc choisi le bassin versant le plus vaste, ayant des données pluviométriques pendant les plus longues durées et dans lequel sont situées la majorité des sources thermominérales que nous étudierons ultérieurement pour établir un bilan hydrologique partiel.

2-2-7-1- Calcul du bilan hydrologique d'Ardabil. Le bilan hydrologique de chaque bassin versant correspond généralement à toutes les précipitations (pluie, neige, grèle, etc.) que nous appellerons ici : apport du bassin versant et aux sorties du bassin versant par différentes voies représentant les dépenses.

L'équation du bilan est la suivante ;

Apports	Dépenses
1. Apports directs : - précipitations P - précipitation occultes pour mémoire	1. Ecoulement de la période considérée Q 2. Evaporation réelle Er 3. Apport à la période suivante. - eaux souterraines - neiges et glaces R +ΔR
2. Apports des réserves : - eaux souterraines - neiges et glaces R	

Le bilan s'écrit alors :

$$P + R = Q + Er + (R + \Delta R)$$ (G. CASTANY 1967)

On peut considérer que les variations de la valeur des réserves ΔR entre le début et la fin d'une période de longue durée sont nulles ou négligeables devant celles de P et Q, donc l'équation donnée ci-dessus devient :

$$P = E + R + I$$

Pour établir ce bilan, nous avons calculé précédement l'apport des précipitations pour la période 1959-1975 (388 mm) ainsi que les pertes de l'évapotranspiration réelle pour la période qui est de 327,75 mm (méthode de THORNTHWAITE). Il nous reste à calculer la valeur de ruissellement et de l'infiltration. Pour évaluer l'infiltration, nous n'avons qu'assez peu de données.

Pour calculer les valeurs de ruissellement (R), nous utiliserons tout d'abord la formule empirique appliquée par BERKALOFF-TIXERONT en Tunisie et nous comparerons les résultats obtenus à la valeur de la lame d'eau ruisselée calculée d'après les débits réellement écoulés et la surface du bassin versant.

2-2-7-1-1- Méthode de BERKALOFF-TIXERONT

Ces auteurs ont montré :

$$R = \frac{P^3}{3} \text{ en mètres}$$

Pour la région ou la pluviométrie annuelle est de 388 mm.

$$R = 0,019 \text{ m soit } 19 \text{ mm.}$$

Le coefficient de ruissellement C est le rapport entre la lame d'eau écoulée et la lame d'eau tombée, soit :

$$C = \frac{19}{388} = 0,049 \simeq 5 \ \%$$

En remplaçant la valeur R dans la formule correspondante nous aurons :

$$388 = I + 327,75 + 19 \text{ d'où nous pourrons tirer :}$$

$$I = 41,34 \text{ mm}$$

Lecoefficient d'infiltration qui le quotient exprimé en pourcentage, de la hauteur infiltrée par la hauteur d'eau précipitée est :

$$\frac{I}{P} \times 100 = \frac{41,34}{388} \ 100 = 10,6 \simeq 11 \ \%$$

Dans le versant d'Ardabil on aurait donc :

$$E = 84 \ \%$$
$$I = 11 \ \%$$
$$R = 5 \ \%$$
$$P = E + R + I \text{ d'où}$$
$$100 \ \% = 84 + 11 + 5$$

2-2-7-1-2- Calcul du bilan par l'écoulement QT

Le calcul du bilan hydrologique serait plus exact en tenant compte du débit de l'écoulement total (QT) mesuré à la station de jaugeage à la sortie du bassin versant : On aurait :

$$P = QT + E$$

Pour la région d'Ardabil, il n'est pas possible de calculer le bilan par l'écoulement (QT) pour la période 1959 et 1975 (longue durée) parce que nous manquons de mesures de débit de plusieurs années. C'est pourquoi nous utiliserons des mesures de débit effectuées de 1970 à 1972 sur la rivière Baliglu dans cette région (voir tableaux n° 22 et 23).

Le débit total annuel pour 1970-71 est 100,730 x $10^6 m^3$ pour 1971-72 ; 128, 125 x $10^6 m^3$.

La moyenne annuelle de 1970-72 est 114,43 x $10^6 m^3$ Pour la même période la précipitation moyenne annuelle est 400,55 mm (d'après le tableau n° 1). A partir de ces données, le bilan hydrologique de ce bassin versant (1069 km^2) pour la période de 1970-72 serait :

$$QT = \frac{114,43 \times 10^6}{1069} = 107,15 \text{ mm}$$

$$P = QT + E$$
$$400,55 = 107,15 + E$$
$$E = 293,4 \text{ mm donc}$$

$$QT = 27 \ \%$$
$$E = 73 \ \%$$
$$100 \ \% = 73 + 27$$

Le bilan ainsi réalisé par ces deux méthodes montre que la dominante d'évapotranspiration est très importante. La somme de l'infiltration et du ruissellement correspond à 16 % des précipitations annuelles par la formule de BERKALOFF et 27 % par la formule de QT. Ce taux est faible comparativement au taux d'évapotranspiration.

Le taux d'écoulement de 27 % de la pluviométrie (sous forme de neige ou de pluie) explique l'existence de nombreuses sources de la région ainsi que l'origine des nappes souterraines qui alimentent de façon permanente, les sources thermominérales de la zone étudiée.

CHAPITRE III

3 - COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES DIVERSES FORMATIONS

3-1- GENERALITES

3-2- BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE LA PLAINE D'ARDABIL

3-3- ETUDE GEOELECTRIQUE DE LA PLAINE

3-4- ETUDE DE LA PERMEABILITE DE LA PLAINE

3-5- ESSAIS DE POMPAGE

3-6- CALCUL DE T ET S

3-7- ETUDE DE LA CARTE PIEZOMETRIQUE DE LA NAPPE

3-8- ETUDE DES SOURCES ORDINAIRES

3-9- ETUDE DES GHANAT

3-10- CONCLUSION

3 - COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES DIVERSES FORMATIONS

3-1- GENERALITES

L'ensemble de la région du Sabalan ainsi que celle de notre travail n'est pas très connue au point de vue hydrogéologique, à l'exception de celle d'Ardabil qui a été étudiée par un groupe d'ingénieurs de la Société ABKAVet le Service d'Hydrogéologie de la région d'Ardabil à la demande du Ministère de l'Eau et de l'Electricité. Les autres régions sont en cours d'étude. Pour cette raison, il est souhaitable de choisir un bassin versant témoin et d'en tirer des références valables au point de vue hydrogéologique, pour la plupart des sources thermo-minérales appartenant au sujet essentiel de notre étude.

Evidemment, il serait préférable de connaître la nature hydrogéologique de tout le bassin versant intéressé pour établir des comparaisons, mais nous manquons malheureusement de beaucoup de renseignements concernant la nature géologique du sous-sol profond. Exceptionnellement, nous avons des documents sufficants pour la région d'Ardabil et en conséquence, nous donnerons une étude approfondie de cette région.

3-2- BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE LA PLAINE D'ARDABIL

La plaine d'Ardabil est située dans une région entourée de montagnes de nature andésitique. En bordure de la plaine, sur les laves reposent les formations sédimentaires du Miocène qui constituent de petites collines de marnes, marnes gréseuses, marnes gypseuses et anhydrite. Des blocs de travertins qui appartiennent au Pleistocène s'observent à l'Est de la ville d'Ardabil. Les immenses dépôts quaternaires, sous forme de terrasses, contiennent les alluvions, sable, silt d'argile et des matériaux détritiques, comme graviers, cailloux, sables, avec des éléments andésitiques.

La plaine d'Ardabil a une superficie de 900 km^2. Au point de vue hydrogéologique, seules les terrasses alluviales du Quaternaire sont très importantes. Evidemment, la granulométrie et la proportion d'argile changent la quantité d'eau stockée, dans les différentes formations de la région. Cette quantité d'eau peut varier aussi avec les conditions structurales.

3-3- ETUDE GEOELECTRIQUE DE LA PLAINE D'ARDABIL

L'étude géoélectrique de la plaine a été effectuée par la méthode SCHLUMBERGER. Dans cette méthode, la résistivité est calculée par la mesure de la différence de potentiel entre deux électrodes (N. M.) et de l'intensité du courant envoyé dans le sous-sol par deux

électrodes A et B. On répète les mesures de résistivité par augmentation de longueurs de ligne AB d'envoi de courant, pour obtenir les différentes valeurs selon la profondeur.

La profondeur d'investigation est généralement égale à AB. La distance entre les sondages électriques est de 2 km, et tous 4 les sondages ont été faits avec des longueurs de lignes allant jusqu'à 1 000 m, on peut ainsi étudier le sous-sol jusqu'à une profondeur voisine de 250 m.

3-3-1- Sondages électriques, étalonnages

Les sondages électriques permettent de définir la géométrie des formations géologiques, ainsi que leurs variations de faciès. Dans la plaine d'Ardabil, on a fait quatre forages mécaniques profonds pour reconnaître les diverses formations et déterminer les caractéristiques électriques des formations résistantes ou conductrices. Le but de cette opération étant de définir :

a) L'épaisseur des alluvions quaternaires,
b) Les faciès et les profondeurs des couches aquifères jusqu'au substratum,
c) Les meilleures couches de sables et de graviers pour exploiter les eaux souterraines.
d) Les zones non utilisables d'argiles, marnes et les terrains salés.

Pour cette étude on a effectué 173 sondages électriques (fig. n° 14) avec des longueurs de ligne AB/2 d'envoi de courant allant jusqu'à 1 000 m, selon 14 profils : 12 profils Ouest-Est et 2 profils Nord Ouest- Sud Est et Nord Est - Sud Ouest (fig. n° 15).

La résistivité spécifique minimale (2 à 10 Ω m) appartient à la formation salifère (équivalent de Qo m et Fars).

La résistivité spécifique entre 10 à 20 Ω m appartient à des couches silteuses.

Les sédiments quaternaires se divisent en deux groupes, selon leur résistivité ;

- de 20 à 35 Ωm, ils appartiennent à des formations de sables cailloutis et argiles abondantes.

- supérieurs à 35Ωm ils appartiennent à des formations qui contiennent plus de sables et de cailloux et moins d'argile.

La résistivité spécifique du travertin, mesurée seulement dans le sondage n° 24 (fig. n° 16) est comprise entre 60 et 120Ω m. Enfin, les roches éruptives (extrusives), comme les andésites ont une résistivité spécifique de plus de 100Ω m.

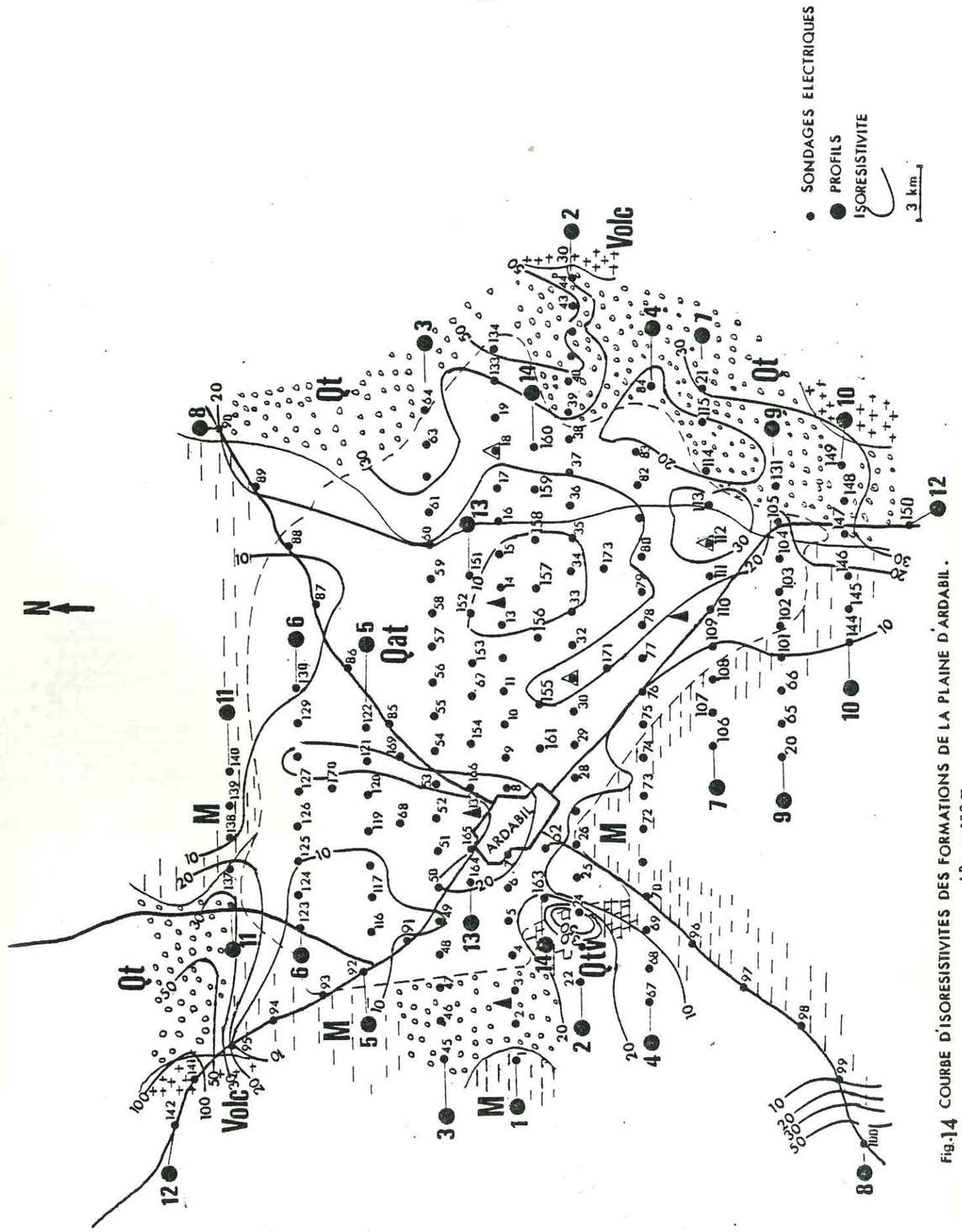


Fig.14 COURBE D'ISORESISTIVITES DES FORMATIONS DE LA PLAINE D'ARDABIL.
AB/2 = 150 m

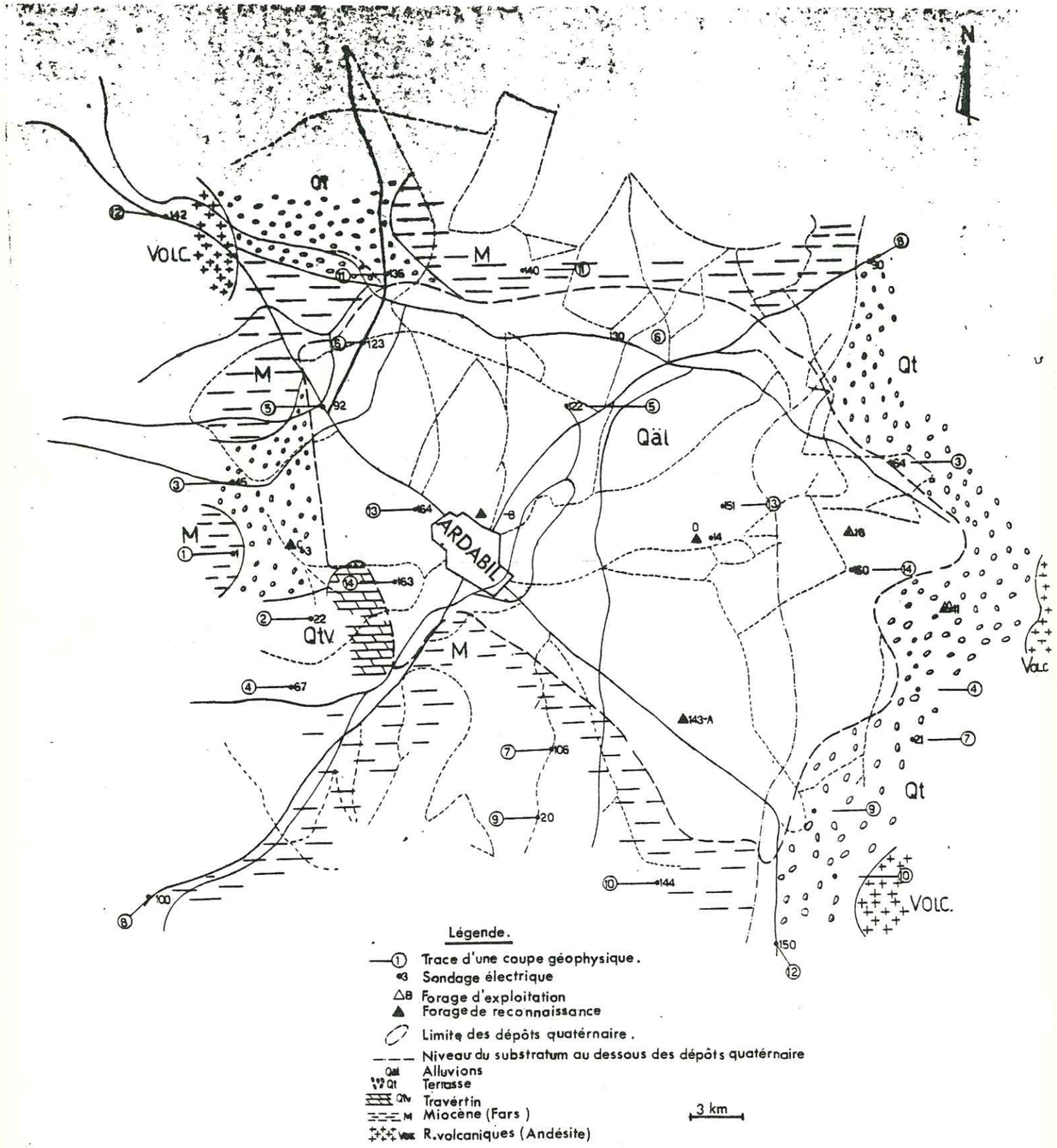


Fig.15

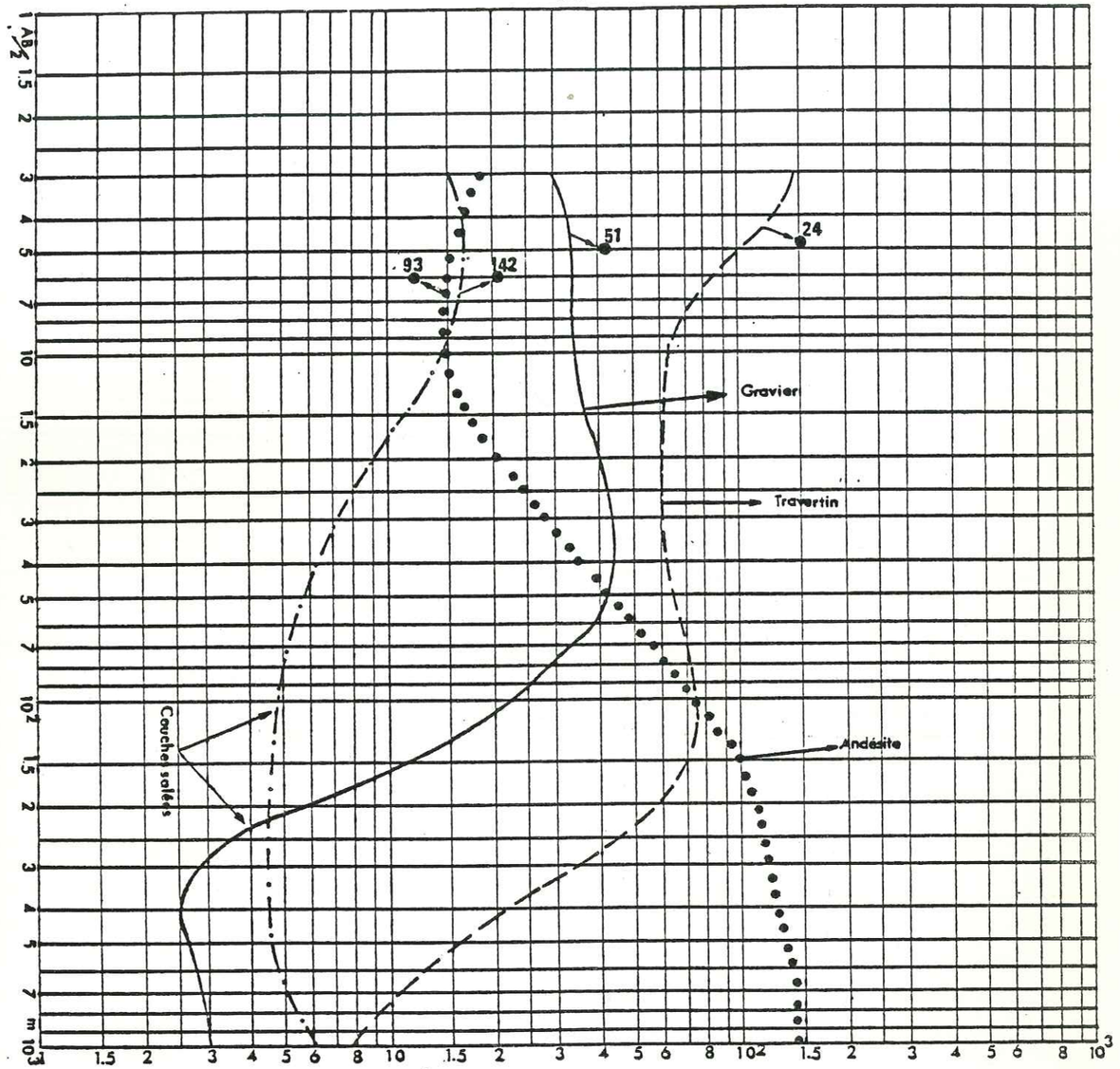


Fig.16 COURBES DE SONDAGES ELECTRIQUES TYPES FAISANT APPARAITRE LA PRESENCE DE TRAVERTINS ET D'ANDESITES SOUS LES FORMATIONS SUPERFICIELLES.

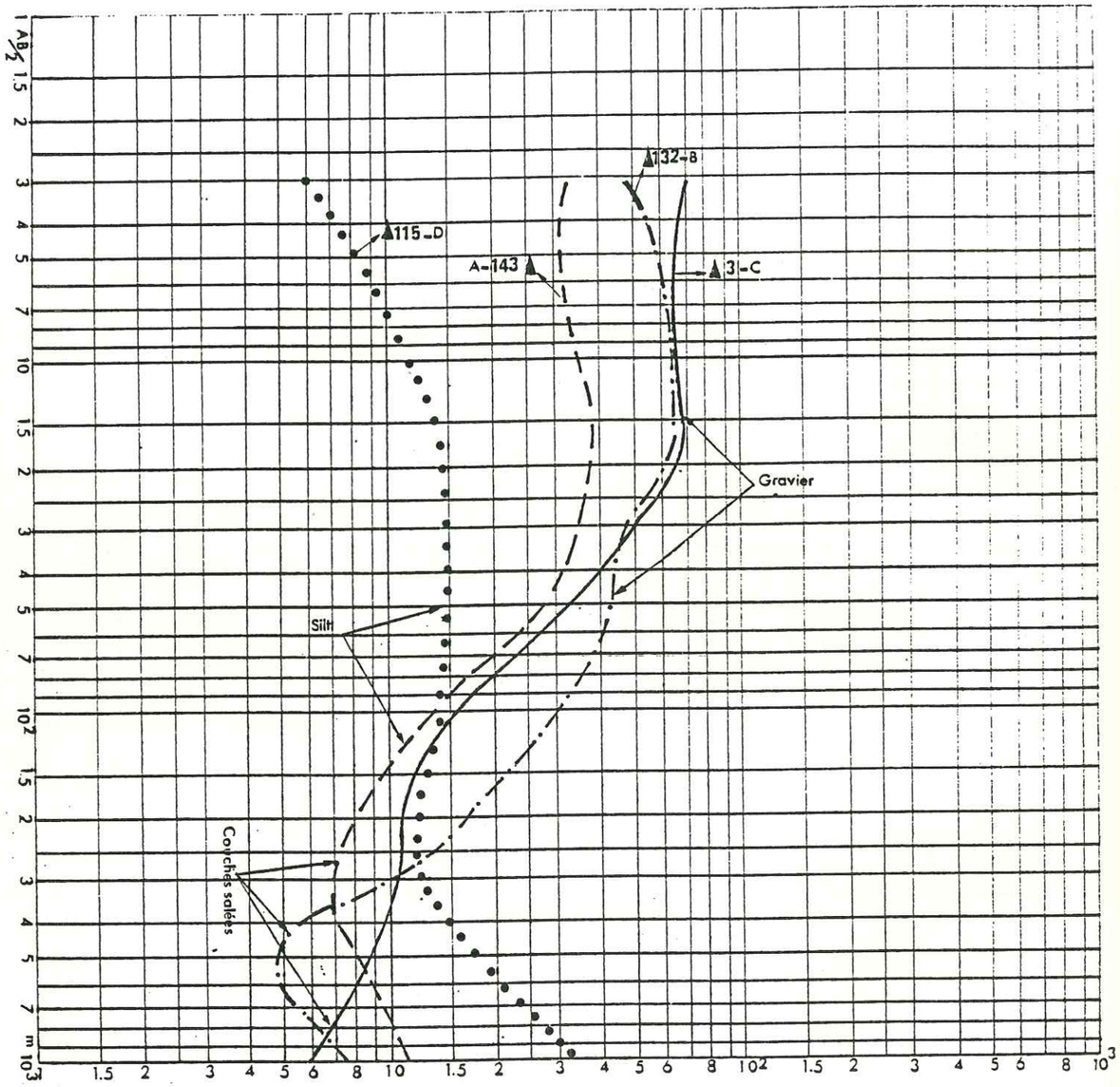


Fig.17 COURBES DE SONDAGES ELECTRIQUES MONTRANT LA PRESENCE DE COUCHES SALEES SOUS LES GRAVIERS ET LIMONS SUPERFICIELS

Le sondage n° 93 montre que les couches d'argile du Miocène ont une résistivité spécifique de moins de 5 Ω m tandis que le sondage électrique 51 (jusqu'à 40 m) donne aux cailloux et aux sables une résistivité spécifique de 50 Ω m. En dessous de cet aquifère, les formations équivalentes de Qo ont une valeur de 3 m. Le sondage électrique 24 montre la présence de travertin d'environ 70 m de profondeur et le sondage 142 montre une valeur de plus de 100 Ω m pour les formations andésitiques.

3-3-1-1- Résistivité pour AB/2 = 50 m

Cette longueur de ligne est choisie pour déterminer la résistivité des couches superficielles et l'identification de l'aquifère principal qui est formé surtout de cailloutis.

3-3-1-2- Résistivité pour AB/2 = 500 m

L'épaisseur des sédiments alluviaux étant relativement limitée, cette longueur de ligne permet de reconnaître la position du substratum de la région d'Ardabil qui a une résistivité assez forte, puisqu'il est composé de roches andésitiques. Il est possible aussi de déterminer la limite entre les alluvions anciennes et les terrasses quaternaires, en particulier dans la partie Sud Est de la plaine. La valeur de 20 Ω m est choisie comme limite de séparation entre les alluvions quaternaires argileuses et les alluvions anciennes plus résistantes. Cette séparation est raisonnable du point de vue hydrogéologique, car les couches ayant une valeur de plus de 20 Ω m contiennent des eaux douces.

3-4- ETUDE DE LA PERMEABILITE DE LA PLAINE

Les eaux qui s'infiltrent dans le sous-sol et s'y accumulent pour former des réserves en eau souterraine présentent un grand intérêt hydrogéologique pour la région étudiée. Le pouvoir d'infiltration du sol dépend de plusieurs facteurs dont le plus caractéristique est sa perméabilité.

La perméabilité traduit la capacité d'une roche ou d'un matériau à se laisser traverser par l'eau. Elle est bien distincte de la porosité qui, elle, traduit le rapport du volume des vides au volume total de la roche, et même de la porosité efficace qui correspond au rapport du volume d'eau qui peut remplir les vides de la roche au volume total de l'aquifère.

Plusieurs sondages mécaniques ont été faits dans la plaine d'Ardabil, par le Ministère de l'Eau et de l'Electricité, pour la reconnaissance du niveau aquifère et de l'épaisseur des alluvions. Leurs situations sont données par la figure n° 18.

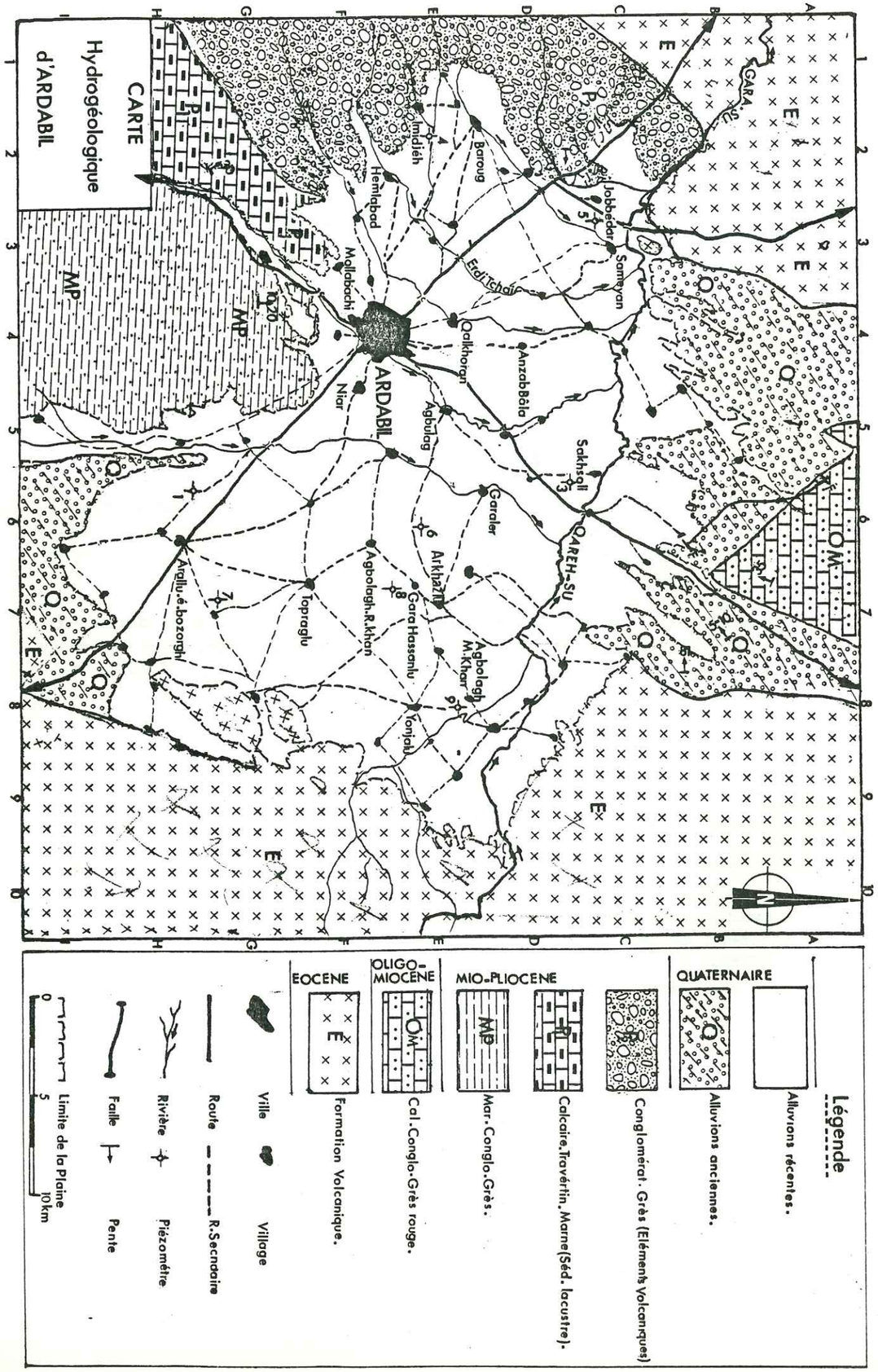


Fig.18 :

Nous avons prélevé plusieurs échantillons à l'exécution du puits n° 4 et ceux-ci nous ont permis l'étude granulométrique dont les résultats sont donnés par le tableau n° 24.

D'après ce tableau, nous avons établi la courbe granulométrique correspondante (fig. n°19)(E. SALEHI et M.TAVAKOLI 1973).

Dans l'étude hydrogéologique de chaque région, il faut déterminer les caractéristiques qui permettent de connaître le régime des eaux souterraines et de calculer le volume des réserves. Ce sont :

K = la perméabilité qui s'exprime en m/s,
T = la transmissivité qui s'exprime en m^2/s ;
T = K h
h = l'épaisseur d'horizon aquifère en m,
me= la porosité éfficace s'exprime en %,
S = le coefficient d'emmagasinement pour la nappe captive qui s'exprime en %.

Ces paramètres ont été déterminés par les essais de pompages effectués sur les forages de la plaine d'Ardabil. Mais des études granulométriques permettent d'obtenir une valeur approchée.

Nous avons calculé la valeur approchée de la perméabilité intrinsèque k. aux différentes profondeurs où ont été prélevés les divers échantillons du puits n° 4 par la formule de HAZEN.

$$k = 100\ d_{10}^2 \text{ cm}$$

k , en cm^2
d_{10} , en cm.

Nous avons calculé le coefficient d'uniformité :

$$U = \frac{\phi\ d_{60}\ \%}{\phi\ d_{10}\ \%}$$

et le coefficient de catégorie (Sorting coefficient)

$$C_c = \sqrt{\frac{\phi\ 75\ \%}{\phi\ 25\ \%}}$$

Nous indiquons ci-après les résultats de l'étude granulométrique des échantillons prélevés dans le forage du village Imidjeh (puits n° 4) situé à l'Ouest d'Ardabil à la limite de la plaine et de la montagne, il est aussi très proche des sources thermominérales de Sardabeh et Sareine. Sa profondeur maximale est de 213 m (fig. n° 20).

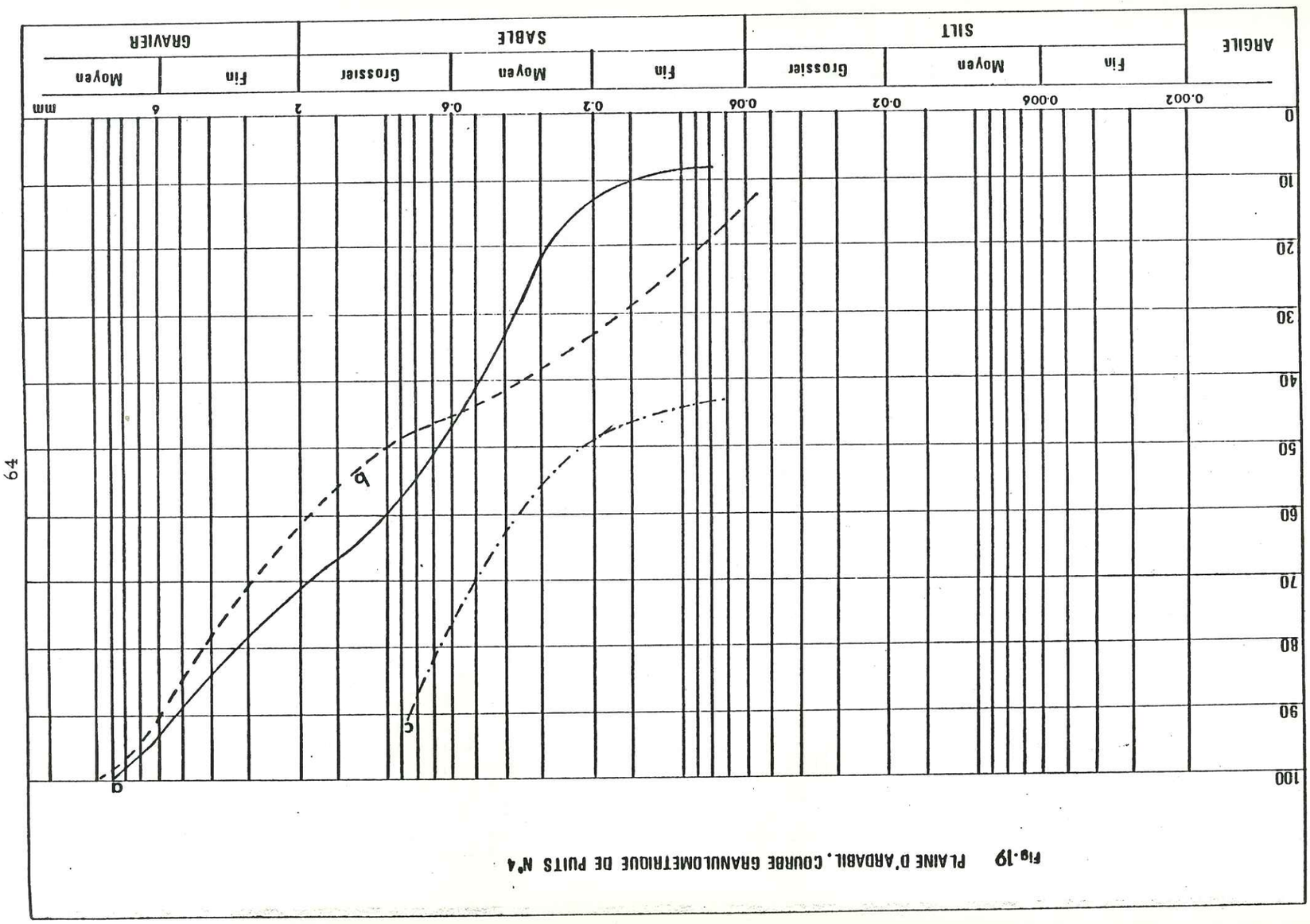


fig.19 PLAINE D'ARDABIL. COURBE GRANULOMETRIQUE DE PUITS N°4

TABLEAU N° 24 - GRANULOMETRIE DU PUITS N° 4

Tamisage pour échantillon : a, b, c.									
	a			b			c		
Diamètre Ø en mm	Poids retenu en g	% retenus	% passés	Poids retenu en g	% retenus	% passés	Poids retenu en g	% retenu	% passés
6.3	10.00	5.00	95.00	10.00	5.00	95.00	—	—	—
4.75	12.00	6.00	89.00	18.00	9.00	86.00	—	—	—
3.15	14.00	7.00	82.00	20.00	10.00	76.00	—	—	—
2.00	20.00	10.00	72.00	26.00	13.00	63.00	—	—	—
0.9	30.00	15.00	57.00	30.00	15.00	48.00	16.00	8.00	92.00
0.315	70.00	35.00	22.00	20.00	10.00	38.00	74.00	37.00	55.00
0.16	24.00	12.00	10.00	18.00	9.00	29.00	18.00	9.00	46.00
0.08	4.00	2.00	8.00	24.00	12.	17.00	6.00	3.00	43.00
Profondeur : 0 - 45m				45 - 48 m			105-135 m		
48 - 66				66 - 69			135-138 m		
69 - 87				87 - 90			197-213 m		
90 -105				186 -189					
138 -186									
189 -197									

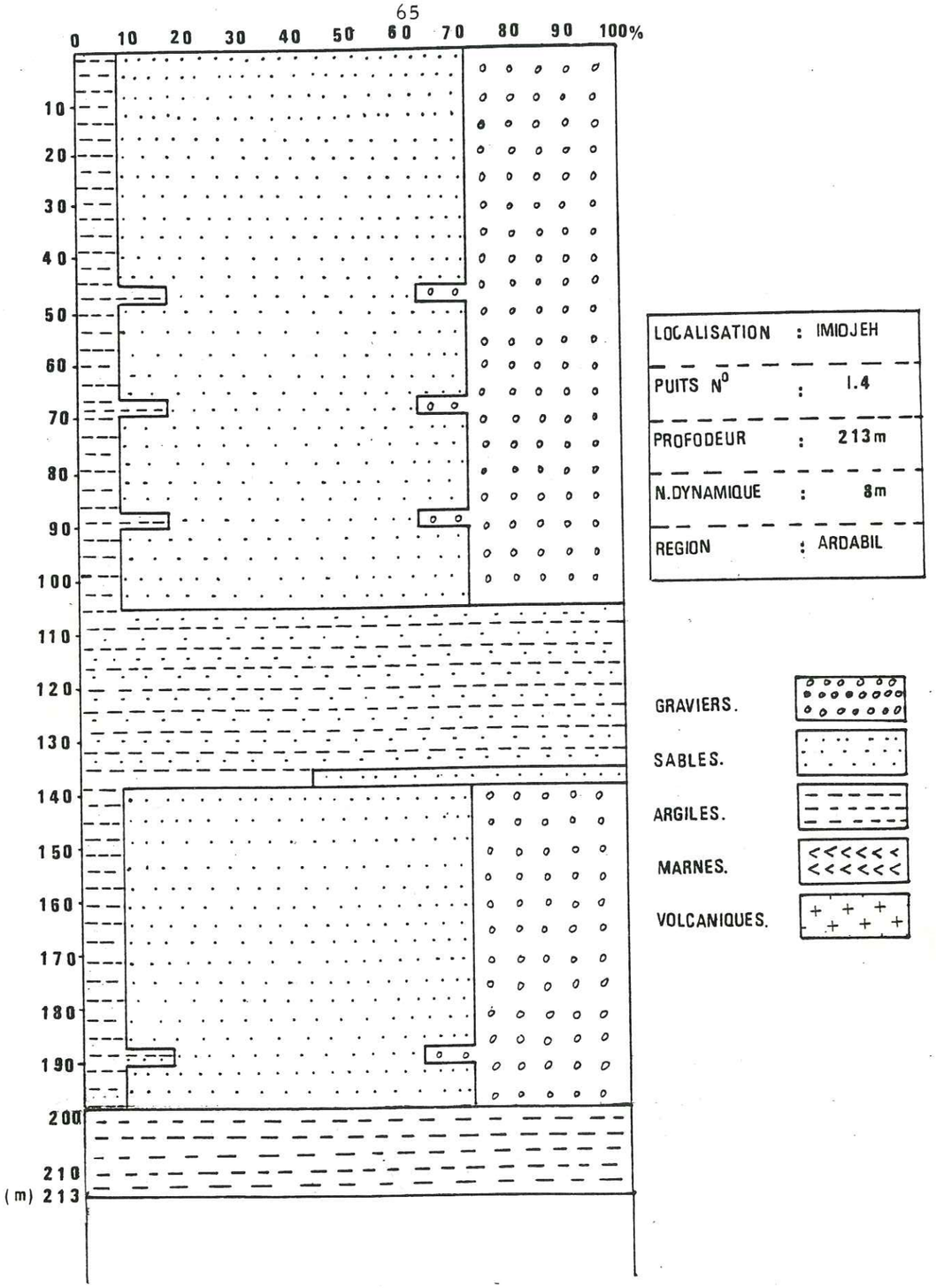


Fig.20. LOG DE LA FORMATION DU PUITS N° 4.

Forage	Echantillon	d_{10}(mm)	k en m^2	U	Cc
4	a	$1,5 \times 10^{-1}$	$2,25 \times 10^{-4}$	7	2,7
	b	5×10^{-2}	$2,5 \times 10^{-5}$	9	4,5

Nous déduisons donc de ces résultats, que la perméabilité du groupe a, est plus grande que la perméabilité du groupe b, et que son coefficient d'uniformité est plus faible que celui de l'horizon b.

L'interprétation des coefficients de catégorie qui devraient nous renseigner sur le mode de transport et de classement des matériaux, est délicate, car on risque d'avoir un lessivage des éléments fins lors de la réalisation du forage. Mais, les échantillons du groupe a, qui ont le plus petit coefficient de catégorie peuvent marquer un horizon où le transport a été le plus rapide et où se situent les matériaux les plus arrondis.

3-5- ESSAIS DE POMPAGE

Dans la plaine d'Ardabil, plus de 100 puits d'observation et piézométriques ont été installés pour étudier la surface piézométrique. Nous avons choisi un certain nombre d'entre eux, sur lesquels on a effectué les essais de pompage, pour étudier les caractéristiques hydrogéologiques et les variations de la piézométrie. Il est important, en effet, de connaître :

- les variations saisonnières du niveau piézométrique de la nappe
- l'effet de la pluie ou de la fonte des neiges, ou la remontée liée à la diminution ou à l'arrêt des pompages.
- l'évaluation de la charge de la nappe, si la nappe est captive.

Sur la figure n° 18 sont portés les emplacements et numéros des forages dans lesquels les essais de pompages ont été effectués. Ces puits portent le nom du village le plus proche indiqué sur la même figure.

L'interprétation de l'essai de pompage a été faite par la formule d'approximation logarithmique de THEIS et JACOB dont nous donnerons un bref aperçu.

3-5-1- Rappel des formules de l'écoulement en régime transitoire

Pour l'interprétation des résultats des essais de pompage, nous avons employé les deux formules :

$$\Delta = \frac{Q}{4 \pi T} W(u) \text{ ou } u = \frac{x^2 S}{4 Tt} \quad (\text{THEIS}) \quad (1)$$

$$\Delta = \frac{Q}{4 \Pi T} \quad \text{Ln} \frac{2,25\ Tt}{X^2 S} \quad (\text{JACOB}) \quad (2)$$

Δ étant rabattement observé à l'instant t dans le puits d'observation en m,
Q est le débit constant de pompage dans le puits en m^3/s,
S, le coefficient d'emmagasinement,
T, la transmissivité
X, la distance du piézomètre à axe du puits en m,
t, le temps de pompage depuis l'origine en sec

En remplaçant les logarithmes népériens par les logarithmes décimaux, on obtient :

$$\Delta = 0,183 \ \frac{Q}{T} \ \log \frac{2,25\ Tt}{X^2 S} \qquad (3)$$

L'inconvénient de la méthode de THEIS est la difficulté du calcul qui prend beaucoup de temps et pour cela elle est moins employée. La formule de JACOB, plus rapide et d'usage plus courant permet de calculer la transmissivité (T).

Dans un cycle logarithmique, dans un intervalle C séparant une valeur quelconque de t, d'une valeur dix fois plus grande. Dans ce cas logt = 1 et nous avons :

$$0,183 = \frac{Q}{T} = C \quad \text{et}$$

$$T = 0,183 \ \frac{Q}{C} \qquad (4)$$

Le coefficient d'emmagasinement (S) est donné par :

$$S = \frac{2,25\ T\ to}{X^2} \qquad (5)$$

to est le temps obtenu par l'intersection de la droite représentative avec l'axe des temps pour un rabattement nul.

3-6- CALCUL DE T et S

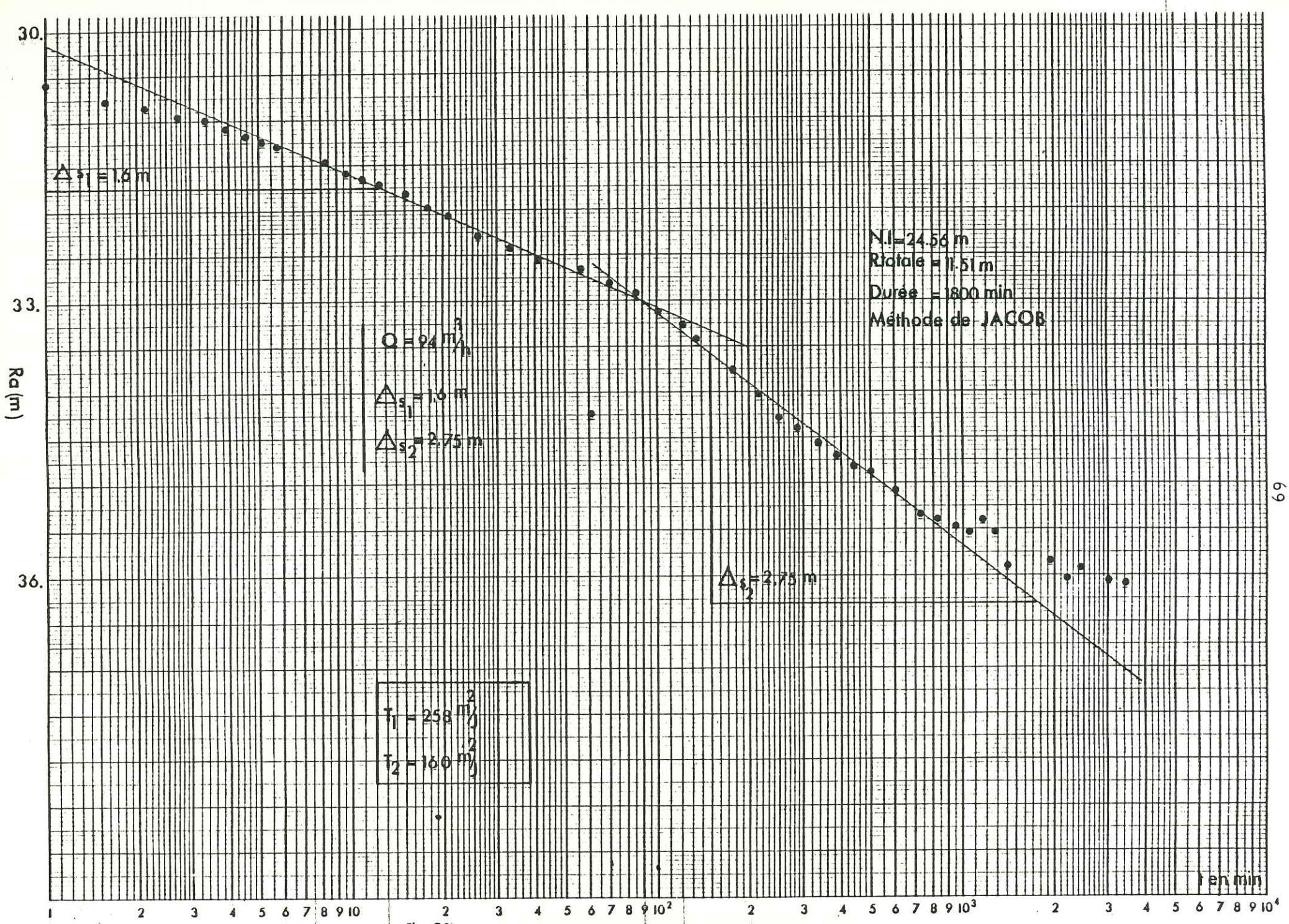
Les résultats de détermination de la transmissivité (T) et du coefficient d'emmagasinement (S) suivant les essais de pompage effectués sont donnés au tableau n° 25.

Les figures n° 21,22, 23 et 24 montrent des courbes d'essais de pompage à partir desquelles on a pu déterminer les caractéristiques. (puits n° 1)

TABLEAU N° 25- CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES MESURES A PARTIR DE QUELQUES PIEZOMETRES DANS LA PLAINE D'ARIDABIL

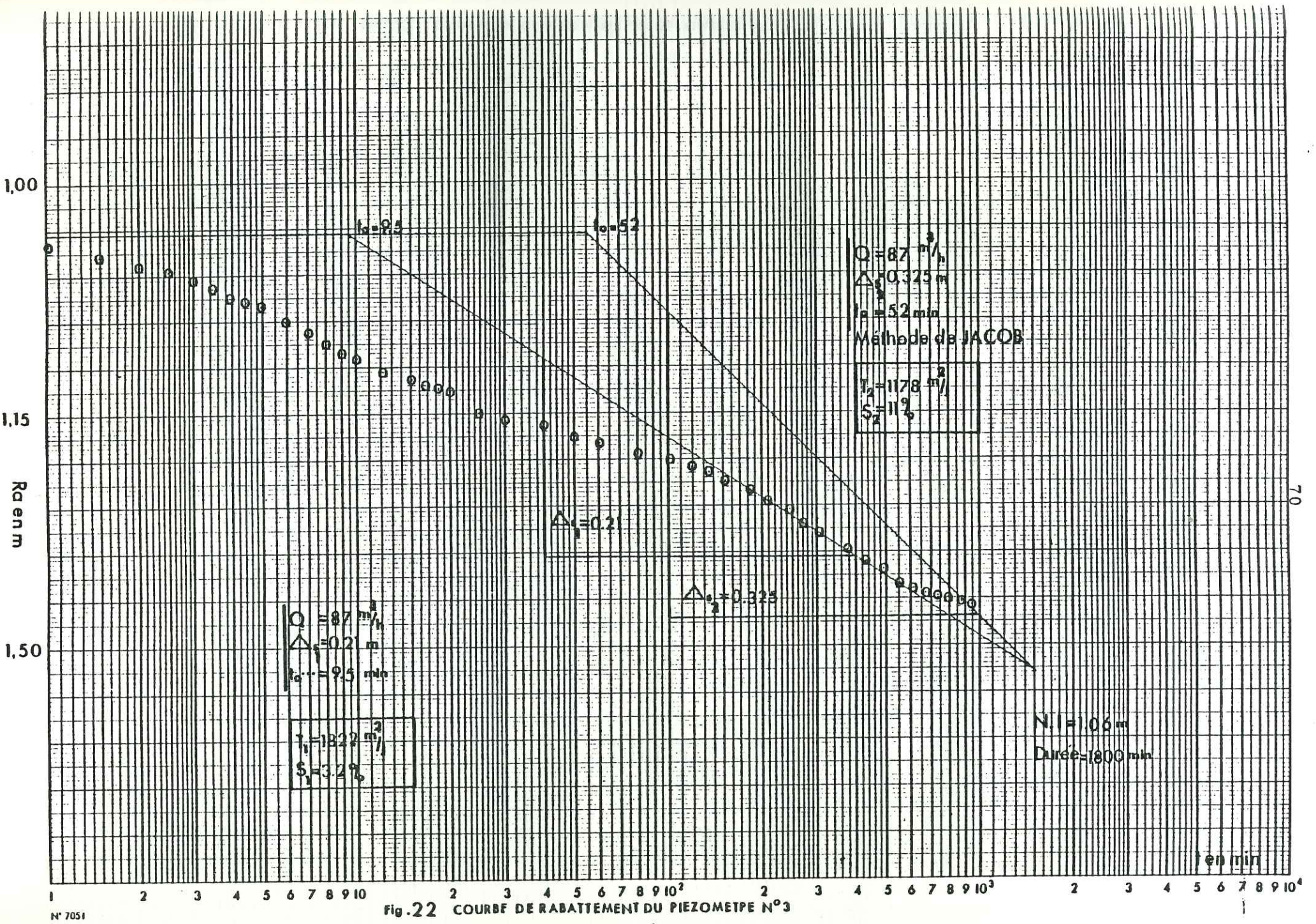
Orientation	Numéro du forage ou puits	Nature de l'horizon essayé	Profondeur totale en m.	Distance entre piezo et P. observation en m	T m^2/s en m	S %	Niveau piézomètre en m	Débit min-max en m^3/h	R.abattement pour le débit max. en m	Méthode
N-E	Puits n° 3	Alluvions de perméabilité moyenne	184	-	$4,8 \times 10^{-3}$	-	Artésien	87-110	11,3	Jacob
	Piezon° 3		27	29	$2,1 \times 10^{-3}$	3,2	1,06			
					$2,4 \times 10^{-2}$	1,8				Theis
E	Puits n° 6	Alluvions de perméabilité moyenne	86		$8,9 \times 10^{-3}$	-	8	90-155	8	Jacob
	Piezo n° 6		86	28	$1,1 \times 10^{-2}$	2,4	7			
	Puits n° 8	Alluvions de perméabilité faible	102	-	$7,7 \times 10^{-3}$	-	Artésien	115-140	9	Jacob
	Piézo n° 8		56	36	$7,2 \times 10^{-3}$	0,7	1,7			
	Puits n° 9	Alluvions perméabilité moyenne	105	-	$1,3 \times 10^{-2}$	-	2,92	72-90	13	Jacob
	Piezo n° 9		70	30	$1,4 \times 10^{-2}$	2,6	2,43			
					$1,7 \times 10^{-2}$	1,2				Theis
S-E	Puits n° 1	Alluvions de bonne perméabilité	115	-	$2,98 \times 10^{-3}$	-	24	94-125	18,4	Jacob
	Piezo n° 1		80	39	$1,5 \times 10^{-2}$	20	19,76			"
	Puits n° 7	Alluvions de bonne perméabilité	142	-	$1,1 \times 10^{-2}$	-	24,58	115-140	2,62	Jacob
	Piezo n° 7		55	30	$1,5 \times 10^{-2}$	9	24,11			"
W	Puits n° 4	Alluvions peu perméables	213 (1)	-	$6,5 \times 10^{-4}$	-	8	50-80	25,60	Jacob
	Piezo n° 4		100	50	$9,2 \times 10^{-4}$	0,12	1,14			"
					$1,3 \times 10^{-3}$					Theis
NW	Puits n° 5	Alluvions de perméabilité moyenne	113	-	$2,4 \times 10^{-3}$	-	3,88	10-18	33,19	Jacob
	Piezo n° 5		70	40	$2,4 \times 10^{-3}$	2,25	1,98			"
					$1,1 \times 10^{-3}$	0,11				Theis

(1) - Voir figure



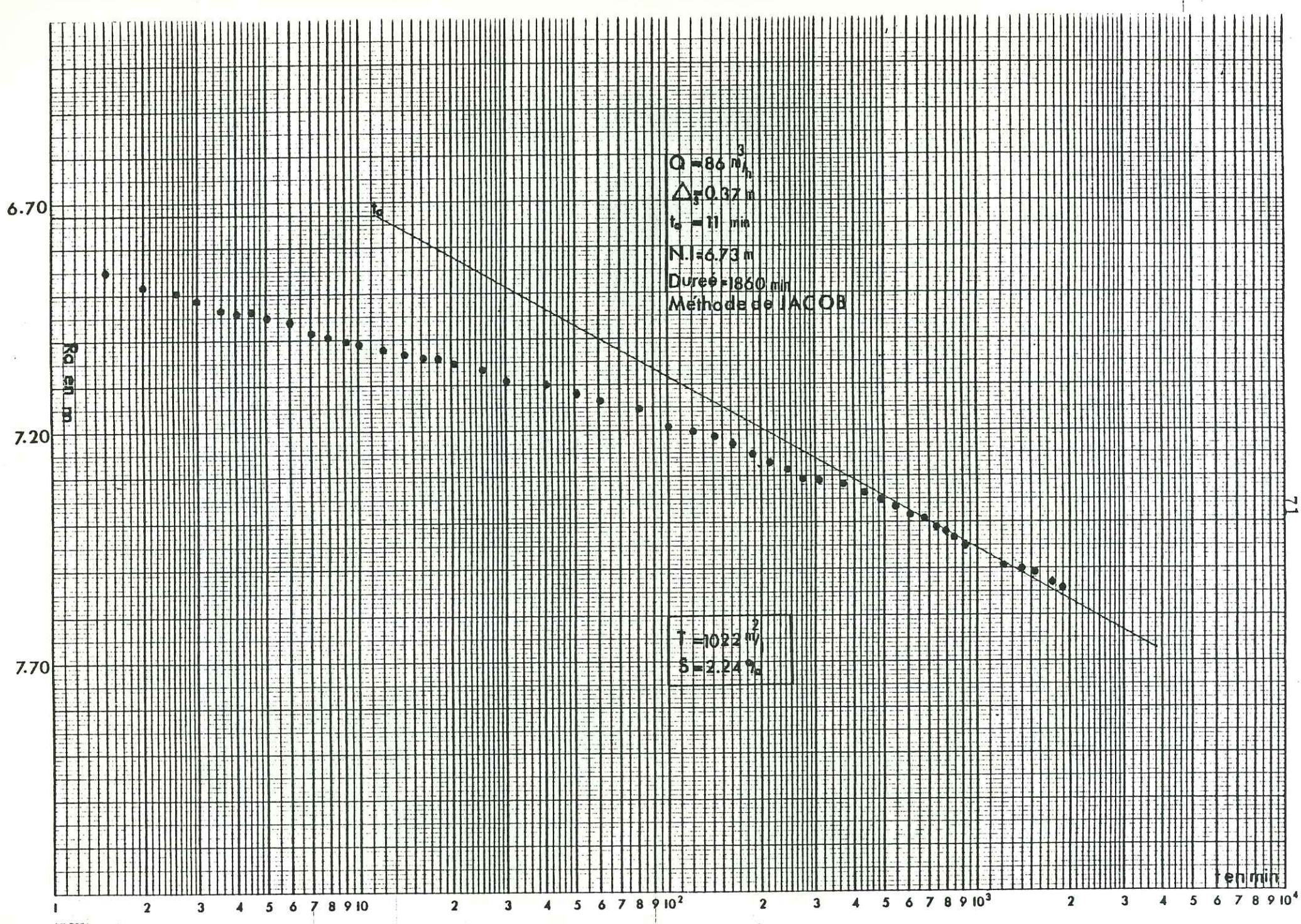
N° 7051

Fig.21 COURBE DE RABATTEMENT DU PUITS N° 1



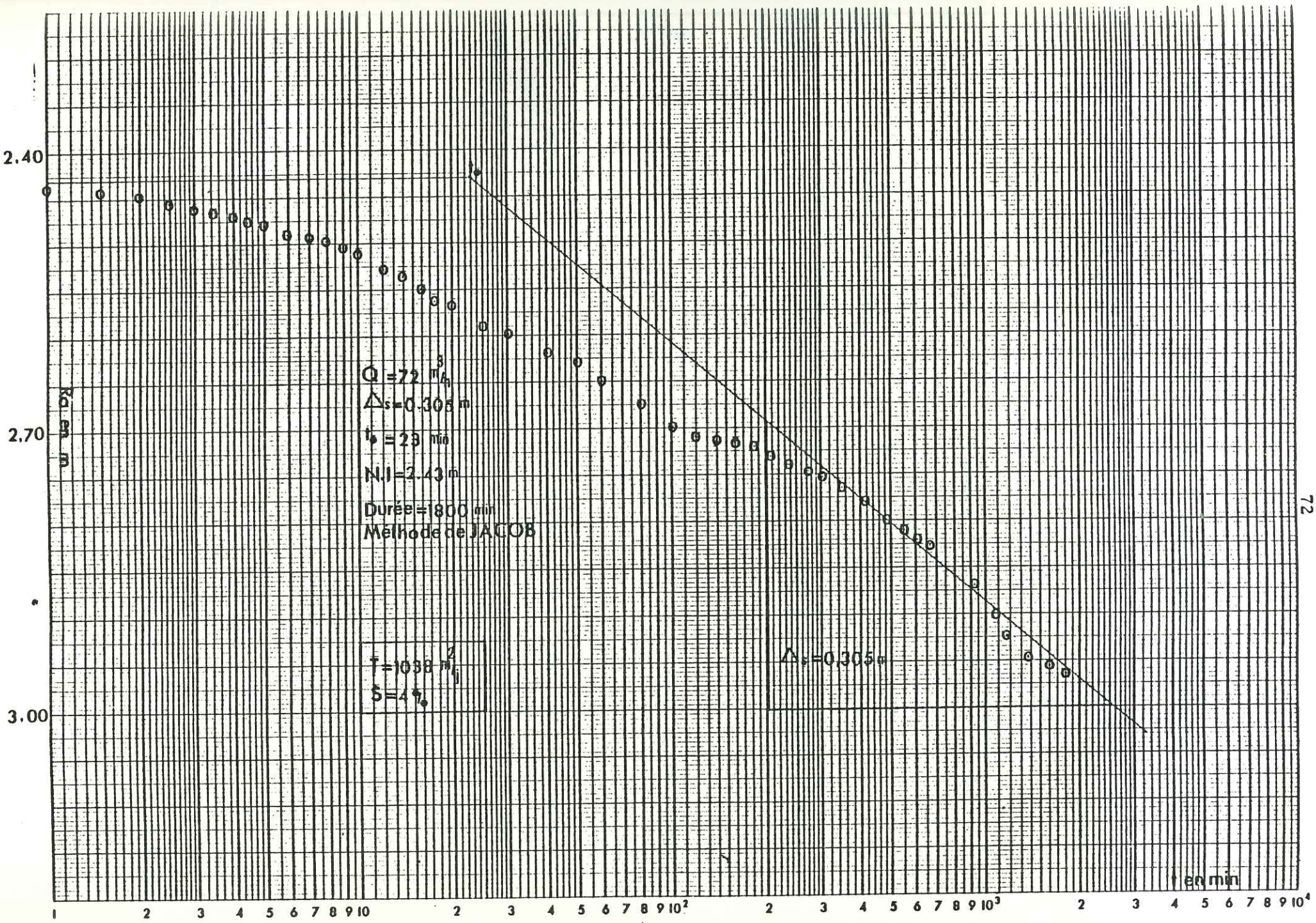
N° 7051

Fig.22 COURBE DE RABATTEMENT DU PIEZOMETRE N° 3



N° 7051

Fig. 23 COURBE DE RABATTEMENT DU PIEZOMETRE N° 6



N° 7051

Fig. 24 COURBE DE RABATTEMENT DU PIEZOMETRE N° 9

3-7- ETUDE DE LA CARTE PIEZOMETRIQUE DE LA NAPPE DANS LE SECTEUR D'ARDABIL

L'étude des variations des niveaux piézométriques nous a permis de connaître les zones d'alimentation privilégiées ou la recharge des nappes est possible et les zones de décharge de la nappe.

La carte piézométrique établie à partir du relevé de plus de 100 puits nous a en effet donné des renseignements sur l'écoulement et l'alimentation de la nappe en vue de son exploitation rationnelle (fig. n° 25). Les zones d'alimentation de la nappe de la plaine d'Ardabil sont constituées par les massifs bordant cette plaine. Ce sont :

- Le pied du massif du Sabalan au Nord Ouest de la plaine.
- L'extrémité Nord Ouest-Sud Ouest du massif de Talesh à l'Est de la plaine.
- Les rebords Nord des montagnes de Khalkhal et Sud Est de Kuh-é-Baliglu et Kuh-é-Sain et l'alimentation de la nappe se fait à partir des eaux de ruissellement provenant de ces massifs montagneux. L'écoulement général de la nappe se fait du Sud vers le Nord avec une pente de plus en plus faible et la nappe est drainée ensuite vers le Nord Ouest de la plaine par la rivière Baliglu et dans certaines zones de la plaine les variations du niveau piézométrique sont considérables, pouvant entrainer un risque si le développement des pompages d'exploitation est important, car il sera cause de l'abaissement de la nappe jusqu'au tarissement. Mais d'après le tableau n° 25, on constate qu'en majorité, la plaine d'Ardabil a une perméabilité moyenne et dans certaines zones, cette perméabilité devient très forte. Dans ce cas, il y a une infiltration considérable qui produit un grand apport d'eaux souterraines et alimente les puits exploités. Il existe donc des réserves d'eau importantes dans le sous-sol.

L'existence de nombreuses sources froides et minérales en Azarbaidjan oriental (alentour du Sabalan) confirme la puissance de réserves en eau souterraine, importantes plus particulièrement dans la région d'Ardabil.

Nous étudierons les caractères des sources thermominérales de la région dans le chapitre suivant, et nous ne donnerons ici qu'un bref aperçu sur les nombreuses sources ordinaires ainsi que des ghanat qui sont actuellement exploitées pour l'irrigation ou les besoins humains.

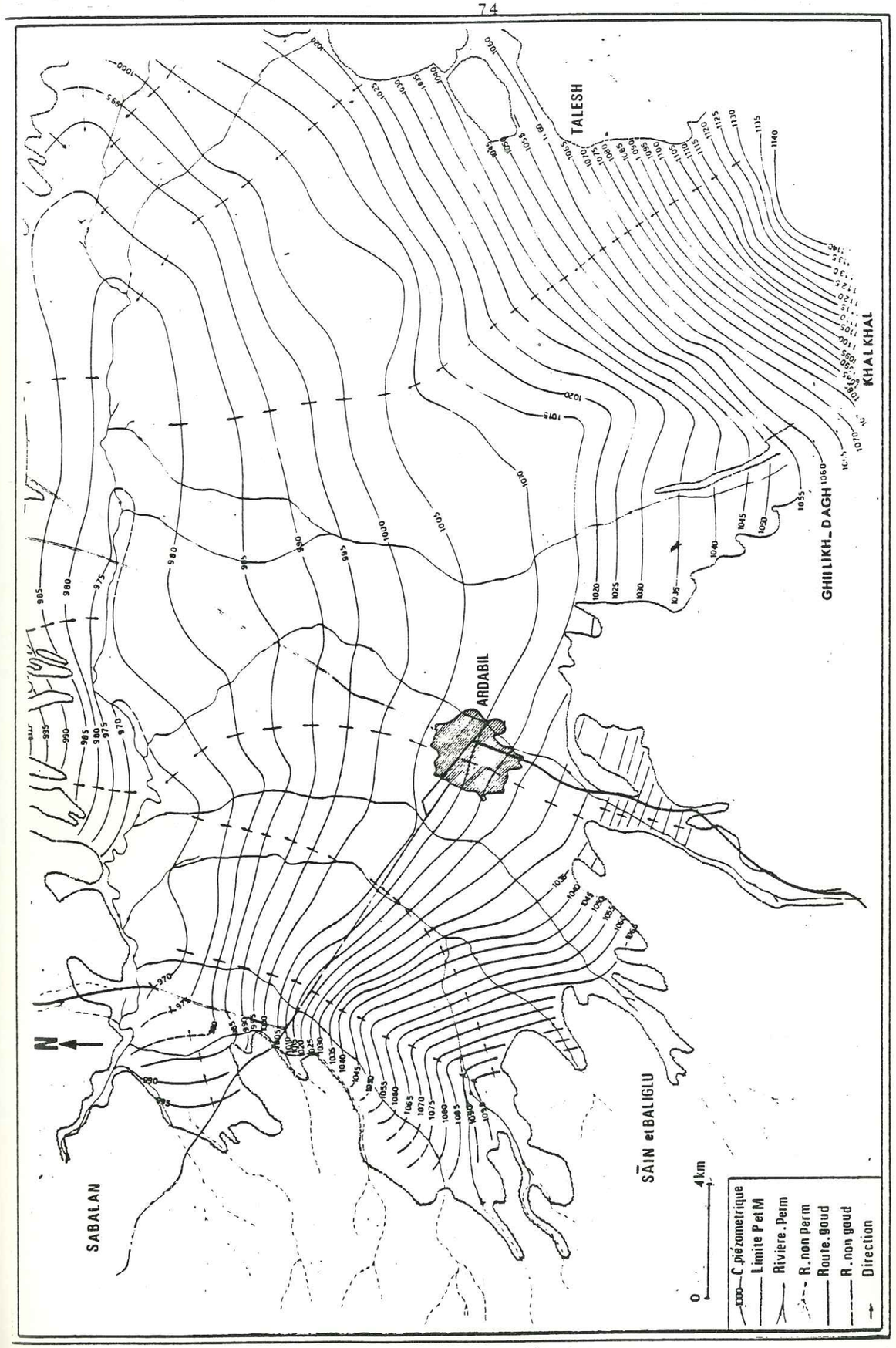


Fig. 25 CARTE PIEZOMETRIQUE DE LA PLAINE D'ARDABIL

3-8- ETUDE DES SOURCES ORDINAIRES (Froides)

Dans la région d'Ardabil, surtout sur les flancs Sud Est des massifs du Sabalan et à l'Ouest du massif de Talesh se trouvent de nombreuses sources.

Les caractères généraux des sources situées aux alentours d'Ardabil sont donnés dans le tableau ci-dessous :

Nombre de sources	Débit en l/s			Température à l'émergence en °C			Tempér. moyenne de l'air	Ecoulement annuel en m^3
	mini	maxi	moyen	mini	max.	moy		
41	0, 50	75	9, 75	7	17	12	9, 36	17000×10^6

De nombreuses sources ordinaires sont proches des sources thermominérales dans certains secteurs et plus particulièrement dans la zone de Sareine. Sur la figure n°25 a nous présentons schématiquement la situation des sources ordinaires ainsi que celles des sources thermominérales dans cette zone.

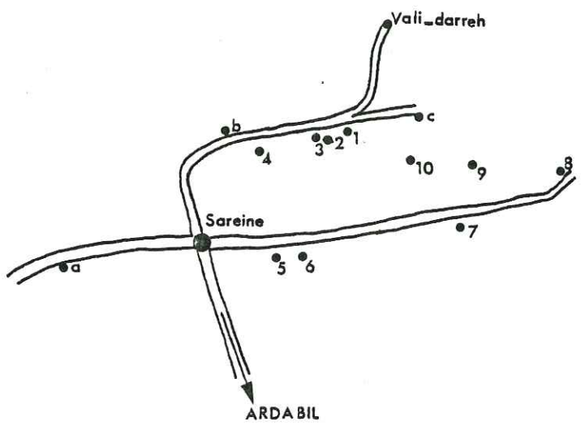


Fig. n° 25 a

•a, b, c, = sources normales de Sareine
•1 à 10 = sources thermominérales de Sareine (voir tableau n° 27).

Le tableau ci-dessous présente les caractères généraux des sources ordinaires.

	1976			1977	
Sources	Ql/s	T°C	Conduc.	Ql/s	T°C
a) Gislar boulaghi	2	11	450	2	11
b) Hadji Smail boulaghi	3	12	730	3	13
c) Dachi boulaghi	0, 5	11	300	1	11

On constate que l'écart entre la température des eaux des sources normales et la température moyenne annuelle de l'air, au niveau des émergences n'est pas très considérable. Cette température reste presque toujours constante et ne varie pas beaucoup sous l'influence de la température saisonnière ainsi que sous les variations de débit. La régularité des débits constatée sur la plupart des sources traduit l'existence de réserves importantes et bien alimentées dont les sources constituent les émergences visibles mais dont une partie peut rejoindre les nappes de la plaine de façon inaparente.

3-9- ETUDE DES GHANAT

L'Iran est le premier pays à avoir utilisé les eaux de la nappe phréatique par le système de ghanat dans toutes les plaines pour l'irrigation des cultures ou l'alimentation humaine en eau potable. La densité de ces réseaux souterrains dans le Sud et le centre de l'Iran est plus élevée que dans les autres régions. Le nombre des ghanat à l'époque ancienne était de 8 000 environ. Il existe encore des ghanat exploitées actuellement ; leur nombre varie entre 2 000 et 2 500.

Le système de ghanat est encore valable dans notre région, et 31 ghanat sont exploitées dans la région d'Ardabil. Le débit de ces ghanat varie de 1 à 23, 50 l/s et le débit total de ces ghanat est estimé à 7, 738 x 10^6 m^3)E. SALEHI et M. TAVAKOLI, 1973).

Les caractères de ces ghanat sont les suivants :						
Nombre	Profondeur du puits en m.		Débit l/s			Ecoulement annuel en m^3
	mini	maxi	mini	maxi	moyen	
31	2	12	1	23, 50	8	7 738 x 10^6

3-10- CONCLUSION

Nous avons vu précédemment que certains forages de la région étaient artésiens. L'alimentation en eaux souterraines de la plaine d'Ardabil s'effectue par les précipitations printanières et automnales plus particulièrement par la fonte des neiges estivales sur les hautes montagnes. En effet, cette alimentation se fait, pour une part importante par infiltration dans les alluvions grossières du piedmont des massifs bordant la plaine et sur la surface des cônes de déjection.

Pendant l'été, les précipitations sont presque nulles et pendant l'hiver, à cause de la baisse de température presque toujours inférieure à 0°C les chutes de neige sont prédominantes. Il arrive quelquefois, à cause de la sècheresse de l'année précédente que la variation de niveau piézométrique, ainsi que son abaissement soient importants. Si la sècheresse se maintient pendant quelques années, il y a risque de tarissement des puits avec une recharge nulle où très inférieure au débit exploité. C'est pourquoi l'alimentation par la fonte des neiges qui vient des hautes montagnes environnantes (plateau d'Ardabil et surtout massif du Sabalan) joue un rôle prépondérant dans l'alimentation des réseaux souterrains (nappes, sources, ghanat etc.).

Aujourd'hui, la nappe de la région d'Ardabil continue à fournir l'eau nécessaire à l'irrigation des cultures de la plaine et à l'alimentation en eau potable et en eau industrielle.

Mais il faudrait absolument interdir l'exploitation sauvage de ces nappes qui actuellement est de plus en plus intense. Si on exploite une quantité supérieure à la capacité de la réserve souterraine, ce sera catastrophique pour l'avenir de la région, surtout pour la ville d'Ardabil dont la population augmente d'année en année.

L'étude hydrogéologique de la plaine d'Ardabil montre surtout l'importance des apports en eau depuis les versants montagneux et les possibilités d'infiltration de ces eaux à de grandes profondeurs, tant dans les massifs eux-mêmes qu'à leur périphérie.

Il est donc possible d'envisager que l'alimentation des sources thermominérales se fait pour une grande part à partir des eaux rencontrées dans le soubassement de la plaine d'Ardabil, ou tout au moins, qu'une partie de ces sources est du même type et de même origine.

C'est la raison pour laquelle il nous a semblé indispensable de procéder à l'étude des eaux souterraines normales avant d'aborder celle des sources thermominérales.

CHAPITRE IV

4 - GEOLOGIE DE LA REGION ETUDIEE

4-1- HISTORIQUE

4-2- STRATIGRAPHIE

4-3- STRUCTURE GENERALE DE LA REGION

4-4- GEOLOGIE DETAILLEE ET LOCALISATION DES SOURCES THERMOMINERALES

4 - GEOLOGIE DE LA REGION ETUDIEE

4-1- HISTORIQUE

La région du Sabalan est particulièrement intéressante du point de vue géologique. Ce volcan de l'Azarbaidjan oriental aux contours pitoresques présente un profond lac glaciaire implanté dans son cratère. Il se situe entre les chaînes iraniennes de l'Elborz, à l'Est, du Zagros, à l'Ouest et les chaînes d'Asie Mineure (Taurides et Pontides). Il voisine avec les chaînes du Caucase de l'Azarbaidjan soviétique.

Les premières explications géologiques de l'ensemble transcaucasien sont données par ABICH (1882) et SUESS, dont nous proposerons ci-après quelques idées traduites par E. de MARGERIE " La face de la Terre ".

" Nous sommes ici dans les faisceaux terminaux de l'arc iranien septentrional. Les chaînes occidentales de l'Iran (Zagros et Elborz) 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 de Tchorok, qui s'unissent à Baibourt, fournissent un bon exemple de leur direction moyenne, qui va de l'Est Nord Est au Nord Est. Ce sont les chaines tauriques.

Ces deux groupes, chaîne occidentale de l'Iran d'une part, chaîne taurique de l'autre, tendent à se réunir; mais la jonction, au lieu de s'opérer selon une arête transversale de rebroussement comme sur le bord du Jhelam, ou 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, les hauts plateaux volcaniques d'Ardahan jusqu'à Tchaldyr Göl, le plateau de Kars, celui de l'Alagoez, le socle étendu de l'Ararat, le plateau d'Azarbaidjan. 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'Elborz passe, dans le Qareh-Dagh oriental et occidental, à l'extrême de l'arc pontique oriental, tandis qu'au Sud les chaines persanes du Zagros vont se raccorder avec le Taurus un peu à l'Est du méridien de Diarbekir ".

" - En Arménie et en Azarbaidjan, 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 ".

" - Quant à la situation entre deux continents, on peut alléguer sans doute 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'anti Caucase et le grand Caucase, et, du second au Sud par les faisceaux de la jonction irano-taurique méridionale ".

Du point de vue stratigraphie, il est possible d'extrapoler à notre région la série anté-crétacée définie par P. BONNET dans la chaîne de l'Araxe moyen. La région au Paléozoïque représente, un point faible de l'écorce terrestre, point dont le caractère essentiellement instable tend à entraîner la transformation progressive de 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 Azari, 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 (J. DIDON et Y. M. GEMAIN, 1976)

4-2- STRATIGRAPHIE

Nous nous proposons, dans ce paragraphe de décrire la stratigraphie générale de l'ensemble de la région étudiée. Ensuite nous donnerons les différentes formations géographiques observées dans les lieux où se trouvent les sources thermominérales. La carte générale est donnée par le figures n° 26 et 27.

Certaines unités géologiques ne figurent pas sur ces cartes en raison de leur échelle, mais nous les expliquerons dans les descriptions stratigraphiques régionales.

4-2-1- Précambrien et Paléozoïque

Plusieurs petits affleurements de roches métamorphiques (socle) du Précambrien sont situés au Sud de la région et à l'Est de la montagne de Boz-Qush (Kuh-é-tchehel-Nur - Fig. n° 27).

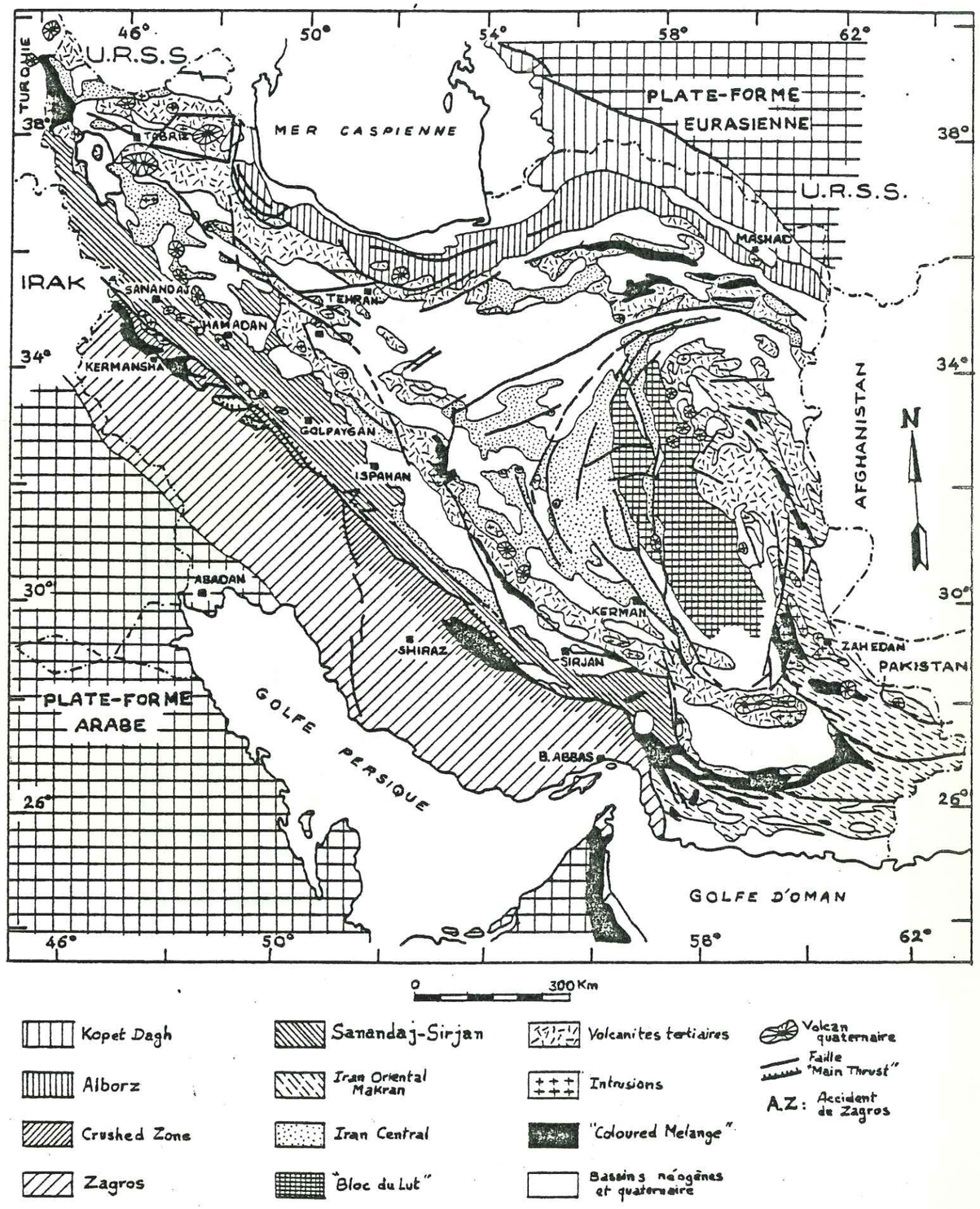


Fig. 26 CARTE TECTONIQUE D'IRAN (d'après A. Ruttend et Stocklin, modifiée)

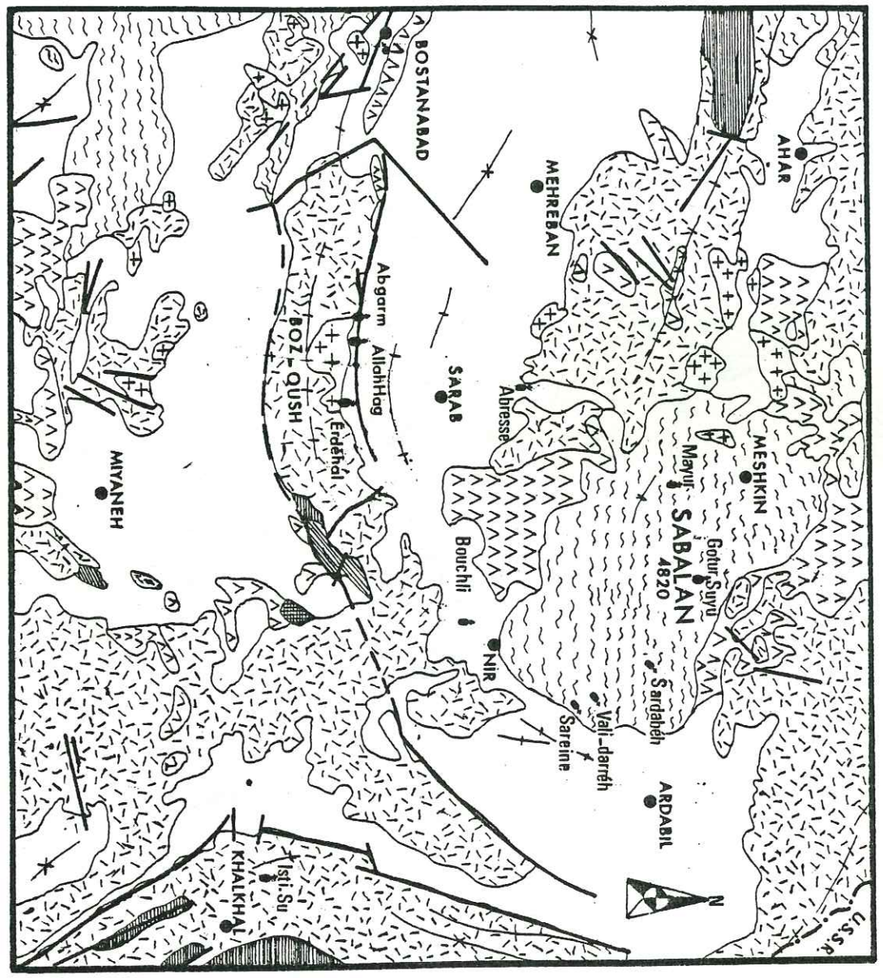


Fig. 27 ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE NORD-EST DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

Les formations sédimentaires du Précambrien supérieur et du Paléozoïque en contact par failles apparaissent dans l'Est des montagnes de Boz-Qush. Elles sont formées essentiellement de dolomies du Précambrien supérieur (formation Soltanieh) de schistes et grès rouges du Cambrien inférieur (formations Zeigun et Lalun) de calcaires et dolomies du Cambrien moyen et supérieur (formation de Mila) qui sont recouvertes en discordance non angulaire par les grès rouges du Permien inférieur (formation Doroud) et les calcaires Ruteh (Permien.).

Les séries paléozoïques et matémorphiques précambriennes sont recouvertes par les roches sédimentaires du Mésozoïque et les séries volcaniques du Tertiaire.

Au Sud de la région, les séries métamorphiques sont recouvertes par les roches volcaniques acides de l'Oligocène et sont limitées par une faille à peu près verticale, de direction Nord-Nord Est.

4-2-2- Mésozoïque

A l'Est de la chaîne de Boz-Qush, les séries paléozoïques sont recouvertes par les calcaires et dolomies du Trias inférieur et moyen (formation Elika).

Les séries sédimentaires du Trias et les horizons paléozoïques supérieurs dans cette zone sont recouverts par les formations de Shemshak (schistes et grès du Trias supérieur et du Jurassique inférieur

A l'Est de Boz-Qush, les roches volcaniques et pyroclastiques andésitiques et trachyandésitiques du Paléogène recouvrent les séries paléozoïques et mésozoïques.

Les formations du Crétacé affleurent dans la partie Sud Est de la région étudiée (Sud et au Sud Ouest de Khalkhal).

Le Crétacé se compose de calcaires cristallins et récifaux. Ces calcaires se trouvent à l'Ouest de la rivière Sharoud (Sud de Kahlkhal). Ils forment un anticlinal d'axe Nord Nord Ouest- Sud Sud Est dont le flanc Est est rompu par une faille de direction approximativement Nord Nord Ouest qui juxtapose les calcaires crétacés et les sédiments paléogènes (Eocène-Oligocène).

Les autres affleurements constituant au Nord Ouest de la région le coeur de l'anticlinal de Kuh-é-Aytakhli appartiennent au Flysch du Crétacé supérieur.

Les séries crétacées dans cette zone sont recouvertes au Nord et au Sud Est par les roches volcaniques paléogènes et vers le Sud par les conglomérats du Néogène (formation rouge supérieure).

Les ensembles lithologiques du Crétacé ne se limitent pas à ces faciès, car de vastes étendues présentant des faciès différents : sédiments gris pyroclastiques, tufs et coulées basaltiques et andésitiques ou calcaires détritiques et conglomérats marneux se trouvent à l'Est

de Khalkhal jusqu'aux bords de la Caspienne (près de Bandar-Pahlavi) et se prolongent au Nord et au Nord Ouest formant les massifs de Talesh qui ne sont pas l'objet de notre étude.

Ces sédiments représentent le Crétacé depuis le Berriasien jusqu'au Maestrichtien (R.G. DAVIS 1974).

4-2-3- Tertiaire

Les formations du Tertiaire sont représentées généralement par des séries volcaniques très variées, ainsi que des unités sédimentaires continentales, littorales (peu profondes) ou lagunaires qui constituent la majorité du secteur étudié, et reposent en discordance sur les séries anciennes.

Les formations tertiaires de la région ont des appellations officielles bien connues en Iran que nous présenterons par ordre chronologique.

4-2-3-1- Formation de Fajan

On a donné ce nom aux faciès conglomératiques paléocènes reposant dans l'Alborz central en discordance sur les séries anciennes (anté Eocène). Les faciès conglomératiques de Fajan, dans les parties Est de la région étudiée à l'Est d'Ag-Dagh et à 25 km au Sud de Kahlkhal affleurent au-dessus des formations de schistes, grès et conglomérats de la formation de Shemshak (Jurassique inférieur).

Dans cette partie, la formation de Fajan est composée de marnes rouges, conglomérats, grès calcaireux, et à la base de conglomérats rouges polygéniques. Les intercalations de calcaires dans la formation de Fajan montrent la pénétration des faciès de calcaires nummu litiques (formation Ziarat) dans la formation de Fajan.

4-2-3-2- Formation Ziarat

Ce nom désigne les faciès de calcaires nummulitiques du Paléogène inférieur d'Iran. A la limite Sud Est de la région et à l'Ouest de Khalkhal, les calcaires nummulitiques gréseux reposent en discordance sur les calcaires crétacés, et en certains points, sur les formations de Shemshak.

Comme nous l'avons indiqué plus haut, il y a interpénétration complète entre les faciès détritiques calcaires de Fajan et les faciès calcaires de Ziarat.

Les calcaires ziarat forment un anticlinal dont la direction générale est Nord-Nord Ouest et qui est bien visible dans la région d'Ag-Dagh à 25 km au Sud de Khalkhal.

4-2-3-3- Formation de Karaj

Cette appellation a été donnée aux séries paléogènes de grande épaisseur à faciès volcanique qui sont particulièrement étendues dans les montagnes de l'Alborz et la région de l'Azarbaidjan. Il arrive quelquefois que des faciès sédimentaires se trouvent intercalés dans cette formation. L'importance de ces faciès sédimentaires par comparaison au volume des formations volcaniques est négligeable.

L'existence d'intercalations de calcaires nummulitiques en certains points permet toutefois de dater géologiquement cette série qui occupe une vaste étendue dans notre région.

Nous ne discuterons pas en détail les caractéristiques précises pétrologiques et pétrographiques de toutes les variétés de cette formation et nous n'insisterons que sur les principaux faciès pétrographiques de cette formation dans les différents points.

Les faciès pétrologiques de la formation de Karaj dans la région de Khalkhal (Herowabad) sont généralement constitués de laves andésitiques avec intercalations de tufs et de calcaires nummulitiques. Au Sud de cette région, les laves andésitiques de la formation de Karaj reposent sur les calcaires nummulitiques de la formation de Ziarat ou quelquefois directement sur les calcaires crétacés. Les intercalations pyroclastiques dans les andésites forment une bande à l'Ouest de Khalkhal dont la direction est Nord Est- Sud Ouest puis tourne peu à peu vers le Sud.

A la limite Sud Est de la région et en dehors de celle étudiée, la formation de Karaj commence par des tufs verdâtres et des laves dacitiques qui montrent un épisode explosif avec des projections acides intercalées entre les coulées.

A quelques kilomètres au Nord Ouest d'Ag-Dagh, les laves acides composées de rhyolites et trachytes de couleur brunâtre avec des tufs et des obsidiennes reposent sur des laves andésitiques, ce qui montre un renouvellement de l'épisode explosif des laves acides après une phase effusive des laves plus basiques. En cet endroit, ces laves sont couvertes par les laves andésitiques plus récentes accompagnées d'intercalations pyroclastiques qui apparaissent comme la dernière phase d'activité volcanique du Paléogène dans le Sud Est de la région (R.G. DAVIS - 1974).

Les roches volcaniques tertiaires dans la région du Sabalan sont recouvertes par des formations pyroclastiques récentes. Mais quelques affleurements de celles-la se trouvent encore dans l'environnement de ce massif. Au Nord Est du Sabalan, se trouvent les équivalents des roches volcaniques paléogènes inférieures dont les compositions varient entre trachytes et trachyandésites. Dans les alentours

de Arbab-Kandy, au Nord Est du Sabalan, ces séries, avec une pente à peu près horizontale, sont largement représentées et leurs parties inférieures sont des trachytes, quelquefois accompagnées de géodes de zéolites.

La composition des laves supérieures s'approche de celle des trachyandésites avec aussi des géodes de zéolites.

A la partie sommitale des trachyandésites, on trouve des cristaux d'analcime (J. DIDON et Y.M. GEMAIN, 1976).

Les trachyandésites analcimiques sont surtout abondantes vers le Sud d'Arbab-Kandy, c'est-à-dire dans l'environnement de Kuh-é-Khan, et à quelques kilomètres au Nord Est de Qotur-Suyu. Des formations pyroclastiques de couleur claire, quelquefois rose pale dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres apparaissent à l'Est et au Nord de Qasir-Dagh, au contact de diorites miocènes (au Sud du Sabalan et au Nord Ouest de Nir)

Des trachyandésites à texture porphyrique équivalente des trachyandésites d'Arbab-kandi affleurent à l'Ouest du Sabalan, aux environs de Meshkin entre Ilanli-degh et Mir-Kuh (Sud Ouest du Sabalan)

En certains endroits, par exemple au Sud Ouest d' Ilanli-Dagh, elles sont influencées par le métamorphisme de contact. Des affleurements de la série volcanique du Paléogène inférieur apparaissent au Nord de Sarab et à l'Ouest, et au Sud Ouest du Sabalan, dans la région de notre étude ainsi qu'à la limite Sud de la région de Sarab, dans le massif de Boz-Qush.

Les roches volcaniques du Paléogène, dans les environs de la plaine de Sarab sont par ordre chronologique : des latites porphyriques, un peu de dacites, des latites grisâtres accompagnées de formations pyroclastiques appartenant aux latites claires, enfin des trachyandésites dans les parties supérieures desquelles apparaissent des analcimes

Ces groupes, avec peu de variations continuent jusqu'à Qareh-Su (limite septentrionale de la région étudiée).

En certains endroits, une partie de cette formation est recouverte par les alluvions et les éboulis récents et n'apparaît pas. L'ensemble des formations volcaniques éocènes est désigné sous le nom de Trapps, par J.DIDON et Y.M. GEMAIN (1976).

4-2-3-4- Oligo-Miocène

Les séries appartenant au Paléogène supérieur, c'est-à-dire à l'Oligocène, sont assez rares dans les environs du Sabalan et la réduction des séries oligocènes est une caractéristique stratigraphique dans tout l'Azarbaidjan. Les affleurements de l'Oligocène sont limités à de petits secteurs. Ils sont fortement tectonisés et accompagnés de

phénomènes intrusifs. Ces derniers seront discutés ultérieurement. Nous donnons ci-dessous, une brève description des affleurements volcaniques de l'Oligocène.

Les ignimbrites dacitiques et les autres roches acides forment ensemble de petits affleurements dispersés dans les environs de la vallée de Qareh-Su, au Nord du Sabalan et au Nord de la plaine de Meshkin. L'épaisseur de cette série ne dépasse pas 30m, avec généralement les pentes orientées vers le Sud et le Sud Est. Cette unité dacitique repose directement sur les trachyandésitiques éocènes (J.DIDON et Y.M. GEMAIN, 1976).

Des rhyolites à texture fluidale se présentent sous forme de petits affleurements dispersés dans le Ilanli-Dagh. Elles appartiennent à la phase acide de l'Oligocène. Des affleurements plus importants se voient sur les flancs Sud Est du Sabalan, où ils sont entourés par les laves récentes du Sabalan. Au Sud de la région étudiée et également au Nord Est de la plaine du Nord de Mianeh, une partie des laves volcaniques acides oligocènes repose sur les séries métamorphiques précambriennes. Dans cet endroit, les roches volcaniques oligocènes sont recouvertes par les séries volcaniques du Miocène. Leur extension vers l'Ouest est limitée par une faille de direction Nord Ouest.

Les sédiments marins peu profonds de l'Oligo-Miocène appelés formation de Qom dans la région, sont constitués de calcaires, marnes, schistes et conglomérats. Ils affleurent aux alentours de Bostan-Abad ainsi qu'à l'Est de Mianeh.

Des conglomérats équivalents de la formation de Qom apparaissent au Nord Est de Mianeh et dans le flanc Sud de Kuh-é-Tchehe-Nur entre la rivière de Sanguvar-tchaï et Baliglu-tchaï. Ils recouvrent les formations de Karaj elles-mêmes recouvertes par les sédiments rouges et les roches volcaniques du Néogène.

4-2-3-5- Miocène

Durant le Miocène, les activités volcaniques sont aussi importantes et les roches appartenant à cette période occupent de vastes étendues au Sud et au Sud Est de la région étudiée. Les séries sédimentaires de cette période contiennent essentiellement des faciès marneux et détritiques avec des sédiments salés et quelquefois des calcaires marneux et silteux accompagnant des couches de tufs.

Les séries sédimentaires néogènes qui sont sensiblement équivalentes avec les formations rouges supérieures sont composées à la base d'argiles et marnes rouges avec une série de bandes de gypse et quelquefois des concrétions aragonitiques.

Elles forment de petits affleurements à l'Ouest et au Nord Ouest de Khalkhal et au Sud Ouest d' Isti-Su (Abgarm-Khalkhal) et en bordure de la rivière d' Arpa-Tchaï. Sur cette formation reposent

des sédiments détritiques marneux rougeâtres avec une série de niveaux de marnes vertes, claires et quelquefois des bandes de gypses.

En certains points, spécialement dans les parties inférieures, s'intercalent des tufs andésitiques. Ce faciès est visible au Nord Ouest et au Sud Ouest d'Isti-Su.

L'épaisseur de cette unité inférieure, dont nous venons de parler, n'est pas importante et elle est recouverte par des sédiments marno-silteux, sableux et quelquefois des conglomérats de teinte brune à grise et en quelques endroits, par des laves volcaniques acides ou équilibrées du Néogène.

On trouve ces sédiments marneux dans les environs de Khalkhal et d'Ardabil, où ils contiennent des intercalations de gypses remaniés. Au Sud Est de Sareine et à 30 km au Nord Ouest d' Isti-Su, on trouve une couche de calcai res marneux et sableux, de couleur brun clair, dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres et qui contient de minces lits de dépôts pyroclastiques. Là, les calcaires reposent sur les formations volcaniques et pyroclastiques paléogènes.

Les roches volcaniques miocènes dans les environs du Sabalan appartiennent aux différents faciès avec des compositions de latites, andésites jusqu'à basaltes.

A 6 km environ au Nord Ouest et à l'Ouest de Mayur et au Sud Ouest de Meshkin et Ilanli-Dagh ainsi qu'au Sud Ouest du flanc du Sabalan, à la limite de Kuh-é-Khalil et Mir-Kuh, on aperçoit des affleurements de leuco-latites qui reposent sur les trachyandésites de l' Eocène et représentent le commencement des roches volcaniques miocènes. Ces laves ont les structures aphanitiques (texture fine) sans phénocristaux et des couleurs claires.

Au Sud du Sabalan, et à quelques kilomètres au Nord Ouest de Nir et au Nord de Qasir-Dagh, des affleurements de latites andésites bulleuses ont une étendue assez restreinte. J. DIDON et Y. M. GEMAIN (1976) affirment que ces roches volcaniques qui appartiennent aux phases miocènes à Qasir-Dagh (Nord Ouest de Nir et de Boushli) et reposent sur les tufs blancs de l'Eocène supérieur et aux alentours des apophyses de diorite miocène, ont une pente légère vers le Nord et le Sud.

Deux affleurements de roches volcaniques de la fin du Miocène, de composition latite-basalte sphérolitique se trouvent au Nord Ouest de la vallée de Mayur et au Sud Ouest de Meshkin où elles reposent sur les leucolatites miocènes et trachyandésites éocènes, et sont elles mêmes recouvertes par les laves récentes du Sabalan. Les roches volcaniques miocènes dans la région de notre étude s'étendent vers le Sud Est jusqu'à environ 20 km à l'Ouest d'Isti-Su (Nord Ouest

de Khalkhal). La composition de ces roches volcaniques désignées sous le nom d'ensemble volcanique néogène (R. DAVIS , 1974) est essentiellement acide jusqu'à moyenne et surtout trachytique.

Les formations marneuses et gréseuses accompagnées de calcaires et d'évaporites se trouvent au Sud d'Ardabil avec une pente très douce vers le Nord et quelquefois le Nord Nord Ouest.

Les formations sédimentaires du Miocène composées de marnes, grès, conglomérats rouges accompagnées de bandes de gypse s'étendent entre, Bostan Abad (Kuh-é-Aytakhli) et la plaine de Sarab jusqu'à Oghlan-Dagh ainsi que dans le Sud de la chaine de Boz-Qush.

4-2-3-6- Pliocène

Les formations sédimentaires de cette période sont essentiellement détritiques et continentales.

4-2-3-6-1- Conglomérats pliocènes

Au Sud Ouest du Sabalan et au Nord Est de la plaine de Sarab, on trouve des conglomérats hétérogènes dont la taille des éléments varie entre 10 cm et 1 m. , appartenant au Pliocène. Ces conglomérats faiblement cimentés et à matrice argileuse et sableuse repose sur le Miocène. L'épaisseur apparente dans cette région ne dépasse pas 30 m. L'équivalent de ces conglomérats se trouve dans le Nord Ouest du Sabalan et dans la bordure Sud de la plaine de Meshkin. Cette formation conglomératique (à éléments de nature volcanique) étant plissée est connue dans les autres régions d'Iran comme appartenant au Paléogène supérieur (essentiellement Pliocène). Les conglomérats à gros éléments, à matrice sableuse et argileuse faiblement cimentée, formés par les éléments volcaniques se trouvent à l'Ouest et au Sud Est d'Ardabil. Comme nous l'avons déjà expliqué au Sud Est d'Ardabil, les conglomérats hétérogènes du Pliocène reposent sous les calcaires et les travertins pliocènes.

4-2-3-6-2- Calcaires pliocènes

Au Sud Ouest d'Ardabil, des calcaires se présentent sous forme de travertins constituent des plis de direction Nord Est - Sud Ouest, et à pente faible variant entre 5° et 30° vers le Nord Ouest. Quelquefois les calcaires contiennent des couches pyroclastiques. Cette série repose sur les marnes et les grès du Miocène et est très visible sur le parcours Ardabil-Tabriz. Ces calcaires sont recouverts par les conglomérats et grès du Pliocène supérieur.

4-2-3-6-3- Les tufs jaunes

Au Sud Est du Sabalan et au Nord de Nir, des tufs jaunes constituant une vaste terrasse couvrent une grande partie du bassin de Nir et sont découpés par les réseaux hydrographiques. Ils sont très tendres, mais quelquefois, à cause de la circulation d'eau souterraine,

ils deviennent durs. Les affleurements de tufs jaunes sont dispersés dans les environs du Sabalan jusqu'à l'Est d'Ardabil. Au Nord Est de Qotur-Suyu, et au Sud d'Arbab-Kandi, cette formation de tuf repose sur les roches volcaniques éocènes. Au Nord et en bordure de la plaine de Meshkin, on ne voit pas d'affleurements de tufs jaunes. Au Nord de Nir et de Boushli les tufs jaunes reposent en concordance sur des conglomérats resemblant à ceux du Pliocène.

Par comparaison avec les autres régions d'Azarbaidjan, on peut leur donner un âge pliocène supérieur. La base de ces tufs est formée d'une couche de tufs et de galets d'origine volcanique dont l'épaisseur atteint 8 à 15 m. (J.DIDON et Y.M. GEMAIN (1976).

4-2-4- Quaternaire

4-2-4-1- Conglomérats fluviatiles

Les conglomérats fluviatiles sont des sédiments relativement récents qui appartiennent au Quaternaire. Leur épaisseur s'est amenuisée par l'érosion car ces conglomérats qui se sont formés au début du Quaternaire représentent des dépôts fluviatiles anciens en bordure de la rivière Qareh-Su ainsi que des autres rivières de la région.

Le diamètre des galets d'origine volcanique constituant ces conglomérats varie de 3 à 6 cm. En certains endroits, leur taille atteint 20 cm. Ces conglomérats sont fortement cimentés par des incrustations calcaires.

4-2-4-2- Les épandages récents

Les dépôts de lahars et de cendres provenant de l'activité volcanique du Sabalan au Quaternaire sont visibles dans la région étudiée, particulièrement dans la vallée de Meshkin et aux environs de Sareine. La formation de ce type de dépôt est encore visible au Nord Ouest de la région étudiée où elle continue sous l'action des eaux de ruissellement.

4-2-4-3- Volcanisme du Sabalan

L'immense strato-volcan du Sabalan qui a un diamètre de 40 km, est situé au Sud Est de Meshkin , son point culminant atteint 4 821 m (fig. n° 28).

C'est un grand édifice central construit sur un Horst de direction Est Ouest essentiellement constitué de roches volcaniques éocènes.

La surface couverte par les produits de ce volcan est de 1 000 km^2 environ.

Les premières phases d'activité du Sabalan avant l'effondrement des parties centrales ont produit d'immenses coulées qui reposent soit sur les séries volcaniques de l'Eocène soit sur des monzonites d'âge oligocène (fig. n° 29).

Près de Qotur-Suyu, un niveau complètement silicifié de roches éocènes est surmonté par les coulées du Sabalan. Les coulées de cette phase ont généralement des structures porphyriques, qui leur donnent un aspect caractéristique . Au point de vue pétrographique et chimique, on peut distinguer plusieurs séries (J.DIDON et Y.M. GEMAIN, 1976, J.L. LESCUYER et R.RIOU, 1977) dont les principales sont :

- la série andésitique inférieure qui se trouve sur le flanc septentrional et oriental du volcan du Sabalan,
- la série trachyandésitique moyenne qui constitue la majeure partie du volcan du Sabalan et se développe tout autour de l'édifice.

Du point de vue chronologique on peut réunir ces deux séries sous l'appellation de Pré-Caldera.

En effet l'activité offensive a été interrompue par les effondrements des parties centrales du volcan du Sabalan. Cet évènement volcano-tectonique a produit une grande dépression circulaire d'environ 20 km de diamètre.

Des structures en escaliers soulignent morphologiquement le contour de cette Caldera (fig. n° 29). La dénivellation totale entre ses bords et son plancher atteint environ 400 m.

Deux étapes du phénomène d'effondrement ont été distinguées dont la dernière est contemporaine de l'activité explosive principale du Sabalan.

Les coulées pyroclastiques correspondant à cette phase (série Caldera) se sont épanchées premièrement dans le Janavar-Dagh et dans l'Agham-Dagh, puis se sont étendues vers la plaine de Meskin sur 19 km.

Selon J. DIDON et Y.M. GEMAIN (1976) les éruptions volcaniques du Sabalan auraient commencé à la fin du Pliocène et auraient persisté jusqu'à l'époque actuelle. Pour eux les coulées reposeraient sur des roches volcaniques du Miocène.

Mais selon J.L. LESCUYER et R.RIOU (1977) l'activité volcanique du Sabalan a commencé seulement du Quaternaire ancien et s'est étendue jusqu'à l'époque glaciaire récente.

La composition des laves du Sabalan varient entre latite, andésite et dacite. Dans les dernières phases de l'activité du

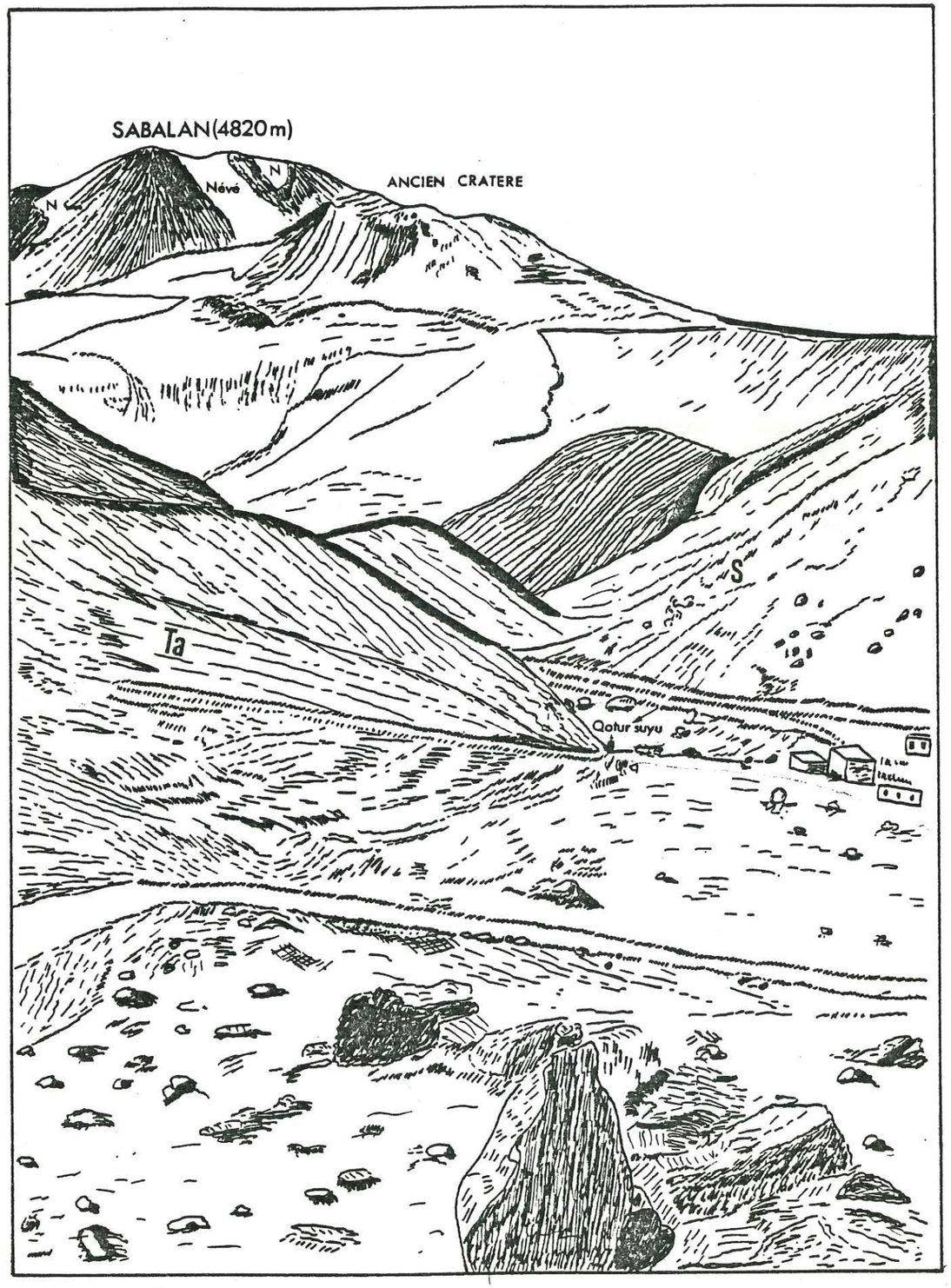


Fig .28 LE VOLCAN DU SABALAN ET LA SOURCE DE QOTUR-SUYU VUS DE NORD EST

S = Soufre Ta = Trachyandésite

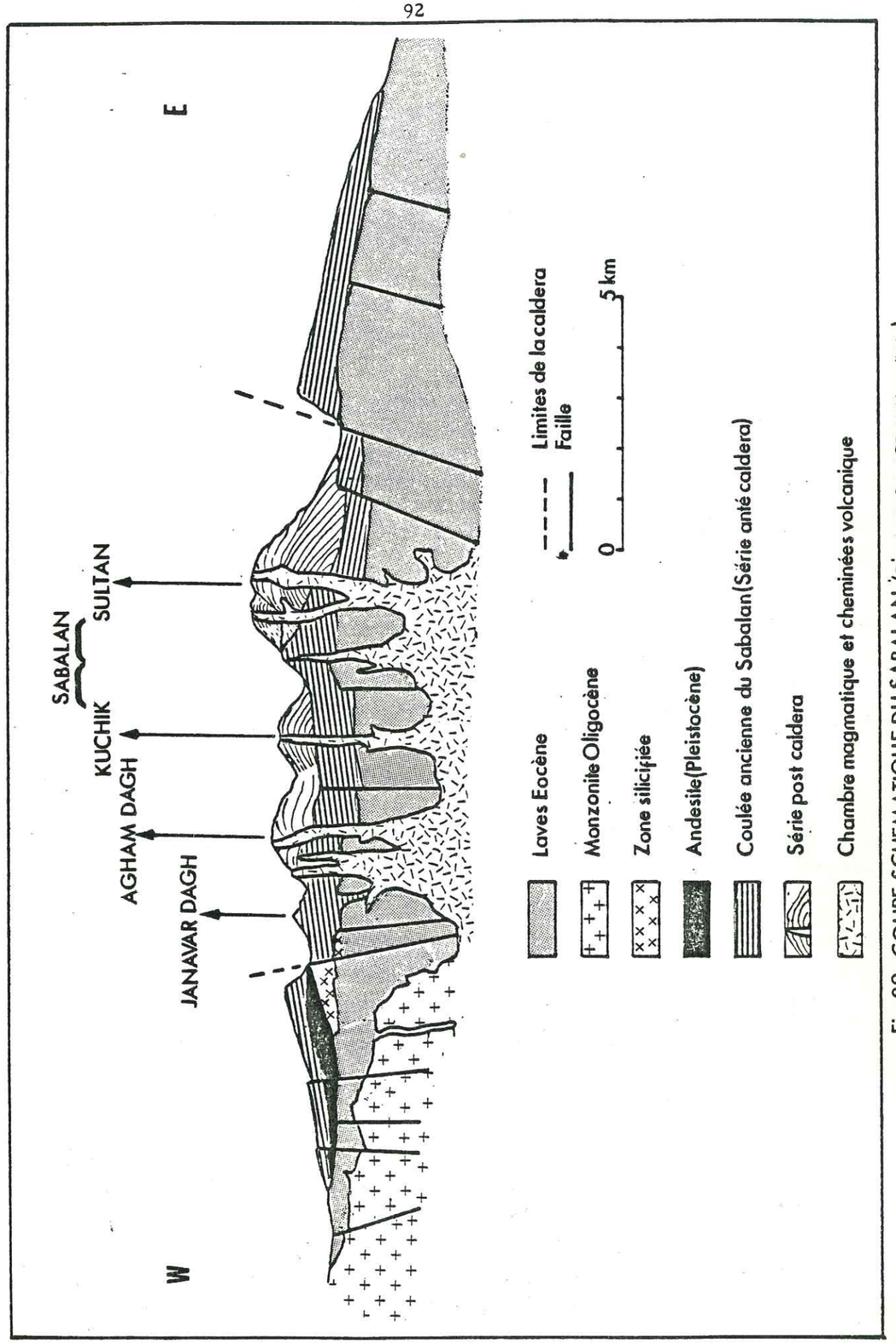


Fig.29 COUPE SCHEMATIQUE DU SABALAN (D'après DIDON et GEMAIN, modifiée)

volcan du Sabalan, une faible quantité de basalte s'est écoulée des fisrues , mais ces affleurements se présentent en dehors de notre terrain.

Le caractère alcalin-sodique des roches volcaniques du Sabalan est indiqué par leurs hautes teneurs en $Na_2O + K_2O$, Sr et Ba qui soulignent leur appartenance à un magma primitif basique alcalin.

Ce volcan présente actuellement une activité hydrothermale très importante qui fait l'objet de notre étude.

L'étude géothermique et géochimique des sources thermominérales démontre une température très élevée en profondeur, ce qui confirme l'existence d'un dôme thermique important sous le massif du Sabalan; ce dernier est d'ailleurs sujet à d'intenses phénomènes d'activité seismiques, plus particulièrement dans la zone d'Ardabil qui est liée aux failles décrochantes, Nord Est - Sud Ouest qui se prolongent jusque dans la région de Mianeh.

4-2-4-4- Travertins

Les travertins sont dûs à la sédimentation hydrothermale après les éruptions du volcan du Sabalan. De nos jours, cette sédimentation continue à partir des centaines de sources thermominérales qui sont le sujet de notre étude.

Les plus importantes de ces sources sont celles de Boushli (Sud de Nir) et d'Isti-Su au Nord Ouest de Khalkhal. Nous donnerons l'explication de ces formations lors de l'étude géologique détaillée de chacune des sources.

4-2-4-5- Terrasses récentes et alluvions

Les sédiments détritiques des cônes de déjection et les alluvions se trouvent essentiellement au Nord Ouest de la région (plateau du Sabalan). A l'Est (bordure de la plaine d'Ardabil et Sud Ouest plaine de Sarab) ces formations recouvrent les séries anciennes. Les alluvions anciennes se présentent sous forme de terrasses élevées dans les différentes zones et en bordure des rivières principales. Les plus récents sédiments de la région sont de type alluvial et se forment dans les lits des rivières qui sont en activité de nos jours, comme les rivières Qareh-Su et Baliglu dans la région d'Ardabil, Khiavtchaï à Meshkin, une partie de Talkheh-é-Rud à Sarab et Arpa-tchaï à Khalkhal.

4-2-5- Massifs intrusifs régionaux (roches intrusives de la région étudiée)

L'activité magmatique de la région se divise en deux parties ; les phases extrusives et les phases intrusives. Nous avons

donné préalablement un aperçu des phases extrusives. Ce dont nous discuterons ci-après, sera limité aux différentes variétés de roches intrusives de la région et aux phénomènes associés.

4-2-5-1- Les roches intrusives oligocène

Les massifs magmatiques intrusifs correspondent aux phases tectoniques de l'Oligocène inférieur dans la région, selon J.DIDON et Y.M. GEMAIN, (1976) (fig. n° 29). Les affleurements principaux sont les suivants :

4-2-5-1-1- Oghlan-Dagh et Qusheh-Dagh comportent les plus importants des affleurements intrusifs de l'Oligocène inférieur au point de vue volume et extension du phénomène. La composition de ces roches intrusives est celle d'une monzodiorite.

Ces roches forment le soubassement de Oghlan-Dagh et continuent vers le Nord où elles sont recouvertes d'alluvions quaternaires dans la plaine de Meshkin.

Dans la région d'Oghlan-Dagh et le flanc ouest du Sabalan (vallée de Mejan-deh) le massif intrusif intervient dans le métamorphisme de trachyandésites éocènes et provoque l'apparition d'auréoles métamorphiques, plus particulièrement dans la vallée de Méjan-deh où un filon intrusif très étendu s'accompagne d'importants métamorphismes de contact.

4-2-5-1-2- Boz-Qush. Un affleurement de roches plutoniques correspondant à cette phase intrusive se présente au Nord des montagnes de Boz-Qush et à 4 km au Sud du village de Qeshlagh près de Ab-garm (Sarab). La composition de cette masse est essentiellement celle d'une syénite. Les phénomènes de métamorphisme de contact et d'altération hydro-thermale s'observent dans cette zone. Différents affleurements appartenant à cette phase intrusive existent aux alentours de la région de notre étude, nous préciserons plus loin leurs caractères.

Une autre masse intrusive composée de granite et grano-diorite apparait à l'Ouest de Mianeh (entre la route principale Mianeh-Tabriz). Elle est limitée au contact d'une faille par les formations de Karaj. Quelques affleurements de cette phase sont dispersés au Sud de la route principale de Bostan Abad, Mianeh et au Nord de Sar - Askand).

4-2-5-2- Roches intrusives miocènes

Des faciès plutoniques correspondant au Miocène se trouvent au Sud du Sabalan et au Nord Ouest de Nir. Leurs affleurements sont très limités et leur épaisseur de 500 m environ. Comme nous l'avons préalablement expliqué cette masse intrusive recoupe les séries éocènes qui forment des auréoles très minces dans ses alentours.

Le massif intrusif de Qasir-Dagh est une monzodiorite foncée avec des éléments moyens et une structure doléritique. Le feldspath est du labrador. Les minéraux ferro-magnésiens sont essentiellement la hornblende basaltique et un peu de pyroxène calcique, quelquefois des olivines dégradées. On ne trouve aucune trace de biotite et de feldspaths potassiques dans cette roche.

Les minéraux accessoires sont des cristaux cubiques de magnétite peu fréquents et de rares sphènes (J. DIDON et Y.M. GEMAIN, 1976).

4-3- STRUCTURE GENERALE DE LA REGION

4-3-1- Généralités

La documentation géologique sur la région de l'Azarbaidjan était très restreinte, mais les recherches effectuées par les équipes géologiques dans les différentes régions de l'Azarbaidjan ont donné des renseignements sur les phénomènes structuraux principaux. Le schéma des phases tectoniques intéresse particulièrement notre étude et nous donnerons un bref aperçu des phases importantes de déformation tectonique.

4-3-2- Les éléments structuraux majeurs

Les éléments structuraux de la région sont des plis et des fractures sous forme de failles ou de diaclases.

4-3-2-1- Les plis

Dans le Sud et à l'Ouest les chainons plissés avaient probablement une direction initiale Nord Ouest - Sud Est. Ces directions sont celles de l'Iran central et de l'Alborz de l'Ouest. Dans la partie de l'Azarbaidjan oriental, c'est-à-dire à l'Ouest de la mer Caspienne et au Sud des montagnes du Caucase s'amorce une flexure structurale qui change la direction initiale. Ce phénomène est dû à un ensemble structural très complexe (la zone de Talesh). A l'Est de Herowabad (Khalkhal) la direction des plis varie entre Nord-Sud et Nord-Nord Est qui est en réalité la direction de la chaîne de Bogro-Dagh et du massif de Talesh. Ces directions, à l'Est d'Ardabil, tournent vers l'Ouest et continuent vers le Nord Ouest et le Sud Est jusqu'à la plaine de Moghan. Ensuite, dans la partie nord (frontière irano-soviétique à la direction Est-Est Ouest. En résumé nous dirons que les directions principales structurales, à la limite Nord Est de la région dessinent une flexure en S inversé. Dans la création des schémas structuraux, les phénomènes de plissement et de faille sont les facteurs principaux.

Après le phénomène de déformation équivalent à la phase laramienne (entre Crétacé et Tertiaire) les déformations du bassin sédimentaire et des chainons plissés sont déterminées par des failles qui font apparaître des Horsts et Graben et jouent un rôle très important dans les variations de faciès et l'extension des bassins sédimentaires. Pour cela, les plis existants de la région, plus particulièrement dans les affleurements des séries volcaniques du Paléogène ou plus récentes, sont des plis très longs avec des pendages faibles à moyens. Le contrôle des faciès lithologiques et leur répartition régionale montrent des directions principales dûes à des cassures qui ont les mêmes directions que celles des failles principales dans l'histoire structurale de la région, et certaines d'entre elles ont probablement des activités renouvelées.

En général, la direction des plis dans le Sud Est de la région, aux environs de Khalkhal et Isti-Su est Nord - Nord Ouest. A l'Ouest d'Isti-Su un vaste anticlinal de même direction est formé par les séries paléogènes. Ces directions au Nord de Khalkhal tournent petit à petit vers l'Est et prennent la direction Nord-Nord Est dans la plaine d'Ardabil. Dans les parties Nord Est et Nord qui ne sont pas couvertes par les laves récentes du Sabalan (série supérieure du Sabalan) on peut observer la trace de directions Ouest - Nord Ouest.

La direction des plis, dans la partie Sud Est du bassin de Sarab est parallèle à la direction du massif de Boz-Qush (Ouest - Nord Ouest). Ces directions existent dans les séries sédimentaires post-éocènes, c'est-à-dire les formations sédimentaires équivalentes aux formations de Qom et formation rouge supérieure. La direction des plis dans les séries volcaniques est souvent rompue par les cassures principales.

4-3-2-2- Les failles

Les directions principales des failles sont Nord Est - Sud- Ouest. Leurs activités provoquent les phases de déformation récentes tel le groupe de cassures qui rompt le cône récent du Sabalan et qui est un facteur très important lors de l'éruption des laves du Sabalan.

On observe une série de failles du même type à l'Ouest d'Isti-Su, à la limite entre la formation Karaj et les sédiments principalement marneux du Néogène. Cette faille continue jusqu'à une centaine de kilomètres vers le Sud et vers le Nord. La continuité de cette faille principale est rompue par d'autres failles de direction Nord Ouest - Sud Est.

Dans le cône central du Sabalan, il y a une centralisation des cassures et des failles qui forment quatre systèmes principaux qui ont des déplacements verticaux et simultanément des décrochements. Leurs directions sont : Nord Ouest - Sud Est, Nord Est - Sud Ouest, Nord Sud ainsi que Nord - Nord Est. La majorité des failles,

ont une direction Nord Nord Est. Nous donnerons des détails dans le paragraphe de localisation des sources thermominérales. Rappelons que le bassin d'effondrement d'Ardabil est lié aux failles décrochantes Nord Est - Sud Ouest qui se prolongent jusqu'à la région de Mianeh et qui provoquent vraisemblablement une activité séismique beaucoup plus importante que celle de Meshkin, Sarab et Khalkhal.

4-4- GEOLOGIE DETAILLEE ET LOCALISATION DES SOURCES THERMOMINERALES

Dans les paragraphes précédents de ce chapitre, nous avons donné la stratigraphie et la structure géologique de la région étudiée, mais il est très important de connaître la nature géologique des terrains d'où émergent les sources thermominérales qui sont l'objet essentiel de notre étude.

Comme le nombre de sources, ainsi que leur localisation sont difficiles à déterminer, les sources des différentes zones thermominérales étant très éloignées les unes des autres, il est préférable de diviser l'ensemble de la région étudiée en quatre zones situées géographiquement dans la circonscription des villes les plus importantes de l'Azarbaidjan oriental. Donc, le groupement géographique serait (fig. n° 30 et 31) :

1- Zone d'Ardabil, au Sud Est du Sabalan (S1, S2, S3, S4)
2 - Zone de Meshkin, au Nord du Sabalan (S5, S6)
3 - Zone de Sarab, au Sud Ouest du Sabalan (S7, S8)
4 - Zone de Khalkhal (Herow Abad) Sud d'Ardabil (S9)
5 - Zone de Bostan Abad, située au Sud Ouest de Tabriz donc en dehors des environs du Sabalan, mais intéressante comme point de comparaison de notre étude (voir fig.n°1)

La géologie de ces différentes zones se présente comme suit :

4-4-1- Sources thermominérales de la zone d'Ardabil

Nous divisons la zone d'Ardabil en trois sous zones en fonction de la localisation des sources thermominérales

4-4-1-1- Sous zone de Sareine et Vali-darreh

Situé à l'Ouest d'Ardabil à 1 650 m d'altitude, Sareine est un village d'environ 1 000 habitants où il y a de nombreuses sources thermominérales dont nous étudierons les différents caractères dans les chapitres correspondants. Il est à 21 km d'Ardabil (fig. n° 31) et à 9 km de la route principale Ardabil-Sarab.

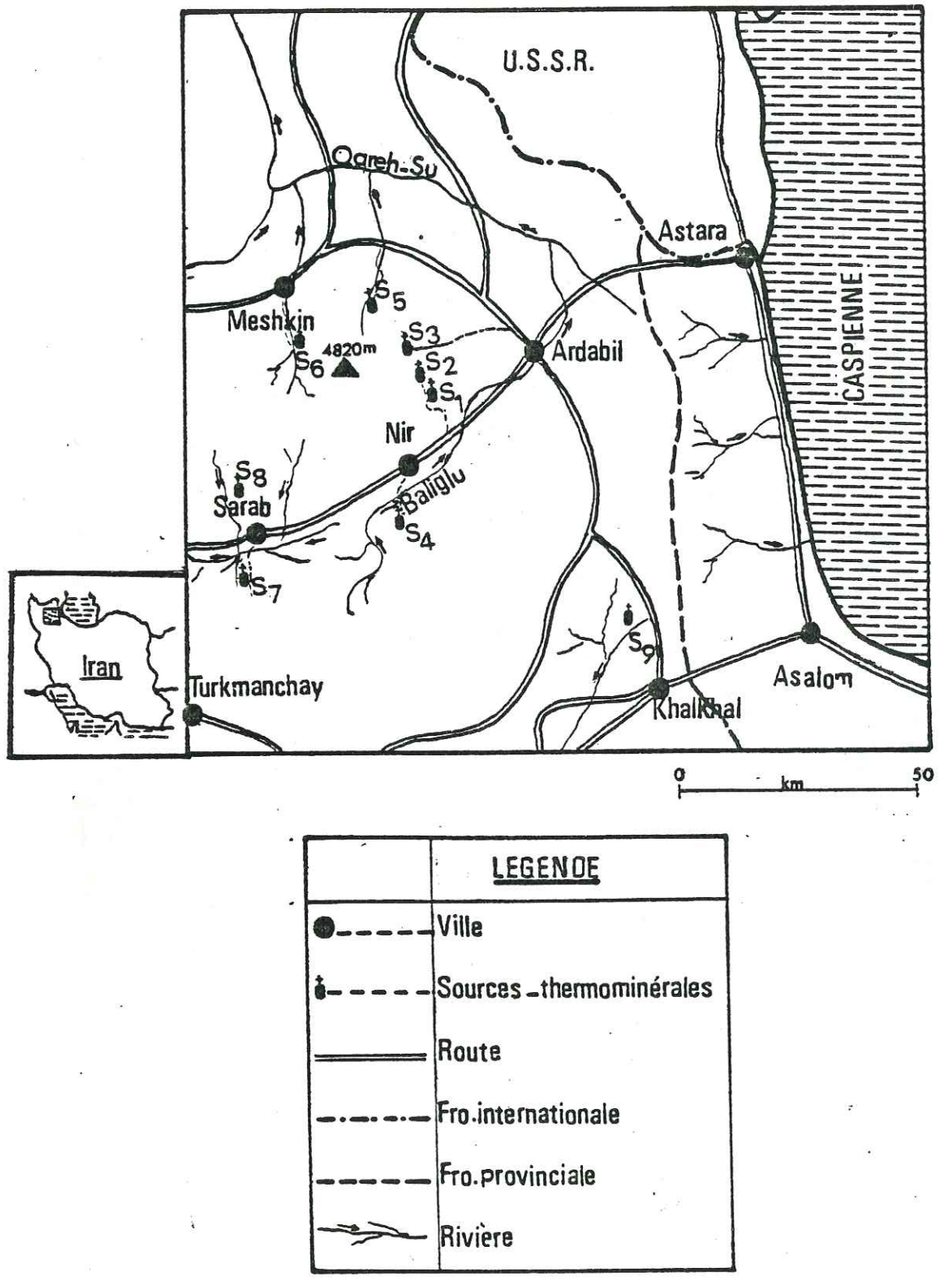


Fig.30 GROUPEMENT GEOGRAPHIQUE DES SOURCES ETUDIEES.

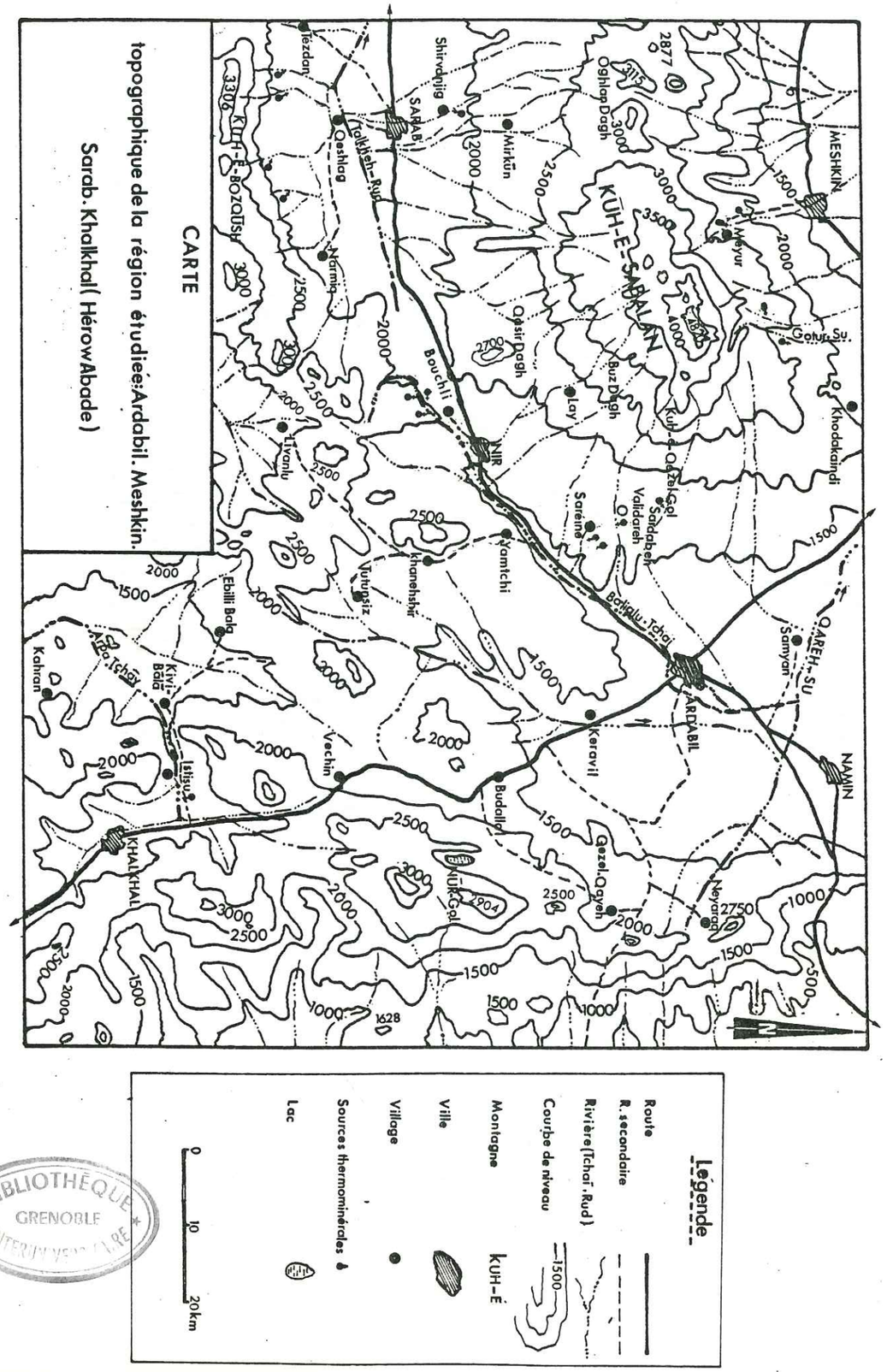


Fig. 31

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

4-4-1-1-1- Géologie des sous-zones Sareine et Vali-dareh

Les affleurements les plus anciens de la région de Sareine et des environs sont les roches pyroclastiques du Sabalan citées préalablement lors de la descrition des tufs jaunes. Les horizons inférieurs des couches pyroclastiques sont formés de tufs acides à éléments fins, clairs ou jaunâtres, associés aux agglomérats (conglomérats à éléments volcaniques) sur lesquels reposent des tufs bréchiques et agglomérats.

On observe des affleurements pyroclastiques aux alentours de Vali-darreh et du village de Binamar (Nord Ouest de Vali-darreh et sur les deux côtés de la vallée du village de Sareine jusqu'au village de Kenzeh et Sari-darreh (Nord Est de Sareine).

Le long de la rivière Baliglu, les affleurements sont horizontaux ou en pente douce, avec présence de tufs clairs ou bréchiques . Ils sont recouverts en surface par des alluvions.

A l'Ouest et au Nord Ouest du village de Vali-darreh et aux environs des villages de Latran et Binamar, les séries pyroclastiques supportent les laves andésitiques, andésites porphyriques et basaltes du Sabalan. La majorité des roches volcaniques de la région de Sareine et Vali-darreh sont recouvertes par les alluvions récentes sous forme de terrasses et de sédiments d'origine torrentielle constituant un piémont .

Les sources thermominérales de Vali-darreh sortent des tufs blancs à la faveur d'une faille de direction Nord Nord Est-Sud Sud Ouest (fig. n° 32 et 33) et se jettent dans la rivière Vali-darreh au fond de la vallée.

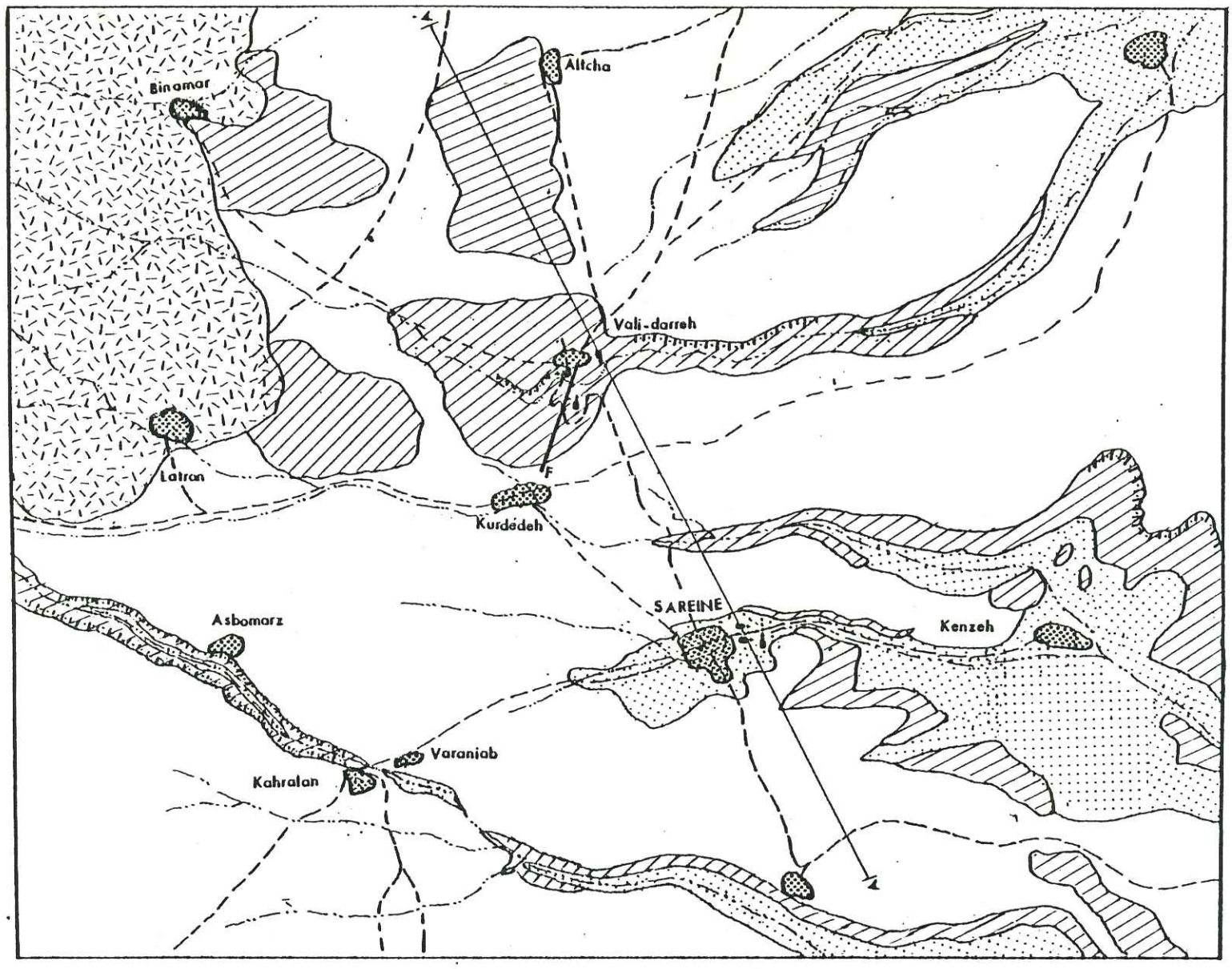
Les sources thermominérales de Sareine jaillissent par les fissures tectoniques de l'intérieur de tufs jaunâtres et se jettent dans la rivière Sareine. Toutes les sources sont donc situées en amont des rivières.

4-4-1-2- Sous zone de Sardabeh

Située à 30 km environ au Nord Ouest d'Ardabil (1 km du village de Vakil Abad, aux flancs de Kuh-é-Qezel Gol (Est du Sabalan), dans un secteur au relief très vallonné.

4-4-1-2-1- Géologie de la sous-zone de Sardabeh

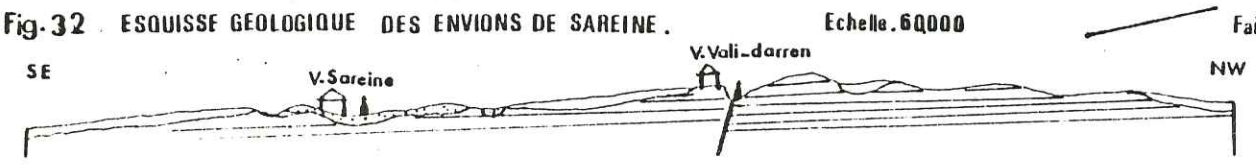
Les conditions géologiques des environs des sources thermominérales de Sardabeh sont données par la figure n° 34. Dans cette zone les affleurements les plus anciens correspondent aux tufs blancs associés aux tufs bréchiques et aux couches d'agglomérats (conglomérats à éléments volcaniques) horizontales ou en pente très douce qui s'étendent vers l'Est et sur lesquels reposent à l'Est de



Qt Terrasses, Alluvions récentes — Andésites porphyriques, And-Basaltes — Tufs Brèches — S. thermominerales. — Villages

Falaise — Faille.

Fig. 32 ESQUISSE GEOLOGIQUE DES ENVIONS DE SAREINE. Echelle. 60000



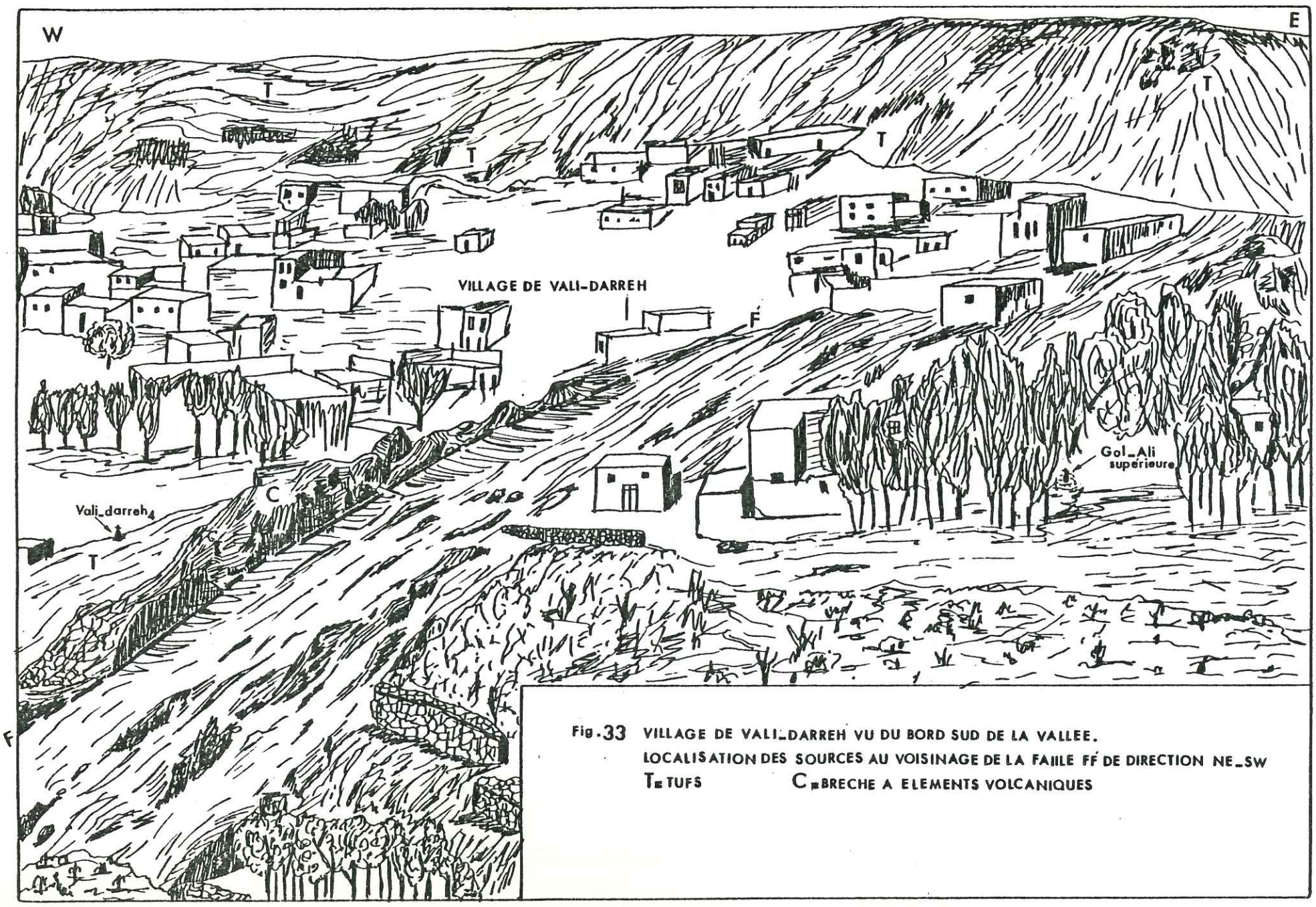


Fig. 33 VILLAGE DE VALI_DARREH VU DU BORD SUD DE LA VALLEE.
LOCALISATION DES SOURCES AU VOISINAGE DE LA FAILLE FF' DE DIRECTION NE_SW
T = TUFS C = BRECHE A ELEMENTS VOLCANIQUES

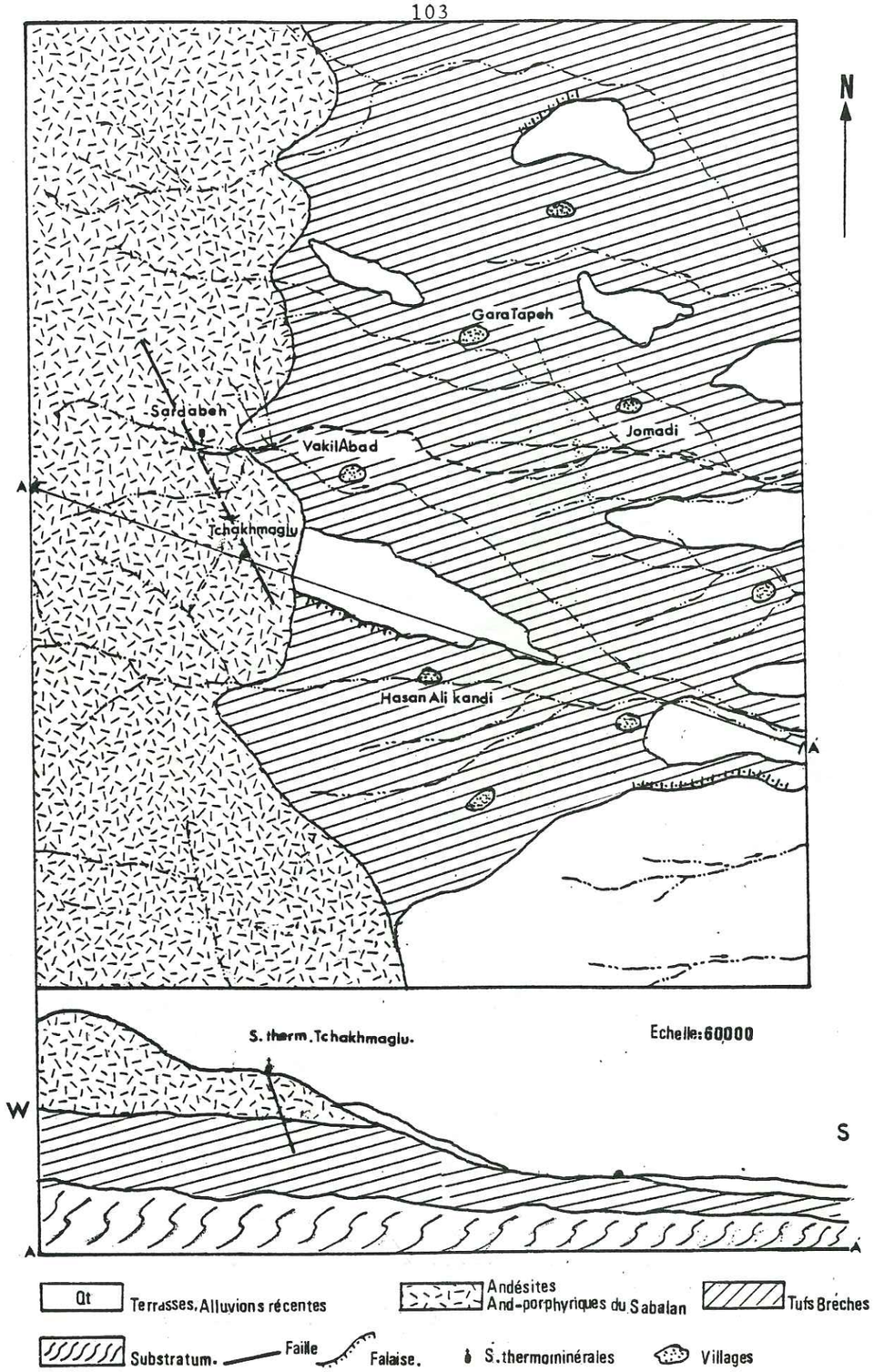


Fig.34 ESQUISSE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DE SARDABEH (VakilAbad)

de la région et au pied du Sabalan des andésites porphyriques du Sabalan. Ces laves ont aussi une pente très douce, presque horizontale.

La source thermominérale de Sardabeh et les sources thermominérales des environs du Sud de Sardabeh (Tchakhmaglu et Haftbluk) émergent, toutes, des roches volcaniques du Sabalan.

On observe des dépôts de silice aux émergences des sources, et l'épaisseur de cette sédimentation à l'émergence de Tchakhmaglu atteint quelques mètres. Les roches pyroclastiques dans cette partie du plateau sont recouvertes par d'immenses terrasses alluviales.

Les sources de Sardabeh se situent au niveau d'une faille d'orientation Nord Ouest - Sud Est (faille de Qezel-Gol) peu visible en surface et jaillissent de l'intérieur des andésites pour se jetter sur la rive droite de la rivière Sardabeh.

4-4-1-3- Sous zone de Boushli

Les sources thermominérales de Boushli situées au Sud du village de Boushli, à environ 3 km de Nir, sur le chemin d'Ardabil-Sarab sont très nombreuses (fig. n° 35)

4-4-1-3-1- Géologie de la sous-zone de Boushli

Nous avons préalablement cité les séries de roches volcaniques des environs de Nir et Boushli, appartenant aux phases plio-quaternaires et aux coulées du Sabalan. Les formations géologiques aux environs des sources thermominérales de Boushli sont données par la figure n° 36.

Les affleurements les plus anciens sont formés de tufs blancs et jaunâtres, ils sont très étendus au Nord de la plaine de Nir jusqu'aux environs d'Ardabil. Les affleurements de tufs jaunes se trouvent sur les deux rives d'Agyaghan-tchaï et le long de Baliglu-tchaï et aux environs de Boushli, ainsi que dans les montagnes du village de Mestan Abad. Ces tufs ont subi une très forte altération hydrothermale en certains lieux. Par exemple, au Sud de Boushli et au Nord du village de Mestan Abad, on observe une intense kaolinisation et alunitisation des tufs jaunes.

Au Sud Ouest de Boushli, les séries de tufs jaunes sont couvertes par les laves andésito-basaltiques et les basaltes du Sabalan. Ces coulées volcaniques de pente très douce, proviennent du Nord Est et leurs affleurements sont très visibles sur le parcours Ardabil-Sarab.

Les dépôts de travertins dont l'épaisseur est quelquefois supérieure à 1 m. s'observent au Sud du village de Boushli et en bordure de la rive droite de Baliglu. Leur longueur est

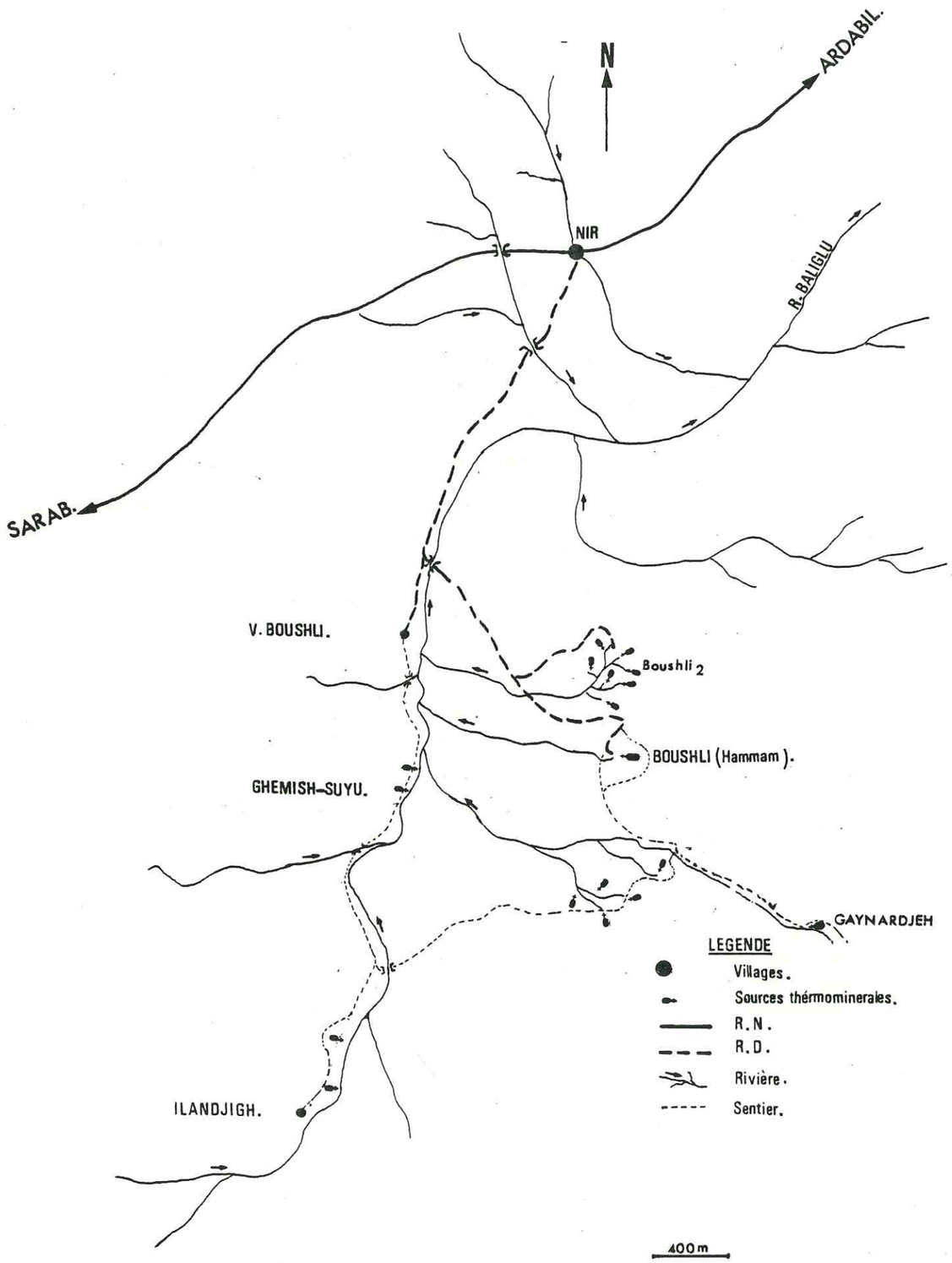


Fig.35 LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DES SOURCES DE BOUSHLI

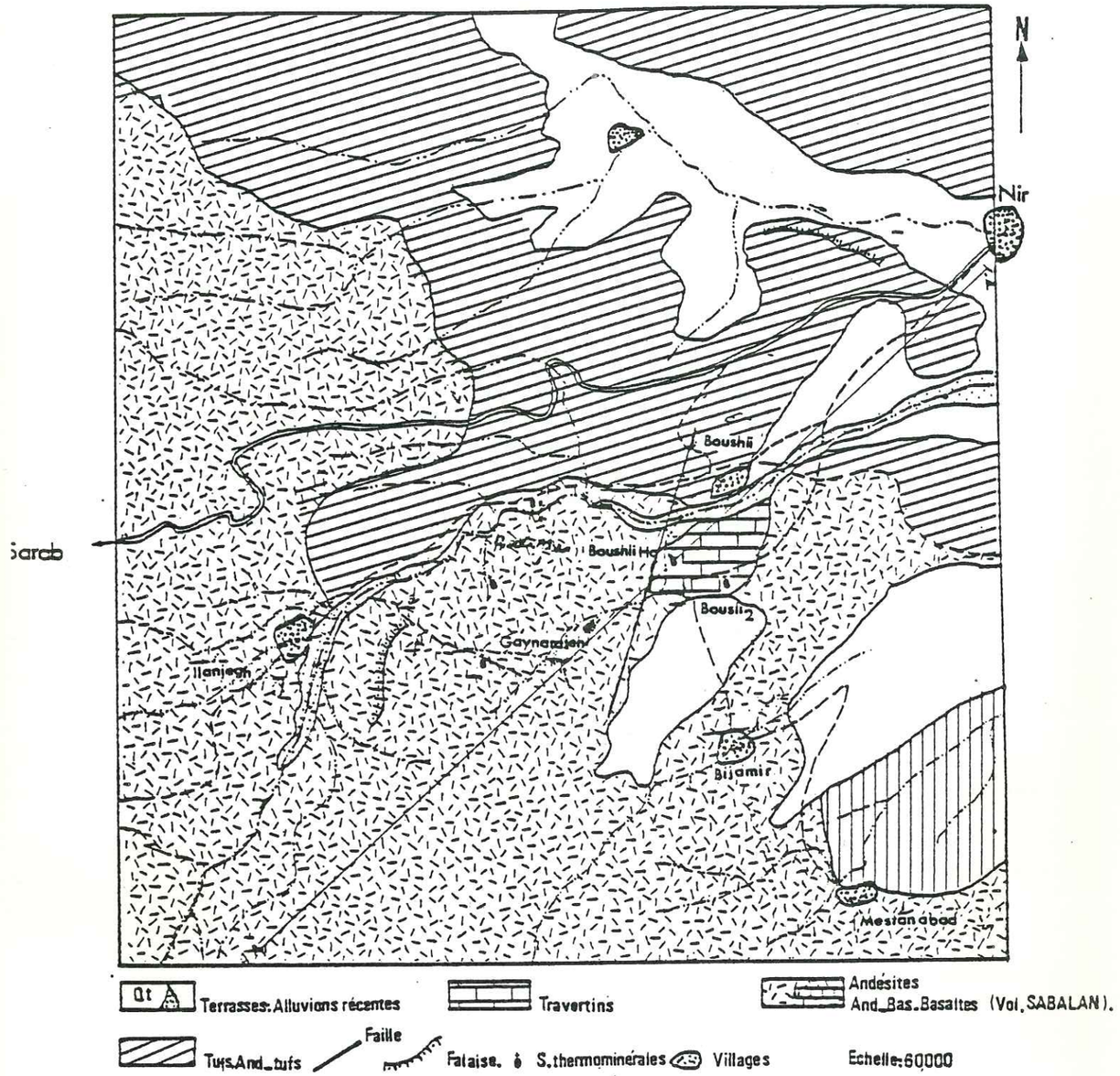


Fig.36 ESQUISSE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DE BOUSHLI

égale à 1 km. et la largeur environ à 500 m. La couleur de ces travertins varie entre blanc et jaune ; actuellement, ils sont exploités pour être utilisés dans la construction.

Les sources thermominérales de Boushli Hammam et Boushli 2 se situent le long d'une faille de direction Nord Sud (faille de Qasir-Dagh et jaillissent du travertin sur la rive droite de la rivière Baliglu à environ 60 m. au dessus du lit de la rivière et se jettent dans cette rivière (fig. n° 36). La source thermominérale de Gaynardjeh ainsi que quelques sources voisines apparaissent à environ 100 m au dessus du lit de la rivière en rive droite de celle-ci et s'écoulent jusqu'à la rivière Baliglu. Sur la rive gauche au Sud Ouest du village de Boushli de nombreuses sources plus particulièrement Ghemish-Suyu (fig. n° 35) jaillissent juste au bord de la rivière dans la formation de lave en laissant une coulée importante de boue. Donc dans cette région les sources sont nombreuses et présentent chacune des caractères différents et toutes sont liées à cette même faille de Qasir-Dagh. Les alluvions récentes sous forme de terrasses s'étendent au Nord-Est du village de Boushli et au Sud couvrant en grande partie les roches pyroclastiques et les laves du Sabalan.

4-4-2- Sources thermominérales de la zone de Meshkin

La ville de Meshkin est située au Nord du Sabalan, à 75 km au Nord Ouest d'Ardabil et à 180 km de Tabriz. Elle est très connue par ses sources thermominérales, dont la plus réputée est celle de Qotur-Suyu (fortement sulfurée).

Les sources thermominérales dans la région de Meshkin sont nombreuses, mais la presque totalité est située entre la ville de Meshkin et le sommet du Sabalan, c'est-à-dire que les sources sont toujours au Sud Est de la ville de Meshkin. Nous les divisons en deux parties :

a) Les zones de Qotur-Suyu et Chabil
b) Les zones de Mayur , Gaynardjeh et Ilando.

4-4-2-1- Localisation

Qotur-Suyu est situé entre la route Ardabil-Meshkin et le sommet du Sabalan, à une altitude de 2 450 m. L'altitude du Chabil est 2 900m. La route principale de Qotur-Suyu et Chabil contourne le village de Lahroud (Lary), situé à 20 km de Meshkin et à 60 km environ d'Ardabil. Cette route continue jusqu'aux sources thermominérales de Qotur-Suyu (environ 28 km), mais la route de Chabil quitte la route de Qotur-Suyu avant d'arriver à la rivière de Qotur-Suyu.

Les sources thermominérales de Mayur, Ilando et Gaynardjeh sont situées dans les vallées de Mayur entre le village de Valazir et Mayur, au bord de la rivière Khiav. La route principale

de Meshkin vers le Nord du Sabalan suit cette rivière (altitude 2 000 - 3 500 m).

4-4-2-2- Géologie d'ensemble des zones a et b

Les unités géologiques apparentes dans l'environnement des sources thermominérales de Qotur-Suyu, Chabil, Mayur etc. sont données par la figure n° 37.

Cette zone est située au Sud et au Sud Est de la ville de Meshkin et au coté Nord du Sabalan.

Les plus anciennes unités pétrographiques connues correspondent aux trachyandésites à analcime de l'Eocène (J. DIDON et Y. M. GEMAIN, 1976) que l'on trouve à l'Est de Qotur-Suyu. Cette unité s'étend beaucoup vers le Nord Ouest. Les parties essentielles des unités lithologiques figurant au schéma n° 29 sont des roches volcaniques quaternaires du Sabalan. On observe au voisinage du Sud et du Sud Est de Qotur-Suyu, ainsi qu'au long de la vallée de Mayur, les unités lithologiques correspondant aux phases anté-caldéra. Cette série s'est formée dans les différentes phases d'activité du Sabalan, mais elle est caractérisée par une texture porphyrique à grands cristaux de plagioclases. Les laves de cette série sont compactes et massives avec d'abondantes cassures et l'activité des phaseshydrothermales a provoqué une grande altération des roches.

Au Nord Ouest de Mayur (Sud de Balujeh) on observe les latites à andésites correspondant à cette série avec les laves bréchiques recouvertes par les trachyandésites. Enfin, sur cette série reposent les laves pyroclastiques dacitiques correspondant aux phases explosives plus récentes.

Généralement, les unités volcaniques anté-caldera sont des laves andésitiques, trachyandésites et dacites accompagnant les différentes roches pyroclastiques correspondantes.

Les laves pré-caldera ont souvent une composition d'andésite porphyrique que l'on rencontre à l'Est et au Sud Est de Qotur-Suyu et aux alentours de Mayur. Cette formation dans le Nord Ouest de Qotur-Suyu et les montagnes de Tchar-Dagh est de composition trachyandésitique. Les unités géologiques plus récentes correspondent aux phases post-caldera dont les laves et les dépôts pyroclastiques appartiennent aux activités volcaniques récentes du Sabalan. Cette unité existe au Sud Ouest de Qotur-Suyu et au Nord de Kuh-é-Qareh-Gol, à l'Est et au Sud Est de Mayur. Les dacites litées au Sud Ouest de Qotur-Suyu et au voisinage de Kuh-é-Qareh-Gol appartiennent à cette phase.

Les dômes volcaniques dacitiques qui se présentent au Nord de Kuh-é-Qareh-Gol (Est-Sud Est de Mayur) appartiennent à la phase post-caldéra.

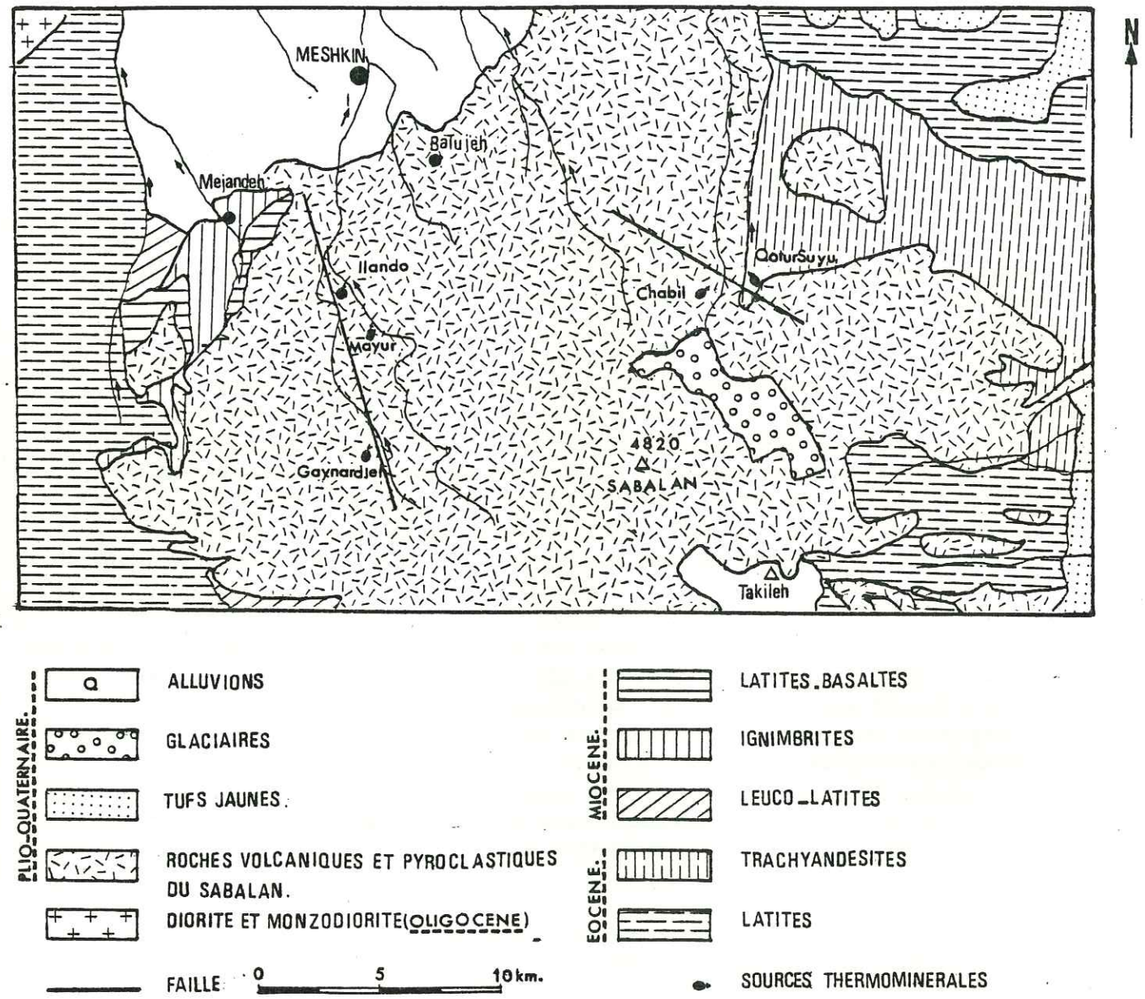


Fig.37 ESQUISSE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DU SABALAN.

Les coulées pyroclastiques abondantes le long de la vallée de Mayur (fig. n° 38) et de cellesde Qotur-Suyu proviennent de la phase explosive du Sabalan. Les éléments constituant cet ensemble explosif de Mayur sont relativement constants et composés essentiellement de bréches peu compactes à éléments de volume varié, allant de 10 cm^3 à quelques m^3. Ces éléments sont dûs aux roches volcaniques des phases anciennes. Les matrices de ces éléments sont constituées de cendres volcaniques de couleur jaunâtre ou orange. Les sources thermominérales de Mayur, Ilando et Gaynardjeh (Pyrémar) s'écoulent à travers cette formation.

La vallée de Qotur-Suyu est une vallée d'origine tectonique comme la vallée de Mayur. Les blocs pyroclastiques de la phase explosive du Sabalan se dispersent dans les vallées de Mayur et Qotur-Suyu, mais dans ces deux dernières, la composition des formations pyroclastiques est différente.

La dimension des blocs volcaniques de cette série est d'environ 50 cm et les blocs constituent 10 % de la composition de la roche. La matrice pyroclastique est fine et de même nature que les éléments de la phase explosive de la vallée de Mayur. Cette unité, dans la vallée de Qotur-Suyu, est couverte d'ignimbrites dont l'épaisseur varie de 20 à 30 m. Enfin, sur cette formation reposent les cendres volcaniques récentes.

Des masses de tufs foncés pas très étendues se placent entre les couches d'ignimbrites et les cendres volcaniques. Leur épaisseur ne dépasse pas 10 m.

Les coulées de trachyandésites s'observent au flanc nord du Sabalan, aux environs de Qareh-Gol ainsi qu'à 3 km au Sud Est de Mayur. Les sources thermominérales de Qotur-Suyu et Chabil sortent de cette formation. Aux flancs Nord et Nord Est du Sabalan Sultan, il existe des dépôts glaciaires qui se trouvent entre 4 300 m et 4 800 m d'altitude. Il est à remarquer qu'en rive gauche de Qotur-Suyu il existe une grande quantité de soufre exploitable (exploitée il y a quelques temps). Ce soufre provient des sources hydrothermales de Qotur-Suyu. Actuellement à l'émergence il y a une sédimentation mince de soufre. Comme nous l'avons préalablement vu, les vallées de Qotur Suyu et Mayur sont d'origine tectoniques. Dans la vallée de Mayur une faille principale de direction Nord Ouest - Sud Est passe à gauche de la vallée et au voisinage de la source thermominérale de Gaynardjeh et les origines des sources thermominérales de la vallée de Mayur sont liées à cette faille.

Dans la vallée de Qotur-Suyu, il existe une faille entre les sources thermominérales de Qotur-Suyu et Chabil, et les deux sources sont situées strictement sur le passage de cette faille (la grande faille de la Kuh-é-Qezel-Gol) de direction Nord Ouest - Sud Est.

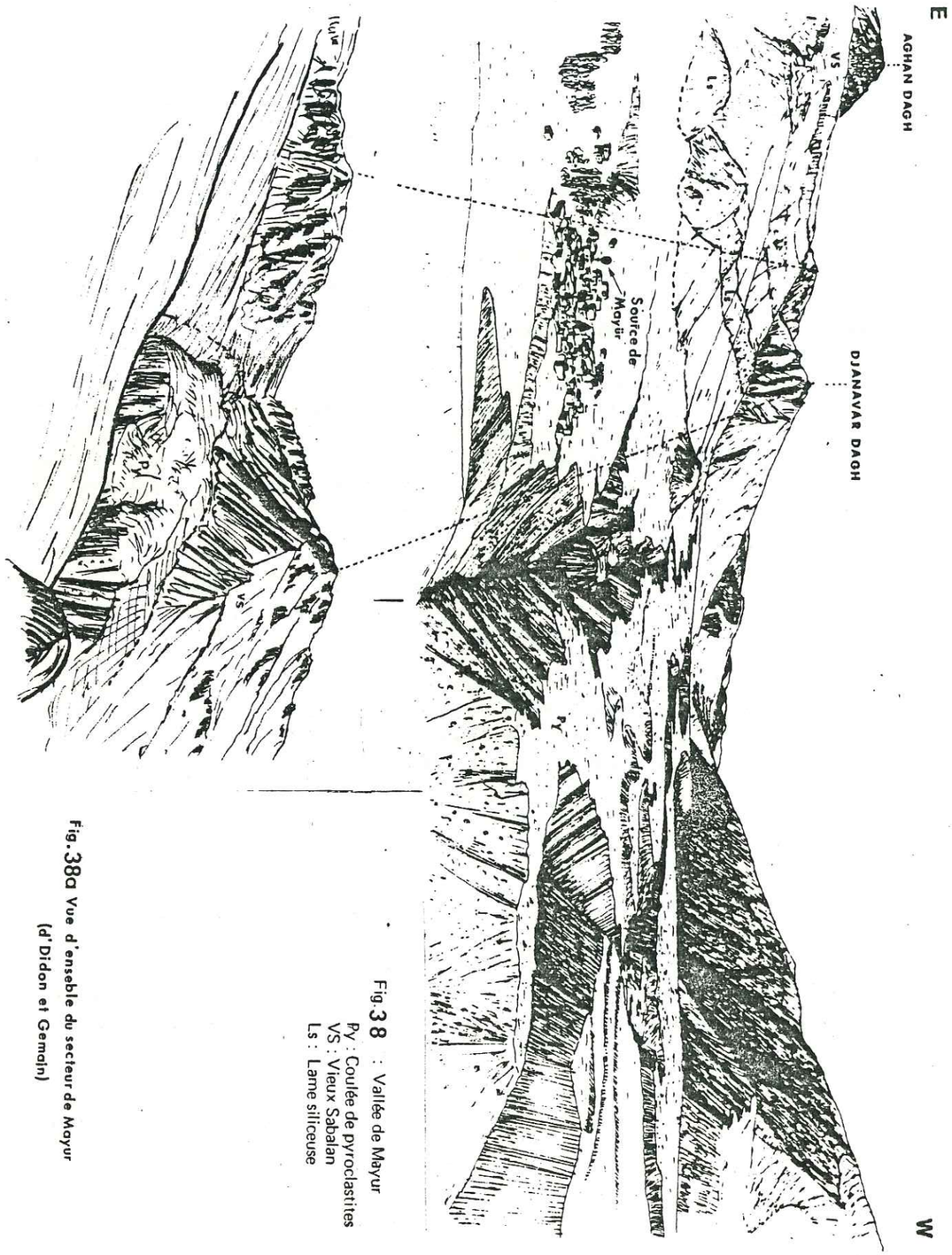
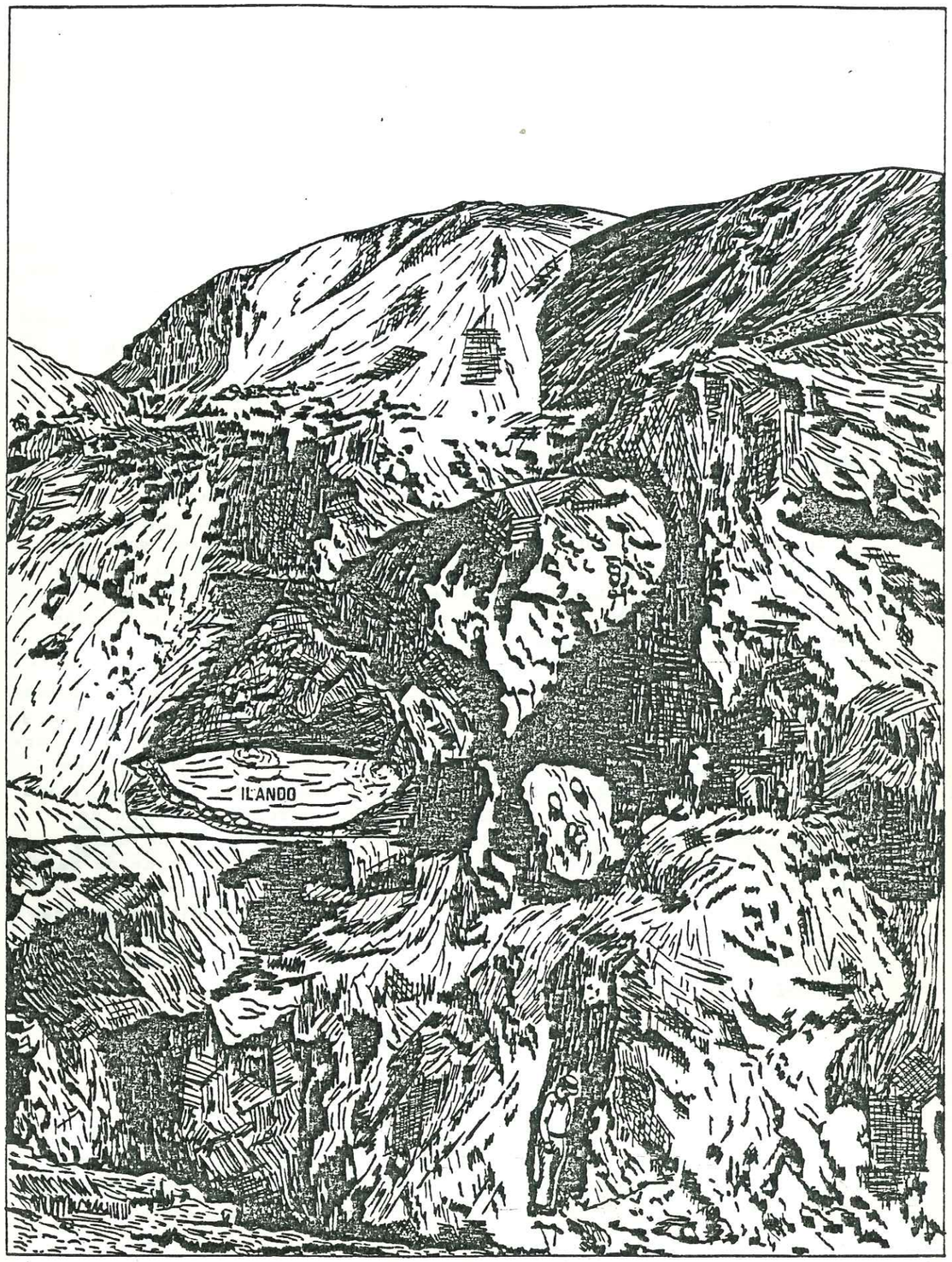


Fig.38 : Vallée de Mayur
Py : Coulée de pyroclastites
VS : Vieux Sabalan
Ls : Lame siliceuse

Fig.38a Vue d'ensemble du secteur de Mayur
(d'Didon et Gemain)



- VALLEE D'ILANDO VUE DE SON REBORD NORD.
- LOCALISATION DE LA SOURCE D'ILANDO SUR UNE FRACTURE DANS LES COULEES DE TRACHYANDESITES

Fig .39

4-4-3- Les sources thermominérales de Sarab

4-4-3-1- Localisation

Dans cette région, il y a plusieurs sources thermominérales, localisées sur les flancs du massif volcanique de Boz-Qush situé au Sud de Sarab. Les sources de Boz-Qush, les plus importantes sont : Abgarm, Allah-Hag, Chalgoun et les sources Erdéhal. La source d'Abress est située à 11 km au Nord de Sarab et sur le bord nord du fossé d'effondrement occupé par la plaine de Sarab (voir fig. n° 27)

4-4-3-2- Géologie

La situation géologique des sources thermominérales du secteur au Sud de Sarab est donnée par la figure n° 40.

Au Sud de la plaine de Sarab et au flanc Nord des montagnes de Boz-Qush, les affleurements les plus anciens sont des andésites porphyriques et des roches pyroclastiques éocènes qui sont influencées par les masses intrusives syénitiques à granodioritique de la phase oligoène situées au Sud Est du village Tamanjan, Tezdan et au voisinage des sources thermominérlaes sus-citées .

Ce massif intrusif a crée une auréole de métamorphisme de contact (méta-andésite). La source thermominérale de l'Ab-garm sor au contact des syénites et andésites éocènes, tandis que la source thermominérale d' Allah-Hag sort des syénites. Les roches volcaniques éocènes sont couvertes par les sédiments détritiques du Néogène au Sud et au Sud Ouest de Tamanjan. Dans la partie nord de la région de Sarab, les sédiments quaternaires : alluvions récentes et anciennes forment la plus grande partie de la sédimentation de la plaine de Sarab. La source d'Abresse sort de ces sédiments et est située entre les deux bras de la rivière Avourt . Au moment des crues les deux bras se confondent et la source disparait. Pour cette raison, elle est influencée par l'eau superficielle venant de la partie Sud Ouest de la montagne du Sabalan (Mir-Kuh).

4-4-4- Les sources thermominérales d'Isti-Su

4-4-4-1- Localisation

On trouve la principale source thermominérale dans la zone qui s'appelle Abgarm de Khalkhal (Isti-Su) qui est située au Sud du village de Ney et à 10 km au Nord Ouest de Khalkhal. Dans la région, elle est aussi nommée Abgarm Kivi, en raison de la localisation de cette source à l'Est de ce village de Kivi (village le plus important de la région de Khalkhal).

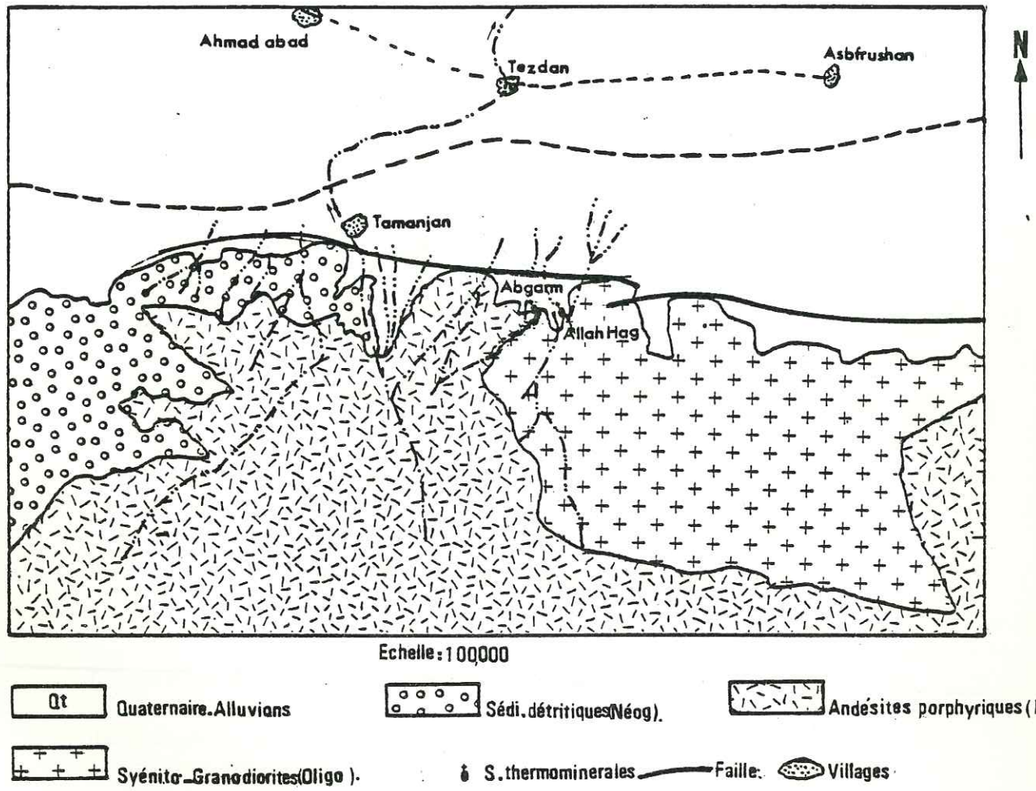


Fig 40 ESQUISSE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DE SARAB.

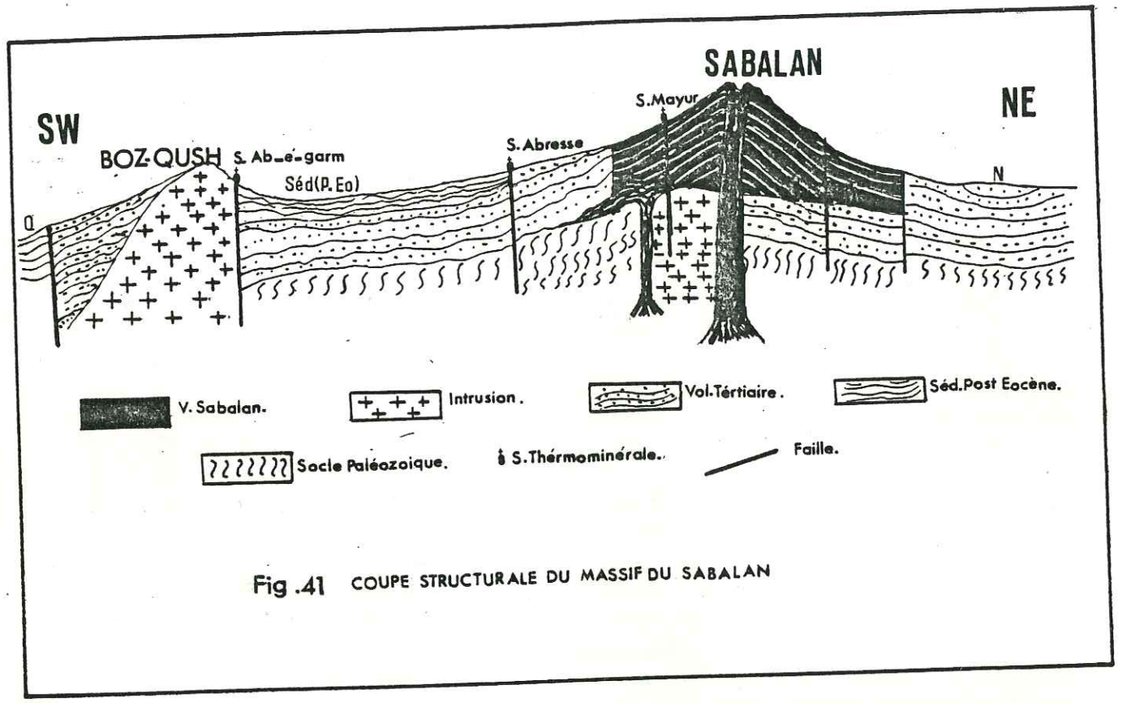


Fig .41 COUPE STRUCTURALE DU MASSIF DU SABALAN

4-4-4-2- Géologie

La carte géologique au 1/250,000 des alentours d'Isti-Su figure sur le schéma n° 42. Les affleurements les plus anciens dans la région de Khalkhal (Isti-Su) correspondent aux calcaires nummulitiques gréseux (formation Ziarat) dans la partie sud de Khalkhal (Herow Abad). Ces calcaires , vers le Sud et en dehors de la limite de la carte, reposent en concordance sur les calcaires crétacés. La majeure partie des environs d'Isti-Su, ainsi que l'émergence , se situent dans les séries volcaniques des roches paléogènes (formation Karaj). La source de Khalkhal se situe au Sud de la rivière Arpa-Tchaï sur un promontoir d'andésites à une côte de 100 m plus élevée que le lit de la rivière. Les roches volcaniques de la formation de Karaj, à la limite d'Isti-Su sont des laves et des tufs andésitiques de texture variée. Elles forment un anticlinal de direction Nord Sud dont l'axe est situé à 3 km à l'Ouest d'Isti-Su. Dans l'axe de cet anticlinal long de 12 km et large de 1,5 à 2 km, on trouve des roches pyroclastiques andésitiques du Paléogène.

Les autres affleurements de roches pyroclastiques de cette série figurent au Nord Ouest de Khalkhal, aux environs du village de Sanj Abad(en dehors de notre limite). A 7 ou 8 km au Sud d'Isti-Su, les laves et les roches pyroclastiques du Paléogène reposent sur les calcaires nummulitiques.

La formation de Karaj, à l'Est d' Isti-Su, se termine par les montagnes de Bogro-Dagh (à l'Est de Khalkhal) mais cette formation vers l'Ouest se termine par une faille de direction Nord Nord Est- Sud Sud Ouest, à 7 km d'Isti-Su et les formations rouges du Néogène se juxtaposent par l'intermédiaire de cette faille à la formation de Karaj.

Le Néogène se présente à l'Ouest d'Isti-Su, ainsi qu'aux environs de Sangvar-tchaï. Les sédiments néogènes sont essentiellement des sédiments marneux, marnes silteuses ou gréseuses de brun à gris, à la base desquels au Sud Ouest d'Agbulagh et à l'Ouest de Kivi, il y a des marnes rouges, avec des mélanges détritiques accompagnés de couches de gypses. A 10 km au Sud Ouest d'Isti-Su, près du village d'Agbulagh, des calcaires marneux et silteux accompagnés de mélanges pyroclastiques brun clair, s'observent dans les couches sédimentaires néogènes. A 8 km, au Nord d'Isti-Su, les dykes diabasiques avec une direction presque parallèle à la direction des couches, coupent la formation de Karaj.

Les formations quaternaires correspondant aux alluvions anciennes et récentes, sont situées généralement le long des rivières principales de la région. Il est à remarquer que les travertins liés à l'activité des sources thermominérales de Khalkhal sont visibles dans les alentours d'Isti-Su, plus particulièrement. Ces étendues sont importantes au Sud Ouest d'Isti-Su et près d'Agboulagh. Les grandes

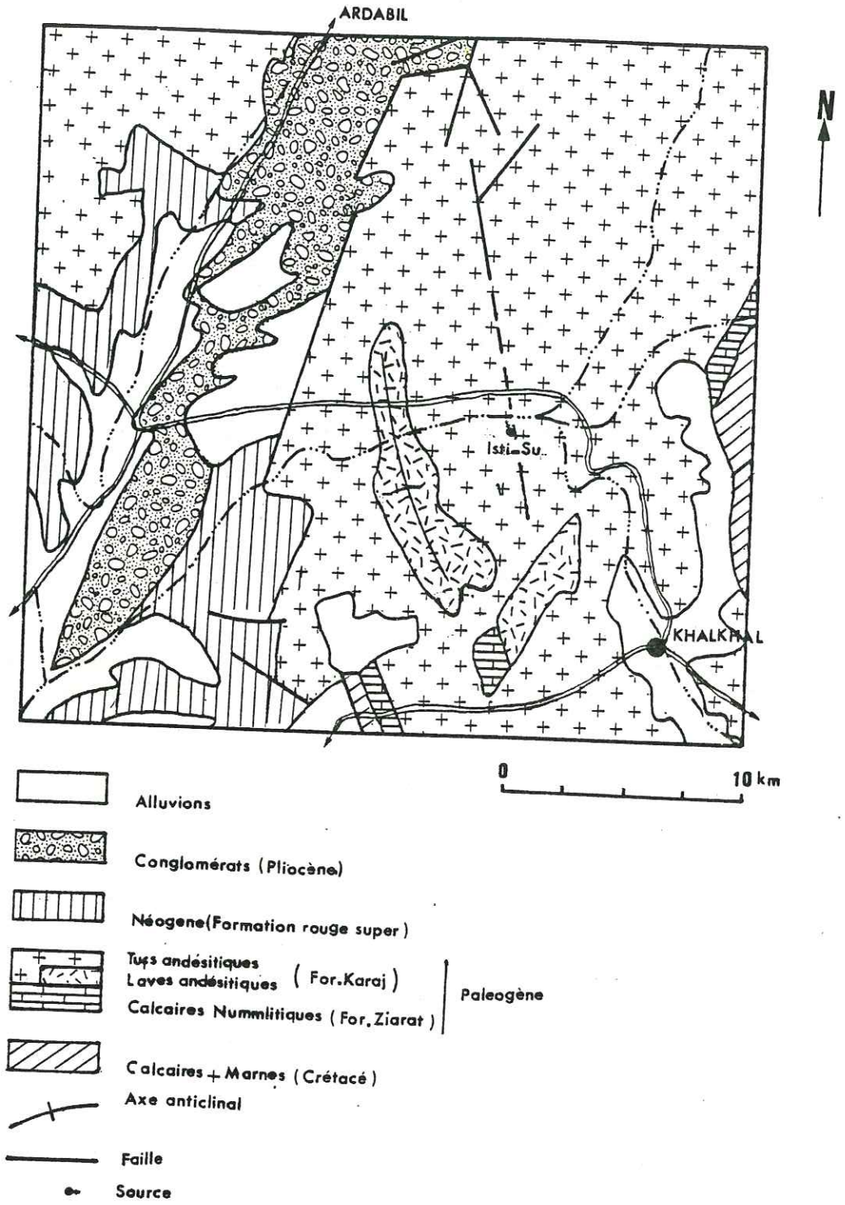


Fig.42 ESQUISSE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS D'ISTI_SU

failles principales de la région semblent s'amortir dans cette zone.

L'existence de travertins dans le village d'Agboulagh peut s'expliquer par d'anciennes activités thermominérales, actuellement invisibles. Mais, dans le secteur de notre étude (Isti-Su), de nos jours, les activités hydrothermales se présentent sous forme de sources thermominérales avec sédimentation de travertin. En raison de la petite quantité de ce travertin, cette formation ne figure pas sur la carte géologique. L'épaisseur de travertin, d'Isti-Su est d'environ 10 m et sa longueur de 10 m aussi.

L'apparition de cette source thermominérale peut être liée aux failles de la région, mais elles ne sont pas visibles aux environs de la source, à cause des formations quaternaires.

4-4-5- Sources thermominérales de la zone de Bostan Abad

4-4-5-1- Localisation

Bostan Abad est à environ 55 km de Tabriz, au bord de la route Tabriz-Téhéran, ainsi que Ardabil-Sarab-Tabriz. La source n'appartient pas au système du Sabalan, mais se rapproche du volcanisme du Sabalan.

Les sources thermominérales de cette zone sont, en raison de leur localisation, appelées Ab-garm, Bostan Abad.

4-4-5-2- Géologie

La nature géologique d' Ab-garm Bostan Abad est donnée par la figure n° 43.

Les affleurements les plus anciens sont les calcaires détritiques et les conglomérats du Crétacé supérieur qui s'observent au Nord Ouest de Bostan Abad et près du village d'Akin-Abad. Les andésites porphyriques de l'Eocène de cette région sont en contact par faille avec les calcaires crétacés. Les sédiments marneux calcaires et conglomératiques équivalents à la formation maritime de Qom (Oligo - Miocène) reposent en discordance sur les syénites oligocènes et les roches volcaniques éocènes, au Sud de Akin-Kandi et au Nord de la route Bostan Abad - Tabriz.

Les sédiments néogènes (Miocène) équivalents à la formation rouge supérieure (upper-redformation) se présentent, dans la grande majorité de la région, avec des faciès de conglomérats, marnes et sables.

Les faciès conglomératiques sableux sont très développés au Nord et au Nord Est de Bostan Abad où ils recouvrent les formations plus anciennes. Les conglomérats vers le Sud sont limités par une

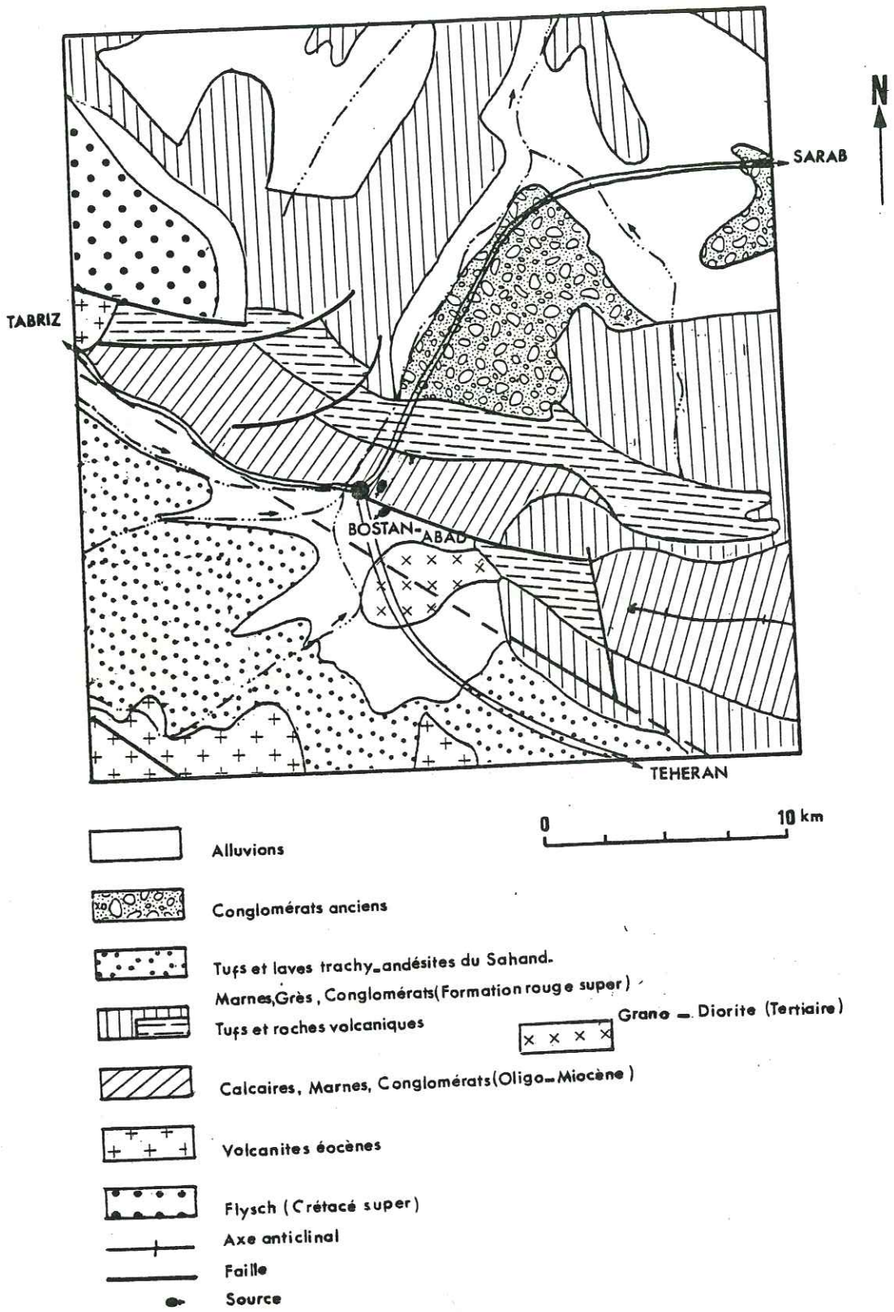


Fig.43 ESQUISSE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DE BOSTAN ABAD

faille longitudinale qui passe au Nord de Bostan Abad. Les faciès marneux du Miocène qui contiennent des intercalations sableuses et quelquefois des évaporites s'étendent à l'Est de Bostan Abad et au Sud des failles principales et forment un anticlinal. Ce faciès s'étend au Nord Ouest de Bostan-Abad - Tabriz.

Les sédiments hétérogènes, conglomérats et marnes du Plio-Quaternaire apparaissent à l'Ouest et au Sud de Bostan-Abad, et en même temps, aux environs des villages Hadji - Agha. Les sédiments quaternaires sont les alluvions que l'on trouve tout au long de la rivière et aux flancs des montagnes.

A 10 km au Nord Ouest de Bostan Abad des masses intrusives syénétiques à granodioritiques pénètrent dans les séries des roches volcaniques éocènes. Ces masses intrusives sont équivalentes de la masse intrusive de la phase oligocène qui s'observe au Sud de la plaine de Sarab, près de Ab-garm, ainsi que dans la région du Sabalan.

Les sources de Bostan Abad sont situées sur le passage de la grande faille de Tabriz-Bostan Abad de direction Nord Ouest - Sud Est et leur origine est liée à cette faille qui sépare deux compartiments à faciès différents.

La grande faille de Bostan-Abad est une faille très ancienne (D.C. EFTEKHAR NAJAD 1975) qui a été très active dans les différentes époques. Il s'agit en effet vraisemblablement d'un accident calédonien qui à partir du Dévonien inférieur sépare la province d'Azarbaidjan en deux blocs; le bloc Nord Est du Dévonien inférieur au Carbonifère était subsident tandis que le bloc Sud Ouest à cette époque était soulevé.

Cette faille est la plus importante qui soit aux alentours de Tabriz. Elle passe au Nord de Tabriz continue jusqu'à 100 km vers le Nord et vers le Sud jusqu'à Zanjan-Abhar entre les montagnes de Micho et Bostan Abad. Sa direction est N 115° avec un pendage sensiblement vertical. La dernière activité seismique de cette faille a indiqué que c'est une faille dextre (M.H. NABAVI 1976). De nombreux tremblements de terre ont secoué la ville de Tabriz et sa banlieu à cause de cette faille. Les plus importants séismes ont eu lieu jusqu'à la fin du IXIè siècle.

Cette grande faille présente couramment une activité seismique importante et son rejet a provoqué la destruction de la ville de Tabriz toute entière à la fin du XVIè siècle. Il est à noter que les tremblements de faible intensité ont été observés entre 1901 et 1971 dans cette région (M. BERBERIAN 1976).

TABLEAU N° 26 - COMPOSITION MINERALOGIQUE DES ROCHES ENVIRONNANT LES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL (Iran)

Localisation	Nature de roche	Composition minéralogique (L. Minces)
Sareine ouest	Brèche dacitique	Plagioclases acides. Biotite. Oxyde de fer très abondant.
Sareine nord (Sarie-darreh)	Brèche pyroclastique-Tufs	Débris andésitiques, cristobalite-cryptocristalline (opale ou calcédoine). Jarosite (Sulfate hydraté d'altération hydrothermale).
Vali-darreh (Rive droite)	Ignimbrite	Biotite - Albite. Verre acide très abondant. Oxydes opaques.
Vali-darreh (Rive gauche)	Tufs-Andésites	Tufs andésite hydrothermalisés. Lapilli andésitiques.
Sardabeh	Andénite	Hornblende basaltique et andésine calco-alcaline riche en Ca.
Sardabeh (Tchakhmaglu)	Andésite microlitique	Augite (10 à 15 %) . Phénocristaux d'andésine (20%). Oxyde de fer.
Qotur-Suyu	Lave basique	Grands phénocristaux de plagioclases-Augite 43°. Oxyde de fer
Chabil	Rhyolite vitreuse à enclaves basiques	Fond vitreux, riche en silice. Amphibole verre - Quartz. Biotite - Albite)
Chabil (inférieur)	Tuf brechique	Biotite-Plagioclases - Amphibole et pyroxène fond vitreux avec fragments basiques. Oxyde de fer
Ab-é-garm (Sarab)	Granodiorite	Biotites - Plagioclases - Structure grenue - Orthoclase - Apatite - Pyroxène - Oxyde de fer
Allah-Hag (Sarab)	Syénite	Biotites de petite dimension - Apatite - Plagioclases - Orthoclases - Structures grenue Oxyde de fer.
Isti-Su (Khalkhal)	Microdiorite	Phénocristaux de plagioclase albitisé et séricité (andésine) - Biotite - Pyroxène - Serpentine.

CHAPITRE V

5 - LES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL (ETUDE ANALYTIQUE)

5-1- CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

5-2- CARACTERISTIQUES CHIMIQUES

5-3- COMPOSITION CHIMIQUE DES DIFFERENTES ZONES

5-4- REGROUPEMENT GENERAL DES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL

5-5- LES DEPOTS AUX EMERGENCES

5 - LES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL

(Etude analytique)

5-1- CARACTERISTIQUES PHYSIQUES

5-1-1- Température

Lorsque la température d'une source dépasse de 5 à 6°Cla température moyenne annuelle de l'air de la région d'émergence, celle-ci est appellée source thermale. Autrement dit, la température d'une source thermominérale est plus élevée que la température moyenne annuelle de l'air au lieu considéré. Cette température élevée est due à la nature des terrains que traverse la source et à la structure géologique.

On sait que les variations de température dans le sol diminuent avec la profondeur; à partir d'une certaine profondeur en dessous de la surface du sol, la température reste constante, c'est-à-dire, indépendante des variations de la température de l'air. La température est la caractéristique la plus marquante des qualités physiques des sources thermominérales et la température des sources thermominérales est constante au cours de l'année. Elles sont généralement alimentées par des eaux d'infiltration qui descendent à une profondeur suffisante et circulent assez lentement dans le sous-sol pour atteindre une température élevée. Elles peuvent aussi être d'origine "juvénile" ou avoir été influencées par des réactions exothermiques.

5-1-1-1- Origine de la température

L'origine primordiale de la température des eaux thermominérales est le flux géothermique dont l'intensité augmente avec la profondeur et la structure géologique du sous-sol. La valeur plus ou moins grande du gradient géothermique traduit l'intensité de ce flux dans la région considérée.

Naturellement, la valeur du degré géothermique peut varier suivant le pays et d'un point à un autre selon la conductibilité thermique des roches traversées, leur nature géologique ainsi que les réactions physico-chimiques.

Dans les régions volcaniques, pour 10 à 15 m de profondeur, l'augmentation est 1°C tandis que dans les régions pétrolifères, le gradient géothermique est presque toujours inférieur à 20 m. Au contraire dans les régions granitiques, cristallines et métallifères, il atteint 60 à 80 m par degré. Enfin, la valeur moyenne du gradient géothermique est de 30 à 35 m, c'est-à-dire, 3°C d'augmentation de température pour 100 m de profondeur. On peut calculer cette profondeur par la formule suivante.

$P = (\phi_s - \phi)\,\phi_g$

ϕ_s , est la température moyenne de la source étudiée à l'émergence en °C.

ϕ , est la température moyenne locale à l'émergence en °C

ϕ_g , est le gradient géothermique en m.

P' , est la profondeur en m dont la valeur est toujours minimale car il y a toujours une forte baisse de température pendant sa remontée.

Le diminution de température dépend de la vitesse de remontée, c'est-à-dire que plus la vitesse de remontée est rapide, moins la température baisse. On peut calculer la vitesse effective par la formule suivante :

$V = \frac{Q}{S}$

Q = débit en m^3/s.

S = section efficace en m^2.

V = vitesse de remontée en m /s.

Le débit est généralement lié à la température. Lorsqu'elle est peu élevée, il est faible et variable.

5-1-1-2- Influence d'autres facteurs sur les variations de température

a) La température moyenne des sources varie suivant la latitude du lieu, 1°C pour un éloignement de l'équateur de 2° de latitude.

b) la décroissance de température peut être évaluée à environ 1°C par 200 m d'altitude, c'est-à-dire qu'il y a diminution de température de l'eau avec l'augmentation de l'altitude.

c) Le volcanisme joue un rôle très important dans le réchauffement de l'eau. D'une part certains circuits d'eaux vadoses prennent leur températures au contact de roches volcaniques récentes mais d'autre part il est possible que les centres éruptifs actuels exhalent des quantités notables d'eaux " juvéniles " hydrothermales. Il est donc permis de supposer que dans le cas de certaines sources à températures anormalement élevées, pour lesquelles l'explication du gradient géothermique reste insuffisante, ce soit de l'eau juvénile qui se mélangeant aux eaux vadoses augmente leur température (sources d'origine mixte).

d) Certaines réactions chimiques exothermiques (oxydation, réduction ou même hydratation) ont pu être invoquées pour expliquer la thermalité de quelques sources. Parmi les réactions les plus connues l'oxydation de la pyrite de fer (S_2Fe) puis des hydroxydes ferreux et ferriques libère de l'acide sulfurique et élève la température de 300° à 500° C.

$$2\,FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \longrightarrow 2\,FeSO_4 + 2\,SO_4 + 2H_2$$

$$4\,FeSO_4 + 2\,SO_4 + 2H_2 + O_2 \longrightarrow 2\,(SO_4)\,2\,Fe_2 + 2H_2O$$

L'oxydation d'une masse importante de ce mineral peut donc libérer des quantités de chaleur susceptibles de réchauffer des circuits d'eau vadose voisins.

e) La désintégration des minéraux radio-actifs contenus dans les roches de l'écorce dégage de la chaleur d'une façon continue. Un gramme de radium en équilibre avec ces produits de décomposition, dégége 137 calories heure; les mêmes quantités d'uranium et de thorium dans des conditions analogues, en dégagent respectivement : 11×10^{-5} et $2,46 \times 10^{-5}$, or toutes les roches sont plus ou moins radioactives.

- les roches acides contiennent 3×10^{-2} de Ra et 2×10^{-5} de Th

- les roches basiques ou profondes ont : $1,3 \times 10^{-12}$ de Ra et $0,56 \times 10^{-5}$ de Th

- les roches intermédiaires contiennent $2,5 \times 10^{-12}$ de Ra et $1,6 \times 10^{-5}$ de Th.

La concentration en ces corps semble donc à priori être plus grande dans les couches superficielles de l'écorce, celle précisément où se produisent les circulations hydrothermales.

f) Les mouvements sismiques (tremblement de terre) agissent sur la température en même temps que sur le débit, c'est le phénomène qui a pu être observé en 1957 dans la région du Sabalan sur les sources thermominérales situées aux alentours du Sabalan en Azarbaidjan oriental (région de notre étude et plus particulièrement dans le secteur de Sareine).

Le débit de la source thermale de Gavmich-goli a quadruplé tandis que sa température est passée de 52° à 72°C (20°C d'augmentation).

Dans cette région, l'expérience montre qu'à chaque tremblement de terre ce phénomène se répète mais la température ainsi que le débit redeviennent normaux progressivement dans les vingt jours qui suivent le tremblement de terre.

g) La température d'une source thermominérale diminue lors du mélange avec les eaux superficielles plus particulièrement dans les régions montagneuses pendant la période de la fonte des neiges.

En résumé, la température d'une source thermominérale ne reste pas constante en tous points d'émergence de l'eau en surface et dans une même fracture, il y a généralement une petite zone à température maximale à partir de laquelle l'eau est de plus en plus froide. De même, la température de l'eau s'abaisse relativement en traversant un terrain perméable ou dans une couche d'alluvions.

Quoiqu'il en soit, la température des eaux thermominérales doit être surveillée de très près si les conditions le permettent. Cela est impossible dans notre région à cause de la haute altitude, de la longue période de glaciation ainsi que des difficultés de transport et du mauvais état des routes, plus particulièrement dans la zone de Qotur-Suyu (Meshkin) où les mesures des temperatures ne sont possibles que pendant l'été.

Les variations de température sont liées au régime de sources. Un abaissement brusque de la température et une augmentation rapide de débit caractérisent une nappe peu profonde avec l'influence d'eau superficielle résultant de pluie ou fonte de neige. Au contraire, si la température reste constante cela signifie que l'eau pénètre à une profondeur assez grande et en traversant une épaisseur suffisante de roches prend leur température ; en raison de la profondeur, elle ne sera donc pas influencée par les variations de la température de l'air ambiant (diurne ou annuel).

5-1-1-3- Températures observées

Dans le tableau n° 27, nous avons indiqué la temperatur des sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental mesurée au griffon en °C.

Nous avons relevé les températures pendant l'hiver de 1975 et au début du printemps de 1976 ainsi qu'en automne de 1977, nous n'avons pas observé de grandes différences entre les données des trois années. On voit clairement que la température des eaux thermales de la région varie entre 17 et 88°C . Les chiffres les plus élevés appartiennent aux sources thermominérales les plus proches au sommet du Sabalan.

Si on compare les températures mesurées en 1976 et 1977 avec celles des mêmes sources en 1972 et 1965 (voir tableau n° 27), on voit clairement une augmentation légère des températures dans certaines sources de 1965 à 1977 (par exemple Gavmich - Goli et les autres sources de Sareine). Cette augmentation légère de température peut résulter de l'influence de l'activité sismique enregistrée ces deux dernières années. Les températures des sources thermominérales de la région sont élevées si on les compare avec les températures des sources ordinaires. Dans le secteur de Sareine où les sources Hadji-Ismaïl (Hadji-Ismaïl bulaghi) ont une température de 12 à 13 °C, la différence entre les températures des deux types de sources est de 52-12 = 40°C et donc très appréciable. La différence entre la température de la source de Gaynardjeh (88°C) et celle des sources froides du même secteur est de 76°C.

TABLEAU N° 27 - TEMPERATURES OBSERVEES DANS LES SOURCES THERMOMINERALES ETUDIEES
(AZARBAIDJAN ORIENTAL-IRAN)

Sources thermominérales	Région	N°	Température mesurée en °C					Altitude
		Emergen.	1965*	1972**	1975	1976	1977	en m
Ab-é-Gahvekhaneh Gadim	Ardabil (Sareine)	E 1	47	44	47	47	47	1550
Ab-é-Gahvekhaneh Avval	" "	E 2	41	42	42	42	42	"
Ab-é-tchechm	" "	E 3	20	21	21	21	21	"
Ab-é-bad (Yel-Suyu)	" "	E 4	41	39	40	40	40	"
Qareh-Su	" "	E 5	41	42	42	42	44	"
Sari-Su	" "	E 6	47	47	47	47	48	"
Gavmich-Goli	" "	E 7	47	47	52	52	52	"
Pehenli-su	" "	E 8	37	40	36	36	39	"
Général	" "	E 9	43	45	44	44	44	"
Bechbajilar	" "	E10			37	38	38	"
Gol-Ali supérieur	" Vali-darreh	E11	17	18	17	17	17	1700
Tchechmé-xé-Assad	" "	E12	20	20	20	20	20	"
Gol-Ali-inférieur	" "	E13	18	18	17	17	18	"
Vali-darreh 4	" "	E14				21	22	"
Sardabeh	" Sardabeh	E15	36	34	36	36	36	2200
Tchakhmaglu	" "	E34			32	32		2350
Bouchli-Hammam	" Bouchli	E16	49		52	52	55	1600
Bouchli 2	" "	E17			47	47	46	1620
Gaynardjeh	" "	E35			60	60		1650
Qotur-Suyu	Meshkin-shahr	E18	41		41	41	40	2400
Chabil	" "	E19			56	56	56	2900
Toursh-Su	" Chabil	E20					12	2900
Ilando	' Ilando	E21	37,5				38	1900
Mayur	" Mayur (Movil)	E22	46				45	2100
Gaynardjeh (Pyrémar)	" Pyrémar	E23	82				85à90	2000
Ab-é-garm	Sarab	E24	42		44	46	46	2100
Allah-Hag	"	E25	42		42	44	44	"
Chalgoun	Sarab-chalgoun	E26					35	2200
Erdéhal-Bozorgue	" -Erdéhal	E27					38	2200
Qotur-Suyu	" -Erdéhal	E28					31	2250
Mir-Moussa	" (Erdéhal	E29					35	2250
Abresse	" Avers	E30					37	2000
Isti-su	Khalkhal-kivi	E31	52	49	52	52	56	1750
Hammam	Bostan-Abad	E32	42	40	42	42	43	1800
Tchechnéyé-Bala	" "	E33					40	1850

* D'après DJONEIDY M. DJ (1970)

** D'après IGHANIAN R. (1972)

5-1-1-4-Classifications des sources étudiées

Pour la classification des sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental nous utilisons la classification suivante :

- source hyperthermale $50 < T < 100$
- source mésothermale $35 < T < 50$
- source hypothermale $20 < T < 35$
- source froide $T < 20$

d'après cette classification toutes les sources thermominérales sauf deux sources de Vali-darreh et la source de Toursh-Su (voir tableau n° 27) sont considérées comme des sources mésothermales et les sources de Gavmich-Goli (52°C), Boushli Hammam (55°C), Boushli Gaynardjeh (60°C), Chabil (55°C), Pyrémar (Gaynardjeh, 85-90°C) et Isti-Su (52-56°C) sont hyperthermales.

Pour expliquer la thermalité des eaux minérales de cette région, il faut admettre qu'elles circulent à très grande profondeur, si le gradient géothermique est normal ou que celui ci est très élevé dans le secteur étudié et que des influences magmatiques ne sont pas à exclure.

5-1-2- Les débits

La mesure des débits est une opération importante. On peut mesurer le débit par différentes méthodes à l'émergence à condition que l'eau s'écoule à la surface par un canal unique. Pour cela, il est nécessaire d'aménager correctement le griffon par un captage approprié. Nous rappellerons ici deux méthodes très simples :

a) mesures de débit par remplissage d'une capacité jaugée dans un temps déterminé.

b) application de la formule du déversoir :

$Q = mLH\sqrt{2gH}$ où
Q, est le débit en m^3/s.
L, est la largeur du déversoir en décimètre
H, est la hauteur en m de la lame d'eau
g, est l'accélération de la pesanteur (9,81)
m, est le coefficient de variation de 0,39 à 0,42 et d'autant plus élevé que H est faible (0,39 pour 16 à 30 cm.)

5-1-2-1- Données numériques et observations de notre étude

Les mesures de débit ont été faites sur les sources étudiées à différentes périodes. Les résultats de cette opération figurés

au tableau n° 28. On constate qu'il n'y a pas de grandes variations entre les différentes mesures. Pour cela, on peut considérer que le régime des sources thermominérales étudiées est stable. Mais, il y a une très faible augmentation dans les dernières années. Celle-ci peut s'expliquer par l'influence de l'activité sismique enregristrée dans la région; il y a une relation directe entre les tremblements de terre et l'augmentation de débit des sources thermominérales dans cette région. Les débits extrêmes des sources étudiées expriment entre 1 l/s et 70 l/s.

De toutes manières, après plusieurs mesures et observations, on peut considérer que le débit des sources thermominérales faisant partie de notre étude est constant et n'est pratiquement pas influencé par la pluie ou la fonte des neiges excepté l'oscillation de son niveau au moment du seisme. Ceci peut expliquer qu'elles sont alimentées par les nappes profondes à une pression à peu près constante.

Le débit des sources thermominérales de Sareine est au total de 85 l/s relativement plus élevé que ceux des autres régions étudiées. Nous verrons plus loin que la quantité de calories exportées par ces sources est considérable et que l'exploitation de cette source d'énergie est tout à fait intéressante et possible.

Enfin le débit est une caractéristique essentielle à connaître si l'on envisage l'utilisation des eaux thermominérales. Elle renseigne aussi sur l'état de fracturation du sous-sol et la dimension des fractures.

5-1-3- Relation débit-température

Le diagramme de la figure n° 44 montre que les points représentatifs de la température et du débit de chaque émergence se situent sur trois droites parallèles distinctes qui pourraient correspondre à des familles regroupant des eaux ayant un même type d'alimentation d'une même origine.

5-1-4- Conductivité de l'eau

C'est une mesure servant à évaluer grossièrement la teneur totale en éléments minéraux dissous dans l'eau. Une eau est d'autant plus conductrice qu'elle contient en solution une plus grande quantité de matière minérale. La conductibilité d'un liquide est l'inverse de la résistivité donc 1/r. L'unité de résistivité est l'ohm ($\omega\, cm^{-1}$, $\omega\, cm^{2}$) l'unité de conductivité est le mhos (μ/ s).

Généralement, la résistivité des eaux thermominérales est plus faible qu'elle n'est pour celle des eaux pures minéralisées, inversement, elle est plus forte que celle des sources qui sont très minéralisées. Pour l'eau potable elle varie entre 600 et 6 000 ohm cm.

TABLEAU N° 28 - DEBITS DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

n° émergence	Débit l/ mn	
	1972	1977
E1	120	120
E2	60	60
E3	90	90
E4	120	120
E5	120	120
E6	360	380
E7	4000	4200
E8	150	150
E9	240	240
E10	30	30
E11	240	240
E12	120	120
E13	120	120
E14		30
E15	600	600
E16	480	480
E17	420	420
E18	2500	2700
E19	420	480
E20		90
E21	420	420
E22	120	120
E23	600	600
E24	240	240
E25	240	240
E26		300
E27		240
E28		180
E29		360
E30	480	480
E31	300	300
E32	480	480
E33		180

Le nom des émergences est donné au tableau n° 27

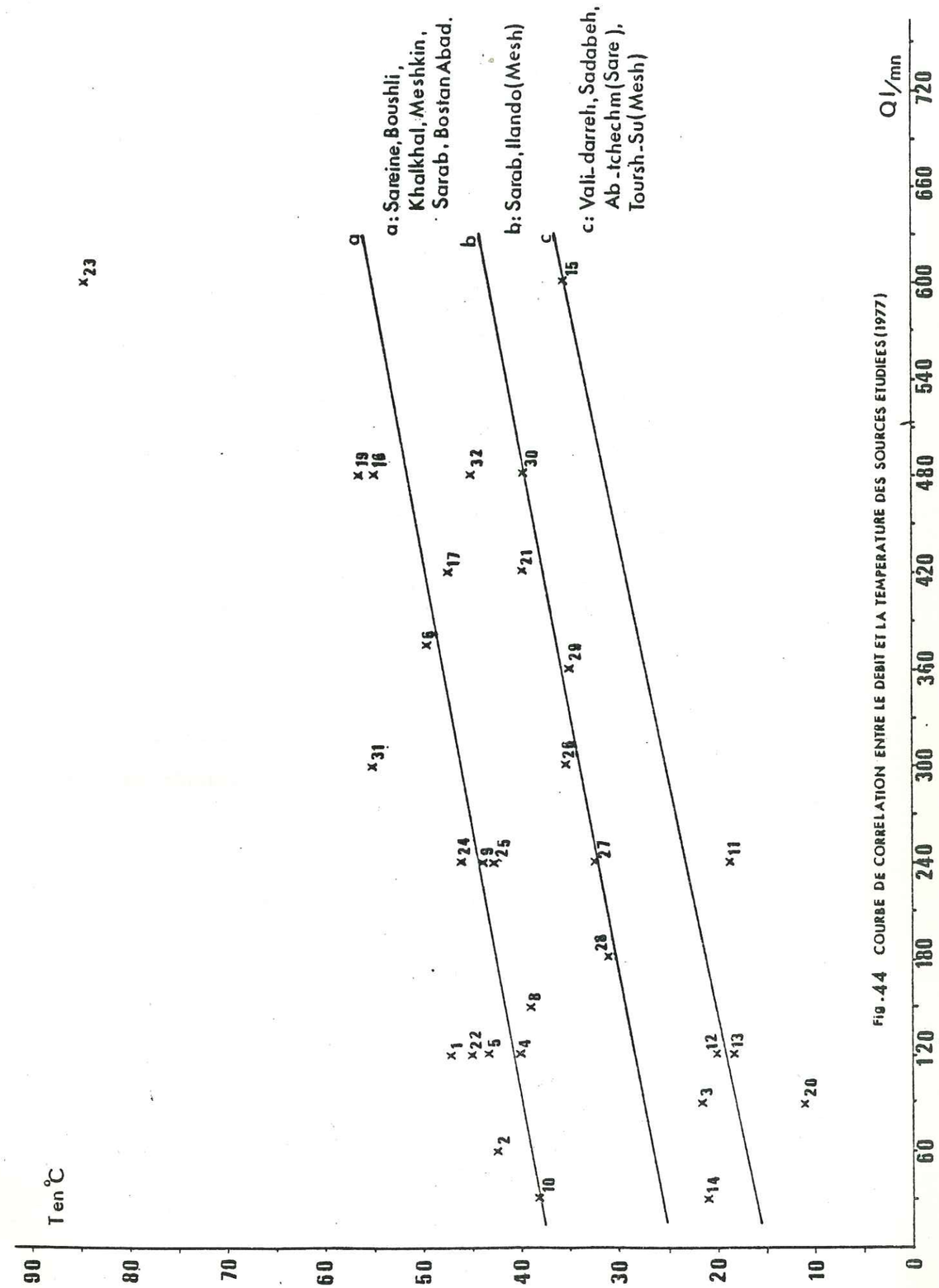


Fig. 44 COURBE DE CORRELATION ENTRE LE DEBIT ET LA TEMPERATURE DES SOURCES ETUDIEES (1977)

A une température donné, la conductivité d'une solution dépend de la quantité d'ions qu'elle renferme et à laquelle elle est directement proportionnelle. La conductivité peut donc servir à mesurer la concentration en électrolytes dissous dans une eau, autrement dit son ionisation, traduisant ainsi sa minéralisation globale.

En connaissant la résistivité ou la conductivité d'une eau , on peut souvent calculer sa dureté temporaire.

On voit donc que la mesure de la résistivité d'une eau est un opération importante qui peut conduire à la connaissance de la minéralisation globale et du degré hydrotimétrique temporaire. Elle doit donc être utilisée lorsque l'on veut vérifier les variations de composition d'une eau quelconque, car la conductivité, minéralisation globale et résidu sec sont étroitements liés.

Dans la tableau n° 29 sont données les conductivités des eaux de quelques sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental et à titre de comparaison la valeur du résidu sec à 180 °C.

Dans ce tableau, les deux extrêmes varient entre 445 (Gol-Ali supérieure) et 13 000 (Boushli) ceci montre que la région de Boushli parmi les régions étudiées est la plus fortement minéralisée. La variation de conductivité entre 1972 et 1976 n'est pas considérable, ceci explique qu'il n'y a pas de grand changement de minéralisation de l'eau au cours du temps. Enfin la mesure de résistivité ou de conductivité est un moyen commode de contrôler la qualité des eaux. Si la résistivité reste constante, c'est que l'influence des eaux de surface est minimal .

5-1-4-1- Classement des sources étudiées

On peut classer les sources thermominérales de la région étudiée de la façon suivante :

Classe 1 : conductivité des eaux inférieures de 1 500 mhos.
Classe 2 : conductivité comprise entre 1 500 et 5 000 mhos.
Classe 3 : conductivité comprise entre 5 000 et 9 000 mhos.
Classe 4 : conductivité comprise entre 9 000 et 15 000 mhos.

La zone la plus importante se situe dans le secteur de Boushli (SW du bassin étudié) avec une valeur maximale à 13 000 mhos. La minéralisation globale est élevée, la teneur en chlorures et bicarbonates augmente ainsi que celle en Sodium et potassium.

La zone située entre 5 000 et 9 000 mhos correspond à la zone d'Abresse (Sarab) et Bostan Abad et à la source de Mayur (Meshkin) .

TABLEAU N° 29 - CONDUCTIVITES DES SOURCES THERMOMINERALES

(AZARBAIDJAN ORIENTAL . IRAN)

N° émergence	Conductivité µ mhos 1972	Conductivité µ mhos 1977	Résidu sec à 180°C en mg/l 1972
E1	1900	1900	1082
E3	990	1100	670
E4	1340	1500	1026
E5	1900	1700	995
E6	1290	1350	1072
E7	1400	1450	1063
E8	1400	1600	1022
E9	1430	1660	1185
E10		1500	
E11	600	450	390
E12	700	560	380
E13	510	480	400
E15	1020	1000	825
E16	9600	9600	6390
E17	13000	13000	
E18	1700	1700	807
E19	1455	1455	1082
E21	1900	1900	1450
E22	1000	1000	829
E23	6300	6300	3388
E24	600	600	400
E25	500	500	300
E30	5500	5500	
E31	1000	1500	1022
E32	4000	6000	4102

Le nom des émergences est donné au tableau n° 27

La plage comprise entre 1 500 et 5 000 mhos correspond à Qotur-Suyu et une partie des sources de Sareine.

La classe qui a une conductivité inférieure à 1 500 mhos comprend un grand nombre de sources thermominérales de la zone étudiée c'est-à-dire, les secteurs de Sareine, Vali-darreh, Sardabeh et Khalkhal. Les sources de Sareine et Isti-Su sont bicarbonatées sodiques et celles de Vali-darreh sont bicarbonatées calciques enfin celles de Sardabeh sont sulfatées calciques.

Notons que la résistivité est liée à la température; c'est ainsi que quand la température augmente la résistivité diminue mais l'augmentation de température est aussi un facteur de minéralisation des eaux de sources thermominérales que nous venons d'étudier.

5-2- CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX THERMOMINERALES

5-2-1- pH (Acidité, Alcalinité

On sait que dans un milieu même aussi parfaitement neutre que l'eau chimiquement pure, il reste une fraction ionisée. A côté de l'immense majorité des molécules OH_2, il existe des ions H^+ et $O\bar{H}$ qui d'ailleurs s'équilibrent. Il existe une molécule dissociée $H^+ \rightleftharpoons O\bar{H}$ pour 10 000 000 de molécules OH_2 soit pour 10^7 OH_2 : on dit pour simplifier que l'eau neutre a un pH7 (le pH est donc le logarithme de l'inverse de la concentration en ions H) ou :

$$pH = \log 1/H^+ = 7$$

Dans une solution ionisée telle qu'une eau minérale ou thermominérale, les ions acides ou basiques peuvent prédominer en donnant une réaction acide ou basique qu'il importe de mesurer.

Certaines eaux sont acides (pH $<$ 7), ce qui tient doit à du CO_2 libre (terrain où il n'y a pas de cations pour se combiner au CO_2) soit à d'acide humique (notamment en terrains tourbeaux ou marécageux) soit à SH_2 (fréquent dans les eaux profondes) soit SO_2, H_2SO_4 etc... qu'on trouve dans les terrains pyriteux, gypseux ou volcaniques.

Un liquide est alcalin si son pH $>$ 7 . Au pH 7 le nombre de ions H^+ est égal à celui des ions $O\bar{H}$.

Certains facteurs influencent le pH de l'eau comme la température de l'eau, la vitesse de circulation de celle-ci dans les conduits, le départ du CO_2 ou l'oxydation.

La stabilité des substances en solution est influencée par la variation de pH, le départ de CO_2 provoque des précipitations de carbonates, les colloïdes peuvent floculer (hydroxydes de fer). Seule la silice colloïdale est plus stable en pseudo-solution aqueuse, si le milieu est légèrement alcalin.

Enfin, l'eau rencontrée dans la nature n'est jamais de l'eau pure, plus particulièrement les eaux thermominérales, à cause de leur forte minéralisation ainsi que de leur température plus ou moins élevée contiennent différents gaz comme CO_2, SH_2 etc... et sont généralement acides

5-2-1-1- Mesures de pH (rappel de méthode)

On mesure le pH par deux méthodes :

a) la méthode électrique qui est le meilleur procédé au point de vue précision, mais il exige beaucoup de précautions et l'utilisation de solutions témoins.

b) la méthode colorimétrique basée sur la propriété de certains colorants de présenter des teintes différentes suivant qu'ils sont en milieux acides ou alcalins. C'est la méthode plus simple des indicateurs colorés. On peut l'utiliser sur place pour une mesure rapide. C'est cette méthode que nous avons utilisée dans notre travail sur le terrain.

5-2-1-2- Le pH observé

Les observations du pH faites sur les sources thermominérales étudiées, sont indiquées dans le tableau n° 30. Sur l'ensemble de la région, le pH oscille entre les valeurs extrêmes 3 et 8,2 , ce qui témoigne d'une grande hétérogénéité dans l'origine des eaux. Sa connaissance ne renseigne que qualitativement sur les proportions respectives des constitutions acides ou basiques.

D'après le tableau n° 30, le pH minimal appartient à Qotur-Suyu (source sulfureuse avec SH_2 libre) plus proche du volcan du Sabalan le pH est maximal aux sources thermominérales de la région de Sarab ainsi qu'à celles de Boushli-Hammam et Isti-Su (Khalkhal). Ces deux sources sont des sources bicarbonatées avec un dépôt appréciable de carbonate de calcium (travertin).

Le pH des sources thermominérales de la zone de Vali-darreh se situe entre 5,4 et 6,5 c'est-à-dire plus acide que les autres secteurs. Cette propriété résulte en CO_2 libre qu'on observe dans les sources. Nous verrons plus loin, que la quantité de CO_2 libre dans les sources du secteur de Vali-darreh, dépasse 650 mg/l.

En comparant les valeurs de pH mesurées en 1972

TABLEAU N° 30 - pH DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

Source	N° émergence	pH mesure au griffon		
		1977	1976	1972
Ab-é-gahvekhaneh	E1	5.4	6.5	6.8
Ab-é-gahvekhanah avval	E2	5.4		6.4
Ab-é- tchechm	E3	5.6	5.4	6.8
Ab-é-bad	E4	5.4	6.0	6.2
Qareh-Su	E5	5.6	5.7	7.0
Sari-Su	E6	5.5	6.4	6.0
Gavmich-Goli	E7	5.5	6.5	7.0
Pehenli-su	E8	5.5	6.0	6.3
General	E9	5.6	6.2	6.2
Bechbajilar	E10	5.7	5.7	
Gol-Ali supérieur	E11	5.4	5.8	5.9
Assad	E12	5.5	5.8	6.4
Gol-Ali inférieur	E13	5.5	5.8	6.2
Vali-darreh 4	E14	5.4		
Sardabeh	E15	5.4	5.4	5.6
Boushli (Ha)	E16	6.3	6.8	
Boushli 2	E17	6.9	6.5	
Qotur-Suyu	E18	5.4	4	3.0
Chabil	E19	6.5	6.1	6.1
Toursh-Su	E20	5.5		
Ilando	E21	5.5	6.0	6.0
Mayur	E22	5.4	5.4	5.4
Gaynardjeh	E23		6.4	
Ab-é-garm(Sarab)	E24	7.7	7.5	6.8
Allah-Hag	E25	7.8	7.6	6.9
Chalgoun	E26	7.9		
Erdéhal-(Boz)	E27	8.2		
Erdéhal (Qotur)	E28	7.7		
Erdéhal (Moussa)	E29	8.0		
Abresse	E30	6.2	6.5	6.2
Isti-su	E31	6.6	6.8	7.0
Bostan-Abad (Ha)	E32	6.3	6.3	7.4
Bostan-Abad (Bala)	E33	6.4		

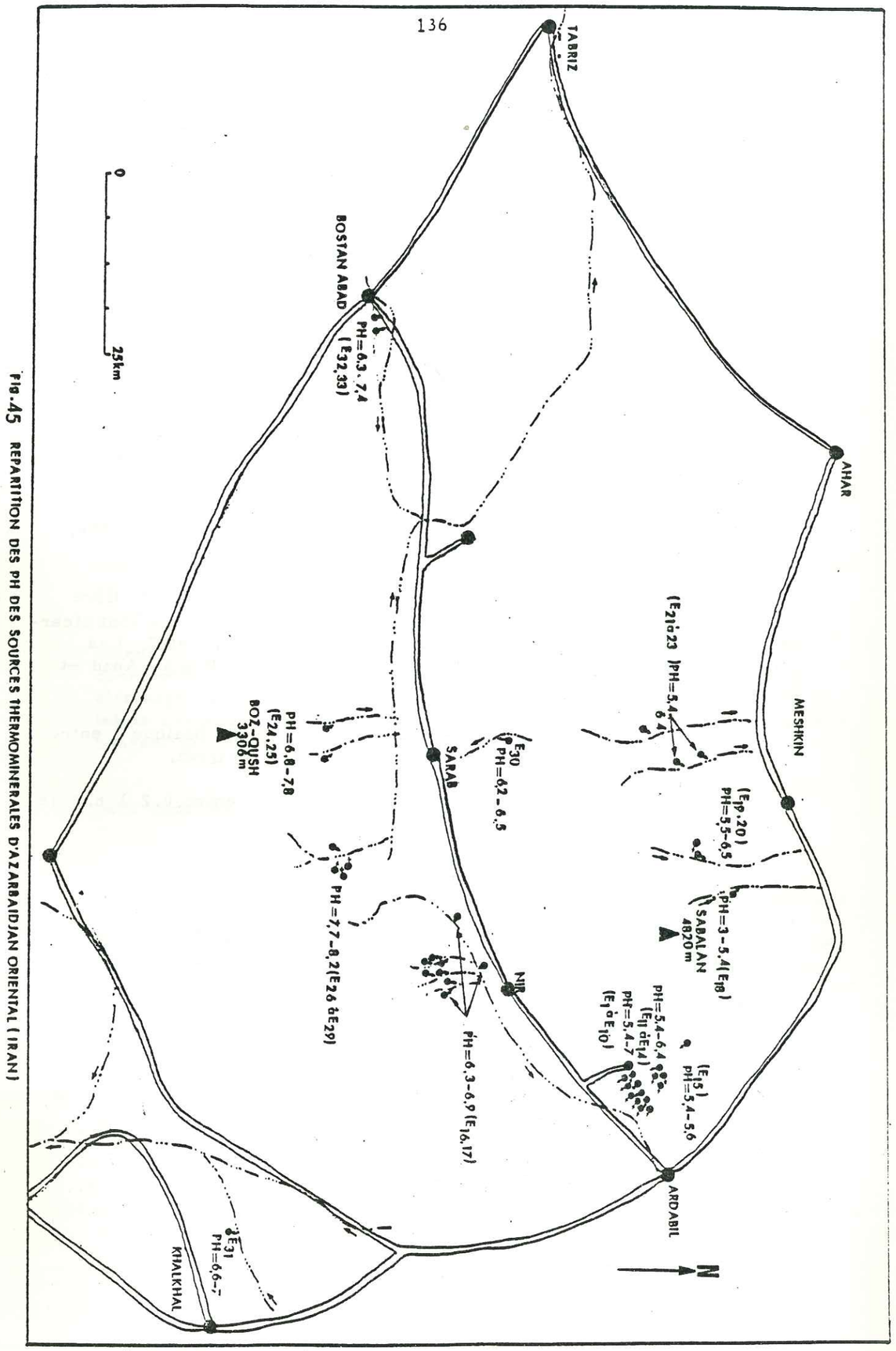


FIG.45 REPARTITION DES PH DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

1976 et 1977 dans certaines sources thermominérales de la région (voir tableau n° 30) on constate que les pH correspondants à 1976 et 1977 sont légèrement plus faibles que ceux mesurés en 1972. Ce phénomène s'explique par la variation de température de teneur en CO_2 libre, et de minéralisation de l'eau. Cette baisse de pH est visible, dans toutes les sources thermominérales de la région où les mesures ont été faites sauf dans la région de Sarab. Les sources au voisinage de Boz-Qush présentent en effet des valeurs plus élevées que les précédentes c'est-à-dire plus basiques que celles des autres secteurs (fig. n° 45) Pour cette raison il est intéressant de regrouper les sources thermominérales en fonction de leur pH.

5-2-1-3- Regroupement des sources en fonction de leur pH.

A partir des données du tableau n° 30, nous pouvons regrouper par le pH observé à l'émergence les sources thermominérales dans les différents secteurs étudiés comme suit :

1°) Sources thermominérales contenant SH_2 libre, les plus acides de la région E 15, E 18 (pH entre 3 et 5,4).

2°) Sources thermominérales contenant CO_2 libre ou dissous, moins acides que celles du premier groupe.Ces eaux sont bicarbonatées sodiques ou calciques. Leur pH varie entre 5,4 et 7. Les sources du secteur d'Ardabil (sauf E 15), Khalkhal, Bostan Abad et Meshkin (sauf E 18) appartiennent à ce groupe.

3°) Sources thermominérales à pH basique (entre 7 et 8,2) de la région de Sarab au piemont de Boz-Qush.

La source d'Abresse avec un pH entre 6,2 à 6,5 se classe dans le deuxième groupe.

5-2-2- Les gaz

La présence de gaz dissous surtout CO_2 est un facteur important dans le régime des eaux thermominérales. Les gaz rencontrés au cours de l'étude des sources thermominérales sont : hydrogène (H_2), azote (N), SH_2, CO_2, SO_2 et les gaz rares (hélium, argon, néon, krypton et xénon). Ces gaz y sont dissous à l'état de fines suspensions par suite de la diminution de pression. Ce sont les gaz spontanés, susceptibles de donner parfois de véritables bouillonnements. Tous les gaz spontanés et libres ne doivent pas être confondus avec les gaz combinés notamment CO_2 et SH_2.

Dans les sources thermominérales, les gaz rares sont associés, mais en proportions variables. D'une façon générale, les proportions d'argon et d'hélium sont sensiblement plus fortes que celles de néon, xénon etc... lesquelles sont faibles.

Les gaz occlus et dissous ont une double action physique et dynamique dans la circulation des eaux thermominérales. D'une part ils abaissent le poids spécifique de l'eau, d'autre part, la pression des gaz émultionne l'eau et provoque son ascension comme dans un pompage à l'émulseur à air comprimé.

Les gaz dissous et occlus agissent sur la densité et par suite sur la vitesse d'écoulement et sur les débits. Ils modifient donc la charge. Le rôle principal revient à deux gaz, le gaz carbonique (CO_2) et la vapeur d'eau, celui de premier étant prépondérant.

5-2-2-1- Origine des gaz

Le gaz peuvent avoir une origine exogène ou endrogène Cette dernière étant la plus fréquente. Il est tout à fait vraisemblable que les gaz viennent en partie de la profondeur en relation plus ou moins étroite avec les phénomènes volcaniques ou magmatiques. S'ils sont accompagnés d'eaux chaudes, celles-ci, même si elles ont une origine porfonde, n'ont pas nécessairement le même point de départ. Le CO_2 est surtout d'origine juvénile, il s'accumule dans les vides du sol qui constituent de véritables gazomètres souterrains, sensibles aux variations de la pression atmosphérique.

Les gaz refoulent vers la surface les eaux qui circulent dans les dépôts superficiels ou dans les cassures des roches cohérentes sous-jacentes, eaux qui n'auraient pu atteindre leur point d'émergence par le simple effet de la pression hydrostatique. Dans de telles conditions, les variations dans l'importance du dégagement gazeux peuvent influencer notablement le débit au griffon.

La plupart des sources riches en CO_2, sont localisées dans les régions de dislocation tertiaire ou plus récente.

5-2-2-2- Etude détaillée des gaz observés

La quantité de gaz particulièrement de CO_2 est très variable dans les sources thermominérales de la région du Sabalan, ce qui pouve que les circulations sont différentes les unes des autres. Les valeurs relevées dans chaque source thermominérale sont données au tableau n° 31 qui montre une forte densité de CO_2 dans les sources de la région de Vali-darreh. Les valeurs extrêmes de l'ensemble de la région oscillent entre 15 et 650 mg/l. Il y a donc une grande hétérogénéité entre les 2 valeurs données ce qui traduit la diversité des apports en CO_2. Toutes les sources thermominérales de la région sont carbogazeuses sauf Sardabeh et Qotur-Suyu qui est sulfurée avec 98,50 mg/l. SH_2. Ce gaz donne une forte odeur à cette source que l'on sent à une distance de 2 km environ.

Les données numériques montrent également qu'il y a des variations dans les quantités de CO_2 contenues dans les différentes sources étudiées et en particulier une augmentation de 1972 vers 1976 vers certains secteurs.

TABLEAU N°31 - QUANTITE DE GAZ CARBONIQUE MESUREES DANS LES DIFFERENTES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL

Source	N° Emergence	CO2 libre mesuré en mg/l		SH2 libre en mg/l
		1972	1976	
Ab-é-Gahvekhaneh	E1	490	349	-
Ab-é-tchechm	E3	459	569	-
Ab-é-bad	E4	364	410	-
Qareh-su	E5	440	450	-
Sari-su	E6	464	469	-
Gavmich-Goli	E7	396	378	-
General	E9	311	439	-
Bechbajilar	E10	-	335	-
Gol-Ali-supérieur	E11	880	650	-
Assad	E12	440	300	-
Gol-Ali inférieur	E13	651	500	-
Sardabeh	E15	150	200	10
Boushli (Ha)	E16		346	-
Boushli 2	E17		359	-
Qotur-Suyu	E18	-	-	98, 50
Chabil	E19	23	23	-
Ab-é-garm (Sarab)	E24	-	-	-
Allah-Hag	E25	-	-	-
Isti-Su	E31		21	-
Bostan-Abad(Ha)	E32		53	-

On constate en effet tout d'abord une variation du contenu de CO_2 entre les deux périodes d'observation et ensuite une légère augmentation de la teneur en gaz dans les sources thermominérales de Sareine et de Sardabeh, tandis que des baisses considérables de CO_2 sont observées dans la région de Vali-darreh. L'augmentation de la teneur en CO_2 est plus importante pour les sources de Général et Ab-tchechm dans la région de Sareine, mais est générale dans l'ensemble des sources de la région. Ceci peut s'expliquer par leurs relations avec le volcanisme récent du Sabalan.

5-2-3- Caractéristiques chimiques

5-2-3-1- Ions majeurs des sources thermominérales

Six éléments fondamentaux apparaissent toujours dans les eaux naturelles : les molécules H_2CO_3 et les ions HCO_3^-, CO_3^{--}, H^+, OH^- et Ca^{++}.

Le calcium provient des terrains calcaires et gypseux qui sont fortement répandus dans la nature et les autres ions de la dissociation de l'acide carbonique qui trouve son origine dans le gaz carbonique de l'atmosphère.

Les éléments caractéristiques sont les ions contenus dans les eaux naturelles autres que ceux énumérés comme éléments fondamentaux et tels que SO_4^{--}, Cl^-, Mg^{++}, Na^+, K^+ etc ...

L'ensemble des éléments fondamentaux et caractéristiques, constitue les éléments majeurs. Dans les eaux des sources thermominérales, la silice dissoute est un élément caractéristique.

Les éléments fondamentaux sont toujours présents dans les eaux naturelles; les éléments caractéristiques peuvent y être présents ou non; leur présence confère à l'eau un caractère particulier, on parle couramment d'eaux magnésiennes, d'eaux sulfatées, d'eaux chlorurées, etc.

L'ensemble des cations et des anions présents dans une eau naturelle est électriquement neutre. La concentration de chacun des cations et de chacun des anions étant mesurées par un certain nombre d'équivalents au litre (ou de milli-équivalents), ou de degrés français, il apparaît que le total obtenu est le même pour l'ensemble des cations et pour l'ensemble des anions.*

$$(H^+) + (Ca^{++}) + (Mg^{++}) + (Na^+) + (K^+) + \ldots$$
$$= (OH^-) + (CO_3^{--}) + (HCO_3^-) + (SO_4^{--}) + (Cl^-) +$$

* L'équivalent gramme d'un ion, simple ou complexe appelé plus simplement équivalent est le quotient de sa massa atomique ou de sa masse molaire par sa valeur (Ex : $Ca^{++} = \frac{40}{2} = 20$ g (1 milli équivalent)
$HCO_3^- = \frac{61}{1} = 61$ g (1 milli-équivalent)

5-2-3-2- Méthode de mesure.

Dans une étude générale des possibilités géothermales de la région du Sabalan, nous avons été amenés à entreprendre l'analyse complète des différentes sources thermominérales plus particulièrement pour connaître la proportion de SiO_2 silice, sodium et potassium.

5-2-3-2-1- Méthode sur le terrain

- le pH est mesuré sur le terrain après refroidissement de l'eau par réactif coloré.
- la température de l'eau thermominérale a été mesurée par un thermomètre à maximal gradué en °C.

- la conductivité a été mesurée à l'aide d'un conductivimètre portable.

5-2-3-2-2- Méthode de laboratoire

Les analyses chimiques ont été réalisées sur les échantillons prélevés à différentes périodes de l'année 1975 (hiver) 1976 (printemps) et 1977 (automne). Les méthodes d'analyse sont les suivantes :*

5-2-3-2-2-1- Dosage des cations

- Sodium (Na^+): par émission de flamme. Flamme à l'acétylène - fente 0,5 nm . λ= 589 nm.
- Potassium (K^+): par absorption atomique, fente 0,5 mn - λ= 766,5 nm.

Pour sodium et potassium on établit des valeurs de la courbe d'étalonnage en reconstituant synthétiquement une base de composition moyenne par ajout de calcium et magnésium dans l'eau distillée.

- Magnésium (Mg^{++}) : absorption atomique - flamme acétylène - protoxyde d'azote (oxydant) - fente 0,5 nm λ= 285,2 nm.

Limite de dosage de 0,1 à 0,5 ppm donc besoin de dilution. Dans les solutions très chargées en sodium, potassium et calcium, dosage par la méthode des ajouts dosés.

- Calcium (Ca^{++}): absorption atomique : flamme à l'acétylène - protoxyde d'azote (réductrice) - fente 0,2 nm λ= 422,7nm

Limite de dosage de 1 à 5 ppm donc travail sur échantillons dilués avec la méthode des ajouts dosés : autres mesures par la méthode de compléxiométrie (complexon III).

---

* Analyses effectuées au laboratoire de la faculté de pharmacie de l'Université d'Azarabadégan (TABRIZ, Iran) et à la Faculté de Pharmacie de Grenoble (La Tronche) ainsi qu'au Laboratoire de chimie de l'Institut Dolomieu de Grenoble.

Nous remercions vivement tous ceux qui ont réalisés ces analyses.

5-2-3-2-2-2- Dosage des anions

- Bicarbonates (HCO_3^-) : titre alcalimétrique complet (TAC) - Réactifs : méthylorange à 1 g/l. Acide sulfurique N/50.

Expression des résultats :

$$(V (TAC) ml - 2V (TA) ml \times 12.2 = HCO_3 mg/l.$$

- Chlorures (Cl^-) méthode au nitrate mercurique - réactifs : Acide nitrique 0,25 N - acide nitrique 0,05 N. - Nitrate mercurique 0,00564 N - Diphényl carbazone + bleu de bromophénol solution étalon : 2.102 gl de KCl. soit 1 g/l de Cl^-

Expression des résultats :

$$Cx(V - V_1) = Cl^- mg/l$$

$$C = \frac{10}{V2-V1}$$

- Sulfates (SO_4^{--}) : Turbidimétrie 0-300 ppm Réactifs : sulfater IV - Filtre : 4 445

5-2-3-2-2-3- Dosage des autres éléments

- Silice (Si) : absorption atomique, flamme acétylène, protoxyde d'azote (réductrice) - fente 0,2 nm - λ= 251,6nm. Limite de dosage 20 à 200 ppm erreur sur les mesures (20 ppm) - Autres mesures par photocolorimétrie (SiO_2) en mg/l.

- Lithium (Li^+) : absorption atomique - flamme air - acétylène (oxydante) - fente 0,5 nm - λ= 670,8 nm - limite de dosage 0 à 1 ppm donc besoin de dilution.

- Rubidium (Rb) : absorption atomique même méthode de dosage que le lithium - fente 0,2 nm λ= 780 nm. Limite de dosage 0 à 5 ppm ; effet de matrice compensée par la méthode des ajouts dosés.

Les dosages de lithium et rubidium ayant été fait parallèlement, on a procédé à un seul ajout de 0,4 ppm de rubidium et de 0,25 ppm de lithium à partir d'une solution de sels de lithium et de rubidium.

- Baryum (Ba^{++}) : absorption atomique au four graphite.
- Strontium (Sr^{++}) : absorption atomique à la flamme.
- Bore (B^{---}): colorimétrie au réactif S.P.A.D.N.S.*
- Fluorures (F^-): électrodes spécifiques en milieu tamponné et en présence d'un ajusteur de force ionique. ($NaNO_3$2N).

---

*Sel de Sodium de l'acide (sulfophenylazo) 2 dihydroxy - 1,8 naphatalène disulfonique 3,6.

- Iodures (I^-): Electrodes spécifiques en présence d'un ajusteur de force ionique ($NaNO_3$ 2N)

- Bromure (Br^-) : Electrodes spécifiques en présence d'un ajusteur de force ionique ($NaNO_3$ 2N)

5-2-4- Résultats d'analyses des divers éléments

Les résultats d'analyse pour les éléments majeurs et les éléments traces concernant les sources thermominérales de la région pour l'année 1977 sont figurés au tableau n° 32.

Dans le tableau n° 33, nous avons porté les rapports d'équilibre des cations et anions en milli-équivalents. D'après le tableau, nous avons calculé les pourcentages des éléments majeurs correspondant aux analyses récentes (1977) qui figurent dans le tableau n° 34.

Pour comparer les changements de composition chimique de l'eau, dans le temps nous avons utilisé les résultats d'analyses de certaines sources thermominérales dans les différents secteurs de la région étudiée faites en 1976 et 1975. Ces résultats sont donnés aux tableaux n° 35 et 37.

Les analyses n'ont été faites que sur les sources principales et nous avons évité les analyses des sources de moindre importance dont la composition peut être modifiée par leur voisinage. Les noms des sources étant difficiles à orthographier et à prononcer, nou avons donné des signes numériques pour chaque émergence représentés par la lettre E (voir tableau n° 27).

Les résultats de ces analyses seront utilisés pour la géothermométrie de la région, tandis que la quantité de chaque élément trace contenu dans les sources témoignera de la composition chimique de la roche encaissante aux différentes profondeurs.

Dans les tableaux n° 36 et 38, nous avons donné l'équilibre ionique des analyses des cations et anions pour 1976 et 1975 car les résultats d'une analyse d'eau ne sont corrects que si les sommes des teneurs en anions et en cations exprimés en milliéquivalents par litre sont égales ceci afin que soit respecté l'équilibre électrique de la solution.

Compte tenu de la précision des analyses et des ions en faible teneur qui ne sont pas dosés, la différence entre les deux sommes ne doit pas dépasser 6 % du total (G.CASTANY,1967). Nous reviendrons dans les chapitres suivants sur l'utilisation des analyses pour des différentes années pour l'interprétation de l'origine des eaux du secteur étudié ainsi que la détermination de la nature géologique des terrains

TABLEAU N° 32 - TENEURS DES DIVERS ELEMENTS EN p.p.m. (1977)

N° Emergence*	Na^+	K^+	Ca^{++}	Mg^{++}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	Li^+	Rb^+	F^-	B^{---}	I^-	Ba^{++}	Sr^{++}	Br^-	SiO_2
E1	161	36	83	19	290	240	98	1.00	0.21	0.44	0.75	0.19	<0/00	0.37	1.10	113
E2	160	34	75	19	270	243	98	1.00	0.21	0.48	0.85	0.16	0.[illegible]	0.37	1.10	112
E3	29.5	15	55	11	110	116.6	90	0.25	0.07	0.42	0.75	0.15	0.00	limite 0.25	1.3	100.5
E4	172	38	80	18	325	205	115	0.95	0.21	0.46	1.05	0.11	0.00	0.37	2.4	112
E5	161	34	73	18	280	235	98	0.98	0.21	0.44	1.03	0.17	0.00	0.37	0.4	112
E6	163	34	73	18	275	226	108	0.92	0.20	0.44	0.83	0.21	0.00	0.37	0.6	112
E7	155	36	76	19	265	234	104	1.00	0.22	0.44	0.90	0.21	0.00	0.37	3.0	112
E8	166	35	77	20	287	230	108	0.95	0.24	0.46	0.94	0.16	0.00	0.50	0.45	107
E9	166	36	72	18	282	228	110	0.91	0.23	0.46	1.02	0.22	0.00	0.37	1.4	109
E10	161	36	76	20	305	219.6	110	0.98	0.26	0.44	0.90	0.18	0.00	0.37	0.58	111
E11	21	6	52	14	210	16.5	32	0.03	0.04	0.23	0.04	0.15	0.00	limite 0.25	0.7	113.5
E12	43	12	88	23	274	14.0	175	0.04	0.04	0.46	0.00	0.17	0.01	0.37	1.10	122
E13	31	8.0	64	18.0	310	18.0	33	0.03	0.03	0.33	0.00	0.12	0.01	limite 0.25	3.5	118
E14	26	7.0	62	19	294	14.0	32	0.04	0.04	0.31	0.02	0.09	0.02	limite 0.25	11	118
E15	22	8.0	166	8.0	Néant	20	450	0.02	0.03	0.31	0.04	0.03	<0.00	0.50	0.3	83.50
E16	1904	242	65	32	700	2780	340	10.83	1.78	2.78	3.45	0.27	0.00	4.45	14	85.6
E17	2055	263	40	37	825	2800	370	10.80	1.92	3.25	3.55	0.27	0.08	2.40	25	77
E18	110	31	31	10	Néant	95	460	0.24	0.09	1.00	0.46	0.01	0.02	Néant	0.15	62
E19	176	17	58	45	280	5	450	0.55	0.07	0.37	0.02	0.16	0.04	0.50	0.13	111
E20	20.5	3.0	66	49	334	7	115	0.09	0.03	0.57	0.06	0.04	<0.00	limite 0.25	0.4	94
E21	268	41	113	23	146	414	300	1.45	0.23	1.28	1.21	0.06	0.00	0.75	4.8	177.8
E22	56	27	89	24	Néant	10	450	0.03	0.09	1.35	0.26	0.71	0.01	0.37	2.1	26
E23	905	122	133	16	150	1540	250	5.00	0.84	1.80	2.46	0.30	0.02	1.25	21	178
E24	88	1.35	73	0.07	24.4	30	140	0.005	0.02	1.06	0.39	0.11	<0.00	Néant	0.8	43
E25	65	0.95	9	0.03	25.0	14	130	0.01	0.02	0.94	0.37	0.04	0.00	Néant	0.35	28
E26	18	0.30	3	0.40	12.2	14	20	0.005	0.01	0.34	0.24	0.06	0.00	Néant	0.30	32
E27	48	0.40	3	0.09	43	10	66	0.02	0.02	1.18	0.22	0.07	0.00	Néant	1.20	34
E28	54	0.70	3	0.05	36.6	14	68	0.02	0.01	1.28	0.24	0.04	0.00	Néant	1.2	32
E29	54.5	0.85	5	0.07	40	8.0	80	0.02	0.02	1.32	0.22	0.06	0.00	Néant	2.0	32
E30	1012	80	102	34	1150	820	450	0.94	0.21	0.62	2.04	0.15	0.00	3.15	16	163
E31	230	14	46	6	500	108	100	0.38	0.03	4.10	0.51	0.17	0.00	0.6	2	86
E32	900	69	250	107	500	1700	300	0.55	0.11	3.77	1.34	0.07	0.03	37.20	33	26
E33	900	62	278	119	535	1720	350	0.57	0.13	3.92	1.42	0.06	0.02	37.80	31	26

* Le nom des émergences est donné au tableau n° 27

TABLEAU N° 33 - TENEURS DES DIVERS ELEMENTS EN méq. (1977)

N° Emergence	Na	K	Ca	Mg	Rapport équilibre		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}
					Cations	Anions			
E1	7.0	0.92	4.15	1.56	13.63	13.56	4.42	6.85	2.04
E2	6.95	0.86	3.75	1.56	13.12	13.56	4.75	6.77	2.04
E3	2.58	0.38	2.76	0.90	6.67	6.78	1.63	3.28	1.87
E4	7.47	0.97	3.47	1.48	13.39	13.48	5.32	5.78	2.39
E5	7.0	0.86	3.65	1.48	13.0	13.29	4.60	6.61	2.08
E6	7.08	0.86	3.65	1.48	13.00	13.12	4.50	6.37	2.25
E7	6.73	0.92	3.80	1.56	13.01	12.93	4.34	6.43	2.16
E8	7.21	0.89	3.85	1.64	13.59	13.43	4.71	6.47	2.25
E9	7.21	0.92	3.6	1.48	13.21	13.35	4.63	6.43	2.29
E10	7.0	0.92	3.8	1.64	13.36	13.48	5.00	6.19	2.29
E11	0.91	0.15	2.6	1.15	4.81	4.57	3.44	0.47	0.66
E12	1.86	0.30	4.4	1.89	8.45	8.53	4.50	0.39	3.64
E13	1.34	0.20	3.2	1.48	6.22	6.26	5.08	0.50	0.68
E14	1.13	0.17	3.1	1.56	5.96	5.99	4.83	0.50	0.66
E15	0.95	0.20	8.3	0.65	10.1	9.93	-	0.56	9.37
E16	82.78	6.18	3.25	2.63	94.84	96.86	11.47	78.30	7.09
E17	89.34	6.72	2.00	3.04	101.07	100,17	13.60	78.8	7.70
E18	4.75	0.79	1.55	0.82	7.91	12.25	-	2.67	9.58
E19	7.65	0.43	2.9	3.70	14.68	14.84	5.4	0.14	9.3
E20	0.89	0.07	3.3	4.03	8.29	8.04	5.47	0.19	2.38
E21	11.65	1.04	5.65	1.89	20.23	20.31	2.4	11.66	6.25
E22	2.43	0.69	4.45	1.97	9.54	9.65	-	0.28	9.37
E23	39.34	3.12	6.65	1.31	50.42	50.	2.4	43.35	5.35
E24	3.82	0.03	0.35	0.005	4.20	4.15	0.41	0.84	2.91
E25	2.82	0.02	0.45	0.002	3.30	3.70	0.41	0.39	2.90
E26	0.78	0.007	0.15	0.03	0.96	1.00	0.2	0.39	0.41
E27	2.08	0.01	0.15	0.007	2.24	2.35	0.7	0.28	1.37
E28	2.34	0.01	0.15	0.003	2.50	2.40	0.60	0.40	1.40
E29	2.36	0.02	0.25	0.005	2.63	2.53	0.65	0.22	1.66
E30	44	2.04	5.1	2.79	53.94	51.35	18.85	23.13	9.37
E31	10	0.35	2.3	0.49	13.14	13.31	8.19	3.04	2.08
E32	39.13	1.76	12.5	8.80	62.19	62.32	8.19	47.88	6.25
E33	39.13	1.58	13.9	9.79	64.46	64.47	8.70	48.45	7.29

TABLEAU N°34 - % DES ELEMENTS MAJEURS : ANALYSES RECENTES (1977)

N°	Cations + Anions en milliéquivalent	Cations			Anions		
		Na+K	Ca	Mg	HCO_3	Cl^-	SO_4^{--}
		%	%	%	%	%	%
E1	27.19	29.10	15.56	5.73	16.25	25.25	7.50
E2	26.68	29.27	14.05	5.84	17.80	25.37	7.64
E3	13.45	22.00	20.52	6.69	12.11	24.16	13.90
E4	26.88	31.39	12.90	5.50	19.79	21.50	8.89
E5	26.28	29.46	13.88	5.63	17.50	25.15	7.91
E6	26.12	30.00	13.97	3.82	17.22	24.38	8.61
E7	25.94	29.49	14.64	6.01	16.37	24.78	8.32
E8	27.02	29.97	14.24	6.06	17.43	23.94	8.32
E9	26.56	30.60	13.55	5.57	17.43	24.20	8.62
E10	26.84	29.50	14.15	6.11	18.62	23.06	8.53
E11	9.38	11.30	27.71	12.26	36.67	5.01	7.03
E12	16.98	12.72	25.91	11.13	26.50	2.29	21.43
E13	12.48	12.33	25.64	11.85	40.70	4.00	5.44
E14	11.95	10.87	25.94	13.05	40.41	4.18	5.52
E15	20.03	5.74	41.43	3.24	-	2.79	46.77
E16	191.7	46.40	1.70	1.40	6.0	40.50	3.70
E17	201.17	47.75	1.0	1.5	7.76	39.17	3.82
E18	20.16	27.50	7.68	4.06	-	13.24	47.51
E19	29.52	27.37	9.82	12.53	18.29	0.47	31.50
E20	16.33	5.87	20.20	24.67	33.49	1.16	14.57
E21	40.54	31.30	13.93	4.66	5.92	28.76	15.41
E22	19.19	16.25	23.18	10.26	-	1.45	48.82
E23	101.40	41.87	6.55	1.29	2.36	42.78	5.12
E24	8.36	46.05	4.18	0.05	4.90	10.04	34.80
E25	7.0	40.54	6.42	0.02	5.85	5.57	41.42
E26	1.96	40.15	7.65	1.53	10.20	19.89	20.91
E27	4.59	45.53	3.26	0.15	15.25	6.10	29.84
E28	4.90	47.95	3.06	0.06	12.24	8.16	28.57
E29	5.16	46.12	4.84	0.09	12.59	4.26	32.17
E30	108.00	42.62	4.72	2.58	17.45	21.41	11.18
E31	26.45	39.13	8.69	1.85	30.96	11.49	7.86
E32	124.51	32.84	10.03	7.06	6.57	38.45	5.01
E33	128.93	31.57	10.78	7.59	6.74	37.57	5.65

TABLEAU N° 35 - ANALYSES DES DIVERS ELEMENTS (1976) EN ppm

N° Emerg.	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Cl	SO4	Li	Rb	F	B	I	Ba	Sr	Br	SiO2
E1	228	36	18	17	300	221	96.8	1.07	0.20	0.34	0.82	0.29	0.09	0.47	1.90	76
E3	104	20	34	15	150	117	102.3	0.45	0.10	0.35	0.63	0.28	0.05	0.49	1.30	67
E4	228	36	29	17	330	221	104.0	1.01	0.23	0.40	0.80	0.31	0.05	0.53	2.10	76
E6	230	36	24	16	280	230	105.8	0.99	0.20	0.54	1.20	0.24	0.10	0.51	2.7	74
E7	204	37	34	18	275	215	116.1	0.98	0.20	0.39	0.88	0.24	0.03	0.51	2.3	74
E9	231	37	25	16	290	231	107.1	1.02	0.20	0.38	0.84	0.23	0.04	0.47	1.90	72
E11	27	7.0	56	15	250	6.53	37.9	0.03	0.04	0.26	0.01	0.23	0.03	0.51	0.22	74
E12	43	8	81	23	225	8.14	168.1	0.04	0.03	0.44	0.01	0.03	0.03	0.62	0.1	82
E15	24	5.6	188	10	Néant	6.96	540	0.02	0.03	0.34	0.01	0.03	0.05	0.28	0.20	65
E16	1750	250	185	33	800	2710	340	11.84	1.71	3.17	4.55	0.40	0.10	6.0	28	60
E17	2120	225	57	35	861	2890	375	12.61	2.05	3.70	2.75	0.42	0.11	4.4	28	43
E18	145	30.3	50	11	Néant	100	420	0.25	0.10	1.14	0.19	0.01	0.05	0.30	0.36	62
E19	244	18	23	44	299	7.6	450	0.57	0.08	0.51	0.04	0.23	0.04	0.99	0.34	77
E24	93	1.2	9	0.20	40	31.2	145.6	0.01	0.01	1.11	0.91	0.12	0.05	0.10	0.66	36
E25	86	0.9	13	0.05	45	14.7	146.9	0.01	0.02	1.02	0.76	0.09	0.05	0.07	0.40	26
E30	1120	72	89	44	1130	850	763	0.98	9.19	0.63	2.54	0.29	0.06	4.6	17	83
E31	238	15	24	6.0	400	135	112.6	0.37	0.04	4.32	0.24	0.26	0.12	1.04	1.80	64
E32	948	62	218	109	480	1835	401	0.56	0.15	3.65	3.72	0.09	0.08	24.4	35	24
E34	25	6	270	10	250	1.96	594	0.02	0.02	0.725	0.03	0.03	0.06	0.92	1	82
E35	1445	175	92	26	862	1970	199	8.58	1.23	1.75	0.585	0.21	0.06	3.4	22	72

Le nom des émergences est donné au tableau n° 27

TABLEAU N° 36 - MILLIEQUIVALENTS (1976)

N° Emergence	Na	K	Ca	Mg	Rapport équilibre Cations	Rapport équilibre Anions	HCO3	Cl^-	$SO4^{--}$
E1	9.92	0.92	0.9	1.39	13.13	13.14	4.91	6.22	2.01
E3	4.25	0.51	1.70	1.23	7.96	7.87	2.45	3.29	2.13
E4	9.92	0.92	1.45	1.39	13.68	13.78	5.40	6.33	2.16
E6	10.00	0.92	1.19	1.31	13.42	13.26	4.50	6.47	2.20
E7	8.87	0.94	1.7	1.48	12.99	12.97	4.50	6.05	2.41
E9	10.05	0.94	1.25	1.31	13.55	13.48	4.75	6.50	2.23
E11	1.17	0.17	2.8	1.23	5.37	5.06	4.09	0.18	0.78
E12	1.87	0.20	4.05	1.89	8.01	7.90	4.18	0.22	3.50
E15	1.04	0.14	9.4	0.82	11.4	11.44	Néant	0.19	11.26
E16	76.08	6.39	9.25	2.72	94.44	96.52	13.11	76.33	7.08
E17	92.25	5.75	2.85	2.88	103.7	103.44	14.13	81.40	7.91
E18	6.30	0.77	2.5	0.90	10.47	11.55	Néant	2.81	8.70
E19	10.6	0.46	1.15	3.62	15.83	14.98	4.9	0.21	9.37
E24	4.04	0.03	0.45	0.01	4.53	4.55	0.90	0.87	3.03
E25	3.74	0.02	0.65	0.004	4.41	4.18	0.73	0.41	3.04
E30	48.73	1.84	4.46	3.62	58.65	58.35	18.52	23.94	15.89
E31	10.36	0.38	1.2	0.49	12.43	12.80	6.66	3.80	2.34
E32	41.25	1.58	10.9	8.47	62.7	67.91	7.86	51.69	8.36
E34	62.88	4.47	4.6	2.13	74.08	74.03	14.4	55.49	4.14
E35	1.09	1.15	13.6	0.82	16.66	16.51	4.09	0.05	12.37

* E 34 : Tchakhmaglu (Sardabeh)

* E 35 : Gaynardjeh (Boushli)

TABLEAU N° 37 - ANALYSE DES DIVERS ELEMENTS (1975) DE LA REGION ETUDIEE
(en ppm)

N° Emergence	Na	K	Ca	Mg	HCO3	Cl	SO4	F	Br	Fe	Mn	Cu	Zn	NO3	NO2	NH3	CO2	SH2	SiO2
E1	115	39	34	28	168	209	127	1.04	1.11	0.02	0.05	-	-	-	0.001	-	349	-	100.44
E3	28	23.50	60	27	144,5	112	72	0.11	0.79	-	-	-	2.64	0.12	0.13	-	569	-	111.28
E4	207	33	42	22.5	380	220	64.6										410	-	81.32
E5	177.5	75.9	48	37.3	357	227	87.36										450	-	81.31
E6	115	42.9	48	41.25	200	228.5	119	1.04	0.79	0.05	0.21	-	1.04	-	-	-	469	-	111.28
E7	138	39	45.64	42.70	200	234.5	128.6	1.06	0.71	0.27	0.38	-	-	-	-	-	378	-	76.40
E8	168.17	82.53	52	31.20	382	231.	84									-	439	-	88.50
E9	115	42.90	53.65	39.8	219	237.5	73.	0.94	0.43	-	0.10	-	-	-	0.01	-	380	-	99.3
E11	27	7	65	18	220	8.5	48	0.7		trace	0.01	-	-	trace	trace	-	650	-	83.50
E12	30	8	66	24	230	8.96	129	0.7		trace	0.02	-	-	trace	trace	-	300	-	115.55
E15	24.1	5.6	18.6	3.6	Néant	7	500			-						-	200	6	72.76
E16	1900	280	214	6.0	678	2911	340			trace		-		-	-	-	346	-	74.9
E17	2120	255	57	35	640	2908	365							-	-	-	439	-	76.
E18	149.5	31	45	11	Néant	96	418			0.5				-	-	-	-	98.5	70
E19	70	18.5	93	25	134	5	415				0.9	trace	-	-	-	-	-	23	-	85.6
E24	93	1.2	7	trace	60	32	136			0.5				-	-	-	-	-	43.
E25	90	1	9	trace	60	21	134			trace				-	-	-	-	-	26.5
E31	238	14.8	57	8.9	476	121	90			trace				-	-	-	-	-	81.32
E32	247.6	61.9	384	118	759	1775	400			1.				-	-	-	53	-	20

* Le nom des émergences est donné au tableau n° 27

TABLEAU N° 38 - MILLIEQUIVALENTS (1975)

N° Emergence	Na	K	Ca	Mg	Rapport équilibre Cations	Rapport équilibre Anions	HCO3	Cl^-	$SO_4^{=}$
E1	5.0	0.99	1.7	2.25	11.64	11.27	2.75	5.88	2.64
E3	1.2	0.60	2.96	2.23	7.00	6.98	2.36	3.15	1.47
E4	9.0	0.84	2.10	1.81	13.75	13.50	6.06	6.1	1.33
E5	7.69	1.94	2.4	2.24	14.27	14.06	5.85	6.39	1.82
E6	5.00	1.10	2.40	3.43	11.94	12.10	3.27	6.43	2.39
E7	6.	1.	2.28	3.55	12.83	12.50	3.27	6.60	2.62
E8	7.31	2.11	2.6	2.56	14.58	14.46	6.04	6.47	1.75
E9	5.00	1.1	2.68	3.31	12.09	11.81	3.60	6.69	1.58
E11	1.17	0.17	3.25	0.48	5.07	4.83	3.60	0.23	1.
E12	1.30	0.20	3.3	1.97	6.77	6.70	3.77	0.25	2.68
E15	1.04	0.14	9.3	0.29	10.77	10.60	Néant	0.19	10.41
E16	82.60	7.16	10.7	0.49	100.95	100.19	11.11	82.0	7.08
E17	92.17	6.25	2.85	2.88	104.16	100.0	10.49	81.91	7.60
E18	6.47	0.79	2.25	0.90	10.41	11.4	Néant	2.70	8.7
E19	3.04	0.47	4.65	2.05	10.21	10.97	2.19	0.14	8.64
E24	4.04	0.03	0.46		4.52	4.69	1.0	0.90	2.79
E25	3.91	0.02	0.45		4.38	4.38	1.0	0.59	2.79
E31	10.34	0.37	2.85	0.73	14.29	8.20	3.40	2.39	14.00
E32	41.17	1.58	19.2	9.71	71.66	70.77	12.44	50.	8.3

dans lesquels l'eau est stockée ou bien circule mais nous insistons ci-dessous sur les caractéristiques du milieu et la composition chimique des sources thermominérales de chaque zone, secteur par secteur.

Enfin, nous constatons que la composition chimique des sources thermominérales varie dans le temps et se traduit plus particulièrement par une augmentation des éléments majeurs dans les deux dernières années. Ce fait coïncide avec l'augmentation de la température de l'eau observée ces deux dernières années; qui s'accompagne d'une augmentation de la teneur en silice très nette. Ce phénomène indique une anomalie thermique dans le sous-sol de la région. Il serait intéressant de savoir si cela coïncide avec une recrudescence des seismes mais nous n'avons pas de mesures des teneurs en SiO_2 pendant la période des séismes.

5-3- COMPOSITION CHIMIQUE DES DIFFERENTES ZONES

5-3-1- La zone d'Ardabil

5-3-1-1- Les sources thermominérales de Sareine

Les sources sortent à la faveur d'une rupture de pente dans les conglomérats qui recouvrent localement des dépôts alluviaux quaternaires.

Les eaux circulent entre les roches pyroclastiques, riches en plagioclases acides, cimentées par une matrice assez poreuse, riche en oxyde de fer (limonite).

L'examen des analyses montre que l'anion chlore est toujours présent et prédominant dans toutes les sources du secteur de Sareine sur les anions bicarbonates et sulfates (voir tableau n° 38).

Pour l'émergence E9 (Général), la formule caractéristique de sa composition chimique est la suivante :

r Ca^{++}	= 2,682 méq./l	r SO_4^{--}	= 1,58 méq./l
r Mg^{++}	= 3,317 méq./l	r Cl^-	= 6,690 méq./l
r Na^+	= 5, méq./l	r HCO_3^-	= 3,60 méq./l
r K^+	= 1,1 méq./l		
Total	=12,09 méq./l		11,779 méq./l

Pour comparer les eaux entre elles, il faut calculer le pourcentage de chaque élément par rapport à la concentration en équivalents C. On obtient la quantité en réaction pour cent, r %.

Ici nous avons pour la source thermominérale E 9 (Général).

$$C = 12.09 + 11.77 = 23.87$$

$$r\ \%\ Ca = \frac{2.68.100}{23.87} = 11.23$$

$$r\ \%\ Mg = \frac{3.317.100}{23.87} = 13.89$$

$$r\ \%\ Na + K = \frac{6.1.100}{23.87} = 25.53$$

$$50.65$$

$$r\ \%\ SO_4 = \frac{1.48.100}{23.87} = 6.23$$

$$r\ \%\ Cl = \frac{6.69.100}{23.87} = 28.01$$

$$r\ \%\ HCO_3 = \frac{3.60.100}{23.87} = 15.07$$

$$49.31$$

D'après ces calculs , nous pouvons écrire la formule caractéristique de la composition chimique de l'eau qui dans notre exemple est :

$$Cl > CO3 > SO4 \qquad Na > Mg > Ca$$

Eaux chlorurées bicarbonatées sodiques et magnésiennes.

La somme de toutes les quantités en réaction exprimées en équivalents est désignée par la lettre C. On peut grouper les sources thermominérales de Sareine par la composition chimique comme on l'a fait pour la source E9. Ces eaux sont chlorurées, bicarbonatées, sodiques ou magnésiennes ou calciques.

On constate que les teneurs en sodium pour toutes les sources sont élevées et représentent environ 30 % des cations.

5-3-1-2- Les sources thermominérales de Vali-darreh

Les sources sortent entre des roches ignimbrites polydacitiques situées dans le piémont de la montagne de Vali-darreh sur la rive gauche de la rivière qui s'écoule localement dans les tufs andésitiques hydrothermalisés selon une direction Nord Sud - Sud Est. Les affleurements d'ignimbrite peu étendus sont fracturés par une faille de direction Nord Est-Sud Ouest qui traverse pendiculairement la vallée de Vali-darreh et se dirige vers le Nord de Sareine. Les sources sortent à proximité de cette faille (voir fig. n°32)

Au point de vue de la composition chimique, la minéralisation est faible, les teneurs en calcium sont plus élevées que les teneurs en sodium. Pour cela les sources de Vali-darreh diffèrent des sources du secteur de Sareine.

Les bicarbonates dominent les autres anions. L'eau est donc de type bicarbonaté calcosodique et magnésien. Les formules caractéristiques des eaux déduites des analyses chimiques (voir tableau n° 32) pour les émergences E 11 à E 14 sont :

$Ca > Na > Mg > K$
$HCO_3 > SO_4 > Cl$ (type bicarbonaté sulfaté)

Les teneurs en CO_2 de ces sources sont plus élevées (650 mg/l) que dans les autres régions mais leurs températures restent faibles (17° à 20° C). La teneur en bicarbonate est de presque 35 % des anions tandis que la quantité de calcium est supérieur à 25 % des cations (tableau n° 32).

5-3-1-3- Les sources thermominérales de Sardabeh

Les sources de Sardabeh jaillissent dans les andésites calco-alcalines à structures microlotique, riches en phénocristaux d'augite A l'émergence, elles déposent une énorme quantité de silice amorphe sous forme d'opale (source Tchakhamaglu).

La composition chimique de l'eau s'approche de la composition chimique de la roche dans lequelle elle sort. La teneur en calcium est prédominante (41 % des cations). Ces eaux sont sulfatées calciques. Nous pourrons écrire la formule caractéristique de la composition chimique pour les émergences E 15 et E 34 qui est :

$Ca > Na > Mg > K$

$SO_4 > Cl$

La teneur en sulfates est supérieure à 46 % et celle en calcium à 41 % (voir tableau n° 34).

Les sources qui sont situées dans le versant de Kuh-é-Qezel Gol, Nord Est du Sabalan , sont riches en sulfates. Comme les sourcesthermominérales de la région de Meshkin, mais elles sont les seules sources sulfatées de la région d'Ardabil.

5-3-1-4- Les sources thermominérales de Boushli

La plupart des sources sont situées sur la rive droite de la rivière Baliglu occupée essentiellement par des laves andésitiques du Sabalan.

Cette formation est surmontée par une série de sédiments calcaires sous forme de travertin (dépôt hydrothermal) et les sources sortent des terrains volcaniques.

Au point vue composition chimique, ces eaux sont fortement minéralisées, les teneurs en sodium sont sensiblement élevées (41 % des cations) ainsi que les teneurs en chlorures qui sont bien supérieures à 40 % des anions. Par contre, la teneur en magnésium est très faible. Ces eaux sont chlorurées sodiques et potassiques, donc pour les émergences E 16 et E 17, la formule caractéristique de la composition chimique est :

$Na > K > Ca > Mg$
$Cl > HCO_3 > SO_4$

Rappelons que nous avons fait des prélèvements sur onze sources différentes dans la région de Boushli, mais nous avons analysés suelement les trois principales d'entre elles.

5-3-2- Les sources thermominérales de la région de Meskhin

Les sources de la région de Meshkin sont les sources les plus proches du volcan du Sabalan, elles sont situées au Nord et au Nord Ouest de ce massif, ce sont : Qotur-Suyu (E 18), Chabil (E19), Tourch-Su (E 20), Ilando (E 21), Mayur (E22) , Gaynardjeh ou Pyrémar (E 23). La seule source d'entre elles ayant une importance quantité de SH_2 (98,50 mg/l) est celle de Qotur-Suyu (E 18) qui ne contient pas de bicarbonate, comme celle de Mayur (E 22).

La source de Qotur-Suyu sort de laves trachyandésitiques calco-alcalines riches en sodium et calcium de l'Eocène. Elle se jette dans la rive droite de la rivière Qotur-Suyu. Les sources thermominérales de Chabil sortent elles aussi de trachy andésites de l'Eocène à une altitude de 2 900 m. (la plus haute de toutes les sources de la région étudiée), en passant dans des tufs bréchiques pyriteux à fragments basiques. Les teneurs en ions sulfates dominent fortement dans certaines sources, dans d'autres les ions chlorurés ou bicarbonates sont dominants. Parmi les cations, le sodium tient la première place ; la quantité de calcium vient en second.

Au point de vue des formules chimiques caractéristiques, nous pouvons classer les sources de la façon suivante :

a) Type sulfaté, bicarbonaté sodique et calcique :

$SO_4 > HCO_3 > Cl$ $Na > Ca > Mg$ (E 19 et E 21)

b) Type sulfaté et chloruré sodique

$SO_4 > Cl > HCO_3$ $Na > Ca > Mg$ comme E 18

c) Type bicarbonaté et sulfaté, calcomagnésien et sodique

$HCO_3 > SO_4 > Cl$ $Ca > Mg > Na$ (E20)

d) Type sulfaté et chloruré, calcosodique et magnésier

$SO_4 > Cl > HCO_3$ $Ca > Na > Mg$ (E22)

e) Type chloro-sulfate et calcique

$Cl > SO_4 > HCO_3$ $Na > Ca > K$ (E 2

Cette classification montre que les sources situées dans le secteur de Meshkin sont chimiquement hétérogènes. La source de Qotur-Suyu donne des dépôts de soufre considérables à l'émergence dont nous parlerons au paragraphe du dépôt des sources, les autres sources de la région sont carbogazeuses, elles ne contiennent pas de SH_2 libre. Dans certaines sources dominent fortement les ions sulfates dans d'autres les ions chlorures ou bicarbonates.

5-3-3- Les sources thermominérales de la région de Sarab

Dans le secteur de Sarab, nous avons effectué le prélèvement des échantillons d'eaux sur six sources thermominérales qui sont assez loin les unes des autres (E24, E25, E26, E27, E28, E29) au Nord Ouest de la montagne de Boz-Qush. Elles sortent d'un massif syénitique à grano-dioritique de l'Oligocène sauf la source E 24 qui s'écoule à la limite des syénites et des andésites de l'Eocène, au pied de Boz-Qush.

L'émergence E 30 (Abresse) située au Nord de Sarab sort elle à travers les alluvions du quaternaire (pied de Mirkuh) au milieu des deux bras d'une rivière permanente et est influencée par les infiltrations superficielles venant de cette rivière. Sa formule caractéristique d'après les analyses chimiques se présente comme suit :

$Cl > HCO_3 > SO_4$ $Na > Ca > Mg$.

L'eau est donc chlorurée et bicarbonatée sodique et calco-magnésienne.

Les caractéristiques chimiques des autres émergences sus-citées sont :

$SO_4 > HCO_3 > Cl$ $Na > Ca > Mg$

Type sulfaté et bicarbonaté sodique et calcique.

5-3-4- Sources thermominérales d' Isti-Su (Khalkhal)

Cette source sort également dans la série des roches volcaniques du Paléogène (formation Karaj) qui contient des trachy-andésites et tufs andésitiques. La source se situe en rive droite d'Arpatchai affluent de la rivière Quezel-Uwzan qui se jette dans la Mer Caspienne, à 100 m. au-dessus du lit de la rivière.

La composition chimique de l'eau (E31) est telle que la teneur en sodium est toujours supérieure à celles des autres ions (39 % d'anions).

Les teneurs en chlorures et sulfates sont inférieures à celles des bicarbonates. Cette eau est donc bicarbonatée sodique et calcique et les formules caractéristiques s'écrivent (E31) :

$Na > Ca > Mg$ $HCO_3 > Cl > SO_4$

Cet te source actuellement dépose des tufs calcaires à l'émergence. Mais aux alentours d'Isti-Su, particulièrement dans le secteur d'Agh-Boulagh, on observe des dépôts de travertins appartenant à une activité hydrothermale ancienne.

5-3-5- Les sources thermominérales de Bostan Abad

Ces sources n'appartiennent pas à la région du Sabalan, elles sont choisies comme témoin pour comparer la composition chimique des sources du massif du Sabalan à celles du massif du Sahand situé au Sud Ouest de Tabriz (Fig. n° 1).

Comme nous l'avons déjà indiqué dans le paragraphe de géologie, ces sources émergent dans le Miocène dont les faciès sont des conglomérats et des marnes, contenant des intercalations de sables et quelquefois d'évaporites. Elles se trouvent au voisinage d'une faille principale qui passe au Nord de la commune de Bostan Abad en direction Nord Ouest - Sud Est.

Ces eaux sont fortement minéralisées. Les teneurs en ions magnésium sont appréciables. Celles-ci correspondent à un lessivage des marnes miocènes et à la dissolution de leurs constituants minéralogiques.

La teneur en calcium est supérieure au magnésium et les teneurs en chlorures sont importantes.

L'ensemble des teneurs en anions s'exprime par la forte minéralisation de ces sources. L'analyse chimique permet de confirmer la présence de roches sédimentaires du Miocène (faciès marneux contenant des évaporites) en profondeur. Ces sources E 32, E 33 sont donc chlorurées, bicarbonatées sodiques et calciques. Les formules caractéristiques peuvent s'écrire :

$$Na > Ca > Mg \qquad Cl > HCO_3 > SO_4$$

5-4- REGROUPEMENT GENERAL DES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL

Bien qu'étant des sources chlorurées, bicarbonatées ou sulfatées, toutes les sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental iranien se rattachent au groupe que nous venons de décrire secteur par secteur en fonction de la nature des anions prédominants puis des cations. Ici nous essayons de regrouper les secteurs se ressemblant par la nature des anions prédominants.

Dans la presque totalité des sources étudiées, les anions sulfates et chlorures sont toujours présents ainsi que l'anion bicarbonate excepté dans le secteur de Sardabeh (E15) et le secteur de Meshkin (E18) et (E22) où il est absent.

La quantité des anions étant variable dans chacune des zones étudiées, on ne peut pas déterminer celui qui sera prédominant dans l'ensemble de ces eaux. Pour cette raison, en premier lieu, il faut séparer les eaux bicarbonatées des eaux sulfatées et chlorurées, deuxièmement séparer les eaux sulfatées des eaux chlorurées et troisièmement distinguer les eaux sodiques des eaux calco-magnésiennes ; évidemment dans notre secteur, les résultats d'analyse indiquent que le sodium devient le cation prédominant. Donc la classification générale des sources thermominérales en fonction des anions prédominants est la suivante :

- Type bicarbonaté calcique ou sodique (secteur de Validarreh et Khalkhal (voir tableau n° 33)
- Type sulfaté calcique ou sodique (secteurs de Sardabeh, Meshkin , excepté la source thermominérale d'Ilando (E21) et de Sarab.
- Type chloro bicarbonaté sodique et calcique : toutes les sources thermominérales de Sareine, Boushli, et Bostan Abad.

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

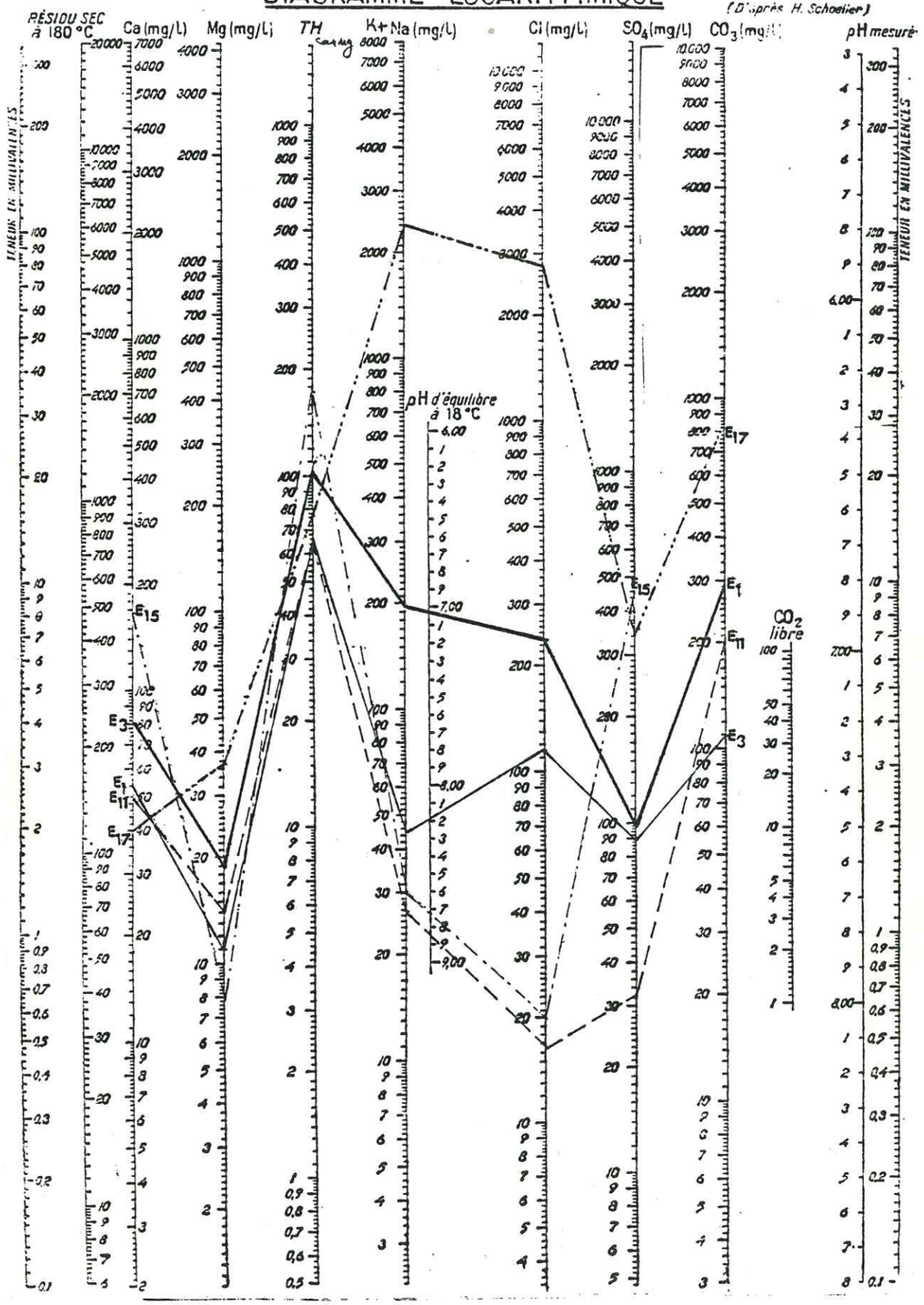


Fig. 46 - Diagramme de quelques sources de la zone d'Ardabil.

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)

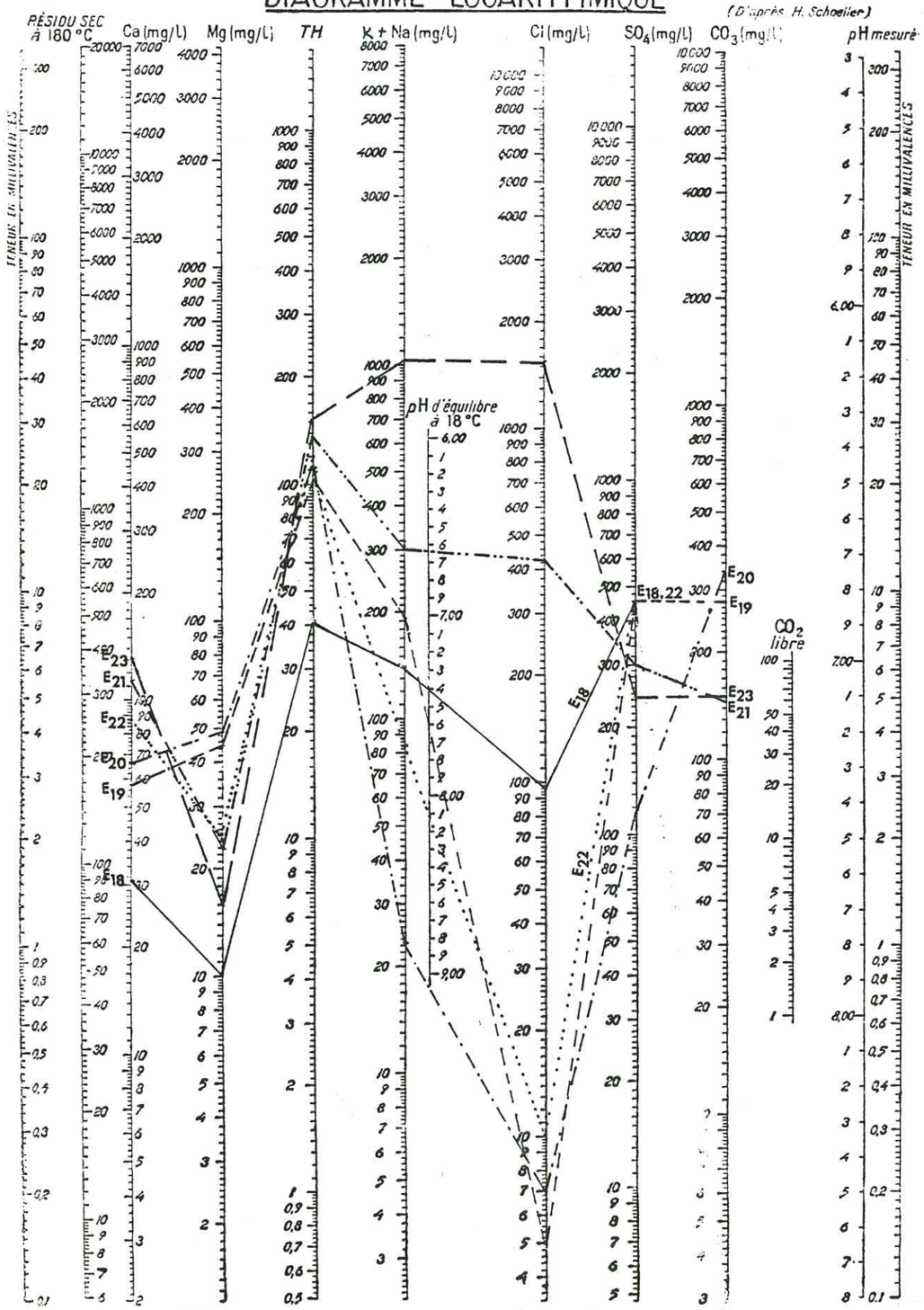


Fig. 47 - Diagramme des sources de la zone de Meshkin.

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)

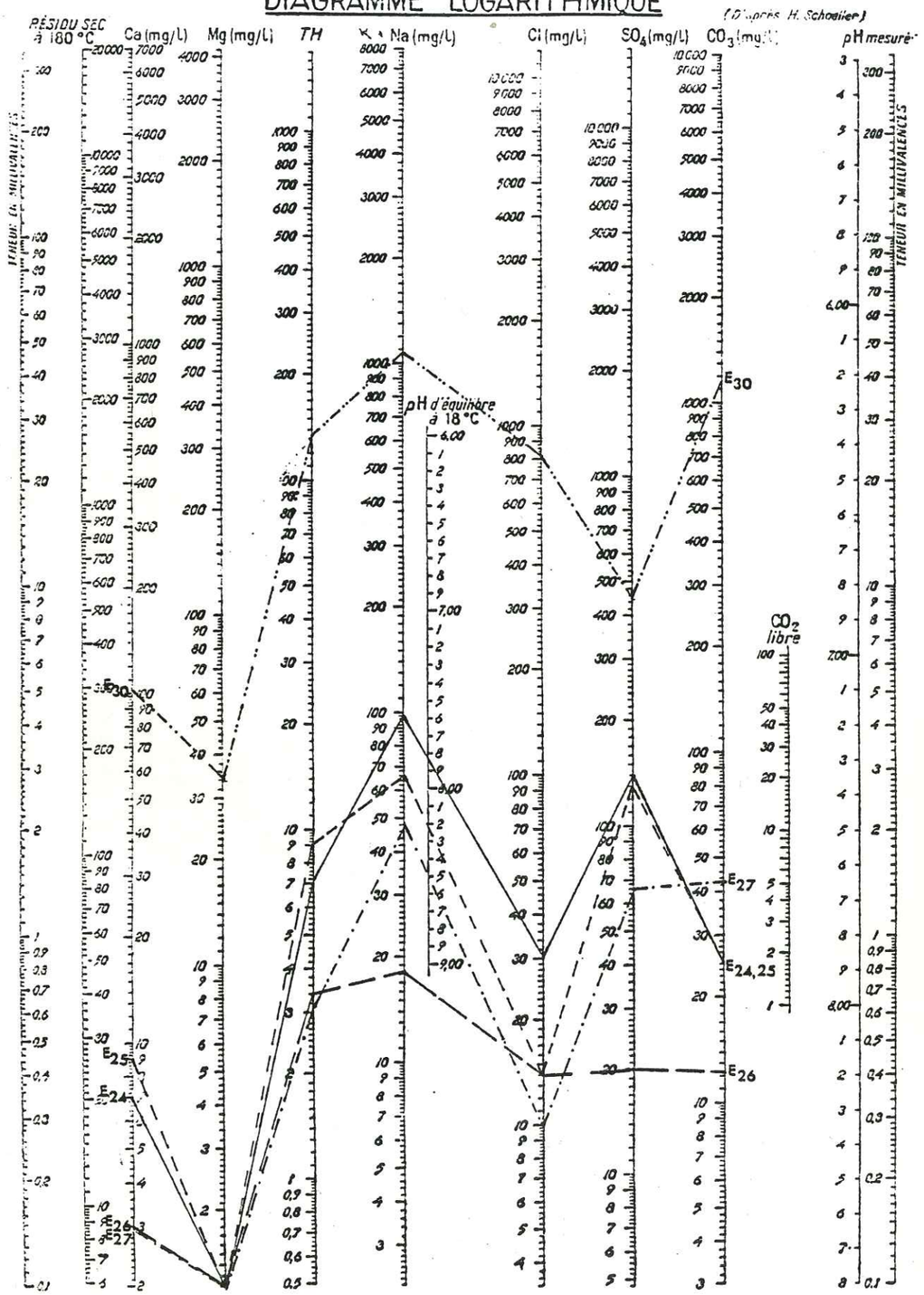


Fig. 48 - Diagramme des quelques sources de la zone de Sarab.

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)

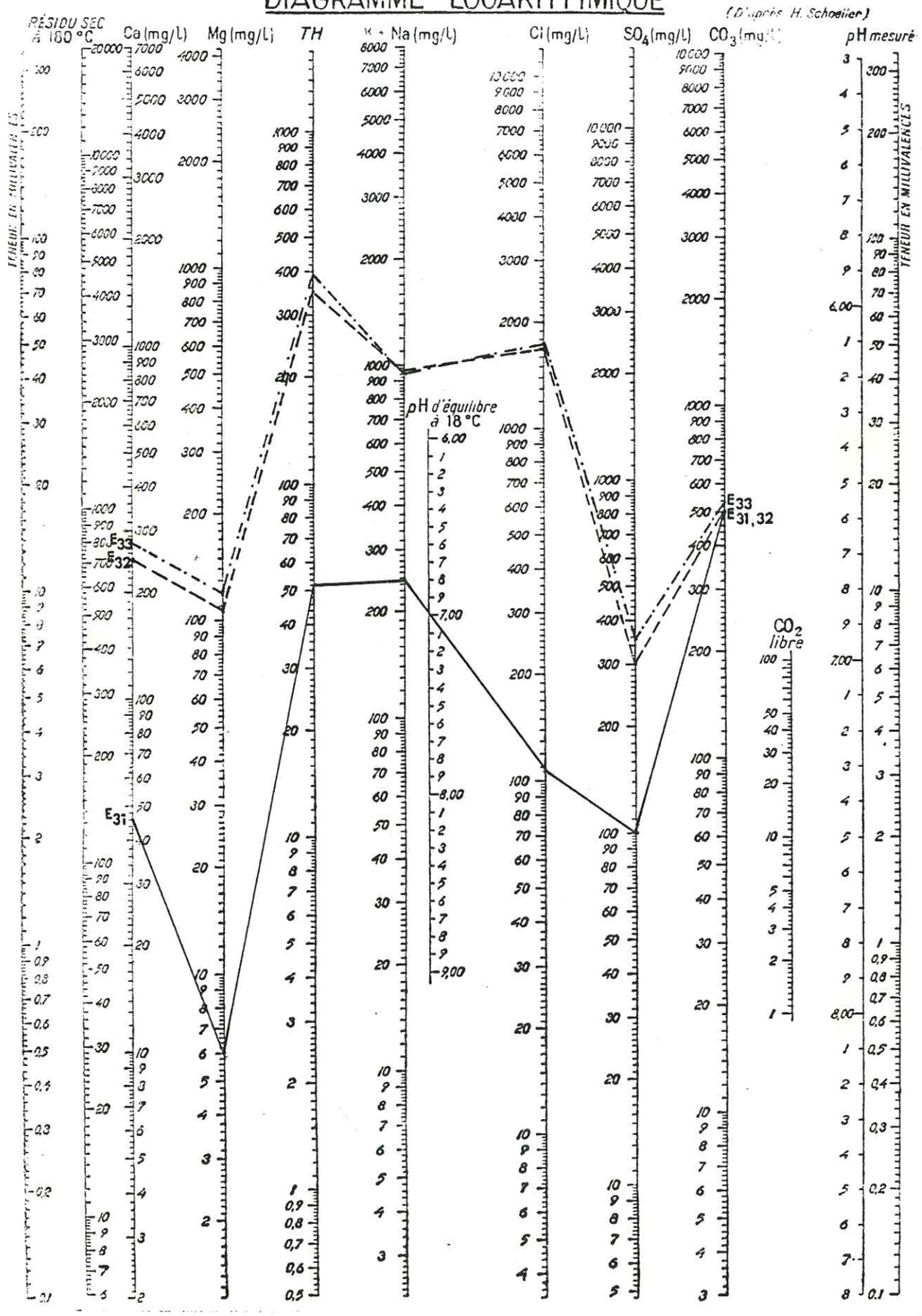


Fig. 49 - Diagramme des sources des zones de Khalkhal. et de Bostan Abad.

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE

(D'après H. Schoeller)

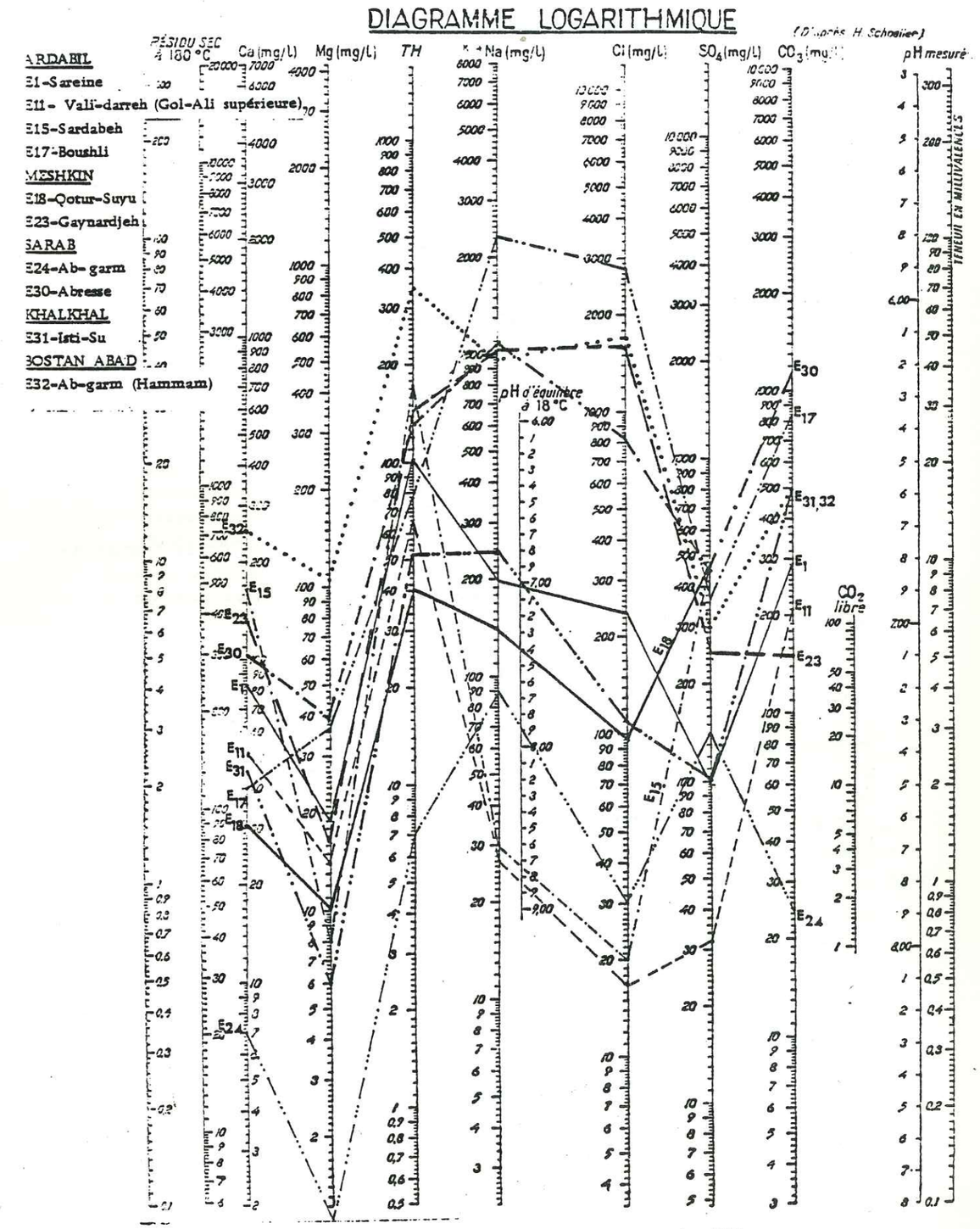


Fig. 50 - Comparaison des compositions chimiques des sources des différents secteurs étudiés.

- Type chloro sulfaté bicarbonaté calcique; source d'Ilando (E21) dans la région de Meshkin.

La minéralisation des sources étudiées se fait essentiellement dans la traversée des terrains éruptifs et cristallophylliens de la région et les formations du Quaternaire ne sont que peu susceptibles d'avoir une influence sur la minéralisation.

Seules les sources thermominérales de Bostan Abad (E32-33 qui sont de type chloruré sodique carbo gazeux et bicarbonaté sont des eaux ayant traversé les terrains sédimentaires du Miocène.

Enfin, la présence de sulfates et de chlorures dans les eaux thermominérales de l'Azarbaidjan issues de terrains eruptifs est générale ainsi que celle de bicarbonates sauf dans les sources E15, E18 E12 (voir tableaux n° 32 et 35).

5-5- LES DEPOTS AUX EMERGENCES

A l'émergence, par suite de l'abaissement de la température et de la pression, les substances minérales dissoutes précipitent et donnent des constructions superficielles atteignant parfois un volume considérable.

La composition du dépôt tient à la nature même des substances en solution dans l'eau; silice, aragonite, gypse, hydrate de fer. Il arrive que la composition du dépôt se modifie avec le temps. D'une manière générale on peut distinguer deux types de formation aux émergences ; des dépôts solides et des boues sous forme d'incrustation et de concrétions, souvent composées de carbonate de calcium comme l'aragonite ou le travertin, ou de la silice dissoute qui peut former de l'opale et de la calcédoine et même du quartz.

Les boues sont formées par des sédiments à micro-organismes ou à particules de roches entraînées mécaniquement par l'écoulement des eaux aux différentes profondeurs. Ces dépôts sont généralement colorés par de l'oxyde de fer.

Cette précipitation est souvent favorisée par la déflocuation des argiles en suspensions colloïdales.

Dans les sources thermominérales de la région étudiée, on distingue différentes sortes de dépôts selon la nature des eaux écoulées.

Les analyses par difraction des rayons X (laboratoire de spectrographie de l'Institut Dolomieu de Grenoble) ont précisé la composition minéralogique des dépôts à l'émergence des sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental et donnent les résultats suivants :

5-5-1- Dépôts de calcaire

Les sources thermominérales de Boushli (E16 et E 17) et Isti-Su (E31) forment les dépôts de carbonate de calcium sous forme de calcite qui constitue le travertin. L'épaisseur de ces dépôts dans la région de Boushli atteint environ 1,5 à 3 m. Actuellement on les exploite en carrière pour la construction rurale.

Les dépôts calcaires sous forme d'aragonite se présentent aux alentours de Ab-garm Sarab (E 24).

Les sources de Bostan Abad (E32 et E33) donnent une précipitation rougeâtre, à l'émergence, essentiellement composé de carbonate de chaux et actuellement exploité en carrière.

5-5-2- Dépôts de silice

Presque toutes les sources thermominérales des régions étudiées contiennent une quantité de silice dont la valeur maximale atteint 178 mg/l. Parmi ces sources une seule dépose des dépôts importants de silice à son émergence, celle de Tchakhamaglu (région de Sardabeh (E34).

Elle a une teneur en silice de 82 mg/l. Ces dépôts sont de la tridymite et du quartz.

La source de Qotur-Suyu dépose un peu de quartz cristallisé.

Les sources de Vali-darreh présentent des dépôts de silice sous forme de quartz accompagnés de limonite et de wad (oxyde de manganèse).

Les sources thermominérales de Sareine forment des dépôts blancs en nodules composés de crypto-cristalline présentant l'aspect de calcédoine ayant pseudomorphosé un ancien minéral (d'après R.X).

Dans la partie de dépôt rouille il y a association de limonite et de jarosite.

Ce minéral secondaire est un sulfate de fer très hydraté.

Dans la matrice beige du dépôt on trouve de la jarosité pratiquement pure (même type de formation).

5-5-3- Dépôts de soufre

Les sources thermominérales de Qotur-Suyu (E18) ainsi que celles de Sardabeh (E15) déposent du soufre. Dans les anciennes émergences de Qotur-Suyu à 150 m de l'émergence actuelle, il y a d'énormes dépôts de soufre qu'on exploite actuellement.

5-5-4- Dépôts ferrugineux

La précipitation de carbonate de calcium ainsi que de tufs dans certaines émergences de la région est presque toujours accompagnées d'hydroxyde de fer qui imprègne les dépôts. On observe très fréquemment aux émergences des eaux bicarbonatées la floculation du fer. Celle-ci donne des couleurs différentes aux dépôts. Par exemple le dépôt des sources thermominérales de Boushli est accompagné d'oxyde de fer sous forme de limonite ainsi que les dépôts de sources de Chabil (E19), dans la partie brun rouge contient de la limonite.

CHAPITRE VI

6 - GEOCHIMIE DES EAUX THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

6-1- ORIGINE DES SELS DISSOUS

6-2- GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS (CATIONS ET ANIONS)

6-3- LES ELEMENTS TRACES DANS LES SOURCES ETUDIEES

(Li, Rb, F, B, I, Ba, Sr, Br)

6 - GEOCHIMIE DES EAUX THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL

6-1- ORIGINE DES SELS DISSOUS

Dans une région, chaque nappe aquifère, chaque source a une composition chimique normale, acquise lors de l'infiltration et modifiée au cours de l'écoulement souterrain, en fonction de la constitution des couches traversées et de la durée et des conditions de contact. Cela ne veut pas dire que cette composition est invariable dans le temps car celle des certaines nappes peu profondes est modifiée par les apports plus ou moins abondants d'eau pluviale et subit ainsi des variations saisonnières. Les eaux profondes et notamment les eaux thermominérales ont des compositions généralement constantes.

La minéralisation des eaux thermominérales tient à plusieurs causes; s'il s'agit d'eau en relation avec la montée de roches éruptives, dans les régions volcaniques, notamment les matières en solution peuvent provenir du magma lui-même.

Elles peuvent également être empruntées aux terrains rencontrés, par les émanations du magma dans leur montée vers la surface. Il est probable que dans de nombreux cas, l'eau servant de véhicule n'a pas la même provenance que les matières entrainées par elle.

L'origine peut être multiple; les eaux carbo-gazeuses, ferrugineuses, proviennent par exemple de la réunion de trois éléments; eau, gaz carbonique et fer, venant d'endroits différents. L'eau est relativement superficielle, le gaz vient des profondeurs et le fer est emprunté aux roches traversées par l'eau rendue acide par la présence de CO_2 (eaux mixtes). C'est la raison pour laquelle des eaux de composition très différente se trouvent dans des gisements proches.

Le fer trouve son origine dans la plupart des roches, il est mis en solution grâce à la présence de CO_2 etc... A l'émergence, il se fait ordinairement un dépôt d'hydrate de fer des plus caractéristiques. Ce phénomène existe dans la majorité des sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental et spécialement à Boushli et Isti-Su .

Les sources salines sont en relation avec des dépôts de sel ou des terrains salifères(eau de terrains sédimentaires). Les éléments salins peuvent provenir aussi de la décomposition des minéraux de roches. Certaines sources renferment une forte teneur en lithium sous forme de chlorure de lithium ; ce corps provient vraisemblablement de l'altération de micas riches en lithium.

Les sources d'anhydrite carbonique libre se rencontrent dans les pays à volcans éteints récents. Naturellement, dans toutes les eaux de surface, il y a un peu de gaz carbonique provenant de l'atmosphère. Ce CO_2 entraîné par les eaux d'infiltration se trouve dans toutes les nappes superficielles mais en quantité bien faible par rapport à celui des eaux carbo-gazeuses (CO_2 supergène) tandis que dans les terrains volcaniques, les eaux thermominérales profondes contiennent une quantité de CO_2 remarquable sous forme de bicarbonate outre le CO_2 libre qui se dégage à l'émergence. Celui-ci donne aux eaux un caractère acide et souvent agressif. Pour cette raison, la présence de CO_2 dans les sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental facilite la mise en solution des éléments des roches notamment des alcalis, des alcalino-terreux, du fer. Le lieu d'émergence est alors caractérisé par la présence de dépôts parfois importants.

Des eaux sulfatées se rencontrent souvent aux alentours du volcan du Sabalan dont l'activité volcanique est très récente.

Dans certains cas, l'eau sulfatée provient de l'action réductrice des matières organiques sur les sulfates, et, il se forme alors de l'anhydrite carbonique suivant la formule :

$$Ca\ SO_4 + 2C = CaS + 2CO_2$$

$$SCa + CO_2 + H_2O = Ca\ CO_3 + SH_2$$

L'origine des sulfates des eaux d'Azarbaidjan oriental est à rechercher dans l'oxydation secondaire du SH_2 provenant de l'intérieur de la croûte terrestre. Nous étudierons ultérieurement les caractéristiques géochimiques détaillées de chaque zone intéressée.

L'origine des éléments minéralisateurs de ces sources et le CO_2 ou le SH_2 venant des profondeurs. Nous avons déjà vu que presque toutes les sources thermominérales de la région renferment une quantité plus ou moins importante de CO_2, sauf les sources de Qotur-Suyu et Sardabeh qui contiennent du SH_2 libre.

Le présence fréquente de CO_2 affecte considérablement la géochimie hydrothermale, car elle confère à l'eau la propriété d'agressivité; les eaux chargées de CO_2 ont particulièrement tendance à réagir avec les roches encaissantes pour leur arracher les cations en premier lieu sodium mais aussi calcium, magnésium et potassium, ces quatre cations sont les constituants essentiels des eaux minérales profondes. Par suite de la prédomianance des ions, sodium, les eaux issues de terrains cristallins, sauf cas particuliers sont surtout bicarbonatées sodiques. La composition des eaux exprime non seulement la nature des roches traversées mais aussi les conditions thermo-dynamiques de mise en solution (température).

Les cations sont souvent inégalement répartis dans l'ensemble des eaux; le sodium domine assez souvent, mais dans certaines

sources le calcium prédomine nettement et c'est le circuit thermominéral qui joue un rôle déterminant dans la composition chimique de l'eau.

Dans les terrains sédimentaires évaporitiques, l'ensemble des cations et des anions résulte d'une simple dissolution.

Si les terrains traversés sont essentiellement éruptifs et cristallophiliens, les cations et anions ont souvent une double origine; la majeure partie des anions a une origine profonde et les cations proviennent de la roche encaissante lessivée par les eaux agressives.

La majorité des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental se rattache aux terrains volcaniques où les anions chlorures et sulfates sont toujours présents mais où les anions bicarbonates sont aussi souvent présents (voir tableau n° 32). En ce qui concerne les cations, le sodium apparait comme le cation prédominant sauf dans les eaux de sources dans lesquelles les ions calcium sont en majorité. Pour éclairer ce problème nous allons étudier chaque élément de minéralisation en détail.

6-2- GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

Les sels des eaux thermominérales proviennent soit du lessivage des terrains traversés (sources vadoses) soit des éléments juvéniles amenés de la profondeur par la vapeur d'eau (sources mixtes dou hypogènes).

Une eau thermominérale est un véritable électrolyte très étendu. Depuis la théorie ionique, on admet en effet que la presque totalité des sels dissous dans ces eaux sont dissociés, d'où l'habitude prise dans les analyses de ne présenter que les ions (ions électro-positifs ou cations, ions électro-négatifs ou anions).

Il est important de fournir aux géologues chargés d'étudier l'origine d'une source thermominérale, une analyse dans laquelle, à la suite de l'énumération des ions reconnus dans l'eau minérale, soient indiquées les relations probables de ces ions. L'analyse ainsi présentée peut immédiatement renseigner sur la nature du terrain traversé par l'eau, donc sur la cause de sa composition chimique et sa minéralisation (L. MORET 1942).

On suppose tout acide sulfurique saturé par la chaux; l'acide nitrique aussi. Le reste de la chaux est combiné aux carbonates et bicarbonates. Toute la magnésie est comptée en carbonate, tout le chlore en Na Cl, toute la silice en SiO_2, etc...

On peut ainsi constater que les eaux salées amères ou sulfatées sont en rapport avec les terrains évaporitiques et les eaux bicarbonatées calciques avec les roches calcaires.

En tenant compte de tous les résultats des analyses chimiques des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental présentées aux tableaux 32, 35 et 37, nous allons étudier les éléments majeurs en détail.

6-2-1- Les cations

6-2-1-1- Sodium (Na^+)

Pratiquement, la minéralisation des eaux comporte toujours une proportion notable de Sodium, plus particulièrement les sources thermominérales. Son abondance est très variable mais elle est dominante dans 26 de ces sources, les deux extrêmes étant : 2 055 mg/l dans la zone de Boushli (E17) et 18 mg/l dans la zone de Sarab (E26). La présence de fortes teneurs en sodium est dûe souvent à la présence de sodium dans les roches éruptives plus particulièrement dans les feldspaths et feldspathoïdes qui sont très répandues dans la région de notre étude, mais les hautes teneurs en sodium sont accompagnées de teneurs élevées en anions chlorures. Exemple : E16, E17, E32 E 33 etc... et se rencontrent aussi dans les eaux des terrains à évaporites de certaines formations tertiaires .

On a constaté que dans les terrains granitiques, le rapport K/Na dans les eaux est beaucoup plus faible que dans les roches constituant ce terrain, tandis que le rapport reste le même dans les eaux et dans les roches lorsqu'il s'agit d'eaux issues de terrains volcaniques. Les eaux des terrains calcaires s'enrichissent en sodium et en potassium par rapport au calcium et au magnésium comparativement à la composition des roches. C'est le cas des sources thermominérales de Boushli (E16, E17) où nous trouvons des teneurs en sodium et potassium plus élevées que celles en calcium et magnésium.

6-2-1-2- Potassium (K^+)

Cet ion est très fréquent dans les eaux naturelles à l'état de sulfate, carbonate ou chlorure. Les ions sodium et potassium existent à peu près en quantités égales dans l'écorce terrestre et la solubilité de leurs sels est du même ordre. Or, il y a 14 fois plus de sodium que de potassium dans les eaux minérales et 30 fois plus dans l'eau de mer.

Par contre, les roches silicatées sont plus riches en potassium qu'en sodium. Le potassium est présent dans les nombreux minéraux tels que feldspaths, feldspathoïdes et micas. Sa teneur est plus élevée, dans les roches acides. Le plus souvent la teneur en potassium est plus faible que la teneur en sodium. La teneur en potassium dans les eaux thermominérales de l'Azarbaidjan oriental est toujours

inférieure à celle en sodium. La valeur maximale s'observe dans la région de Boushli à 263 mg/l (E17) et la valeur minimale 0,30 mg/l la région de Sarab (E26) où l'eau sort des formations syénito-granitiques. Dans cette région la teneur en Sodium est moins élevée que dans les régions de Sareine, Boushli, Khalkhal, Bostan Abad et qui dans les eaux de la source d'Abresse (E30) s'écoule au Nord de Sarab sur le flanc Sud du massif volcanique tertiaire de Mir Kuh. D'une manière générale, le sodium résultant de l'altération des roches passe plus facilement en solution que le potassium. Il existe deux cas où les teneurs sont anormalement élevées en potassium, l'un est un indice de pollution par des eaux résiduaires, l'autre est lié au lessivage de rhyolites ou des roches appartenant à leur cortège telles que les micro-granites et les granites potassiques dans lesquelles se situe le circuit hydrothermal.

Dans le tableau n° 44, nous avons donné les teneurs en sodium et potassium en méq /l ainsi que le rapport de deux cations. D'après ce tableau, on voit que le rapport K/Na est particulièrement grand dans la région de Sarab (excepté Abresse) et est de plus en plus fort où les eaux sortent des terrains granito syénitiques.

6-2-1-3- Calcium (Ca^{++})

C'est surtout grâce au CO_2 que le calcium s'introduit dans l'eau. Le bicarbonate de calcium $(CO_3H)_2Ca$ constitue le sulfate de calcium avec l'élément minéral le plus important des eaux souterraines. Dans les eaux calcaires, le bicarbonate de calcium est maintenu en solution par une certaine proportion de CO_2.

La dureté de l'eau (dHt) résulte de la présence de sels alcalino-terreux mais surtout de sels de calcium et de magnésium. Nous savons que le calcaire transporté sous forme de bicarbonate dans les eaux thermominérales de Khalkhal (Isti-Su) et de Boushli (Hammam) se dépose à l'état de carbonate neutre aux points d'émergence (travertins).

Toutes les sources thermominérales de la région ont des teneurs en calcium supérieures aux teneurs en magnésium. La teneur en calcium la plus forte appartient aux sources de Bostan-Abad (278mg/l) dont l'eau circule sous terre au voisinage d'un gisement de gypse ou d'anhydrite (formation à évaporites). La teneur en calcium dans les zones de Sardabeh et Vali-darreh domine celle de tous les autres cations (c'est dans cette dernière que l'on trouve la plus grande concentration de CO_2 de la région). Ce phénomène se rattache à la composition des minéraux des roches que l'eau traverse, eux même riches en calcium : hornblende et andésine.

6-2-1-4- Magnésium (Mg^{++})

Les fortes teneurs en magnésium sont liées aux fortes teneurs en chlorures dans toutes les sources thermominérales de la région. Les valeurs de ces teneurs sont données aux tableaux n° 32, 35 et 37.

6-2-1-5- Conclusions sur les cations

Après avoir montré l'importance de chacun des cations majeurs dans les eaux des sources étudiées et leurs relations avec la nature des roches encaissantes traversées, en tenant compte des caractéristiques géochimiques particulières de chaque secteur étudié, nous pouvons classer les types d'eaux thermominérales de l' Azarbaidjan oriental comme suit :

$Na + K > Ca + Mg$: eaux sodiques calco-magnésiennes socle granito syénitique ou terrain sédimentaire.

$Ca + Mg > Na + K$: eaux calco-magnésiennes sodiques roches volcaniques basiques.

Nous verrons ultérieurement que l'on peut déterminer la température des eaux en profondeur dans la région par l'utilisation des géothermomètres chimiques tels que le rapport Na/K + Ca ou les températures des aquifères profonds grâce à la comparaison des teneurs en anions et cations des eaux thermominérales et des roches traversées.

6-2-2- Silice (SiO_2)

On trouve de la silice soit libre, soit à l'état anionique, dans toutes les eaux naturelles soit de surface, soit souterraines en faible quantité, mais elle est fréquente dans les sources thermominérales très chaudes et carbonatées, à l'état acide silicique. La solubilité de la silice augmente avec la température et l'alcalinité de l'eau. Pour cela, la teneur en silice dissoute et le rapport atomique Na/K + Ca d'une eau thermominérale à l'émergence peuvent être considérés comme des géothermomètres.

Le géothermomètre silice est basé sur la variation expérimentalement déterminée de la solubilité du quartz dans l'eau en fonction de la température et de la pression (G.C.KENNEDY, 1950, G.W. MOREY et al 1962). Dans le système des sources chaudes du parc de Yellowstone (U.S.A.) le seul indicateur chimique de la température souterraine est le contenu en silice(R.O. FOURNIER et al 1973). Certaines sources très chaudes (sources volcaniques) rejettent des quantités considérables de silice hydratée et déposent à l'émergence une véritable roche appelée geysérite : dans ce cas, la silice est manifestement d'origine profonde. Ailleurs, on en connaît dans les sources moins chaudes.

L'altération des roches à laquelle est attribuée la mise en solution des cations, sodium, potassium, calcium et magnésium, provoque la libération de silice. C'est pourquoi toutes les eaux thermominérales contiennent de la silice en quantité variable. Mais, dans certaines régions comme les Pyrénées (France) la quantité de silice

est limitée à 100 mg/l, quelle que soit la température et on attribue cette limitation à l'équilibre silice amorphe - silicate (H.SCHOELLER 1968).

En Azarbaidjan oriental iranien, les sources thermominérales ont une forte teneur en silice dissoute. Par exemple, la source de Gaynardjeh (E23) dans la région de Meshkin a une teneur en silice de 178 mg/l et une température à l'émergence de 90°C. Ceci montre la liaison directe de la quantité de silice en solution avec la température.

Les sources thermominérales de la région d'Ardabil (secteurs de Sareine, Vali-darreh, Sardabeh et Boushli) ont des teneurs en silice de 83 à 113 mg/l et dans la région de Meshkin, les sources ont des teneurs de 62 à178 mg/l .

La quantité la plus faible de la région s'observe dans les secteurs de Bostan Abad (26 mg/l) et de Sarab (28 mg/l) excepté la source d'Abresse qui a une teneur de 163 mg/l et que l'on peut classer dans la série des sources de Meshkin, riches en silice. Au point de vue géologique, et géographique, elle est située au flanc Sud Ouest du Sabalan, tandis que les autres sources de Sarab sont situées au flanc Nord de Boz-Qush.

Les tableaux n° 32, 35 et 37 donnent les teneurs en silice des sources thermominérales et précisent la composition minéralogique des dépôts de silice amorphe (opale et calcédoine) de la source de Tchakhmagludans la région de Sardabeh.

Il faut signaler que les dépôts de silice sont très faibles aux autres émergences.

6-2-3- Les anions

6-2-3-1- Le Chlore (Cl^-)

Le chlore n'est pas un constituant naturel des eaux mais est très répandu dans les sources thermominérales sous forme de chlorures. Il peut provenir soit d'eaux vadoses ayant lessivé des gites salins (Na Cl) soit de profondeur et avoir une origine juvénile.

Certaines eaux proches des volcans renferment de l'acide chlorhydrique (H Cl). Le lessivage des roches volcaniques comme le basalte permet la mise en solution d'une forte quantité d'ions chlore. Cette quantité est encore plus élevée dans les eaux des sources thermominérales circulant dans les roches rhyolitiques. Il est donc tout à fait normal que nous trouvions plus ou moins de chlorures dans les sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental mais il est évident que les facteurs température et pression interviennent aussi dans la détermination de cette quantité.

D'après les résultats des analyses données par les tableaux n° 32 , 35 et 37, nous pouvons distinguer différents groupes.

Les sources de Sareine ont des teneurs en ions chlore presqu'uniformes qui ne varient qu'entre 3 et 7 méq /l.

Les sources de la région de Boushli ont les plus fortes teneurs en chlore avec 84 méq /l et celles de Bostan Abad avec 50 méq./l prennent la seconde place. Ces deux secteurs sont caractérisés par des sources de type chloruré.

La plus faible quantité de chlore s'observe dans les zones de Vali-darreh, Sardabeh et Sarab, excepté la source d'Abresse (23 méq /l.).

La très forte relation entre les teneurs en chlore et sodium dans les régions de Boushli et de Bostan Abad s'explique par l'origine commune de ces deux éléments.

Les fortes teneurs en ions chlore des eaux chlorurées sodiques, bicarbonatées et carbogazeuses de Bostan Abad sont liées à la présence d'évaporites dans la série sédimentaire miocène qui existe dans ce secteur mais qui, étant peu étendue, ne figure pas sur la carte géologique de la région.

En ce qui concerne les sources de Boushli, deux hypothèses permettent d'expliquer les fortes teneurs en chlorures observées :

- la concentration en chlorures proviendrait du lessivage en profondeur d'évaporites bien que celles-ci ne s'observent pas en surface dans le secteur étudié.

- les chlorures seraient d'origine volcanique profonde et la forte concentration en chlorures correspondrait à la haute température des eaux en profondeur entrainant une très forte minéralisation.

Cette dernière hypothèse parait vraisemblable en raison de l'importance du volcanisme dans la région. Nous avons en effet montré que presque toutes les sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental sont localisées dans des régions de volcanisme récent.

On peut en déduire que la présence de chlorures dans les sources thermominérales étudiées est d'origine volcanique. Ce phénomène a été constaté dans certaines sources minérales du Massif Central français (E. JACQUOT et M. WILLM, 1894) et on est amené à penser qu'une partie du sodium des eaux chlorurées associées au volcanisme a la même origine magmatique que l'ion chlore (R. THUIZAT 1973).

6-2-3-2- Les sulfates (SO_4^{--})

L'hydrogène sulfuré et les sulfures se rencontrent parfois à l'état de trace dans les eaux de surface ou les eaux souterraines non thermominérales, on en perçoit alors faiblement l'odeur caractéristique. Le soufre existe dans les eaux à l'état de sulfate, sulfure, hyposulfite et à l'état de soufre libre. Les sulfures, hyposulfites, le gaz SH_2, et le soufre proviennent généralement de phénomènes de réduction des sulfates sous l'action d'organismes réducteurs anaérobies ou au contact de roches organiques comme les schistes bitumineux ou les tourbes. Quant aux ions SO_4, ils résultent de la dissociation des sulfates et spécialement de sulfates de chaux (Gypse).

Mais le sulfate peut avoir aussi une autre origine, car il peut provenir de la décomposition de S_2Fe, si fréquent parfois dans les sédiments, sous l'action de l'eau et de l'air humide.

$$2.\ Fe\ S_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2\ SO_4\ Fe + 2\ SO_4 + 2\ H_2$$

Cette réaction peut être facilitée par l'activité bactérienne.

Dans quelques cas, on a cependant admis que l'ion SO_4; est d'origine juvénile puisque rien dans les roches d'environnement (absence totale de composés sulfurés) ne peut l'expliquer. Ajoutons que l'anhydride sulfureux (SO_2) est fréquent dans les exhalaisons volcaniques et les soffioni); quand à l'acide sulfurique libre, il se trouve dans les eaux qui ruissellent de certains cônes volcaniques ou des terrains très pyriteux.

Nous pouvons distinguer deux groupes de sources thermominérales en Azarbaidjan oriental :

- un groupe de sources sulfurées avec SH_2 libre comme Qotur-Suyu (98 mg/l) et Sardabeh (6 mg/l) bien que cette dernière soit également carbogazeuse. On trouve dans les sources thermominérales de Qotur-Suyu de l'acide sulfurique libre car l'eau perfore le tissu. Cette source située à proximité des cônes volcaniques du Sabalan dépose une quantité remarquable de soufre libre à l'émergence et des dépôts très importants situés autour d'une ancienne émergence à 150 mètres de l'émergence actuelle ont été autrefois exploités comme mine. Les deux sources thermominérales sont sulfatées sodiques et calciques. Toutes les sources de Meshkin situées aux alentours du Sabalan sont riches en sulfates sauf la source d'Ilando dans laquelle la teneur en chlorures est plus élevée que la teneur en sulfates.

- le deuxième groupe comprend les sources carbogazeuses sans SH_2, où les sulfates sont toujours présents mais en proportions variables. Les sources sulfatées sortant de terrains volcaniques récents sont le plus souvent très chaudes et très acides.

Toutes les sources thermominérales de la région sont en relation avec des failles plus ou moins importantes probablement profondes comme le montrent les températures élevées des eaux qui sont généralement comprises entre 37 et 90°C. Quelques sources ont des températures inférieures et nous verrons plus loin que cette diminution de la température correspond à une augmentation de la teneur en CO_2 libre contenu dans ces eaux (fig. n° 53).

Le soufre aurait donc une origine profonde et les sources sulfureuses, sulfurées ou sulfatées pourraient être considérées comme les fuite d'un système hydrothermal profond à température élevée associé aux failles qui paraissent les plus profondes.

6-2-3-3- Les carbonates et bicarbonates (CO_3^{--} et HCO_3^-)

L'acide carbonique libre (CO_2) ou combiné est le seul dérivé du carbone susceptible d' être rencontré dans les eaux naturelles. Il est le plus souvent d'origine atmosphérique mais dans les eaux thermominérales il est fréquemment d'origine souterraine profonde.

Le mécanisme le plus habituel est celui qui intervient lorsque l'eau de pluie chargée de CO_2 atmosphérique surtout aux basses températures d'hiver, pénètre dans le sol et le sous sol. Il y a solubilisation des carbonates de calcium et de magnésium qui passent à l'état de bicarbonates. La quantité variable de $(HCO_3)_2$ Ca qui existe toujours dans une solution naturelle de CO_3 Ca va dépendre de la température et de la tension de CO_2 dans l'atmosphère en contact. Comme à l'intérieur du sol cette tension est souvent élevée, cela explique la teneur élevée de certaines eaux profondes en $(HCO_3)_2$ Ca.

Lorsque des eaux très minéralisées arrivent au jour où des conditions sont différentes, le bicarbonate de calcium va se décomposer en CO_2 et CO_3 Ca qui se dépose au griffon.

$$(HCO_3)_2 Ca \rightleftharpoons CO_3 Ca + CO_2 + H_2O$$

De telles sources sont dit incrustantes. L'exemple le plus banal est la formation de travertin comme ceux que l'on rencontre dans les secteurs de Boushli et Isti-Su.

Les bicarbonates sont présents dans presque la totalité des sources thermominérales excepté les sources thermominérales de Sardabeh, Qotur-Suyu, et Mayur que nous avons déjà citées comme étant des sources sulfatées où les carbonates sont absents. Les sources des régions de Vali-darreh et Khalkhal sont bicarbonatées, calciques ou sodiques. Les sources de la région de Sareine, Boushli, Bostan Abad sont chlorurées et bicarbonatées sodiques et calciques Toutes ces sources sont accompagnées de dégagements gazeux surtout de CO_2

où le gaz est d'origine profonde. Toutes les sources thermominérales bicarbonatées ou chloruré-bicarbonatées sont situées à proximité du volcan du Sabalan.

6-2-4- Conclusion de la géochimie

La majorité des anions a une origine profonde qui est la cause de la minéralisation des eaux thermominérales de la région étudiée. En revanche, les cations proviennent des hydrolyses ou de l'attaque des roches traversées ou encaissantes par l'eau en présence de CO_2. La quantité de silice dissoute y est importante. Cette quantité de silice amorphe est variable en fonction de la température. Dans les sources à basse température, la quantité de CO_2 ou SH_2 est plus grande que dans les sources à haute température, ce qui est normal car les gaz sont plus solubles à froid qu'à chaud.

Ceci confirme donc que la composition chimique des eaux est liée à leur température en profondeur et à l'activité volcanique de la région.

6-3- LES ELEMENTS TRACES DANS LES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL

L'existence des éléments traces dans les eaux minérales est connue depuis longtemps. Dans l'étude des sources thermominérales régionales, il est indispensable de connaître les teneurs des éléments traces comme des éléments majeurs (cations et anions) qui proviennent de la minéralisation par rapport à la nature des terrains traversés dans le sous-sol. Pour cette raison, après avoir étudié les éléments majeurs dans les sources thermominérales, nous donnerons les résultats d'analyses en éléments traces dans les eaux qui sont (Li, Rb, F, B, I, Ba, Sr, Br), comme il n'y a pas eu d'études préalables dans notre région en ce domaine, il nous manque des renseignements nécessaires pour comparer nos résultats et en tirer des interprétations définitives. Nous avons fait deux séries d'analyses sur les échantillons d'eaux thermominérales qui ont été prélevé en 1976 et 1977 et dont les résultats sont donnés aux tableaux n° 32 et 35. De même que nous avons déjà fourni une classification des sources thermominérales à partir des analyses des éléments majeurs, nous essayerons d'établir une autre classification à partir des éléments traces.

6-3-1- Lithium (Li^+)

Le lithium se trouve en très faible quantité dans les eaux thermominérales mais il leur confère un faciès bien spécial. Pour les uns, il serait d'origine juvénile, pour d'autres, il serait emprunté aux minéraux lithinifères des roches silicatées acides de type granulite, mais d'autre part, le lithium a été signalé dans l'eau de mer et

spécialement dans la vase des marais salants. Il n'est donc pas étonnant que cet élément puisse résister à l'état de traces dans certains sédiments d'origine lagunaire auxquels il aurait pu être arraché par les eaux vadoses (L. MORET, 1942). Enfin, la présence de lithium dans une source peut s'expliquer de façon différente suivant les cas. Dans les sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental, les valeurs extrêmes sont de 0,005 et 10,83 mg/l; ces chiffres montrent une grande hétérogéinité dans l'existence de lithium dans la composition chimique de ces eaux. La valeur la plus élevée concerne les sources thermominérales de Boushli (E16, E17) ainsi que la source de Gaynardjeh (5 mg/l) dans la région de Meshkin (E23).

D'après le tableau n° 32, on voit que le lithium est le seul élément trace lié directement aux chlorures probablement parce que sa mise en solution est commandée par la présence de cet anion. Il pourrait être d'origine profonde mais étant également lié au sodium, il peut aussi provenir du lessivage d'évaporites.

6-3-2- Rubidium (Rb^+)

Le rubidium a été reconnu en traces, dans quelques sources par analyse spectroscopique (Vichy). Les eaux de mer actuelles renferment du lithium et du rubidium, ce qui pourrait expliquer la présence de ces corps dans les sédiments lagunaires anciens car il est vraisemblable que ces métaux alcalins rares devaient exister dans les mers dès l'aurore des temps. Ce sont les vestiges de ces métaux que ramènent au jour les eaux vadoses. Dans la région de notre étude, la valeur maximale du rubidium est 1,92 mg/l dans les sources thermominérales de Boushli (E16, E17)

Ceci confirme la liaison directe entre les deux ions lithium et rubidium ainsi que pour la source de Gaynardjeh (E23) où règnent les mêmes conditions.

6-3-3- Fluor (F^-)

L'ion fluor est signalé dans les différentes sources thermominérales. Toutefois, les teneurs élevées sont souvent en corrélation assez nette avec le fait qu'il s'agit d'eaux issues de terrains éruptifs et on a pensé pendant longtemps que les eaux les plus riches en fluorures provenaient de très grandes profondeurs. Au voisinage des massifs éruptifs actuels ou anciens, le plus souvent le fluor est emprunté aux roches encaissantes du circuit, cristallines ou cristallophyliennes. Parmi les roches sédimentaires ce sont les eaux issues des terrains calcaires qui renferment le moins de fluor. Ce phénomène est confirmé par la composition des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental.

La teneur maximale en fluorures appartient aux sources de la région de Bostan Abad (3,92 mg/l) et de Boushli (3,25 mg/l dont les eaux sont fortement chlorurées sodiques (tableau n° 39)

TABLEAU N° 39 - ELEMENTS TRACES EN MILLIEQUIVALENT (ANALYSE 1977) PAR LITRE

N° Emergence	Li^+ x 10^{-3}	Rb^+ x10^{-3}	F^- x10^{-3}	B^{---} x10^{-3}	I^- x10^{-3}	Ba^{++} x10^{-3}	Sr^{++} x10^{-3}	Br^- x10^{-3}
E1	140	2.34	23	25	1.5	<Limite	9.0	13
E2	140	2.0	25	26	1.25	"	9.0	13
E3	30	0.8	22	20	1.18	"	6.8	16
E4	140	2.34	23	27	1.70	"	9.0	30
E5	140	2.34	23	31	1.33	"	9.0	5.0
E6	130	2.34	26	34	1.65	"	9.0	7.5
E7	140	2.34	23	27	1.65	"	9.	37
E8	130	2.8	24	29	1.25	"	11.	5.6
E9	130	2.8	23	27	1.73	"	9.0	17
E10	140	2.8	23	27	1.41	"	9.0	7.4
E11	4.0	0.46	12	1.0	1.18	"	5.7	8.7
E12	5.0	0.35	24	0	1.33	"	9.0	13
E13	4.0	0.46	17	0	0.94	"	5.7	43
E14	5.0	0.35	16	0.70	0.70	"	5.7	137
E15	2.0	0.35	16	1.0	0.23	"	11	3.75
E16	1560	21	157	106	2.12	"	102	175
E17	1550	22	189	109	2.12	"	56	313
E18	30	0.10	52	14	0.07	"	68	1.87
E19	70	0.80	21	0.61	1.25	"	11	1.62
E20	10	0.35	30	1.80	0.31	"	5.7	5.0
E21	200	2.7	67	39.0	0.41	"	17.0	60.0
E22	4.0	1.0	70	6.0	5.59	"	8.0	26
E23	720	9.0	94.0	76.0	2.36	"	28.0	263
E24	0.7	0.23	55	12.0	0.86	"	2.30	10
E25	2.0	0.23	52	11.0	0.31	"	1.6	4.3
E26	0	0.11	17	7.0	0.47	"	0	3.0
E27	2.0	0.23	62	7.0	0.55	"	0	15.0
E28	2.0	0.11	67	7.0	0.31	"	0	15.0
E29	2.0	0.23	69	7.0	0.47	"	0	25.0
E30	13.0	2.44	33	63.0	1.18	"	71.0	200.0
E31	50	0.35	220	16.0	1.33	"	13.0	25.0
E32	80	1.4	194.0	41.0	0.47	"	840.0	413.0
E33	80	1.4	205.0	43.0	0.47	"	840.0	387.0

Le n° des émergences est donné au tableau n° 27

6-3-4- Bore (B^{---})

On le rencontre à l'état d'acide borique dans les eaux chaudes des soffionis de Toscane où il est incontestablement d'origine juvénile (L. MORET 1942). Il se trouve également dans certaines sources acidulées de la région alpine des schistes lustrés, sources qui peuvent s'interpréter comme les résidus de fumerolles aqueuses, lacolithiques. Sa présence aurait été constatée dans de nombreuses sources minérales, incontestablement d'origine vadose et le bore serait alors de provenance superficielle et emprunté aux gites salins en même temps d'ailleurs que le chlorure de sodium. A côté des sources où le bore est probablement d'origine juvénile, il en existe donc de nombreuses autres où il est certainement de provenance superficielle. La teneur en bore dans les sources thermominérales de la région de notre étude a des valeurs très variables. Dans certaines sources comme celles de Boushli (E16, E17 et Bostan Abad (E32, E33), les teneurs sont un peu élevées (1,42 à 3,55 mg/l) (voir tableau n° 39), tandis que la teneur est très faible ou nulle (dans les sources thermominérales du secteur de Vali-darreh (E11, E12, E 13 E14).

La comparaison des analyses des éléments traces montre que les teneurs les plus élevées en bore correspondent aux sources chlorurées sodiques dans lesquelles les autres éléments traces sont aussi dans une forte proportion (voir tableaux n° 32 et 39).

6-3-5- Iode (I^{-})

L'eau de mer contient la plus grande quantité d'iodures accompagnés presque toujours de chlorures d'origine lagunaire. Les sources minérales ont normalement une très faible quantité d'iodures. Dans les sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental, la valeur la plus élevée appartient à la source de Mayur (E22) (0,71 mg/l) et la valeur minimale appartient à la source de Qotur-Suyu (E18) (inférieure à 0,01 mg/l).Ces deux sources sont très proches du volcan duSabalan et sont sulfatées, sodiques ou calciques sans présence de carbonates ou de bicarbonates.

6-3-6- Baryum (Ba^{++})

La majorité des sources thermominérales ont une teneur en baryum inférieure de la limite de dosage ($<0,00$). C'est le cas des sources des secteurs de Sareine, Sardabeh et Sarab. La valeur maximale appartient à la région de Boushli avec l'émergence E 17 (0,08 mg/l). Comme nous l'avons déjà vu, cette source présente la plus forte quantité de tous les autres éléments traces.

Malgré la forte teneur en baryum des roches environnant la plupart des sources (J. DIDON et Y. M. GEMAIN, 1976), sa teneur est la plus faible de toutes celles des éléments traces observés dans les eaux de la région, si bien que dans certains cas, on n'a pas pu en effectuer le dosage.

6-3-7- Strontium (Sr^{++})

La limite de dosage du strontium dans les eaux est de 0,25 mg/l. En dessous de cette limite on considère que les eaux des sources ont une teneur nulle comme les sources de la région de Sarab, excepté la source thermominérale d'Abresse (E30), qui en contient 3,15 mg/l. Au point de vue géochimie, cette source diffère de toutes les autres sources de la région de Sarab (Boz-Qush).

Dans la source de Qotur-Suyu (E18), la teneur en strontium est nulle. En dehors des sources, sus-citées, toutes les autres ont des valeurs égales ou supérieures à la limite (0,25 mg/l) Les teneurs de la région de Sareine sont toutes voisines de 0,37 mg/l. Les teneurs en strontium des sources de la région de Meshkin ainsi qu'Isti-Su dans la région de Khalkhal sont à peu près équivalentes, sauf Gaynardjeh (E23) qui a une valeur de 1,25 mg/l.

La plus forte teneur en strontium s'observe aux sources de Bostan Abad (E 32, E 33) avec 37,20 mg/l et par comparaison avec les autres éléments traces cette valeur est exceptionnelle dans la région étudiée.

6-3-8- Brome (Br^{-})

Il accompagne souvent les chlorures à l'état de bromures de magnésium ou de sodium. Une concentration intéressante, toutefois, ne se rencontre que dans les eaux thermominérales 41,6 mg/l de la source de Bostan Abad. Il semble que dans cette région, il y a une relation entre les concentrations en strontium et brome tandis que dans les autres régions cette relation n'existe pas. Par exemple; pour la source Abresse (E30), la quantité de bromure est de 17 mg/l et celle de strontium de 4,6 mg/l. La concentration en brome est donc presque 4 fois plus élevée que celle en strontium (tableau n° 35).

6-3-9- Résultat de l'étude des éléments traces

Il existe une relation entre les eaux chlorurées et la plupart des éléments traces. La concentration en lithium, strontium et brome est importante dans les sources thermominérales de Boushli (E16, E17) que dans les sources de Bostan Abad, Abresse et Gaynardjeh (E23, E30, E32 et E 33). Dans les dernières sources, la quantité de lithium est inférieure à celle observée à Boushli. Il semble qu'il existe unerelation entre la concentration en strontium et brome dans les sources. Les éléments traces ont la même origine que le reste de la minéralisation et sont extraits des roches encaissantes comme les autres ions. Nos renseignements dans ce domaine sont relativement limités parce que nous ne connaissons pas suffisamment la nature et la composition chimique des roches du sous-sol. Pour cette raison, notre interprétation est uniquement basée sur la composition chimique des sources thermominérales que nous venons d'expliquer. Dans le tableau n°26, nous avons porté la composition minéralogique des roches environnants

les sources. Ces données sont à l'origine de notre interprétation de la géochimie des sources thermominérales des différents secteurs de l'Azarbaidjan oriental. Nous la complèterons après l'étude de la composition isotopique des eaux.

CHAPITRE VII

7 - ETUDE DES TEMPERATURES DES EAUX DES SOURCES THERMOMINERALES AUX EMERGENCES ET EN PROFONDEUR A L'AIDE DE GEOTHERMOMETRES CHIMIQUES

7-1- GEOTHERMOMETRE SILICE (SiO_2)

7-2- GEOTHERMOMETRE Na- K- Ca

7-3- DIAGRAMMES D'EQUILIBRE

7-4- DETENTE DES GAZ DISSOUS

7-5- GEOTHERMOMETRE GEOLOGIQUE

7-6- RESULTATS DES CALCULS

7-7- LES FLUX APPROXIMATIFS DE CHALEUR REMONTEE PAR LES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL.

7-8- UTILISATION DE L'ENERGIE GEOTHERMIQUE DANS L'INTERET DE L'ECONOMIE REGIONALE

7 - ETUDE DES TEMPERATURES DES EAUX DES SOURCES THERMO-MINERALES AUX EMERGENCES ET EN PROFONDEUR A L'AIDE DES GEOTHERMOMETRES CHIMIQUES

Les températures des sources thermominérales constituent un de leur caractère le plus facile à observer et le plus connu, mais dont la signification est souvent extrêmement complexe car en dehors des variations qui peuvent se produire aux émergences, il ne faut pas oublier que ce que l'on observe n'est que l'aboutissement d'échanges complexes entre divers types d'eaux et les roches traversées.

Il convient donc d'étudier les températures des sources et d'essayer de connaitre les facteurs qui les ont déterminé. On sait que ces températures sont liées à des échanges thermiques avec les roches traversées et soumises au gradient géothermique, à des réactions exothermiques, à des mélanges avec diverses types d'eaux ou avec des gaz ou des fumérolles volcaniques mais aussi à des pertes de vapeurs ou de gaz.

Diverses méthodes ont été mises au point pour cette étude. La plupart d'entre elles sont basées sur l'interprétation de la composition chimique des eaux qui traduit la solubilité de certains éléments en profondeur en fonction de la température. Il est donc intéressant de comparer les températures aux émergences et celles fournies par les " géothermomètres chimiques ".

Les températures des sources thermominérales sont comprises entre 17°C à Vali-darreh et 88°C à la source Gaynardjeh de Meshkin (Tableau n° 27) mais il est possible également de déterminer la température maximale des eaux en profondeur, la température du mélange entre les eaux profondes et les eaux plus superficielles, les taux de mélange entre ces eaux et la valeur de l'abaissement de température du mélange dû à la détente des gaz et spécialement du gaz carbonique contenu dans les eaux aux émergences.

Plusieurs géothermomètres chimiques ont été proposé, mais il semble que les plus précis et les plus fiables sont ceux proposés d'une part par R.O.FOURNIER, J.J. ROWE, A.H. TRUESDEL (1966, 1970, 1973, 1974) et d'autre part par H et M.SCHOELLER (1976).

Nous n'avons pas utilisé le géothermomètre Na/K basé sur les solubilités respectives de ces ions qui relativement simple ne semble pas permettre d'obtenir des résultats significatifs dans nombre de cas.

7-1- GEOTHERMOMETRE SILICE (SiO_2)

Le géothermomètre silice est basé sur la variation déterminée expérimentalement de la solubilité du quartz dans l'eau en fonction de la température et de la pression (G.C. KENNEDY, 1950, MOREY et al 1962). A condition que l'activité de l'eau ne soit pas grandement

diminuée à une température donnée, la solubilité du quartz est indépendante du contexte minéral local, des pressions partielles des gaz, et autres composants dissous trouvés généralement dans les eaux des sources chaudes naturelles avec des valeurs pH inférieures à 8,5 environ.

Les teneurs en silice des eaux en profondeur sont donc liées directement à la température qui permet la mise en solution du quartz, de la calcédoine, de la cristobalite et de la silice amorphe ou des silicates, et en particulier des feldspaths, mais dès que la température diminue la silice précipite sur les épontes du filon hydrothermal.

Lorsque les eaux chaudes profondes se mélangent aux eaux froides plus superficielles à des profondeurs relativement faibles, il y a précipitation de silice et la teneur mesurée aux émergences est finalement celle correspondant à la température de l'eau dans la zone du mélange que l'on peut calculer par l'une ou l'autre des formules :

$$t = 12\sqrt{SiO_2} \text{ en ppm}$$

ou

$$t = \frac{1522}{5,75 - \log SiO_2} \text{ en ppm}$$

(R.O. FOURNIER et A.H. TRUESDELL 1974-Fign° 51)

Dans la figure n° 51, la courbe B montre les températures évaluées par la silice pour des eaux refroidies entièrement par expansion adiabatique à une enthalpie constante et la courbe A, les températures pour des eaux refroidies entièrement par transmission (conduction De nombreuses eaux refroidissent en partie par transmission et en partie par processus adiabatiques, et bien que les deux courbes de la figure délimitent l'éventail probable de températures de l'aquifère qui alimente une source chaude donnée (ne tenant pas compte de l'effet possible de la dilution ou de la précipitation de silice). La figure s'applique seulement aux eaux dans lesquelles la concentration de silice n'est pas affectée par des phases de silice solide autres que les quartz.

Lorsqu'on applique le géothermomètre silice à l'évaluation des températures souterraines, on doit se souvenir que cette méthode donne la température du dernier équilibre de la solution avec le quartz. La température ainsi évaluée peut-être la température moyenne d'un aquifère relativement peu profond. Des aquifères à une température plus élevée peuvent donc exister à plus grande profondeur dans le système.

7-2- GEOTHERMOMETRE Na-K-Ca

Les teneurs en sodium et potassium dans les eaux thermales sont directement liées à la dissolution de ces éléments par les eaux chaudes à grande profondeur, tout spécialement quand on se trouve en présence des silicates des roches cristallines ou éruptives. Il convient

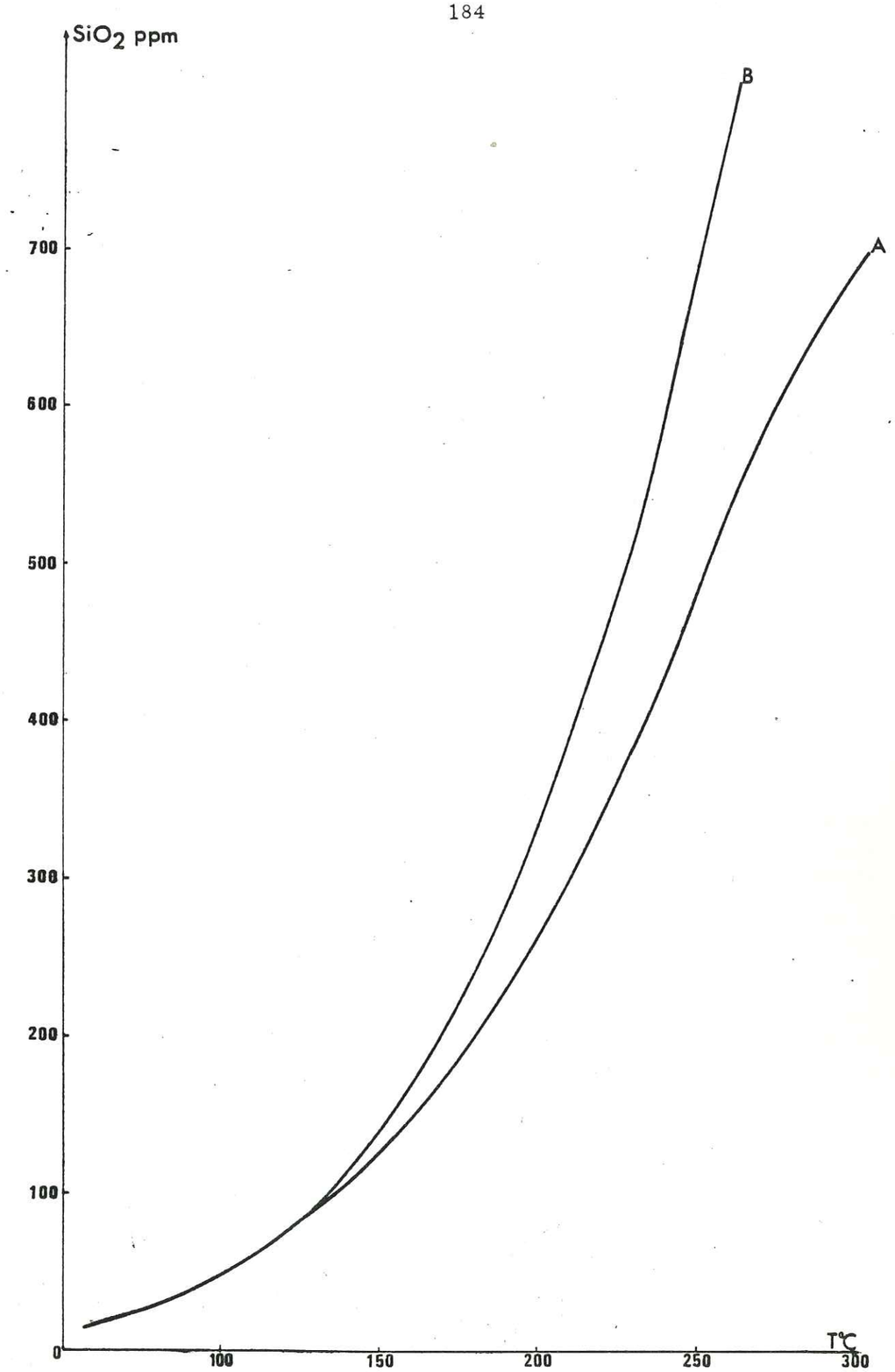


Fig.51

toutefois de tenir compte des teneurs en calcium dont la présence modifie les conditions de solubilité des autres éléments. Lors de la remontée des eaux profondes vers la surface, les teneurs respectives en sodium et potassium et par conséquent le rapport Na/K sont peu modifiés car les concentrations atteintes sont très inférieures aux solubilités maxima de ces éléments, même à la température extérieure.

On peut donc admettre que la formule expérimentale proposée par R.O. FOURNIER et A.H. TRUESDELL (1973)

$$t = \frac{1647}{\log Na/K + \beta \log \sqrt{Ca}/Na + 2,24}$$

dans laquelle $\beta = 4/3$ équilibre atteint à $t < 100°C$ ou $\beta = 1/3$ équilibre atteint à $t > 100°C$. et où intervient la racine carrée du nombre de moles de calcium pour tenir compte de la bivalence du calcium est applicable ici car on se trouve dans le massif du Sabalan en présence de séries essentiellement volcaniques, dans lesquelles il n'y a pas d'évaporites dont la dissolution pourrait modifier de façon appréciable le rapport Na/K.

Des séries oligocènes et miocènes à évaporites se trouvent en effet à la périphérie du massif du Sabalan mais ne semblent pas intervenir dans le circuit hydrothermal des sources de Sareine, Validarreh, Sardabeh et Meshkin (fig. n°27). Certaines des eaux des sources de Boushli et Sarab, elles, traversent ces formations et peuvent se charger fortement en chlorures et sulfates.

Les caractéristiques chimiques des diverses sources qui sont nécessaires pour l'utilisation des géothermomètres ont été donnée dans les tableaux n° 32 et 35 qui regroupent les résultats d'analyses effectuées sur les eaux prélevées en mai 1976 et octobre 1977.

7-3- DIAGRAMMES D'EQUILIBRE

Les températures déterminées par le géothermomètre Na-K-Ca et le géothermomètre silice (SiO_2) permettent en passant par les enthalpies de déterminer les proportions de mélange des eaux profondes et des eaux superficielles si l'on connaît la teneur moyenne en silice et la température moyenne des eaux des sources de la région. Dans la région des sources étudiées, la teneur en silice des sources normales est voisine de 10 mg/l et leur température proche de 12°C.

On peut procéder soit par calcul direct, soit construire sur un même diagramme pour chaque source les courbes représentatives de la température à l'émergence en fonction du pourcentage de mélange et de la teneur en silice à l'émergence en fonction de pourcentage (fig. n°52)

L'intersection des deux courbes indique pour chaque source la température des eaux chaudes qui participent au mélange et la proportion d'eau froide superficielle dans le mélange observé.

R.O. FOURNIER et A.H. TRUESDELL (1974) ont en effet montré que l'on pourrait déterminer la température des eaux en profondeur à partir de diagrammes de mélanges entre eaux superficielles et eaux profondes.

Dans le cas de mélanges binaires, la température de la source est fonction des proportions d'eau chaude et d'eau froide dans le mélange et des enthalpies initiales de chacune.

$$xt = \frac{Hc - Ts}{Hc - Tf}$$

Hc= enthalpie de l'eau chaude
Ts= température de l'eau de source thermominérale
Tf = température de l'eau froide
x = la fraction d'eau froide dans le mélange

De même les teneurs en silice des eaux de la source thermominérale sont fonction des proportions d'eau chaude et d'eau froide dans le mélange et des teneurs en silice à l'équilibre pour les eaux chaudes profondes et pour les eaux froides superficielles de la région étudiée.

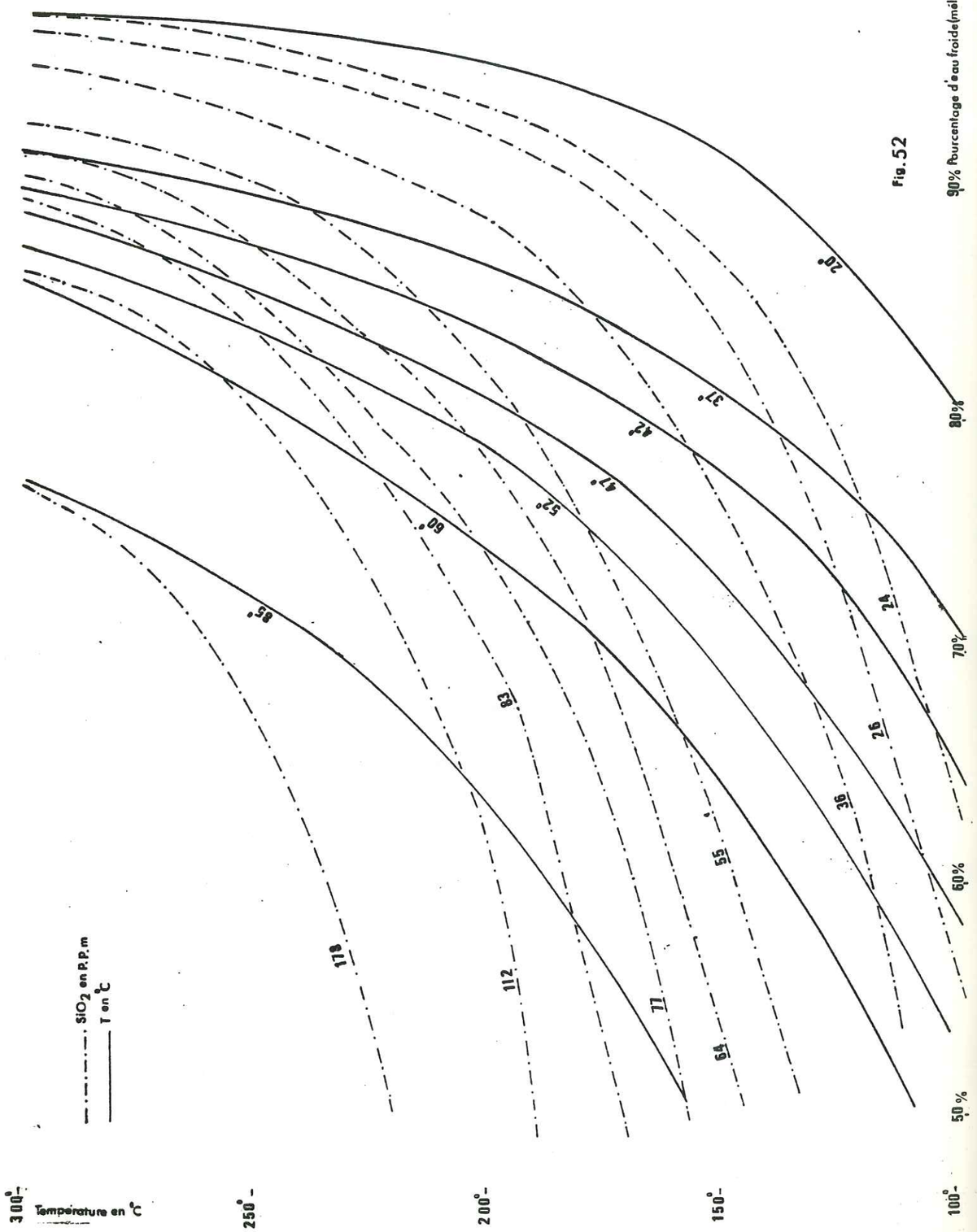
$$x\ SiO_2 = \frac{SiO_2c - SiO_2s}{SiO_2c - SiO_2f}$$

où SiO_2c est la teneur en silice de la source chaude
SiO_2s est la teneur en silice de la source thermo minérale
SiO_2f est la teneur en silice moyenne des sources normales de la région.

On construit les courbes théoriques d'évolution des mélanges en fonction de la température de la source chaude à partir des températures et des teneurs en silice aux émergences. Les deux courbes construites à partir des valeurs des enthalpies et des teneurs en silice se recoupent en un point qui correspond à la température maximale de l'eau chaude profonde avant mélange et au pourcentage d'eau froide intervenant dans le mélange. Il s'agit donc là en fait d'un véritable géothermomètre.

Si les courbes ne se recoupent pas ou ne se recoupent qu'à des températures peu vraisemblables c'est que l'eau après le mélange a encore dissous de la silice, qu'il y a eu refroidissement par ébulltion et dégagement de vapeur avant mélange ou que le mélange s'est fait entre plus de deux constituants.

Nous avons établi les courbes d'équilibre pour chacune des sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental (fig. n° 52) et nous avons aussi pu calculer les valeurs de températures T4 des eaux chaudes en profondeur et les pourcentages d'eaux froides dans les mélanges Tableaux n° 40 et 41.



7-4- DETENTE DES GAZ DISSOUS

La différence constatée entre la température déterminée par le géothermomètre silice et celle observée à l'émergence est dûe, pour une faible part, au refroidissement provoqué par la déperdition calorifique au voisinage de l'émergence mais surtout par la détente du gaz carbonique contenu dans l'eau à l'émergence.

Un diagramme réalisé en portant en abscisses, les teneurs en CO_2 des eaux mesurées sur place à chaque émergence et en ordonnées, les différences entre les températures fournies par le géothermomètre silice et les températures observées, montre que l'abaissement est de 11°C pour 100 mg/l de gaz carbonique contenu dans l'eau de la source à l'émergence (fig. n° 53).

7-5- GEOTHERMOMETRE GEOLOGIQUE

Nous avons également utilisé pour l'estimation de la température de l'ensemble eau et aquifère en profondeur la méthode préconisée par H. et M. SCHOELLER (1976). On admet que l'hydrolyse des feldspaths qui permet la mise en solution des éléments alcalins conduit à la formation soit de Kaolinite soit de Montmorillonite. L'alumine étant considérée comme pratiquement insoluble et restant fixée sous forme d'argile, il est possible, connaissant la composition chimique moyenne de la roche dans laquelle se fait la mise en solution de calculer des coefficients de réaction n et m entre roche initiale et argile :

$$n = \frac{Na + K}{SiO_2 - SiO'_2}$$

$$m = \frac{Na + K + Ca + Mg}{SiO_2 - SiO'_2}$$

Les teneurs en Na, K, Ca et Mg sont exprimées en milliéquivalents et celle de SiO_2 en mole; SiO'_2 est la quantité de silice restant fixée sous forme d'argile lors de la décomposition du feldspath. Dans le cas d'un feldspath alcalin conduisant à de la Kaolinite SiO'_2 est égal à 2 (Al_2O_3) exprimé en mole.

En appliquant ces coefficients de transformation qui tiennent compte des teneurs en alcalins et silice de la roche et de l'argile aux éléments alcalins et alcalino terreux contenus dans l'eau de la source, après soustraction des ions combinés aux chlorures, on peut trouver la teneur en silice des eaux dans l'aquifère profond où se fait la mise en solution et par là, calculer la température de cet aquifère en profondeur. En effet selon SCHOELLER on a :

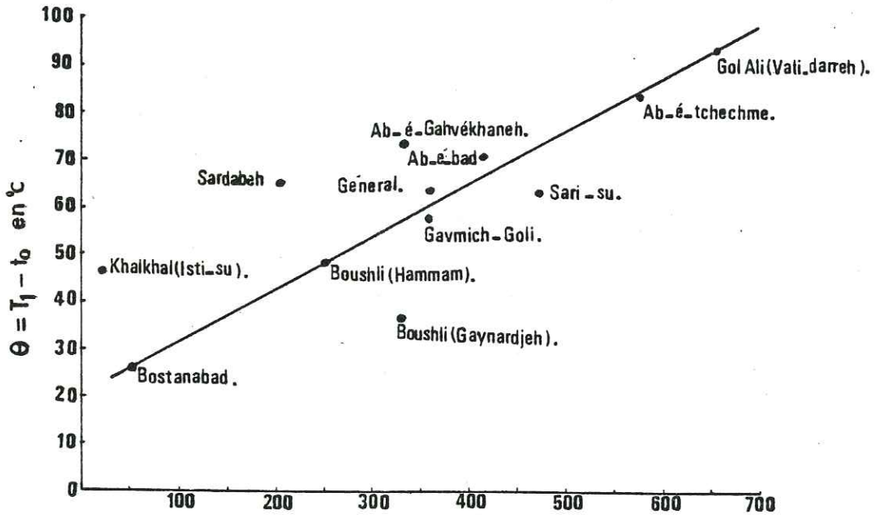


Fig.53 CO_2 en PPm

$$\frac{Na + K - Cl}{n} = SiO_4H_4$$

$$\frac{Na + K + Ca + Mg - Cl}{m} = SiO_4H_4$$

où les teneurs en ions contenus dans les eaux sont exprimées en milliéquivalents et la valeur de SiO_4H_4 est obtenue en millimoles, ce qui permet par les formules classiques de trouver la température T3 atteinte en profondeur puisque cette teneur en silice est la teneur maximale atteinte par les eaux chaudes avant leur mélange lors de leur remontée vers la surface avec des eaux superficielles (Tableaux n° 40 et 41).

Connaissant bien les compositions chimiques des roches éruptives dans lesquelles circulent les eaux des sources thermales de la région du Sabalan, il nous a été possible de calculer ces coefficients qui sont, selon la notation de H. et M. SCHOELLER (1976)

Composition chimique moyenne des laves du massif du Sabalan

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1 laves éocènes	53 %	18 %	4,25	6,28	3,56	3,8
2 laves miocènes	57,8 %	17	2,5	5,4	4,6	3,35
3 série sup. Sabalan (Quaternaire)	63 %	16,7	1,95	3,34	5,1	2,6
Moyenne générale	57,9	17,17	2,9	5	4,41	3,3
Moyenne 2+3	60,3	16,8	2,2	4,36	4,84	2,95

Série supérieure du Sabalan n = 0,302 m = 0,601
Moyenne (série supérieure du Sabalan et laves miocènes) n = 0,324 m = 0,718
Moyenne générale des séries volcaniques n = 0,334 m = 0,847
Série volcanique éocène n = 0,354 m = 1,145

Les tableaux n° 40 et 41 regroupent les valeurs des températures observées, des températures déterminées à partir du géothermomètre silice, les températures calculées à partir du géothermomètre Na-K-Ca, les températures de l'aquifère en profondeur ainsi que les pourcentages d'eaux superficielles dans les mélanges qui parviennent aux émergences et les températures des eaux en profondeur calculées à partir des diagrammes d'équilibre entre les températures et les teneurs en silice pour les années 1976 et 1977 (fig. n°52).

TABLEAU N° 40

TEMPERATURES DES EAUX THERMOMINERALES AUX EMERGENCES

ET EN PROFONDEUR (1976)

	Lieu	t° émergence	T1	T2	T3	T4	% d'eau superficielle
Sareine	E1	44	112	298	273	280	88%
	E3	21	104	284	221		
	E4	40	112	292	273		
	E6	47	110	294	264	270	88%
	E7	52	110	297	250	240	82%
	E9	44	108	295	264	280	88%
Vali-darreh	E11	17	110	265	228		
	E12	20	114	248	259		
Sardabeh	E15	36	103	194	273		
	Tchagmaglu	32	101	184	260		
Bouchli	E16	52	100	322	283	190	77%
	E17	47	88	312	360	170	78%
	Gaynardjeh	60	96	305	340	165	67%
Meshkin	E18	41	101	295	266	255	88%
	E19	50	113	238	322	240	83%
Sarab	E24	44	80	134	204	145	74%
	E25	44	70	121	210	120	67%
	E30	37	115	248	338		
Bostan-Khal-Khal	E31	52	102	226	267	200	78%
Abad	E32	42	168	235	274	105	66%

T1 = Température du mélange eau profonde-eau superficielle calculée à partir de la teneur en silices.

T2 = Température des eaux chaudes profondes fournies par le géothermomètre Na-K-Ca.

T3 = Température de la roche en profondeur calculée par la méthode de H et M. Schoeller.

T4 = Température de l'eau en profondeur calculée à partir du diagramme de mélange des eaux profondes et superficielles.

TABLEAU N° 41

TEMPERATURES DES EAUX THERMOMINERALES AUX EMERGENCES

ET EN PROFONDEUR (1977)

	Lieu	t° Emergence	T1	T2	T3	T4	% d'eau superficielle
Sareine	E 1	46	139,5	297	248		
	E 2	42	138	282	243		
	E 3	21	133	285	198		
	E 4	40	138	298	257		
	E 5	44	138	295	243		
	E 6	48	138	293	246		
	E 7	52	138	301	246	330	87%
	E 8	39	136	295	252		
	E 9	44	137	304	248		
	E10	38	138	299	252		
Vali-darreh	E11	17	139	253	215		
	E12	20	142	278	262		
	E13	18	142	265	235		
	E14	22	141	258	232		
Sarda-beh	E15	36	125	220	275	350	90%
Bouchli	E16	55	126	323	328	240	81%
	E17	46	121	334	350	250	85%
Meshkin	E18	40	112	267	229	255	88%
	E19	50	138	241	315	320	90%
	E20	12	130	197	262		
	E21	38	161	276	267		
	E22	45	78	334	273	115	68%
	E23	88	163	300	263	305	76%
Sarab	E24	44	98	145	181	185	92%
	E25	42	81	139	173	135	75%
	E26	35	86	154	198	175	86%
	E27	38	89	115	152	170	83%
	E28	31	86	135	155	180	88%
	E29	35	86	139	163	175	86%
	E30	37	158	260	365		
Khal-khal	E31	58	126	217	281	240	80%
Besta-nabad	E32	43	79	245	281	130	73%
	E33	40	79	235	291	120	75%

7-6- RESULTATS DES CALCULS

Les calculs effectués montrent certaines divergences entre les résultats obtenus par les diverses méthodes mais compte-tenu de l'imprécision relative de celles-ci, il n'y a pas d'anomalie grave car les ordres de grandeur des températures calculées restent comparables. La concordance entre valeurs calculées est d'ailleurs particulièrement bonne pour les sources du groupe de Sareine.

Elle est un peu moins bonne mais acceptable pour les sources du groupe de Vali-darreh.

Elle est nettement moins bonne pour les sources de Sardabeh pour lesquelles la température de l'aquifère, plus forte que celle calculée par le géothermomètre Na-K-Ca pourrait être liée à des mélanges complexes.

Les sources de Boushli qui sont celles dont les eaux sont le plus chaudes en profondeur doivent présenter un phénomène de vaporisation qui expliquerait les faibles températures calculées à partir des diagrammes d'équilibre entre température et teneur en silice à l'émergence.

Dans le groupe des sources de Sarab, il apparaît nettement que la source Abresse appartient à la même famille que les sources de Boushli, alors que les sources plus proches du massif de Boz-Qush, Allah-Hag et Ab-garm sont le résultat de mélanges comportant plus de deux composants. Les données géothermométriques sont concordantes entre elles pour les sources de Bostan Abad et de Khalkhal, bien qu'un circuit indépendant puisse dégager une partie de la vapeur provenant du réservoir profond alimentant la source de Bostan Abad.

Il apparait qu'il existe pour toutes les sources des réserves d'eaux profondes dont la température est de plus de 250°C pour la plupart, et de plus de 300°C pour les sources de Boushli qui sont proches d'une très grande fracture d'orientation Nord Est-Sud Ouest.

La comparaison des résultats des calculs effectués à partir des prélèvements faits en 1976 et 1977 ne fait apparaître qu'assez peu de fluctuations des différentes températures.

Il faut noter toutefois que les températures et les teneurs en silice aux émergengences sont un peu plus fortes en 1977 qu'en 1976, mais il ne semble pas que cela corresponde pour ces deux années à de très grosses variations de température en profondeur bien que l'évolution des dégagements gazeux qui s'est passé pendant la même période puisse être le signe d'une activité fumérollienne profonde plus importante.

De l'ensemble des mesures réalisées il semble résulter que les principales anomalies thermiques se situent dans les secteurs de

Boushli, Meshkin et Sardabeh, c'est-à-dire soit sur des grandes fractures soit près des zones volcaniques actives les plus récentes du Sabalan ce qui est tout à fait logique.

Les températures atteintes en profondeur laissent envisager par ailleurs que des réactions importantes puissent se faire entre les eaux et les roches. Il est donc important de rechercher quelle est l'origine des eaux chaudes que l'on y rencontre ainsi que celle des gaz qui parviennent aux émergences et il est donc nécessaire de procéder à l'étude des compositions isotopiques des eaux et des gaz des diverses sources thermominérales.

7-7- LES FLUX APPROXIMATIFS DE CHALEUR REMONTEE PAR LES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL

L'estimation des flux de chaleur remontée des profondeurs par les sources thermominérales dans les différents secteurs situés aux alentours du volcan du Sabalan ainsi que des montagnes cristallines de Boz-Qush donne des renseignements intéressants sur la densité de la fracturation ainsi que sur la dimension de l'ouverture des failles dans cette région. Autant l'ouverture et la densité des failles sont importantes, autant le débit et la chaleur d'origine profonde remontés par les sources thermominérales sont élevés. La comparaison du flux dégagé par les sources secteur par secteur, est nécessaire pour connaître l'importance de la densité de la fracturation et du degré d'ouverture des failles dans les différents secteurs étudiés. Pour cette raison, nous avons calculé les calories exportées par les sources thermominérales et nous avons porté les résultats de ce calcul au tableau n° 42.

Dans ce calcul, nous avons utilisé la différence de température entre l'eau des sources thermominérales et celle des eaux des sources normales de chaque secteur étudié. Ensuite, nous avons donné le nombre de kilocalories par seconde dégagées par les sources par secteurs et par km^2 de bassin versant.

A partir de ce calcul, et du tableau n° 42 et compte tenu de l'importance des flux de chaleur dégagés par les sources, nous distinguons, deux zones très importantes dans les secteurs étudiés : celle d'Ardabil et celle de Meshkin. Les autres secteurs sont moins importants par comparaison avec ces deux zones.

7-7-1- La zone d'Ardabil

Elle comporte les sources thermominérales de Sareine, Vali-darreh Sardabeh et Boushli dans lesquelles les eaux sont chlorurées, bicarbonatées sodiques et sodium toujours prédominant (voir tableau n° 32). Ces sources à forte teneur en CO_2 libre ou dissout ainsi que SH_2 (Sardabeh) sont liées à l'activité volcanique récente dans le secteur.

TABLEAU N° 42

COMPARAISON DES DEBITS EN LITRE/SEC DES DIVERSES ZONES THERMOMINERALES ET LES FLUX

APPROXIMATIFS DE CHALEUR EXPORTEE PAR LES SOURCES

EN K CAL/SEC

	Q total l/s	n	Q/n	Sb km²	Température en °C Mini et max.		t en°C	Ø en°C	Q/km2	Flux par km2 de B.V	Flux total k cal/sec
ARDABIL											
Sareine	94	13	7.23	180	21	52	36.5	38	5.7×10^{-1}	20.18	3572
Vali-darreh	8.5	4	2.12		17	20	18.5	6			51
Sardabeh	14	2	7.0	22	31	36	33.5	24	6.3×10^{-1}	12.27	336
Boushli	48	11	4.36	136	30	60	45	46	3.5×10^{-1}	16.23	2208
MESHKIN	73.5	6	12.25	44	12	90	51	80	16.7×10^{-1}	133.63	5880
SARAB	34	7	4.85	175	31	46	38.5	30	1.9×10^{-1}	5.82	1020
KHALKHAL	5	1	5	516	49	56	52,5	42	9.6×10^{-3}	0.40	210
BOSTAN-ABAD	11	2	5,50	523	40	43	41.50	27.5	2.1×10^{-2}	0.57	303

Q : Débit en l/s

n : Nombre de sources thermominérales

Sb : Superficie du bassin versant en km2

t : Température de source normale en °C

Ø : Ecart de température maximale et température de source normale(T max - t)

Le débit moyen de chacune des sources de Sareine et de Vali-darreh est supérieur à celui de chaque source de Sardabeh. Il est aussi 2 fois plus grand que le débit moyen par source de Boushli. De plus , le débit par km² dans le secteur de Sareine, Vali-darreh est 3 fois plus grand que dans celui de Boushli (tableau n° 42). Le flux de chaleur exporté par les sources thermominérales de la zone de Sareine, Vali-darreh est supérieur à celui de la zone de Boushli. Cette différence entre les sources appartenant à une même province formée de roches cristallines peut être interprétée non seulement par la différence du débit des sources par km² mais également par une fracturation plus ouverte dans le secteur de Sareine, Vali-darreh. C'est par ces fractures que sortent les eaux thermominérales d'origine météorique dont la haute teneur en CO_2 traduit une liaison avec le volcanisme du Sabalan.

7-7-2- Secteur de Meskhin

Les principales sources thermominérales de Meshkin sont Qotur-Suyu, Chabil, Ilando, Mayur, Gaynardjeh. La température maximale des sources dans l'ensemble de la région s'observe à Gaynardjeh (90°C) et la température minimale à Tourch-Su (12°C). La température moyenne des sources de ce secteur est de 51°C. Le débit moyen par source de cette zone est plus grand que celui de la région d'Ardabil, de même que le débit par km² est 3 fois plus grand que celui de Sareine (Ardabil), 9 fois plus grand que celui du secteur de Sarab, 80 fois plus grand que celui du secteur de Bostan Abad, enfin, 105 fois plus grand que celui de Khalkhal (tableau n° 42) . Le flux de chaleur dégagé par km²/s par les sources thermominérales de la zone de Meshkin est environ 7 fois plus grand que celui de Sareine, 8 fois plus grand que celui de Boushli, 47 fois plus grand que celui de Sarab, 233 fois plus grand que celui de Bostan Abad et 332 fois plus grand que celui de Khalkhal. Cette différence résulte des différences de débit des sources par km², mais aussi des différences de température .

L'importance des gaz et la quantité du flux de chaleur dégagé par ces sources confirment le rôle important de la densité de la fracturation et du degré d'ouverture de la faille régionale par lesquelles sortent les sources thermominérales d'origine météorique dont les gaz sont d'origine profonde.

Le flux de chaleur exporté par les sources thermominérales du secteur de Sarab qui sortent dans le massif grano-dioritique est syénitique de Boz-Qush (Tertiaire) dont les eaux sont peu minéralisées, est plus faible que celui des secteurs d'Ardabil et Meshkin.

Au contraire, le flux de chaleur du secteur de Sarab est plus grand que celui de Khalkhal et Bostan Abad. Ces deux derniers secteurs ayant un flux de chaleur relativement faible nous n'en donnerons pas de détail (voir tableau n° 42).

7-7-3- Détermination des flux

On sait que plus l'ouverture des fractures est grande plus la vitesse de remontée des eaux est rapide, (K plus grand et effet thermodynamique + gaz), et moins importante est la perte de calories au cours de la remontée des eaux. L'étude du flux de chaleur remonté par les sources thermominérales donne donc des renseignements importants sur la densité de la fracturation et le degré d'ouverture des failles, d'où sortent les eaux thermominérales, et qui déterminent le débit de l'eau ainsi que sa vitesse de remontée et enfin les pertes de chaleur au cours de sa remontée.

De plus, on sait que la valeur moyenne de flux de chaleur terrestre est de $1,4 \times 10^{6}$ cal/cm^2/s soit de 14 k. cal/km^2/s aussi bien sur les continents que sur les océans.

Les résultats approximatifs obtenus dans le secteur de Meshkin (133,63 cal/km^2/s) et le secteur d'Ardabil du même ordre de grandeur (20,18 cal/km^2/s) confirment l'existence d'une importante anomalie thermique dans la région du Sabalan mais aussi une faible perte de chaleur au cours de la remontée des eaux thermominérales vers la surface.

Ces résultats pour les secteurs de Sarab, de Khalkhal et de Bostan Abad sont nettement inférieurs. Ceux-ci montrent une perte de flux de chaleur en cours de remontée ou un échange entre l'eau chaude et les roches traversées. Il faut noter que les résultats obtenus sont approximatifs car les mesures des débits de certaines sources ne sont pas très précises et, toutes les sources existant dans la région n'ont pu être comprises dans cette étude.

7-7-4- Comparaison avec d'autres régions

Il est intéressant de comparer les résultats obtenus en Azarbaidjan oriental avec ceux d'autres régions et en particulier avec les résultats des calculs effectués par H. SCHOELLER (1975) sur le Massif Central français, la chaîne des Pyrénées et le massif des Vosges bien que ces dernières régions n'aient pas des structures comparables aux massifs volcaniques récents.

D'après ces calculs, les flux de chaleur apportés par les sources pour la zone du Puy de Dôme dans le Massif Central est de 0,31 cal/km^2/s, alors qu'il est de 2,21 cal/km^2/s pour la partie orientale des Pyrénées et de 0,60 cal/km^2/s pour les eaux chaudes du Massif des Vosges.

En ce qui concerne le flux de chaleur exporté par les sources thermominérales de l'Azarbaidjan, le résultat obtenu montre une valeur plus grande dans les zones de Meshkin (133,63 cal/km^2/s) que dans les autres régions. La zone d'Ardabil prend la seconde place entre toutes les zones étudiées, plus particulièrement le

secteur de Sareine avec 20,18 cal/km^2/s a une valeur supérieure à celle des autres dans le secteur d'Ardabil. La comparaison des valeurs obtenues pour la zone du Puy de Dôme avec celles des secteurs de Meshkin et Ardabil indique que le flux de chaleur apporté par les sources par km^2 est environ 431 fois plus grand dans les zones de Meshkin et environ 65 fois plus grand dans les zones de Sareine que pour la zone du Puy de Dôme.

Il est à noter que la valeur des flux dechaleur remontés par les sources thermominérales de la région de Sarab sortant des granodiorites et syénites se rapproche de celui des sources des pyrénées qui sortent également du granite. Par contre les flux de chaleur transmis par les sources par km^2/s est plus faible dans les secteurs de Khalkhal et Bostan Abad que celui des Pyrénées.

On peut conclure que la différence des valeurs calculées dans la région de Meshkin et Ardabil en Azarbaidjan oriental avec celles calculées dans le Puy de Dôme peut être dûe :

1- à une température moyenne plus élevée de l'eau 51°C (Meshkin) contre 28,9°C Puy de Dôme,

2- leur débit par km^2/s et le débit moyen par sourc sont plus importantes dans les régions de Meshkin et Ardabil que dans celles du Puy de Dôme (débit moyen 3,94 l/s et débit par km^2/s, $16,75 \times 10^{-3}$). De plus la superficie du bassin versant dans la région du Puy de Dôme (4 000 km^2) est beaucoup plus vaste que celle des deux secteurs précédents.

7-8- UTILISATION DE L'ENERGIE GEOTHERMIQUE DANS L'INTERET DE L'ECONOMIE REGIONALE

Le gradient géothermique existe dans l'écorce terrestre avec des valeurs très variables mais, le gradient moyen est d'environ 1°C pour 30 mètres de profondeur, donc l'énergie géothermique se trouve partout.

L'exploitation de cette source d'énergie là où elle se trouve en quantité suffisante présente un intérêt économique considérable. Un gisement géothermique se manifeste parfois selon les conditions géologiques par l'intermédiaire d'une circulation d'eau (liquide ou vapeur) thermale avec une température plus ou moins élevée à l'émergence. Parfois sa température s'élève jusqu'à 300°C en profondeur (voir tableaux n° 40 et 41) donc, avec la possibilité de l'exploiter. Ces sources ont des caractères spécifiques parce qu'elles sont souvent associées à des gaz d'origine profonde. Quelquefois elles sont très minéralisées par des formations traversées.

L'utilisation de la chaleur naturelle de la Terre a une longue histoire qu'il est inutile de rappeler ici. Mais cependant, nous

mentionnons que la première exploitation naturelle de l'énergie géothermique en raison des manifestations thermales a eu lieu en Toscane en 1914 (Lardello en Italie) Elle produisait 2 750 kw en 1914, à l'heure actuelle 12 000 kw.

La Nouvelle Zélande a commencé l'exploitation de champs géothermiques de Wairakei en 1950 (Région volcanique de Taupo) avec un groupe de capacité de 11 200 kw. En Islande, la ville de Riykjawik a utilisé un système de chauffage central à eau thermale à 85°C. Actuellement, la température utilisée, atteint 140°C.

Aux U.S.A., on commence à exploiter The Geysers en Californie (production actuelle 55 mw).

La vraie discussion sur l'exploitation de l'énergie géothermique a commencé en 1961 où les Nations Unies ont organisé une conférence internationale sur les Sources Nouvelles d'Energie.

Actuellement, il y a de nombreux pays qui sont intéressés par l'exploitation d'énergie thermique parmi lesquels on peut citer l' U.R.S.S. (30 Mw), le Japon (20 Mw), La Turquie, l'Indonésie, le Mexique, le Cameroun, la Hongrie, le Chili et quelques autres encore. Ces pays font des recherches accélérées dans ce domaine pour compenser l'insuffisance d'énergie électrique produite par les gaz ou le hydro-carbures. En ce moment, les pays industriels avancés ou en voix de développement avec l'augmentation du prix du pétrole sont obligés d'utiliser les autres sources d'énergie disponibles, parmi lesquelles l'énergie solaire et l'énergie géothermique naturelle présentant plus d'avantages économiques car elles sont des sources d'énergie inépuisables si les conditions locales sont satisfaisantes à leur exploitation. Donc l'intérêt économique d'une source d'énergie est déterminé par la présence ou l'absence d'autres sources. Les gisements géothermiques sont considérés comme source d'énergie naturelle du fait de la présence soit d'eau à l'état de vapeur, soit d'eau chaude.

Les sources thermominérales qui font l'objet de notre étude en Azarbaidjan oriental iranien sont très nombreuses aux alentours du volcan du Sabalan. Nous avons déjà montré (voir paragraphe 7-6 des flux de chaleur) que le flux de chaleur d'origine profonde remonté par ces sources dans certains secteurs est très élevé et peut être considéré comme une source d'énergie theoriquement utilisable avec l'avancement des techniques d'exploitation.

Il est vrai qu'actuellement l'Iran avec une immense réserve de pétrole dans le Sud et le Sud Ouest (formation Asmari) ne cherche pas sérieusement à profiter d'une autre source d'énergie naturelle, mais, l'étude scientifique indique que dans un avenir très proche (20 à 25 ans maximum) les réserves de pétrole seront épuisées en Iran, et pour cette raison, la production de pétrole ne sera pas suffisante pour fournir l'énergie nécessaire aux industries et autres besoins du pays. L'utilisation des accumulations naturelles de chaleur dans les zones

à degrés géothermiques élevés peut constituer une part de la consommation énergétique.

En outre, l'exploitation des ressources hydrauliques, à cause de la climatologie est sévèrement limitée en Iran, donc, la nécessité d'alimenter en énergie électrique, les réseaux industriels et urbains obligent à une recherche sérieuse dans les provinces qui ont des masses de roches chaudes telles que l'exploitation de leur chaleur puisse se faire par l'intermédiaire d'une circulation d'eau. C'est pourquoi nous nous sommes intéressés à l'étude de la géothermométrie de la région du Sabalan ainsi que des flux de chaleur remontés parles sources thermominérales. Nous pensons que si le Sud de l'Iran, grâce à ses conditions géologiques possède en ce moment une exploitation des sources d'énergie pétrolière, la province d'Azarbaidjan oriental a des possibilités intéressantes par des conditions géologiques pour exploiter les nappes géothermales profondes de différents secteurs qui sont directement attachés à l'important dôme thermique qui existe sous le massif du Sabalan.

Dans la partie d'hydrologie et climatologie (voir chap. 2), nous avons expliqué que les précipitations dans cette région étaient très fortes, souvent sous forme de neige. Donc, nous constatons que cette région, avec ses conditions thermiques, et ses fortes précipitations peut être intéressante dans le domaine des recherches géothermiques. Bien entendu, il faudrait tenir compte, dans cette recherche de différents facteurs et plus particulièrement de la néotectonique qui a une grande influence sur la répartition possible de la nappe de vapeur et sur ses possibilités d'exploitation mais il semble que les trois conditions nécessaires à l'existence d'un gisement géothermique : source de chaleur, formation géologique perméable pouvant constituer un bon aquifère au voisinage de la source de chaleur, et alimentation suffisante de cet aquifère se trouvent réunies au voisinage du massif du Sabalan.

CHAPITRE VIII

8- CARACTERISTIQUES ISOTOPIQUES DES EAUX ET DES GAZ DES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL

8-1- GENERALITES

8-2- ETUDE DES TENEURS EN TRITIUM DES EAUX

8-3- ETUDE DES TENEURS EN OXYGENE 18 DES EAUX

8-4- ETUDE DES TENEURS EN DEUTERIUM (^{2}H) DES EAUX

8-5- COMPOSITION ISOTOPIQUE DU GAZ CARBONIQUE (CO_2) PRELEVE AUX EMERGENCES

8-6- COMPOSITION ISOTOPIQUE DES SULFATES ET DES DEPOTS DE SOUFRE

8-7- CONCLUSIONS

8 - CARACTERISTIQUES ISOTOPIQUES DES EAUX ET DES GAZ

8-1- GENERALITES

Parmi les caractéristiques des eaux et des gaz qui parviennent aux émergences celles concernant les compositions isotopiques sont particulièrement intéressantes pour la détermination de leur origine.

On sait que la molécule d'eau est constituée par l'association d'hydrogène et d'oxygène ordinaires mais aussi par combinaison des isotopes stables (D , ^{18}O) et instables (^{3}H) de ces éléments au sein de la molécule d'eau.

Les isotopes de l'hydrogène sont le Deuterium (^{2}H) ou D et le Tritium (^{3}H) (période 12, 3 ans).

Les isotopes de l'oxygène 16 sont ^{17}O et ^{18}O. Les abondances de ces isotopes dans les eaux sont les suivantes :

^{16}O : 99, 76 % - ^{17}O : 0, 04 % - ^{18}O: 0, 2 %

(I. A. E. A. 1970) et pour l'atmosphère :

^{16}O : 99, 75 % - ^{17}O : 0, 0374% - ^{18}O : 0, 2039 %

On a pris l'habitude de mesurer les teneurs en ^{18}O, D et ^{3}H (noyaux radioactifs) des eaux.

En ce qui concerne les gaz, on étudie généralement les compositions en ^{13}C et ^{14}C et ^{18}O du CO_2 et les teneurs en ^{34}S et Deutérium de l'hydrogène sulfure (SH_2).

On exprime les teneurs en Tritium en unité Tritium (U. T.)

Une unité Tritium correspond à un atome de Tritium (^{3}H) pour 10^{18} atomes d'hydrogènes (^{1}H).

Pour les isotopes stables on détermine d'abord les rapports isotopiques R entre l'isotope le plus lourd et l'isotope le plus léger : $\frac{^{2}H}{^{1}H}$, $\frac{^{18}O}{^{16}O}$, $\frac{^{13}C}{^{12}C}$, $\frac{^{34}S}{^{32}S}$ et l'on définit ensuite le taux de variation δ0/00 par rapport à un standard de référence et exprimé en unité.

$$\delta = \frac{R \text{ échantillon}}{R \text{ standard}} - 1 \quad \text{avec } R = {}^{18}O / {}^{16}O$$

Dans la pratique il est commode de traiter des chiffres simples et de s'exprimer en parts pour mille.

Les standard de référence sont l'eau de mer ou S. M. O. W. (Standard Mean Oceanic Water) (H. CRAIG 1961 a), pour ^{18}O et Deutérium

(^{2}H), le calcaire marin de la Pee Dee Formation pour le ^{13}C et la pyrite du météorite de Canyon Diablo pour le ^{34}S.

Les activités dûes à la désintégration du ^{14}C sont exprimées en O/O par rapport à l'activité du ^{14}C actuel.

Un certain nombre de règles ont pu être établies à partir des observations faites dans de nombreuses régions du monde. En ce qui concerne la teneur en Tritium des eaux on a constaté que les réservoirs océaniques avaient une teneur moyenne de 50 UT et que les précipitations avaient des concentrations en Tritium qui augmentent sous l'effet des injections de Tritium par les jet stream dans la haute atmosphère.

Les teneurs en Tritium dans les précipitations varient tout d'abord en chaque point au cours de l'année et présentent généralement un pic estival. Elles varient d'autre part d'une région à l'autre en fonction de l'éloignement à la mer.

En principe, au coeur des continents, aux hautes altitudes et latitudes les teneurs en Tritium sont lesplus fortes. Dans la pratique seul l'effet de continentalité est vraiment important à l'échelle de valeurs moyennes pondérées, mensuelles ou annuelles (I. A. E. A., 1969, 1970, 1971 1973).

Les teneurs en Deuterium et ^{18}O (isotopes stables) varient elles dans les précipitations par rapport à l'eau de mer par suite d'un fractionnement isotopique qui est sous la dépendance des variations de température tant à l'évaporation qu'à la condensation. On observe des effets de continentalité, d'altitude (R. CONFIANTINI, 1970) et de latitude dûs d'une part à la condensation progressive des vapeurs d'eau océanique lors de leur progression sur les continents et d'autre part aux variations de température déterminées par les reliefs et le climat de la région.

N. DANSGAARD (1964) a énoncé les lois de variation des teneurs en ^{18}O et ^{2}H des précipitations pour une température moyenne to en un lieu donné.

$$\delta^{18}O = 0,695 \text{ to} - 13,6$$
$$\delta D = 5,6 \text{ to} - 100$$

to est la température moyenne annuelle en °C, plus l'altitude de la surface réceptrice de l'eau des précipitations est élevée, plus la valeur de δ est fortement négative.

H. CRAIG (1961 b) a montré qu'il y avait une liaison rigoureuse due à la thermo dépendance du fractionnement isotopique entre les teneurs en ^{18}O et D (^{2}H) (fig. n° 54).

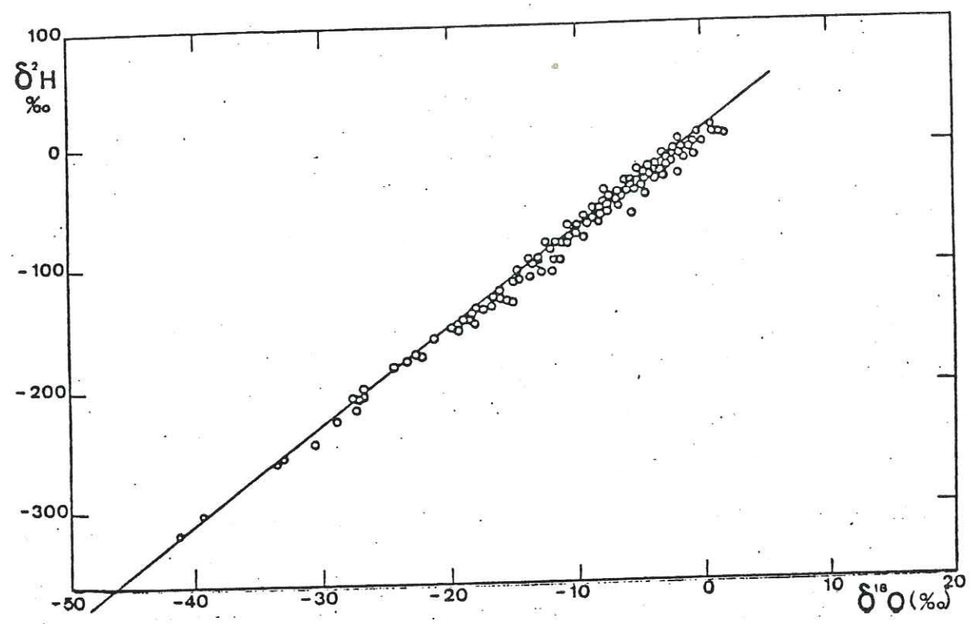


Fig. 54 *Oxygène 18 et deutérium dans les précipitations.*

A l'échelle mondiale, les teneurs en isotopes stables des précipitations sont bien corrélées au long d'une droite d'équation

$$\delta^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 10$$

Simplifié, d'après CRAIG (1961b).

$$\delta D = 8\,\delta\,18_O + d \quad \text{avec } d = 10$$

$$\delta D = 8\,\delta\,18_O + 10 \text{ pour les régions tempérées}$$

Mais A. NIR (1967) a montré que cette équation était souvent :

$\delta D = 8\,\delta\,18_O + 22$ pour les régions proches de mers fermées, la Méditerranée orientale et le Moyen Orient. Ces lois valables pour les eaux des précipitations s'appliquent par conséquent aux eaux de surface ou aux eaux souterraines sauf si des phénomènes d'évaporation à la surface du sol avant ruissellement ou infiltration ou encore des échanges entre les eaux et les roches après infiltration viennent à intervenir.

Des mesures systématiques sont faites dans de nombreuses stations du monde et permettent de connaître les valeurs moyennes des compositions isotopiques en ^3H, ^2H et 18_O dans les précipitations (I.A.E.A. 1969, 1970, 1971, 1973).

En ce qui concerne le ^{13}C on sait que le δ0/00 C^{13} est en général de - 25 0/00 pour le gaz carbonique (CO_2) d'origine biogénique et de 0 pour les calcaires marins.

Les valeurs $\delta^{13}C$ observées sur les bicarbonates des eaux se situent généralement entre ces valeurs vers - 12 0/00 mais les valeurs $\delta^{13}C$ observées sur les composés carbonés d'origine magmatique sont connues avec moins de précision mais paraissent se situer entre 0 et - 5 δ 0/00.

Pour les isotopes du ^{32}S et ^{34}S il existe deux possibilités de fractionnement isotopique , une origine biologique, l'autre thermodépendante. Généralement les sulfates des évaporites présentent des valeurs de $\delta^{34}S$ positives et comprises entre + 10 et + 30. Les sulfures résultant d'un fractionnement d'origine biologique ont des $\delta^{34}S$ généralement négatifs. Les sulfates hydrothermaux se situeraient souvent entre -10 et + 30 et ceux des sulfures hydrothermaux seraient nettement plus négatifs (-20 à + 20).

Les émanations magmatiques montreraient celles des valeurs $\delta^{34}S$ comprises entre - 10 et + 10.

Il faut préciser que ces données sont malheureusement imprécises car il est parfois très difficile de préciser l'origine exacte des échantillons qui ont servi à établir ces données. En particulier les valeurs données pour les sulfates hydrothermaux ne sont souvent que celles des évaporites qui ont été lessivées par les eaux thermales en profondeur (J. SARROT-REYNAULD, A. PAULIN , A. MARCE, 1977). Malgré ces

réserves il apparaît extrêmement utile d'étudier la composition isotopique des eaux, des gaz et des sels dissous des eaux thermominérales de notre région d'étude pour en préciser l'origine et le mode de circulation. Les résultats des mesures que nous avons effectué sont groupés dans le tableau n° 43).

8-2- ETUDE DES TENEURS EN TRITIUM DES EAUX

Les mesures des teneurs en Tritium des précipitations étant très peu nombreuses en Azarbaidjan oriental et devant l'impossibilité de recueillir des échantillons nombreux et représentatifs des précipitations sur l'ensemble de la région, nous avons prélevé les eaux de la rivière Baliglu qui draine tout le versant sud du massif du Sabalan. Leur teneur en Tritium représente très vraisemblablement la teneur moyenne annuelle en Tritium des précipitations et la valeur de 47 UT mesurée correspond d'ailleurs à la moyenne des teneurs en Tritium des précipitations dans une grande partie de l'Iran .

La valeur moyenne de la teneur en Tritium observée dans les eaux de pluie dans la région de Chiraz est de 44 UT (M. ZAMANKHAN, 1975).

Dans la région du versant Sud de l'Elborz les teneurs en Tritium des eaux de pluie varient de 60 à 95 UT au cours de l'année avec une valeur moyenne proche de 75 UT, ceci du fait que les précipitations proviennent de la caspienne ou du Golfe Persique (M. R. MAHVI, 1977).

Dans la région de Tazareh située au Nord Est de l'Iran entre les deux villes de Damghan et Sharoud la teneur en Tritium des précipitations fluctue au cours de l'année et d'une année à l'autre entre 60 et 120 UT dont la moyenne est de 80 UT(K. NADJM, 1977).

Les eaux des sources de Sarab, Sardabeh et Bostan Abad présentent des teneurs inférieures à 2 UT et sont donc pratiquement sans Tritium compte tenu de la sensibilité des mesures. Ce pourraient être des eaux " juvéniles " mais beaucoup plus vraisemblablement des eaux anciennes ayant circulé très lentement et profondément dans le sous-sol.

Les eaux des sources de Sareine, Boushli, Vali-darreh et Meshkin montrent des teneurs en Tritium comprises entre 5 et 20 U.T. et correspondent elles à des mélanges d'eaux sans Tritium anciennes et profondes et d'eaux récentes plus superficielles (J. SARROT-REYNAULD et al 1977).

Si l'on envisageait l'hypothèse certainement trop simple que les mélanges ne comportent que deux constituants eaux anciennes et eaux superficielles, on pourrait estimer que les eaux du groupe de Sareine comportent 40 % d'eaux superficielles récentes et 60 % d'eaux profondes anciennes.

TABLEAU N° 43 - CARACTERISTIQUES ISOTOPIQUES DES EAUX THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

	SOURCE	to émergence 1977	to en profondeur	H3 U.T.	δ 0/00 D	δ 0/00 18 O	Altitude
SAREINE	Sari-Su	48	270	18		- 11.3	1550
	Gavmich Goli	52	270			- 11.1	1540
	General	42	280	21	- 73.8	- 11.2	1545
	AbgahveKhaneh Gadim	46	285			- 11.4	1550
	Abe Bad	40	275	13		- 11.2	1550
	Ab-Tchechm	21	270			- 11.3	1550
	Assad (Vali-darreh)	24	265	10		- 11.5	1630
BOUCHLI	Hammam	55	320	10		- 7.9	1600
	Gaynardjeh	60	340		- 73.85	- 7.9	1700
	Bouchli 2	46	340		- 70.25	- 8.1	1610
MESHKIN	Mayur	45	334			- 11.9	2100
	Qotur-Suyu	40	265			- 11.1	2700
	Ilando	38	276			- 10.9	1900
	Chabil	50	280	5	- 72.35	- 11.6	2900
	Gaynardjeh	88	300			- 9.45	2000
SARAB	Abress	30	260	2	- 77.20	- 11.5	1600
	Allah Hagh	41	140			- 10.8	1925
	Abgarm	40	145			- 10.7	1950
SARDABEH	Sardabeh	36	215	2	- 73.80	- 11.9	1750
	Tchakhmaglu	32	215			- 11.9	1850
	Bostan Abad	43	245	2	- 77.60	- 11.5	1600
	Khal khal (Isti-Su)	57	230	5	- 76.15	- 11.2	1550
	Riv. Baliglu (Ardabil)	12	-	47	- 73.10	- 11.4	1350

Les sources de Boushli seraient composées elles de 80 % d'eaux anciennes profondes et de 20 % d'eaux récentes superficielles.

Ces résultats ne correspondent pas avec ceux que nous a fourni l'analyse des courbes de mélanges établies à partir des températures et des teneurs en silice des eaux, selon la méthode préconisée par R.O. FOURNIER et A.H. TRUESDELL (1974) mais il est en réalité très difficile de déterminer à partir des teneurs en Tritium des eaux de chaque source la proportion de chaque type d'eau dans les divers mélanges. En effet on peut penser que si comme cela est vraisemblable les mélanges sont complexes, comportant plus de deux constituants, les calculs effectués aussi bien à partir des teneurs en Tritium qu'à partir des températures des eaux superficielles et profondes ne sont plus véritablement représentatifs. Faute de connaître le nombre et les caractéristiques exactes de tous les éléments du mélange, il n'est en effet pas possible d'établir un modèle précis et les valeurs calculées ne permettent d'établir qu'une fourchette de valeurs entre lesquelles se situe la réalité.

Pour mieux connaître le comportement dans le sous-sol et les origines respectives de ces eaux, nous avons étudié leurs teneurs en isotopes stables oxygène 18 et Deutérium.

8-3- ETUDE DES TENEURS EN OXYGENE 18 DES EAUX

Vingt mesures des teneurs en 18_O des eaux des diverses sources ont été réalisées sur des échantillons prélevés en 1976. Malgré des différences parfois notables d'altitude des émergences, les valeurs δ0/00 18_O obtenues sont très proches les unes des autres. Les eaux de la source de Chabil située à 2 900 mètres d'altitude ont pratiquement la même valeur δ0/00 18_O que les eaux des sources de Sareine et de Sarab situées 1 000 mètres plus bas et ont même un δ0/00 18_O moins fortement négatif que celles des sources de Sardabeh situées également beaucoup plus bas. Ce fait n'est qu'en contradiction apparente avec la loi générale des variations des teneurs en 18_O des précipitations en fonction de l'altitude car c'est en fait la répartition des altitudes moyennes des bassins versants alimentant les diverses sources qui doit être prise en compte et non pas celle des altitudes des émergences.

Faute de connaître les valeurs δ0/00 18_O des précipitations dans la région du Sabalan, il est toutefois difficile de déterminer les altitudes moyennes des bassins versants d'autant plus que les eaux des rivières qui proviennent en grande partie du ruissellement sur les versants doivent avoir des compositions isotopiques moyennes peu différentes de celle des eaux d'infiltration directe.

La concordance des valeurs δ0/00 18_O des eaux de la plupart des sources amène cependant à penser que toutes sont issues de circuits hydrothermaux alimentés par des eaux infiltrées soit dans l'énorme masse des coulées et produits volcaniques qui constituent tout le

massif du Sabalan soit à la périphérie et se mélangeant de façon homogène lors de leur descente en profondeur.

Dans ces conditions, les seules causes de variation de la composition isotopique peuvent être soit un mélange avec des eaux superficielles lors de la remontée des eaux thermales, soit des réactions éventuelles entre les eaux chaudes et les roches traversées ou les gaz rencontrés en profondeur.

Les sources de Boushli et en particulier celles du Hamman de Boushli et de Gaynardjeh présentent des valeurs δ 0/00 18_O de -7,9 et - 8,1, notablement moins négatives que celles des autres sources alors qu'elles se trouvent à la même altitude que les sources de Sareine et que les versants qui les dominent s'élèvent eux aussi en direction du Sabalan et sont nettement plus hautes que ceux qui dominent les sources d'Abresse Sarab ou Bostan Abad.

Il faut donc chercher dans des réactions d'échange de l'oxygène des eaux d'infiltration avec celui des minéraux des roches traversées, l'explication de cette anomalie (J.C. FONTES, 1976).

On sait en effet que cet échange est d'autant plus facile et important que la température des eaux en profondeur est élevée, or toutes les indications fournies par les géothermomètres chimiques concordent pour montrer que les sources de Boushli sont les plus chaudes en profondeur puisqu'elles dépasseraient largement 300°C. Cette coincidence entre fortes températures et plus fortes teneurs en 18_O tend à confirmer l'hypothèse d'échange entre les eaux et les roches que nous avons cherché à vérifier par l'étude en Deutérium de ces eaux.

8-4- ETUDE DES TENEURS EN DEUTERIUM DES EAUX

Les teneurs en Deutérium comme celles en oxygène 18 des eaux de précipitation se traduisent généralement par des valeurs δ 0/00 D d'autant plus négatives que l'altitude augmente.

Les teneurs en Deutérium des eaux des sources thermo-minérales qui ont été mesurées par L. MERLIVAT au Centre d'Etudes Nucélaires de Saclay et qui sont proches les unes des autres montrent encore que les variations δ 0/00 D ne se dont pas en fonction de l'altitude de chaque source, ni même en fonction de l'exposition du versant qui la domine, mais semblent encore liées à l'altitude moyenne des bassins versants alimentant les circuits hydrothermaux.

Si, contrairement à l'oxygène, le Deutérium des eaux d'infiltration ne subit pas d'échanges avec les atomes d'hydrogène des minéraux des roches traversées, il a par contre été signalé qu'au contact de volumes importants de SH_2, les eaux thermales pouvaient s'enrichir beaucoup en Deutérium.

En fait, il importe de comparer les teneurs en Deutérium et oxygène 18 des eaux thermales à celles des eaux météoriques pour déceler les éventuelles fluctuations dues aux échanges avec le gaz ou vérifier que seul l'oxygène a donné lieu à des échanges avec la roche.

Comme nous l'avons vu toutes les eaux météoriques présentent en effet des relations précises entre les δ0/00 18_O et les δ0/00 D. Les équations correspondantes ont été établies pour un certain nombre de régions et pour la partie orientale de la Méditerranée et une bonne partie du Moyen Orient où l'influence des mers fermées est importante c'est l'équation établie par A. NIR (1967).

δ/00 D = 8 δ 0/00 18_O + 22 qui s'avère valable et à laquelle nous nous référons. Nous avons reporté sur un diagramme δ 0/00 D / δ0/00 18_O (fig. n° 55), d'une part la droite des eaux météoriques et d'autre part les points représentatifs des teneurs en 18_O et D des diverses sources étudiées.

Seule les sources de Chabil et de Sardabeh se situent sur cette droite. Toutes les autres sources se situent à droite de celle-ci et spécialement les sources de Boushli. Ce phénomène est tout à fait comparable à celui qui a été signalé tant dans la région des Geysers aux Etats Unis que dans le territoire des Afars, en Ethiopie, en Islande ou en Nouvelle Zélande Toutes ces eaux de haute température qui sont liées à des zones de fortes activités magmatiques ont des δ0/00 18_O anormalement moins négatifs que ceux des eaux d'infiltration d'origine météorique dans ces régions, par suite d'échanges avec 18_O des roches traversées.

On a donc confirmation que les eaux des sources de Boushli proviennent de zones profondes très chaudes et ont subi des échanges importants.

Bien que ces sources soient parmi les plus riches en gaz carbonique de toute la région étudiée et qu'elles s'accompagnent de très importants dépôts de travertins, il ne semble pas que des échanges entre l'oxygène du CO_2 et l'oxygène de l'eau qui entraîne parfois un appauvrissement en 18_O des eaux soient intervenus ici à moins qu'ils ne soient largement compensés par les échanges eaux-roches.

Les eaux des sources de Sareine, Bostan Abad, Abresse Sarab et Khalkhal (Isti-Su) pourraient à un degré moindre avoir subi un échange avec les roches traversées comme semble l'indiquer la position des points représentatifs sur le diagramme mais les températures en profondeur étant moins élevées, l'effet d'échange serait moins important ou mieux compensé par échange avec l'oxygène du CO_2. Il ne semble pas y avoir eu d'influence des dégagements de SH_2 sur la teneur en Deutérium des eaux des sources car la source de Sardabeh pourtant très riche en SH_2 se situe sur la droite des eaux météoriques mais il

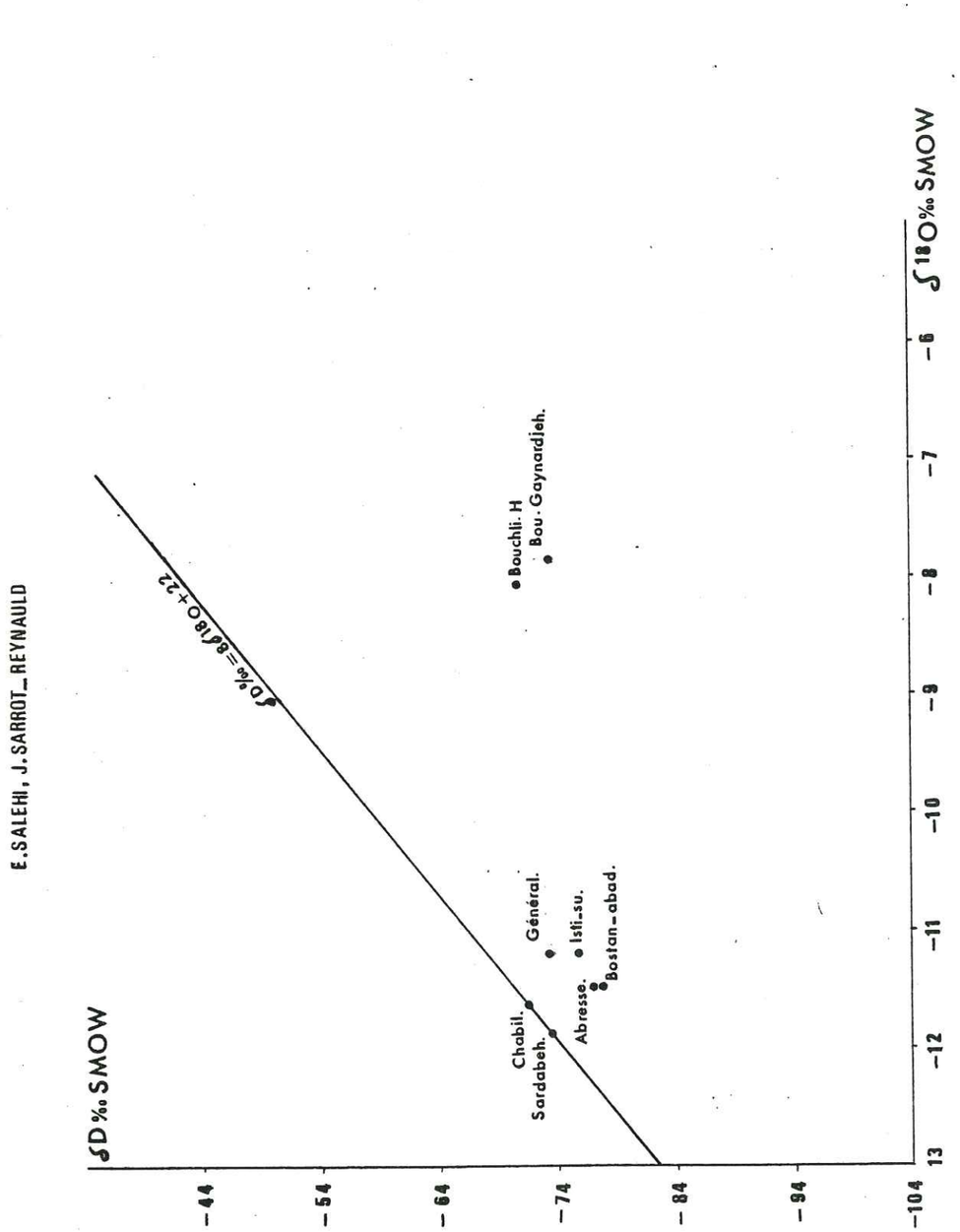


Fig.55 CORRELATION H_2-18O POUR LES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN).

serait nécessaire d'étudier les teneurs en Deutérium de la source de Qotur-Suyu qui est la plus riche en SH_2 de toute la région et qui comporte des dépôts de soufre à l'émergence pour préciser ce point.

Il semble donc que les eaux des sources étudiées, profonde ou superficielles sont toutes d'origine météorique et que leur composition en isotopes stables n'est influencée que par des échanges avec les roches dans lesquelles elles circulent, en fonction des températures en profondeur.

Pour mieux comprendre l'action éventuelle des gaz et déterminer leur origine, nous avons procédé à l'étude isotopique du CO_2 prélevé aux diverses émergences.

8-5 COMPOSITION ISOTOPIQUE DU GAZ CARBONIQUE PRELEVE AUX EMERGENCES

Les quantités de CO_2 dégagées aux émergences des sources de Sareine, Abresse Sarab et Khalkhal sont très importantes mais ce sont les sources de Boushli qui sont les plus riches en CO_2, celui ci se dégageant aussi bien des sources chaudes que des sources froides en bordure de la rivière Baliglu ou dans de petits volcans de boue.

Les prélèvements ont été réalisés à l'aide d'ampoules sous vide et d'une tubulure reliée à un vaste entonnoir immergé de façon a créer un flux gazeux permanent, assurant un balayage complet de la tubulure.

Les résultats des analyses qui ont été effectuées par spectrographie à double collection au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon par Mr BLAVOUX, sont regroupés dans le tableau ci-dessous.

- Composition isotopique du CO_2 des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental (Iran)

SOURCE	^{18}O SMOW δ0/00	^{13}C PDB δ0/00
Général (Sareine)	- 15,4	- 3,3
Boushli 2	- 8,8	- 2
Vali-darreh 4	- 31,2 ?	- 5,8
Gol-Ali inférieur	- 13,1	- 6,4
Mayur (Meshkin)	- 16	- 4,3
Ab-garm (Sarab)	- 8	- 4,9

Bien que dans certains cas la teneur en ^{18}O des gaz ne reflète que la température de l'eau thermale en surface et la composition isotopique de cette dernière, les mesures réalisées montrent tout

d'abord que les gaz des sources sont généralement plus pauvres en ^{18}O que les eaux. Seul le CO_2 de la source de Boushli présente un δ 0/00 ^{18}O comparable à celui des eaux de cette source ce qui pourrait signifier qu'un certain équilibre, qui ne serait pas réalisé pour les autres émergences, s'est établi entre l'eau et le gaz. Toutes les valeurs δ 0/00 ^{13}C sont elles comprises entre -2 et - 6,5 et sont à comparer avec celles mesurées sur beaucoup d'autres sources riches en CO_2 et situées soit dans des régions volcaniques soit sur de grandes fractures de l'écorce terrestre.

Les mesures réalisées (J.FONTES et al 1963), sur le CO_2 du bassin de Vichy et des autres sources thermales du Massif Central français montrent des δ 0/00 ^{13}C compris entre - 5 et - 7,5.

Les valeurs δ 0/00 ^{13}C mesurées par (G.I. BUACHIDZE, 1974) sur le CO_2 des sources thermales du Caucase sont comprises elles entre - 2 et - 7.

Ces valeurs sont de -2 pour le gaz carbonique de la région des geysers de Yellowstone, de - 3,5 pour celui des sources de la région de Salton Sea en Californie et voisines de - 4 pour le CO_2 dégagé avec la vapeur d'eau à Waira Kei en Nouvelle Zélande (LJP. MUFFLER et al 1968).

Le CO_2 des mofettes de Westphalie orientale présente lui des δ 0/00 compris entre - 1,6 et - 2,5.

Il convient enfin de rappeller que les valeurs δ 0/00 ^{13}C mesurées sur de nombreuses carbonatites se situent entre - 3 et - 6,5 (F. PINEAU, 1977) et que l'on retrouve souvent des valeurs analogues dans les travertins déposés aux émergences de sources thermominérales.

Bien qu'il ne soit pas possible d'éliminer totalement l'hypothèse souvent admise selon laquelle les teneurs en ^{13}C mesurées résulteraient d'échanges entre du CO_2 d'origine biogénique et des calcaires marins (E. MAZOR et al, 1974), il parait plus logique en raison du contexte géologique des régionscitées plus haut de lier les valeurs observées à l'existence de CO_2 d'origine profonde sans préciser s'il est lié au métamorphisme ou s'il provient du dégazage du manteau (J. MAISONNEUVE et J.J. RISLER 1974).

L'exemple de la bordure orientale du Massif Central français où les sources riches en CO_2 se situent sur des fractures affectant tout le socle cristallin et souvent uniquement celui-ci ne permet pas d'attribuer une origine autre que profonde au CO_2 dégagé (C. FOUILLAC et al. 1975).

De la même façon, s'il peut exister dans la région du Sabalan des calcaires marins dans les séries très anciennes recoupées par les montées volcaniques, l'environnement des sources est surtout constitué par plusieurs milliers de mètres de laves tufs et scories et les terrains sédimentaires ne sont guère représentés que par des marnes et évaporites du Miocène.

La comparaison des teneurs en ^{13}C mesurées sur le gaz carbonique en Azarbaidjan avec celles mesurées dans d'autres régions du monde nous amène donc à attribuer une origine profonde et probablement volcanique au CO_2 étudié.

La figure n°56 montre qu'une assez bonne corrélation linéaire existe entre les $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ libéré aux émergences de quelques sources thermominérales. Cette constatation est en concordance avec les observations réalisées par F. PINEAU (1977) sur le carbone rencontré sous ses divers formes en profondeur et semble confirmer que le CO_2 provient d'une grande profondeur et peut être même du manteau supérieur.

8-6- COMPOSITION ISOTOPIQUE DES SULFATES ET DES DEPOTS DE SOUFRE

Il n'a malheureusement pas été possible de réaliser des mesures isotopiques sur les soufres des gaz SH_2 prélevés aux émergences mais des mesures de $\delta^{34}S$ 0/000 ont été réalisées par Monsieur A. MARCE au B.R.G.M. à Orléans sur les sulfates des eaux de la source de Qotur-Suyu (Meshkin) et les dépôts de soufre qui se forment autour de l'émergence ainsi que sur les sulfates dissous dans les eaux de la source sulfureuse de Sardabeh (Ardabil). Les valeurs obtenues sont les suivantes :

Sulfates : Qotur-Suyu = + 4,7
Sardabeh = + 9,7

Soufre cristallisé : Qotur-Suyu = - 7,3

Ces résultats bien que peu nombreux sembleraient confirmer l'origine fumérollienne des composés du soufre rencontrés à ces deux émergences.

Le petit nombre de détermination faites ici et le peu de références sûres concernant d'autres régions du monde ne nous permettent pas d'avoir une certitude absolue dans ce domaine.

8-7- CONCLUSIONS

Toutes les données isotopiques recueillies actuellement semblent montrer que les sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental sont issues de circuits hydrothermaux alimentés par des eaux météoriques infiltrées directement sur les flancs du massif du Sabalan ou, après ruissellement sur les versants montagneux, à partir des rivière ou

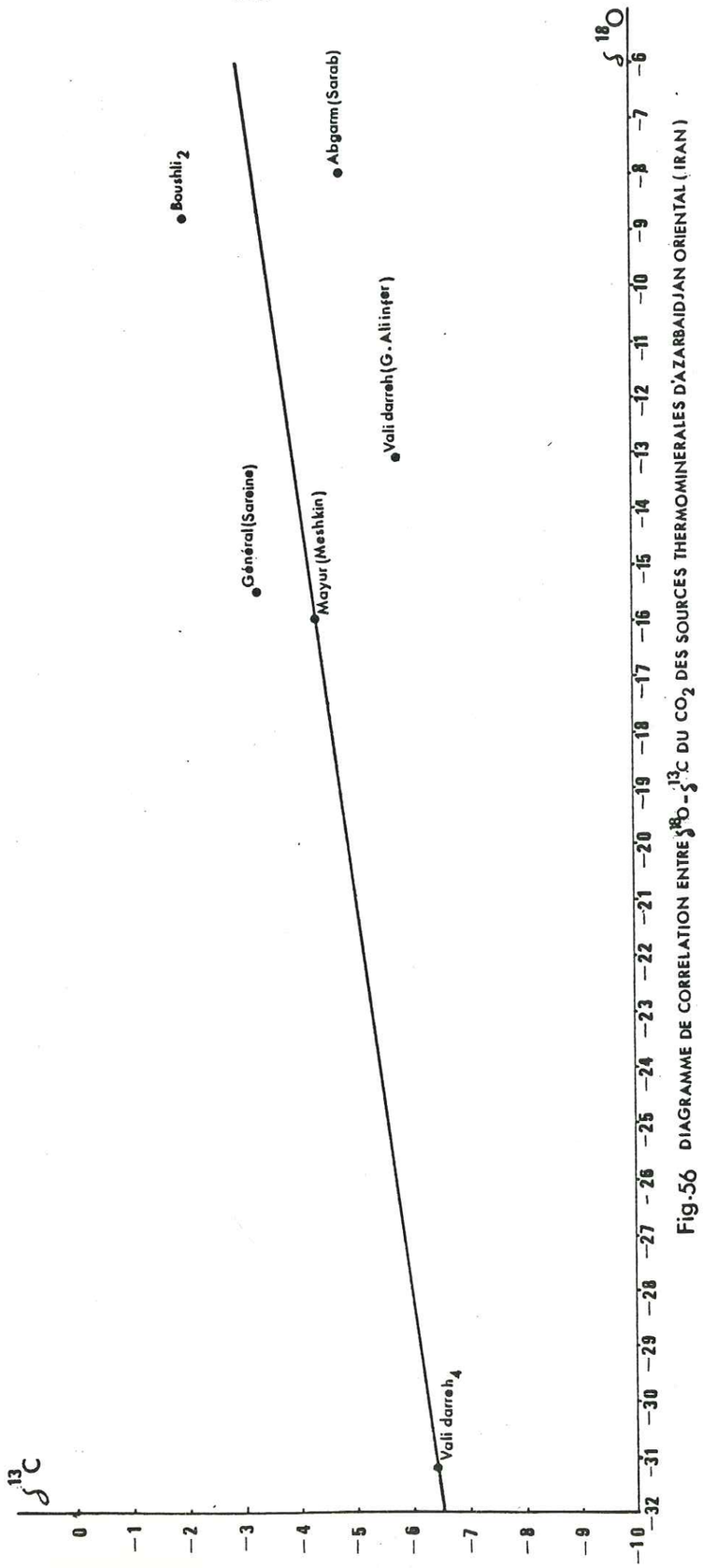


Fig.56 DIAGRAMME DE CORRELATION ENTRE $\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$ DU CO_2 DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

des nappes de la région et ayant acquis en profondeur des températures très élevées avant de se mélanger lors de leur remontée avec des eaux superficielles ou semi superficielles.

Le gaz carbonique serait lui d'origine profonde et vraisemblablement magmatique comme le suggère le contexte géologique régional qui se caractérise par la présence de grandes fractures et l'étendue des manifestations volcaniques récentes ainsi que la persistance simultanée d'anomalies thermiques et d'une activité sismique importantes. L'analogie des conditions rencontrées en Azarbaidjan avec celles qui règnent dans des régions de grandes fractures et de bassins d'effondrement bordés par des massifs volcaniques comme la Limagne (Massif Central français) tend à confirmer cette interprétation.

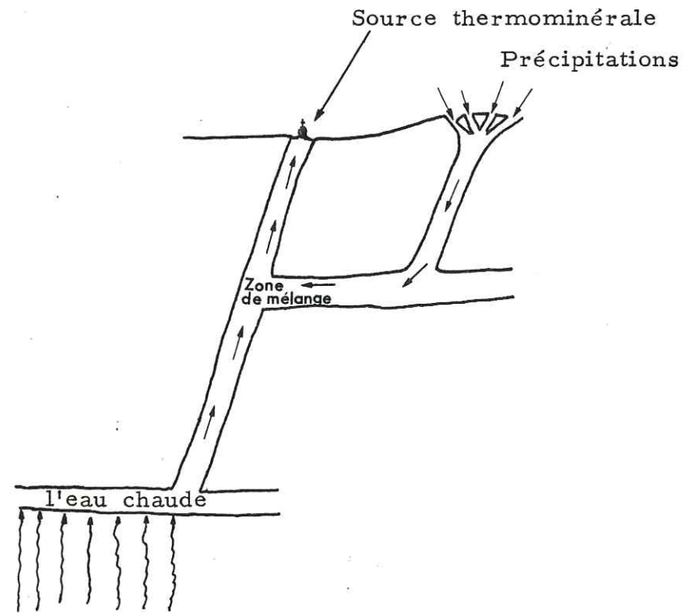


Fig. 57-Schéma de circulation de l'eau en profondeur et du mélange avec l'eau d'infiltration.

CHAPITRE IX

9- INTERPRETATION DES RESULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL

9-1- LES ANIONS MAJEURS

9-2- LES ANIONS TRACES

9-3- RAPPORTS DES ANIONS

9-4- LES CATIONS MAJEURS

9-5- LES CATIONS TRACES

9-6- RAPPORTS DES CATIONS

9-7- RAPPORTS SIGNIFICATIFS ENTRE ANIONS ET CATIONS

9-8- RELATIONS DES DIFFERENTS RAPPORTS AVEC LA TEMPERATURE DE L'EAU DES SOURCES THERMOMINERALES ETUDIEES

9-9- DEFINITION DES FAMILLES D'APRES LES ELEMENTS TRACES

9-10- ESSAI DE COMPARAISON DES RAPPORTS CARACTERISTIQUES DES ROCHES ET DES EAUX THERMOMINERALES DE LA RAGION DU SABALAN

9-11- COMPARAISON DES ANALYSES CHIMIQUES DES SOURCES AU COURS DES ANNEES

9-12- COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES SOURCES DE DIFFERENTS PAYS POUR ETABLIR UNE COMPARAISON AVEC CELLES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL

9 - INTERPRETATION DES RESULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL

La comparaison des résultats des analyses chimiques exprimés en milliéquivalents permet de regrouper les sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental par groupes de valeurs analogues et de déterminer les facteurs qui interviennent dans les similitudes observées malgré l'éloignement des sources les unes des autres. Il est à noter que nous avons déjà fait un premier groupement à partir des valeurs de pH et nous avons nous avons distingué trois catégories différentes (voir 5-2-1-3) mais l'interprétation des analyses chimiques complètes est plus précise et plus spécifique que l'interprétation des seules valeurs du pH. Nous allons donc étudier cette composition en détail.

9-1- LES ANIONS MAJEURS

9-1-1- Chlorures (Cl^-)

La composition de anions majeurs tels que chlorures thermominérales permet de définir des groupes homogènes comme celui de Sareine (E1 à E10) à l'exception de Ab-tchechm (E3) avec une valeur de 5,78 à 6,85 méq/l. Celui de Vali-darreh avec des valeurs comprises entre 0,4 à 0,5 méq/l (E11 à E14) auquel pourrait se rattacher les sources de Sardabeh (0,6 méq/l).

Le groupe de Boz-Qush (E 24 à E 29) assez homogène avec des valeurs allant de 0,22 à 0,8 méq/l.

Le groupe de Boushli, très caractéristique par sa forte teneur en chlorures (78 à 79 méq/l) et le groupe de Bostan Abad auquel on pourrait rattacher la source d'Abresse (Sarab).

Les sources de la région de Meshkin ne forment pas un groupe homogène et les sources de Gaynardjeh et d'Ilando à un degré moindre pourraient être rapprochées de celles du groupe de Bostan Abad. Les autres sources de Meshkin ne sont pas caractéristiques au point de vue des teneurs en chlorures (voir tableau n° 33).

9-1-2- Sulfate (SO_4^{--})

Le groupe de Sareine est homogène avec des teneurs en sulfates allant de 1,87 à 2,40 méq/l. Dans le groupe de Vali-darreh la source Assad (E12) a une teneur en sulfates d'environ 3,6 méq/l et donc plus forte que celle des autres sources ainsi que celles du groupe de Sareine.

On constate qu'il y a une homogénéité des teneurs en sulfates des sources de Sardabeh, Boushli et Meshkin à l'exception de Toursh-Su (E20). Les valeurs extrêmes dans ces trois groupes sont 6,25 méq/l (E21) et 9,40 méq/l (E22 et E15)(voir tableau n° 33).

Les sources de Bostan Abad et d'Abresse (Sarab) se rapprochent beaucoup de celles de Boushli et de Meshkin.

Le groupe de Boz-Qush (Sarab) est relativement hétérogène (entre 0,41 et 5,35 méq/l). Enfin la source d'Isti-Su dans la région de Khalkhal avec une teneur de 2,08 méq/l est comparable à celles de Sareine.

9-1-3- Bicarbonates (HCO_3^-)

Les groupes de Sareine et Vali-darreh ont des concentrations comparables; cependant comme dans la plupart des cas, la source de Ab-tchechm (E3) fait exception (1,63 méq/l). Les valeurs se situent dans ces deux groupes entre 3,34 et 5,08 méq/l.

Les concentrations en bicarbonates des sources de Boushli, Isti-Su et Bostan Abad sont comparables entre elles et on peut en rapprocher celle de la source d'Abresse (Sarab) (E30). La valeur la plus élevée de toutes les régions étudiées appartient à Abresse avec 18,85 méq/l. (tableau n° 33).

Les sources de Sardabeh, Qotur-Suyu et Mayur dans la région de Meshkin sont sulfureuses et ne contiennent pas de bicarbonates. Les autres sources de Meshkin sont comparables à celles de Sareine. Le groupe de Boz-Qush au point de vue bicarbonates est relativement homogène (0,2 à 0,7 méq/l) et présente les concentrations les plus faibles de tous les secteurs étudiés à l'exception évidemment des sources de Sardabeh, Qotur-Suyu et Mayur.

9-2- LES ANIONS TRACES

9-2-1- Fluor (F^-)

La concentration en anion fluor est extrêmement homogène dans les secteurs de Sareine, Vali-darreh et même Sardabeh (12×10^{-3} à 26×10^{-3} méq/l).

Les groupes de Boushli, Bostan Abad, Khalkhal présentent eux une concentration beaucoup plus forte allant de 157×10^{-3} à 220×10^{-3} méq/l.

Les sources de Boz-Qush et Meshkin présentent quelques fluctuations qui ne correspondent pas à celles signalées pour les éléments majeurs.

9-2-2- Brome (Br^-)

Les teneurs en brome ne sont fortes que pour les sources de Boushli, Gaynardjeh (Meshkin), Abresse (Sarab) et Bostan Abad et sont plus faibles pour toutes les autres sources. Il n'apparaît pas de répartition homogène de cet élément. Les valeurs minimales appartiennent à la source de Qotur-Suyu et Chabil de Meshkin ($1,6 \times 10^{-3}$ méq/l) et la valeur maximale se trouve à Bostan Abad (413×10^{-3} méq/l).

9-2-3- Iode (I^-)

La répartition des teneurs en iode dans les différentes sources thermominérales des secteurs étudiés semble moins aléatoire que celle du brome, c'est ainsi que dans les sources de Sareine et Vali-darreh, la teneur se situe entre $0,7 \times 10^{-3}$ et $1,7 \times 10^{-3}$ méq/l et entre $1,25 \times 10^{-3}$ et $5,59 \times 10^{-3}$ méq/l pour les sources de Boushli , Khalkhal, Chabil, Gaynardjeh et Mayur de Meshkin, mais elle est inférieure à $1,1 \times 10^{-3}$ méq/l pour les sources de Sardabeh, Boz-Qush, Bostan Abad, Abresse et les autres sources de Meshkin (voir tableau n° 39).

9-2-4- Bore (B^{---})

La concentration en bore très homogène dans les eaux des sources de Sareine varie de 20×10^{-3} à 34×10^{-3} méq/l. tandis que les groupes de Vali-darreh et de Sardabeh sont très pauvres en bore et même dans quelques sources les teneurs sont inférieures à la limite de dósage (E12, E13).

Le groupe de Boz-Qush avec une valeur de 7×10^{-3} à 12×10^{-3} méq/l présente une grande homogénéité; par contre les sources de Meshkin ont des concentrations très variables puisque comprise entre 1×10^{-3} à 140×10^{-3} méq/l.

Les sources de Boushli et à un degré moindre celles de Bostan Abad sont très riches en bore ainsi que les sources thermominérales d'Abresse (E30) (voir tableau n° 39).

9-3- RAPPORTS DES ANIONS

Il semble que les groupements qui apparaissent à partir des teneurs en chlore (Cl^-) ne se retrouvent pas d'une façon rigoureuse pour les autres halogènes. Ceci est peut être dû à des différences de comportement chimique lié à la nature des terrains rencontrés dans chacun des cas mais peut être aussi aux solubilités différentes en fonction

de la température. Il convient d'ailleurs de s'attacher plus aux valeurs des rapports entres les différents ions qu'à la teneur absolue de chacun des ions.

Il est particulièrement intéressant d'étudier l'évolution des rapports qui existent entre des anions présentant des masses voisines mais des propriétés chimiques différentes comme le fluor et le bore.

En présentant des propriétés chimiques très voisines mais possédant des masses et des rayons ioniques très différents comme le fluor et l'iode qui sont les deux termes extrêmes de la série des halogènes.

L'évolution de ces rapports est liée soit à la température des eaux à l'émergence ou en profondeur.

9-3-1- F/B

Le rapport F/B inférieur mais très proche de l'unité fait apparaître une grande homogénéité du groupe des sources de Sareine alors que pour toutes les autres sources à l'exception de celles du groupe de Boushli il y a une très grande dispersion des valeurs du rapport F/B.

9-3-2- F/I

Le rapport entre ces deux halogènes est très intéressant à étudier car il permet de mieux comprendre le comportement des ions en fonction de la température et des conditions géologiques locales.

Le diagramme d'évolution du rapport F/I en fonction de la température des eaux aux émergences (fig. n° 58) montre que pour les sources de Sareine, Vali-darreh, Khalkhal et Abresse le rapport F/I est indépendant de la température et sa constance relative est dûe soit à une nature lithologique des terrains traversés très homogènes d'un point à l'autre et à des apports très fluorés profonds peu importants et homogènes.

Il est par contre très difficile d'interpréter la répartition des autres points représentatifs sur le diagramme, aucun groupement ou alignement caractéristique n'apparaissant nettement.

Le diagramme F/I en fonction de la température des eaux en profondeur (fig. n° 59) fait apparaître trois groupes principaux d'émergences :

- le groupe de Sarab (Boz-Qush E24 à E29) présente des valeurs du rapport F/I très différentes pour une même température ce qui pourrait indiquer des variations notables de la composition des roches traversées ou des apports fluorés profonds d'une émergence à l'autre.
- le groupe de Sareine (E1 à E10), Vali-darreh (E11 à E14), Abresse (E30), Khalkhal (E31) montre au contraire une constante assez remarquable de la valeur du rapport F/I quelle que soit la température des eaux en profondeur ce qui pourrait signifier que les terrains traversés par les eaux ont une composition lithologique très homogène et que les apports fluorés profonds sont très comparables d'une source à l'autre et peu importants.
- le groupe des sources de Meshkin (E18 à E 23) et de Boushli (E16 et E17) pour lequel le rapport F/I diminue avec l'élévation de la température en profondeur correspondrait probablement à un ensemble de formations géologiques profondes assez voisines les unes des autres à travers lesquelles les apports fluorés seraient constants, mais où l'élévation de température faciliterait la libération de l'iode et sa migration vers la surface

9-3-3- F/Cl

On constate une grande homogénéité des valeurs de ce rapport entre les sources de Sareine, Boushli, Abresse et Bostan Abad d'une part et d'autre part entre les sources de Vali-darreh, Sardabeh

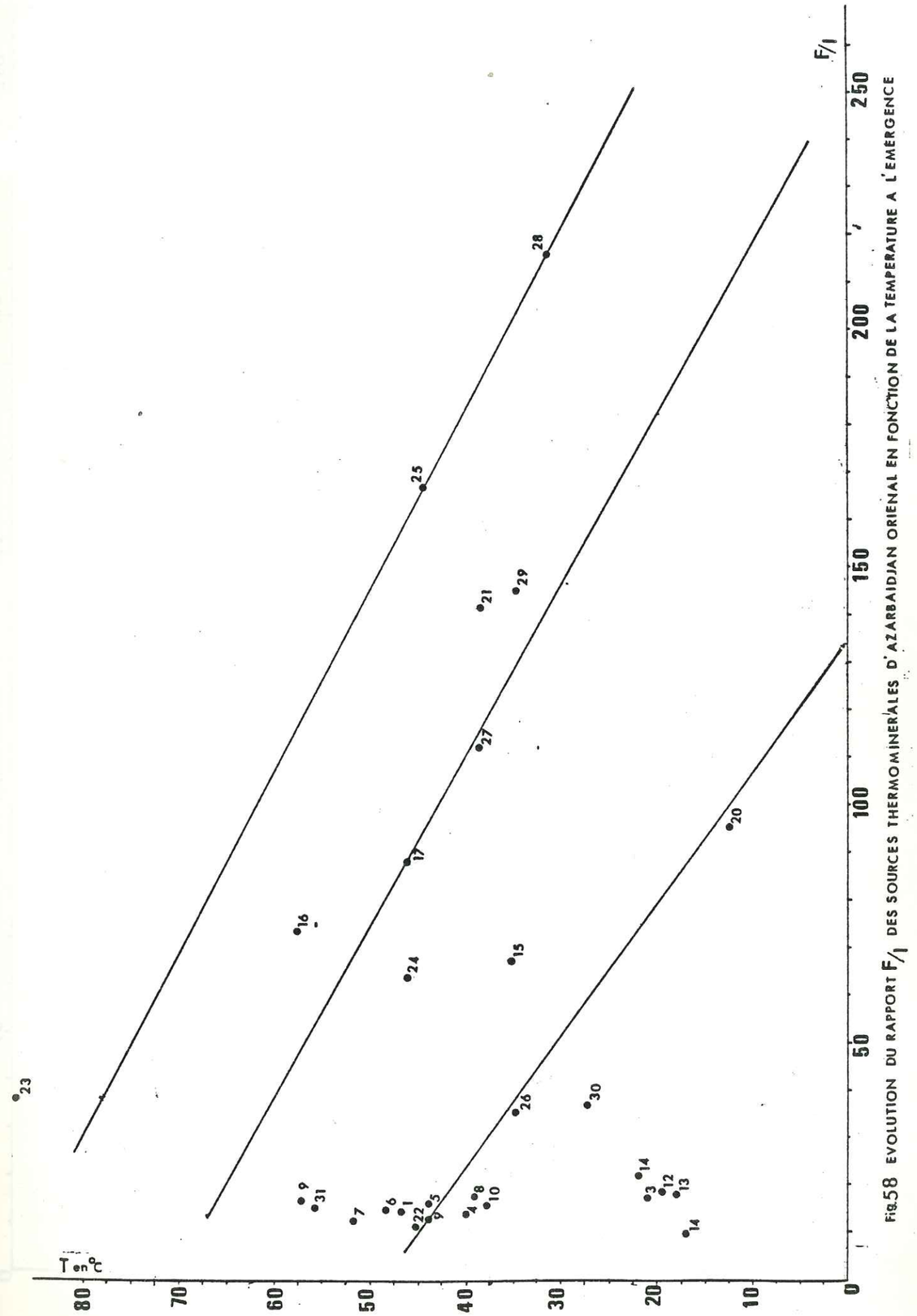


Fig.58 EVOLUTION DU RAPPORT F/I DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENAL EN FONCTION DE LA TEMPERATURE A L'EMERGENCE

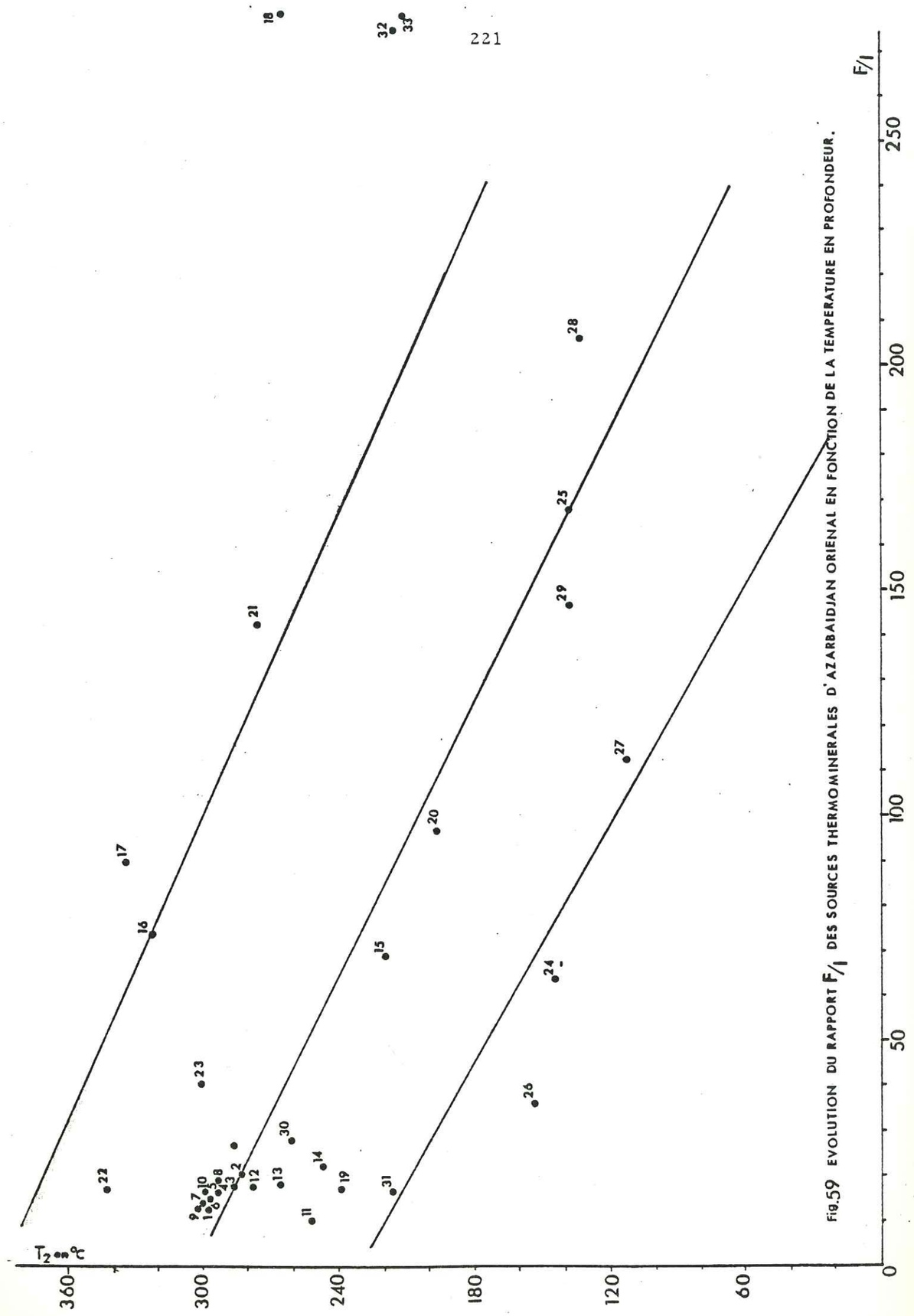


Fig.59 EVOLUTION DU RAPPORT F/I DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENAL EN FONCTION DE LA TEMPERATURE EN PROFONDEUR.

et quelques sources de la région de Meshkin, et de Sarab. La majorité des sources thermominérales de Meshkin et la zone de Boz-Qush se ressemblent beaucoup et elles ont la valeur maximale dans toute la région étudiée (0,313). En tous cas, les valeurs sont très dispersées et toutes sont inférieures à l'unité (Tableaux n° 44).

9-3-4- Cl/F

Le rapport Cl/F montre une bien meilleure homogénéité de chacun des groupes des sources, selon leur répartition géographique, c'est-à-dire, en fait selon leur situation géologique.

9-3-5- Cl/B

Le rapport Cl/B ne présente pas de très grandes fluctuations pour les sources étudiées sauf en ce qui concerne le groupe de Boz-Qush qui apparaît ici très homogène et comme le plus riche en valeur relative en bore de toutes les sources étudiées.

9-3-6- Cl/Br

L'étude de rapport Cl/ Br est extrêmement déroutante pour les groupes de Sareine tandis que les autres groupes apparaissent plus homogènes.

9-3-7- Cl/I

En ce qui concerne le rapport Cl/I le groupe de Sareine présente des anomalies énormes avec les sources de Ab-tchechm (E3) et de Ab-bad (E4); les sources de Bostan Abad ainsi que celles de Qotur-Suyu et Ilando se montrent très pauvres en iode en valeurs relatives.

9-3-8- Br/I

Du fait des anomalies signalées pour les teneurs en bore et en Iode, le rapport Br/I présente les variations qui pourraient ne plus être déterminées par les conditions géologiques locales, mais, peut-être par les activités thermiques ou fumérolliennes, encore qu'il faille être prudent sur l'interprétation des résultats de mesures réalisées à la limite de sensibilité des méthodes d'analyses.

9-3-9- SO_4/ Cl

Le rapport de la concentration de ces deux anions majeurs dans les sources thermominérales de la région étudiée est variable. Un groupe présente une valeur inférieure à l'unité comme les sources de la zone de Sareine, Boushli, Khalkhal, Bostan Abad, Abresse et quelques sources de la zone de Meshkin (E21 et E23). D'autres groupes de sources présentent des valeurs supérieures à l'unité par exemple celles de Vali-darreh, Sardabeh, Boz-Qush et quelques sources de la zone de Meshkin. La valeur du rapport de SO_4/Cl plus élevée appartient

à la source de Mayur (Meshkin) avec 33,5 et le rapport minimal correspond aux sources de Boushli avec 0,09. Enfin, la source de Sardabeh peut se rapprocher de celle de Meshkin (tableau n° 44).

9-4- LES CATIONS MAJEURS

9-4-1- Sodium et Potassium (Na^+, K^+)

Les concentrations en sodium et potassium varient d'un groupe de sources à l'autre et il en est de même des rapports Na/K qui varient également d'un groupe à l'autre parfois dans un même groupe. Le groupe de Sareine est particulièrement homogène à l'exception de Ab-tchechm (E33). Il existe, d'autre part, certaines parentés entr la source de Bostan Abad et celles de Abresse (Sarab), Gaynardjeh (Meshkin) et Boushli qui correspondent à celle que nous avons signalé déjà en ce qui concerne les chlorures.

Les valeurs les plus élevées pour sodium et potassium appartiennent au groupe de Boushli avec les valeurs respectives de 89 méq/l de sodium, 6,72 méq/l de potassium. Par contre, les valeurs les plus faibles s'observent dans la région de Sarab avec respectivement 0,78 méq/l de sodium, 0,007 méq/l de potassium.

9-4-2- Calcium et magnésium (Ca^{++}, Mg^{++})

Les teneurs en calcium et magnésium font apparaître encore une assez bonne homogénéité des diverses familles des sources. Les fluctuations des teneurs en calcium se situent entre 0,15 et 14 méq/l tandis que les fluctuations pour le magnésium sont beaucoup plus importantes car les teneurs sont de 0,002 méq/l pour le groupe de Boz-Qush, à 10 méq/l pour le groupe de Bostan Abad. Ceci est lié directement à la nature relativement acide des roches cristallines du massif de Boz-Qush (grano-diorite et syénite) et à la présence d'évaporites dans le sous sol du secteur de Bostan Abad.

9-5- LES CATIONS TRACES

9-5-1- Lithium (Li^+)

Le teneur de lithium dans les différentes sources de la région étudiée est très variable. Elle est presque homogène dans les sources du même secteur, mais très hétérogène d'un secteur à l'autre. On peut regrouper le secteur de Sarab avec celui de Vali-darreh dont les valeurs oscillent entre 2 et 5 x 10^{-3} méq/l. La source Abresse diffère elle du groupe du secteur de Boz-Qush dans la même province. Toutes les sources de Sareine présentent une valeur très homogène sauf Ab-tchechm (E3) qui a une valeur plus faible que les autres. La zone

de Meshkin est très hétérogène, et la concentration en lithium des eaux se situe entre 4 et 720 x 10^{-3} méq/l.

Les sources de Boushli gardent leurs caractéristiques particulières avec une concentration en lithium plus élevée que celles des autres sources étudiées (1 560 x 10^{-3} méq/l). Les zones de Khalkhal et de Bostan Abad sont relativement ressemblantes. Les sources de Ab-garm et Chalgoun dans la région de Sarab ont une concentration en lithium inférieure à la limite du dosage. A partir des données analytiques, les valeurs les plus faibles se présentent dans la région de Boz-Qush ainsi qu'à Vali-darreh (2 x 10^{-3} méq/l) et les valeurs les plus élevées appartiennent à la région de Boushli (1 560 x 10^{-3} méq/l) la valeur intermédiaire entre ces deux extrêmes correspond à celle de Gaynardjeh de Meshkin (720 x 10^{-3}). Les teneurs de toutes les sources sont données au tableau n° 39 .

9-5-2- Rubidium (Rb^+)

Les teneurs en rubidium des divers groupes déjà définis sont assez homogènes à l'intérieur d'un groupe mais hétérogènes d'un groupe à l'autre. Le groupe de Sareine est extrêmement homogène avec toujours le cas particulier de Ab-tchechm (E3). Les sources d'Abresse (E30) et d'Ilando de Meshkin ont des teneurs voisines de celles de Sareine. La concentration maximale en rubidium comme en lithium s'observe dans la zone de Boushli (20 x 10^{-3} méq/l). Les valeurs minimales se rencontrent dans les groupes de Sarab, Vali-darreh et Sardabeh. La valeur intermédiaire correspond à celle de Gaynardjeh de Meshkin (9 x 10^{-3} méq/l) . On peut constater qu'il y a vraisemblablement une liaison directe entre les concentrations en lithium et en rubidium dans toutes les sources thermominérales de l'Azarbaidjan ainsi qu'entre celles en potassium et rubidium (fig. n° 60). De plus il semble que l'augmentation des concentrations en lithium et rubidium de ces sources soit fonction de la température de l'eau (fig. n° 61 et 62).

9-5-3- Baryum (Ba^{++})

Les sources thermominérales de Sareine, Gol-Ali de Vali-darreh, Sardabeh, Boushli (Hammam), Toursh-su et Ilando de Meshkin (E20 et E21), toutes les sources du secteur de Sarab, ainsi que Khalkhal ont une concentration en baryum inférieur à la limite de dosage par absorption atomique. Dans le reste des sources de la région étudiée, la teneur des eaux en baryum est très faible. La valeur maximale atteint seulement 0,08 ppm pour Boushli (E17). En tenant compte du fait que la concentration en baryum dans la grande majorité des source est inférieure à la limite de dosage et que dans les autres sources cette valeur est extrêmement faible, il ne nous paraît pas raisonnable de tenter une interprétation des résultats dont nous disposons.

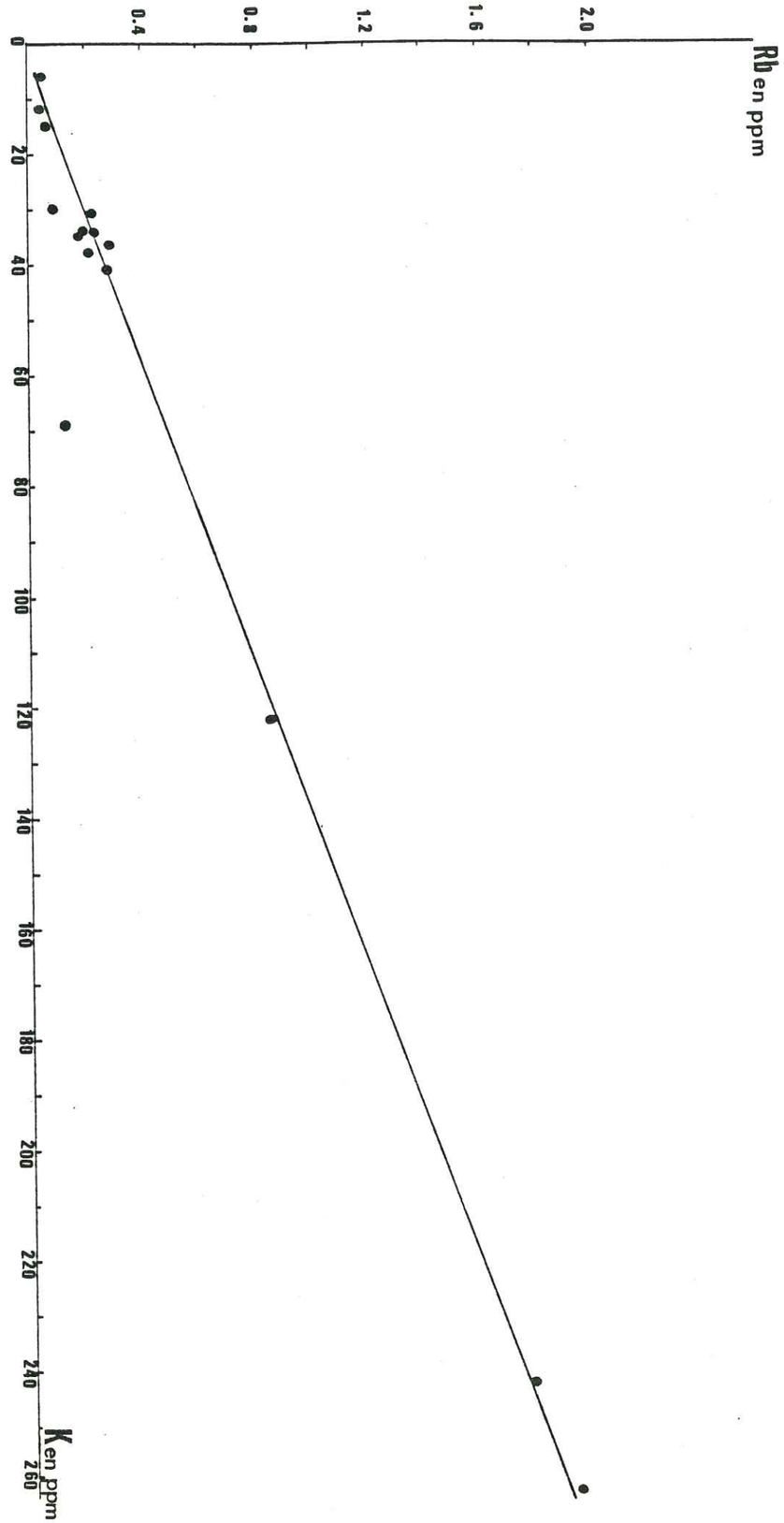


Fig.60 EVOLUTION DU RAPPORT Rb/K DANS LES DIFFERENTES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN.)

9-5-4- Strontium (Sr^{++})

La concentration en strontium dans les sources étudiées a des caractéristiques spéciales. Pour cette raison, on peut distinguer trois zones tout à fait différentes :

- zone dans laquelle la concentration est nulle ou inférieure à la limite de dosage comme les secteurs de Vali-darreh (excepté E 12), Qotur-Suyu et Toursh-su de Meshkin (E18, E20) ainsi que Ab-tchechm (E3) dans le secteur de Sareine (Tableau n° 39).

- zone à concentration comprise entre 8 à 20×10^{-3} méq/l comme toutes les sources thermominérales de Sareine (sauf E3), Sardabeh, Meshkin (excepté E18 et E20) et Khalkhal.

- zone présentant une teneur de 50 à 100×10^{-3} méq/l comme Boushli et Abresse.

Les sources thermominérales de Bostan Abad avec une valeur exceptionnellement élevée (840×10^{-3} méq/l) restent à l'écart des zones que nous venons de définir.

En tenant compte de ce que les teneurs maximales en strontium, brome et fluor de toutes les sources des secteurs étudiés concernent la zone de Bostan Abad, on peut dire qu'il y a une liaison entre les concentrations de ces éléments qui seraient d'origine évaporitique.

9-6- RAPPORT DES CATIONS

9-6-1- Na/K

Les sources thermominérales des différents secteurs présentent des valeurs de ce rapport très hétérogènes entre eux mais, les valeurs des différentes sources dans le même secteur restent à peu près homogènes sauf quelques exceptions. Par exemple, les groupes de Sareine, Vali-darreh, Sardabeh, Qotur-Suyu de Meshkin, sont relativement homogènes.

Les zones de Boushli et Meshkin présentent des valeurs à peu près similaires exceptés E18 et E22 dans la zone de Meshkin.

La zone de Sarab est hétérogène; elle se différencie des autres secteurs par des valeurs très fortes comprises entre 100 et 200. Enfin, dans les zones de Bostan Abad, Khalkhal et Abresse on trouve un même groupe de valeurs relativement homogènes proches de 25.

Lors de l'étude des températures, des sources thermominérales aux émergences et en profondeur, à l'aide des géothermomètres chimiques, nous avons expliqué en détail que les teneurs en sodium et potassium dans les eaux thermominérales sont directement liées à la dissolution de ces éléments par les eaux chaudes à grande profondeur Le rapport Na/K joue donc un rôle très important pour déterminer la géothermométrie de la région du massif volcanique.

9-6-2- Ca/Mg

Les sources thermominérales des secteurs de Sareine, Vali-darreh, Boushli, Meshkin, Bostan Abad, Abresse ainsi que celles de Khalkhal à un degré moindre présentent des valeurs du rapport Ca/Mg homogènes, à quelques exceptions près, comme Gaynardjeh (E23) dans la zone de Meshkin.

Dans la zone de Boz-Qush (Sarab-Sud) on observe une grande hétérogénéité entre les différentes sources pour lesquelles les valeurs du rapport Ca/Mg peuvent dépasser 200. Les sources de Sardabeh restent différentes des autres avec un rapport Ca/Mg supérieur à 12.

9-6-3- Na/Li

Il existe de grandes variations en ce qui concerne les teneurs en sodium et lithium dans les différents secteurs. Cependant, les groupes de Sareine, Boushli et quelques sources de la zone de Meshkin sont homogènes. La zone où les proportions entre sodium et lithium dans les eaux sont les plus hétérogènes est celle de Meshkin. Dans les autres secteurs les sources sont homogènes dans chaqun de leur groupe.

9-6-4- Li/Rb

Les rapports des teneurs en lithium et rubidium sont comprises entre 3 et 150. Les sources qui présentent les valeurs les plus faibles et sont donc les plus riches en rubidium et les plus pauvres en lithium sont celles de Vali-darreh et de Sardabeh ainsi que les sources de Mayur (Meshkin) et Ab-garm et Allah Hag dans le secteur de Boz-Qush. Les plus forts rapports Li/Rb se rencontrent aux sources de Khalkhal et de Chabil. Les autres sources présentent des valeurs des rapports Li/Rb assez homogènes et en particulier les sources de Boushli sont très comparables à celle de Sareine, Abresse et Bostan Abad. Ces teneurs en lithium et rubidium sont donc généralement étroitement liées entre elles et avec la température des eaux aux émergences et en profondeur mais la nature des terrains traversés introduit toujours un certain nombre d'exceptions à cette règle.

Dans la figure n°61 , nous avons porté les valeurs du rapport Li/Rb en fonction de la température mesurée (Tm) à l'émergence, correspondant aux différentes sources thermominérales

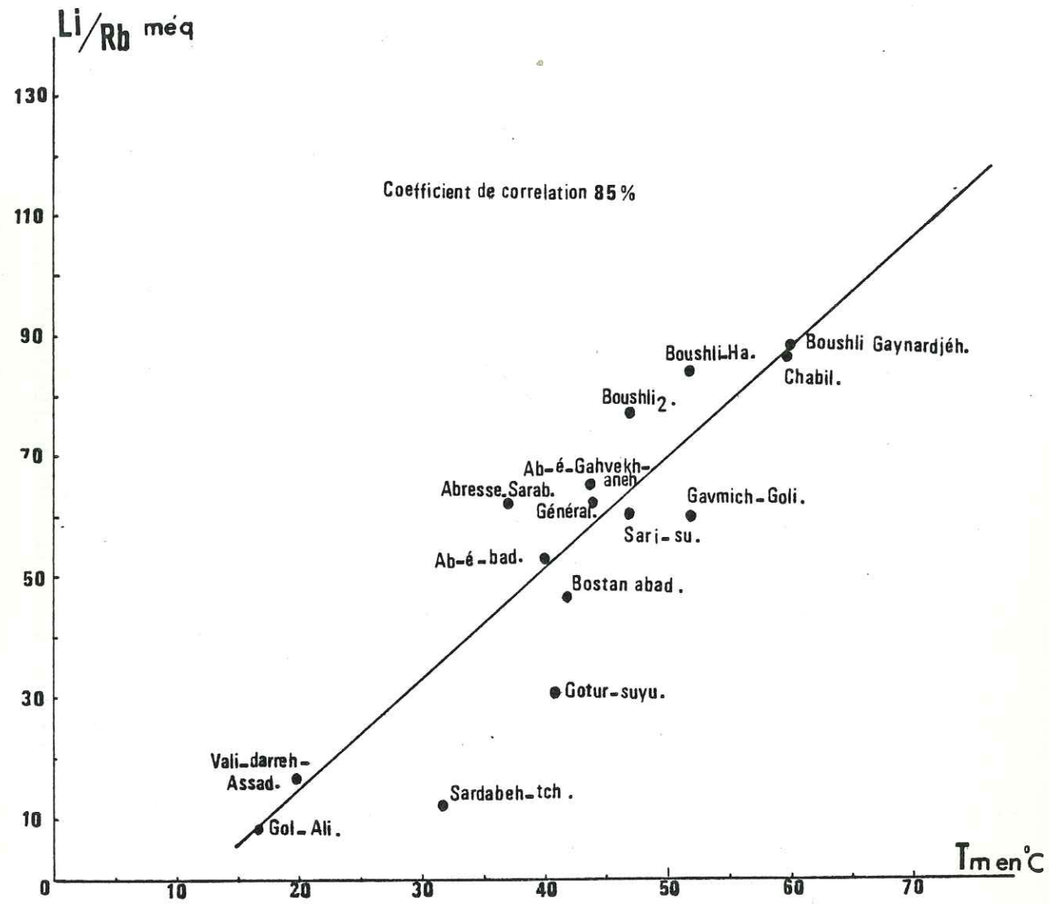


Fig. 61 EVOLUTION DU RAPPORT Li/Rb EN FONCTION DE LA TEMPERATURE A L'EMERGENCE DANS LES DIFFERENTES SOURCES THERMO - MINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN).

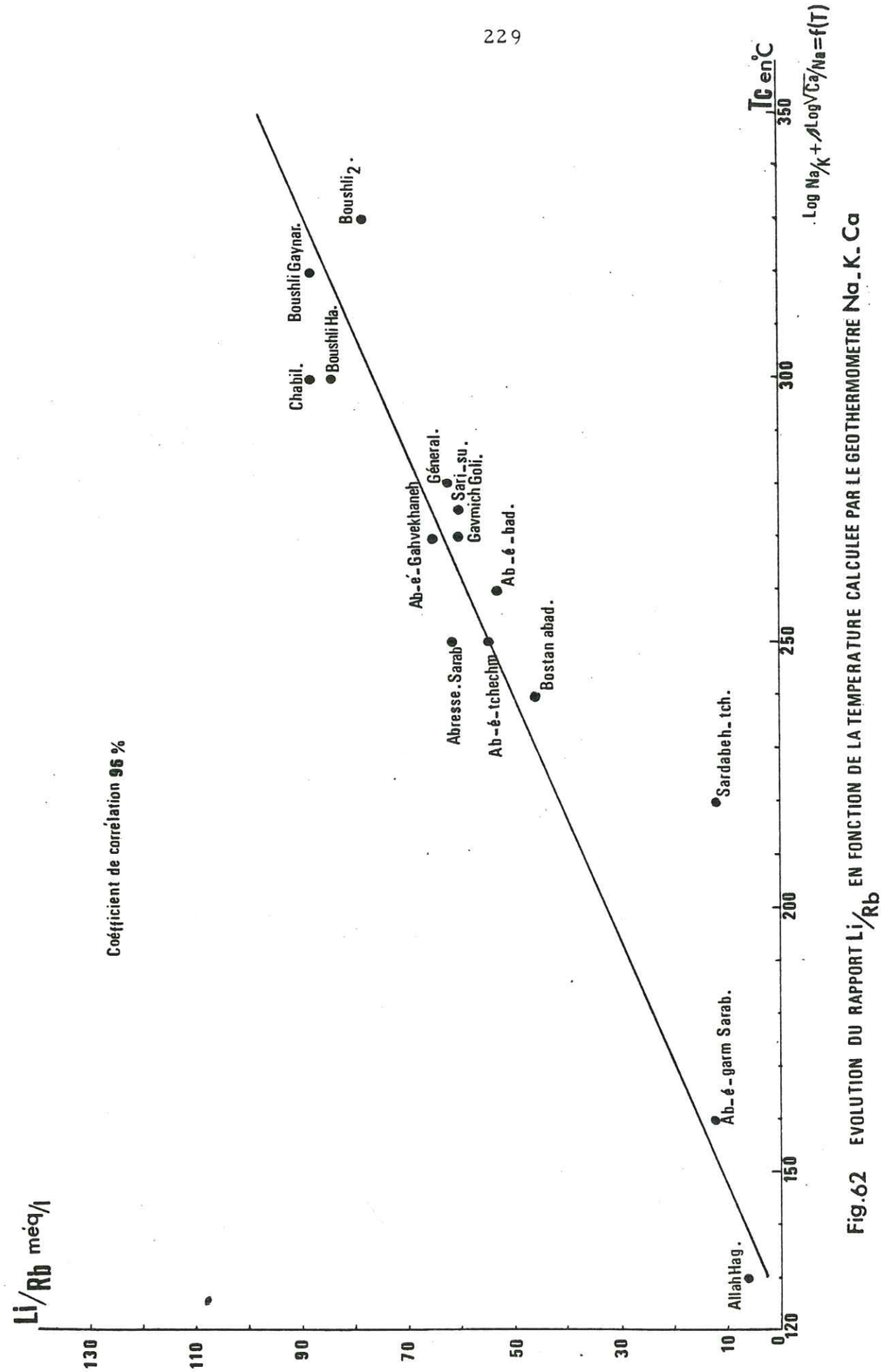


Fig.62 EVOLUTION DU RAPPORT Li/Rb EN FONCTION DE LA TEMPERATURE CALCULEE PAR LE GEOTHERMOMETRE Na.K.Ca DANS LES DIFFERENTES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

de la région étudiée. Ensuite nous avons tracé avec un coefficient de corrélation de 85%, la courbe correspondante. Cette courbe confirme que la concentration en lithium et rubidium est fonction de la température observée à l'émergence. Cette courbe correspond aux analyses chimiques faites sur les échantillons prélevés en 1976.

La figure n°62 présente la courbe de variation des rapports des concentrations en lithium et rubidium en fonction de la température calculée (Tc) par le géothermomètre Na/K+Ca en profondeur.

Le tracé de ces deux courbes indique aussi que les concentrations en lithium et rubidium sont liées à la température des sources thermominérales en profondeur, ainsi qu'à l'émergence. Excepté quelques sources de la région tous les points représentatifs des rapports Li/Rb correspondant aux différentes sources thermominérales de la région étudiée se situent en effet sur ou aux alentours d'une droite.

9-6-5- Rb/Sr

On observe une grande homogénéité des valeurs des rapports Rb/Sr dans les sources de chaque secteur étudié mais ce rapport est relativement hétérogène pour les différents secteurs. La valeur maximale appartient à la source thermominérale de Boushli (0,39) et la valeur minimale correspond aux sources de Bostan Abad (0,0016). Cependant, les groupes d'Abresse, Khalkhal, Sardabeh et Vali-darreh ainsi que quelques sources de Meshkin, ont des teneurs relativement similaires. Les sources de Sareine, de Boushli et les autres sources de Meshkin présentent des rapports Rb/Sr compris entre 0,1 et 0,3.

9-6-6- Ca/Sr

Le rapport entre les concentrations en calcium et strontium est très faible pour les sources de Bostan Abad (15); par contre, ce rapport est très élevé pour la source de Sardabeh (750).

Les sources de Sareine et Vali-darreh présentent des valeurs de ce rapport très voisines les unes des autres. Quelques sources de la zone de Meshkin sont caractérisées par des rapports Ca/Sr un peu supérieurs à ceux des sources de Sareine; pour d'autres au contraire (Qotur-Suyu et Gaynardjeh) ce rapport est un peu faible. Les sources d'Ab-garm et Allah-Hag dans la zone de Boz-Qush ont une valeur moyenne de 0,28. Enfin, les sources de Boushli, Abresse, et Bostan Abad présentent les plus fortes concentrations relatives en strontium et ces trois zones présentent une assez grande homogénéité. La valeur des rapports Ca/Sr à Isti-Su est presque équivalente à celle de Ab-garm (Sarab).

9-6-7- Mg/Sr

Le rapport entre les concentrations en magnésium et strontium reste homogène pour les sources de Sardabeh, Boushli,

Abresse, Isti-Su et Bostan Abad avec des valeurs comprises entre 10 et 60.

Cependant, la plus faible valeur du rapport entre magnésium et strontium s'observe dans les sources de Boz-Qush (1) et la plus forte est relative aux sources de Meshkin (700). Les autres secteurs se situent entre ces deux valeurs extrêmes. Les sources de la région de Sareine, Vali-darreh restent homogènes. Après comparaison des résultats, on peut déterminer au point de vue de ce rapport trois groupes différents :

- groupe de Sareine, Vali-darreh,
- groupe de Sardabeh, Boushli, Boz-Qush, Abresse Isti-Su et Bostan Abad,
- groupe de Meshkin où les valeurs du rapport Mg/Sr sont un peu moins homogène.

9-7- RAPPORTS SIGNIFICATIFS ENTRE ANIONS ET CATIONS

9-7-1- F/Sr

Les sources thermominérales d'Allah-Hag et Abgarm dans la zone de Boz-Qush présentent un rapport des concentrations de ces éléments plus élevé que les autres sources thermominérales dans les différents secteurs étudiés (32,5). En revanche, les sources de Bostan Abad présentent des valeurs du rapport de concentrations extrêmement plus faibles que celles des autres secteurs (0,23). Les sources de Sareine et Vali-darreh, d'une part et les sources de Sardabeh et Boushli d'autre part, présentent une homogénéité relative. Les sources de Meshkin, sont hétérogènes entre elles, mais présentent certaines ressemblances avec celles des secteurs de Sardabeh et de Sareine. Isti-Su dans la région de Khalkhal reste indépendante tandis que la source d'Abresse se rapproche de celle de Bostan Abad et s'éloigne de plus en plus des sources de la zone de Boz-Qush et l'écart entre les rapports F/Sr dans la même province est important entre Abress et Allah-Hag (32,5 - 0,46) (Tableau n° 44)

9-7-2-F/Rb

Le rapport des concentrations en fluor et rubidium est très variable, et l'écart entre les valeurs extrêmes est particulièrement élevé (7,5 à 6 342). La plus petite valeur appartient aux groupes de Boushli et la valeur la plus élevée appartient à celui de Khalkhal (E31). Evidemment les sources thermominérales de Boushli présentent une parfaite homogénéité tandis que les sources des autres secteurs, excepté celui de Bostan Abad présentent des valeurs plus ou moins hétérogènes. Parmi les sources thermominérales des différentes zones de la région étudiée, les groupes de Sareine et Boushli sont très ressemblantes

ainsi que ceux de Sardabeh et Vali-darreh et quelques sources de Meshkin (tableau n° 44).

9-7-3- F/Li

Les sources thermominérales des groupes de Bostan Abad, Sareine, Abresse et Boushli montrent des rapports des teneurs des deux éléments relativement faibles et homogènes (0,102 à 0,733) de même que quelques sources des groupes de Meshkin, tandis que ce rapport est plus élevé dans les sources de la zone de Boz-Qush, ainsi que pour la source de Mayur dans la zone de Meshkin (13,75 à 26). Les sources de Sardabeh, Khalkhal et quelques sources de Meshkin ainsi que les sources de Vali-darreh présentent aussi des valeurs comparables entre elles. Les sources de Boz-Qush et quelques sources de Meshkin peuvent constituer un groupe à part.

9-7-4- B/Sr

Le rapport des teneurs en bore et strontium est inférieur à l'unité pourles sources de Vali-darreh, Sardabeh, Abresse et Bostan Abad et les sources de Chabil et Toursh-Su de Meshkin (0,05 à 0,88). On observe des rapports des teneurs en bore et strontium élevés pour les sources thermominérales de Boz-Qush (E24 et E25) dont la valeur maximale est de 7. Les sources de Sareine restent homogènes entre elles (2,63 à 3,73). Quelques sources de la zone de Meshkin se rapprochent de celles de Sareine et les sources de Boushli et Khalkhal sont comparables entre elles.

9-7-5- B/Rb

De ce point de vue les sources thermominérales des régions étudiées ne présentent guère de similitude entre elles excepté quelques sources du groupe de Sareine, Vali-darreh et Sardabeh. On constate en effet que les rapports des teneurs en bore et rubidium de toutes les sources des différents secteurs sont très hétérogènes entre elles. Ce rapport présente une valeur maximale de 140 et une valeur minimale de 0,76 appartenant aux groupes de Meshkin. Les sources de Bostan Abad avec les valeurs entre 29 et 31 se rapprochent du groupe de Sarab.

9-7-6- B/Li

Le rapport des teneurs de ces deux éléments traces dans les sources thermominérales des régions de Sareine, Sardabeh, Khalkhal, Bostan Abad, Boushli, quelques sources de Meshkin et Vali-darreh présente des valeurs à peu près identiques.

Les sources thermominérales de la région de Sarab ont des valeurs plus élevées que les autres sources situées dans les différents secteurs. La valeur maximale du rapport B/Li

TABLEAU N° 44 - RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTS IONS EXPRIMES EN MILLIEQUIVALENTS

N° Emergence	Cl/F	Cl/B	Cl/I x 10^3	Cl/Br	F/B	Li/Rb	Na/K	Na/Li	K/Li	Ca/Mg	F/I
E1	293	270	4.5	520	0.93	60	7.6	50	6.57	2.66	15.33
E2	270	260	5.79	520	0.96	60	7.93	49	6.20	2.40	2.20
E3	150	150	2.76	200	0.86	40	6.84	86	12.6	3.06	18.64
E4	240	200	6.17	190	0.86	50	7.7	57	7.46	2.34	14.11
E5	280	210	4.96	1320	0.75	60	8.04	53	6.21	2.46	17.29
E6	240	190	3.85	840	0.77	60	8.16	50	6.21	2.46	15.75
E7	280	240	4.0	180	0.83	60	7.13	48	6.57	2.43	14.
E8	270	220	5.17	1150	0.83	50	8.08	53	6.59	2.34	19.2
E9	280	230	37.0	370	0.83	50	7.82	55	7.07	2.43	13.30
E10	270	220	4.36	837.0	0.83	50	7.60	50	6.57	2.31	16.30
E11	40	460	0.38	50	12	8.0	6.0	225	37.5	2.26	10.16
E12	16	-	0.30	30	-	14	6.2	372	60.0	2.31	18.
E13	30	-	0.53	10	-	8	6.7	335	50	2.13	18.08
E14	24	580	0.55	3	24	14	6.27	226	36	1.98	22.80
E15	35	560	2.43	140	16	8	4.75	316	66	12.76	69.60
E16	500	730	36.8	445	1.47	70	13.4	53	4.0	1.23	74.
E17	400	710	36.8	250	1.72	70	13.3	58	4.30	0.65	89.15
E18	50	190	38	1420	3.71	30	6.0	160	6.0	1.89	742.
E19	6	210	0.11	80	31.5	100	17.8	96	17.8	0.78	1680
E20	6	110	0.61	40	18	30	12.9	75	12.8	0.82	97.
E21	170	290	24.7	200	1.69	70	11.0	58	11.0	2.98	142.
E22	4	30	0.05	10	8.87	4.0	3.52	607	3.52	2.26	12.70
E23	460	270	18.4	160	1.24	70	12.6	55	12.6	5.08	40.
E24	10	60	0.97	80	4.58	3.0	127	545	127	70	64.
E25	6.0	30	1.25	90	4.58	8	141	1410	141	225	168.
E26	20	50	0.82	190	2.31	-	111	-	111	5.0	36.20
E27	4.0	10	0.50	20	9.33	13	208	693	208	21.42	112.
E28	6.0	50	1.25	20	9.13	27	137	780	137	50	216.
E29	3.0	30	0.562	9	1.03	13	113	790	112	50	146.
E30	700	360	23	110	0.52	53	215	338	21.50	1.82	28.
E31	13	190	3.0	120	14	142	28	200	27.7	4.60	166.
E32	240	1160	119	120	4.69	60	22.16	487	22.0	1.42	412.
E33	240	1090	121	120	4.69	60	24.5	487	24.50	1.41	436.

000/000

	Rb/Sr	Ca/Sr	Br/I	Mg/Sr	F/Cl x10^{-3}	F/Sr	F/Rb	F/Li	B/Sr	B/Rb	B/Li	K/Rb	SO4/Cl
E1	0.26	460	8.66	170	3.40	2.55	9.82	0.164	2.73	10.68	0.178	393	0.3
E2	0.26	410	10.4	170	3.65	2.77	10.62	0.178	2.86	13.0	0.185	371	0.3
E3	0.11	400	13.5	130	6.74	3.23	27.5	0.733	3.13	25	0.660	475	0.57
E4	0.26	380	37	160	4.15	2.66	10.6	0.184	3.07	11.53	0.207	414	0.41
E5	0.26	400	3.75	160	3.47	2.55	9.82	0.164	3.4	13.24	0.221	371	0.30
E6	0.26	400	4.54	160	4.08	2.88	14.10	0.185	3.73	14.52	0.261	371	0.35
E7	0.26	420	22.4	170	3.50	2.55	9.83	0.164	3.07	11.53	0.192	393	0.32
E8	0.25	350	4.48	150	3.70	2.18	8.57	0.177	2.63	10.35	0.223	317	0.34
E9	0.31	400	9.82	160	3.58	2.55	8.21	0.177	3.06	9.64	0.207	328	0.35
E10	0.31	420	5.27	180	3.40	2.55	8.21	0.164	3.06	9.64	0.192	328	0.37
E11	0.08	450	3.37	200	26.0	2.10	26	3.00	0.166	2.17	0.25	326	1.43
E12	0.03	480	9.77	210	61.50	2.66	68	4.80	-	-	-	857	9.34
E13	0.08	560	45.7	260	34.0	2.98	37	4.25	-	-	-	434	1.36
E14	0.06	540	195	270	41.0	2.80	45	3.40	0.116	2.0	0.14	514	1.69
E15	0.03	750	16.3	60	28.5	1.45	45	5.33	0.09	2.85	0.50	571	16.7
E16	0.20	30	82.5	25	2.01	1.53	7.5	0.102	1.04	5.04	0.067	652	0.09
E17	0.39	30	147	54	2.42	3.37	8.6	0.122	1.45	4.95	0.070	304	0.09
E18	0.14	220	26.7	120	19.4	7.65	52	1.73	2.05	140	0.466	800	3.59
E19	0.07	260	1.29	330	150	1.90	26	2.62	0.06	0.76	0.009	537	6.7
E20	0.06	570	16.10	700	157	5.26	85	2.500	0.29	5.14	0.18	200	12.6
E21	0.15	330	127	110	5.77	3.94	25	0.335	2.33	14.4	0.195	388	0.53
E22	0.12	550	4.65	240	253	8.85	71	17.75	1.0	6.0	1.5	690	33.5
E23	0.35	240	111	460	2.16	3.55	9.4	0.132	2.7	8.44	0.105	312	0.12
E24	0.1	150	11.6	2.0	65.4	23.9	239	13.75	5.6	52.17	1.42	130	3.46
E25	0.14	280	13.8	1.0	133	32.5	226	26.0	7.0	48.0	5.5	86.90	6.90
E26	-	-	42.50	-	43.50	-	154	-	-	63.60	-	63.63	1.05
E27	-	-	27.3	-	221	-	269	20.6	-	30.43	3.5	43.47	4.9
E28	-	-	48.4	-	171	-	600	22.33	-	63.60	3.5	154	3.67
E29	-	-	53.9	-	313	-	300	23.0	-	30.43	3.5	91.30	7.50
E30	0.03	170	169	40	1.43	0.46	13.5	0.254	0.88	25.81	4.84	836	0.40
E31	0.026	170	18.7	40	73.3	17	6342	4.40	1.20	45.71	0.32	1028	0.7
E32	0.016	14	879	10	4.04	0.23	138	0.121	0.05	29.28	0.51	1692	0.13
E33	0.0016	16	823	10	4.27	0.24	146	0.121	0.05	30.71	0.53	1135	0.15

est de 5,50 pour la source d'Allah-Hag (E 25). La valeur minimale de ce rapport s'observe dans le groupe de Meshkin (Chabil) avec 0,009.

9-8- RELATIONS DES DIFFERENTS RAPPORTS AVEC LA TEMPERATURE DE L'EAU DES SOURCES THERMOMINERALES ETUDIEES

Les échanges des éléments alcalins entre une solution et la phase solide sont régis essentiellement par la température. Les réactions d'échanges les mieux connus sont celles concernant les ions de sodium et potassium (A.J. ELLIS et W.A. MAHON, 1967). L'équilibre entre les teneurs en sodium et potassium est fonction de la température des eaux thermominérales en profondeur suivant la nature des formations traversées. Nous avons déjà utilisé le rapport Na/K exprimé en méq/l pour déterminer la température en profondeur des sources thermominérales étudiées. Nous avons constaté que le rapport Na/K est faible pour les sources de Sareine, Boushli, Bostan Abad, Meshkin, Khalkhal et Abresse, ainsi que Sardabeh ce qui est le signe d'une température supérieure à 200°C en profondeur (tableau n° 40 et 41). Notons que les résultats obtenus par les géothermomètre Na-K-Ca dans l'ensemble de la région étudiée sont cohérents avec les résultats des calculs par le géothermomètre silice (SiO_2 en ppm). Le rapport Na/K pour la région de Boz-Qush est très élevé car l'équilibre n'est pas réalisé, et la température reste inférieure à 200°C. Il y a une corrélation directe entre le rapport Na/K et la teneur en chlorure. La région de Bostan Abad a une caractéristique particulière de ce point de vue car les concentrations en chlorures et sodium dépendent du lessivage de terrains évaporitiques existant dans le sous-sol.

Le rapport Li/Rb, présente des variations qui pourraient être déterminées par l'activité thermique. D'après les figures n° 61 et 62 et les résultats du tableau n° 44, il apparaît que dans la région de notre étude, la température en profondeur est une cause d'équilibre des concentrations en rubidium et lithium. Nous constatons que ce rapport est très faible pour les sources qui présentent de faibles températures en profondeur calculées par le géothermomètre chimique.

On peut considérer que la température en profondeur est un facteur prédominant dans l'augmentation de la concentration des teneurs en lithium et rubidium compte tenu de la nature des roches traversées par les eaux venant aux émergences des sources.

Les anomalies rencontrées en ce qui concerne les teneurs en brome et iode peuvent être attribuées à l'influence de l'activité thermique. Mais comme nous l'avons déjà indiqué, il faut être prudent dans cette interprétation.

En ce qui concerne les rapports des différents éléments majeurs ou traces, il y a généralement une corrélation directe entre les températures et les concentrations de ces éléments dans les sources thermominérales étudiées suivant la nature des formations traversées. Cette corrélation est apparente pour certains éléments comme SiO_2, Na^+ K^+, Ca^{++}, Li^-, Rb^+, Br^-, I^-, mais pour certains éléments elle est peu marquée

9-9- DEFINITION DES FAMILLES D'APRES LES ELEMENTS TRACES

9-9-1- Définition par les anions (F^-, B^{---} I^-, Br^-)

Malgré la diversité des concentrations en anions traces dans les différentes sources étudiées, on constate une caractéristique pour chaque secteur. Par exemple les zones de Boushli et Abresse ont un fort rapport Cl/F tandis que les sources thermominérales de la zone de Boz-Qush sont exceptionnellement riches en fluor de même que Sareine et Meshkin. Les sources thermominérales de la zone de Bostan Abad, Abresse et Boushli présentent des rapports Cl/B et Cl/I plus forts que ceux de la zone de Boz-Qush. Cependant du point de vue des concentrations des anions traces en milliéquivalents/litre (tableau n° 44) on peut regrouper les sources thermominérales de la zone de Bostan Abad, Gaynardjeh de Meshkin et Boushli dans la même famille. Mais, il est à noter que les sources de Bostan Abad ont des caractères particuliers parce qu'elles traversent des sédiments évaporitiques dans le sous-sol.

Les sources de Sardabeh, Meshkin et Abresse (Sarab) peuvent se regrouper. Les sources de Sareine et Vali-darreh forment une même famille.

La source de Khalkhal (Isti-Su) à un degré de différent ressemblent à celle du groupe de Meshkin. Les sources thermominérales de Boz-Qush se regroupent entre elles mais se différencient relativement des autres sources des différents secteur. En tous cas, il est vraiment impossible de regrouper toutes les sources étudiées des différents secteurs en un seul groupe par les teneurs des anions traces, car, les roches traversées ne sont pas identiques dans les différents secteurs.

9-9-2- Définition par les cations (Li^-, Rb^+, Ba^{++}, Sr^{++})

Les valeurs des concentrations des cations en trace sont très variables dans les sources thermominérales des différents secteurs étudiés. Le groupement ne sera aps très satisfaisant, mais avec un peu de tolérance et moins de précision, nous distinguons les familles suivantes :

a) Vali-darreh, Sareine, Boz-Qush, Khalkhal, Sardabeh, quelques sources de Meshkin.

b) Boushli, Gaynardjeh de Meshkin et Abresse (Sarab)

c) Les sources thermominérales de Bostan Abad

Cette division en trois familles par les cations traces se rapproche de celle réalisée à partir des anions traces. Mais, on ne peut pas déterminer de classement avec une précision satisfaisante car, comme nous l'avons déjà dit les variations des teneurs en éléments traces sont grandes d'un groupe à l'autre. Evidemment, on peut caractériser chaque secteur par les apports des cations traces par exemple : les sources thermominérales des groupes de Sareine, Boushli, Bostan Abad et Abresse ont presque les mêmes rapports Li/Rb mais, la source d'Isti-Su dans la région de Khalkhal a une fort apport de Li/Rb tandis que les sources de la zone de Boz-Qush, Vali-darreh et Sardabeh ont un faible rapport Li/Rb. En ce qui concerne le rapport Rb/Sr nous avons déjà indiqué que les sources appartenant à la zone de Bostan Abad, Khalkhal, Abresse, quelques sources de Meshkin, Sardabeh enfin Vali-darreh ont des rapports plus faibles que ceux de Sareine, Boushli, Boz-Qush et les autres de Meshkin. Bien entendu, dans la majorité des cas, les sources de chaque secteur ont leurs propres caractéristiques en fonction de la température en profondeur ainsi que des formations traversées.

9-10- ESSAI DE COMPARAISON DES RAPPORTS CARACTERISTIQUES DES ROCHES ET DES EAUX THERMOMINERALE DE LA REGION DU SABALAN

Après avoir étudié les rapports entre les éléments majeurs ou traces (cations et anions) dans les sources des différents secteurs, il est intéressant de comparer certains de ces rapports avec ceux existants dans les roches traversées par ces eaux dans la région du Sabalan. L'étude géochimique des eaux a prouvé que chaque source a une composition chimique résultant de la composition des couches traversées et autres conditions de contact, donc, la minéralisation des eaux thermominérales est liée étroitement à différents facteurs parmi lesquels, la composition chimique et la température du milieu sont les plus importants Il y a des échanges entre les roches traversées et l'eau avec le temps. Naturellement, la solubilité des composants de roches est très variable, certains éléments se dissolvant facilement, d'autres, au contraire, étant moins solubles. Donc, les rapports caractéristiques observés sur les roches traversées et sur les eaux donnent des renseignements significatifs. Nous citons quelques apports en exemple.

9-10-1- Ca/Sr

Le rapport Ca/Sr dans les roches varie de 14 à

250 dans la région du Sabalan, tandis que ce rapport, pour les sources thermominérales se situe entre 14 et 750 ; le rapport est donc un peu plus grand dans les eaux que dans les roches éruptives du Sabalan, car le strontium est moins soluble que le calcium aux températures atteintes par les sources.

9-10-2- Rb/Sr

Ce rapport varie entre 0,01 et 3,5 dans les roches alors que dans les eaux il se situe entre 0,001 et 0,35. Ceci confirme l'assez faible solubilité du rubidium aux températures des eaux. Les circuits hydrothermaux .

9-10-3- K/Rb

Ce rapport dans les roches éruptives du Sabalan es de 300. Dans certaines sources, les valeurs observées sont de 300 et identiques à celles que l'on rencontre dans les andésites et trachyandésites .

Les valeurs proches de 1 000 seraient liées aux basaltes oligocènes, enfin, les valeurs inférieures à 300 seraient liées aux roches plus acides que les roches andésitiques. (Rhyolites ou trachytes).

9-11- COMPARAISON DES ANALYSES CHIMIQUES DES SOURCES AU COURS DES ANNEES

L'étude des analyses chimiques faites sur les échantillons d'eau prélevés pendant plusieurs années permet d'évaluer les changements de la composition chimique de l'eau d'une année à l'autre, s'il en existe. Pour cette raison, nous avons prélevé les échantillons de différents secteurs pendant trois années successives de 1975 à 1977 à différentes périodes pour connaître les éventuels changements de la composition chimique de l'eau au cours de l'année ainsi que saisonnièrement. Les résultats de ces analyses sont portés dans les tableaux n° 32, 35 et 37. Pour les années 1975 et 76, les prélèvements ont été effectués pendant l'hiver et au début du printemps. A cause de la neige et de l'impossibilité d'accès à certaines sources, nous n'avons malheureusement pas pu effectuer tous les prélèvements nécessaires. Pour cette raison, le nombre des émergences citées pour ces deux années est inférieur à celui des sources étudiées en 1977, année pendant laquelle les prélèvements ont été faits au début de l'automne, où les conditions météorologiques étaient favorables à la réalisation dans les différents secteurs, plus particulièrement en haute altitude.

Les résultats des analyses montrent qu'il y a deschangements dans la composition chimique des eaux d'une année à l'autre, mais

les écarts ne sont pas très considérables. Par exemple, les concentrations en sodium pour les année 1975 et 1977 sont presque identiques dans les différents secteurs tandis que celles mesurées en 1976 sont légèrement plus élevées. Au contraire, les teneurs en calcium en 1975 et 1976 sont très comparables tandis que celles de 1977 montrent une concentration supérieure dans certains secteurs comme celui de Sareine où elle double presque.

Pour le potassium, la concentration des sources thermominérales reste à peu près invariable d'une année à l'autre ou ne varie que très faiblement dans certains secteurs. Enfin, pour le magnésium qui parmi les cations est celui qui a toujours la plus faible teneur, les valeurs mesurées sont un peu plus fortes en 1975 dans les sources des différents secteurs, mais ces valeurs pour 1976 et 1977 redeviennent presque identiques. Nous considérons donc que les variations des concentrations au cours des différentes années ne sont pas très importantes pour les cations plus particulièrement dans les eaux des sources thermominérales de la zone de Boz-Qush qui présentent les valeurs très proches pour toutes les analyses et contiennent les plus faibles teneurs en cations dans l'ensemble de la région étudiée. Ceci peut être interprété comme un effet de l'influence de la température en profondeur, phénomène confirmé par la méthode des géothermomètres Na-K-Ca.

En ce qui concerne les changements de concentration des anions majeurs au cours des années 1975 à 1977 pendant lesquelles nous avons fait les prélèvements, la concentration en chlorures dans toutes les sources des différents secteurs reste homogène et on ne note donc, pas de changement visible au cours des années d'observation.

Les teneurs en sulfates ne varient pas beaucoup d'une année à l'autre et les variations nous paraissent tout à fait négligeables.

Les concentrations en bicarbonates ne présentent pas de vraies variations dans les sources thermominérales étudiées, mais les bicarbonates sont absents dans les sources de Sardabeh, Qotur-Suyu et Mayur de Meshkin en 1977 ainsi que pour les deux premières en 1975 et 76, tandis que la source de Mayur présente une concentration de 20 mg/l de bicarbonate en 1975. En ce qui concerne les anions majeurs, les seuls changements observables concernent les bicarbonates mais dans quelques cas seulement.

En ce qui concerne les éléments traces (cations et anions), nous ne disposons pas de valeurs en 1975 pour plusieurs sources thermominérales et il est donc difficile d'effectuer des comparaisons avec les teneurs observées en 1976 et 1977. L'anion brome a une plus faible concentration dans toutes les sources thermominérales en 1976 qu'en 1977. Il en est de même pour l'Iode. La concentration en fluor reste identique pendant les deux années mais, le bore présente une légère augmentation de concentration en 1977.

Les teneurs des cations traces ne varient pas beaucoup d'une année à l'autre. Les concentrations en lithium et rubidium ne présentent pas de grands changements en 1976 et 1977. Le baryum montre une légère augmentation en 1977. Enfin le strontium montre des concentrations plus basses en 1977 qu'en 1976 mais ces variations sont faibles et peut être même négligeables.

En résumé, nous constatons que deschangements de concentration des éléments majeurs ou mineurs (traces) existent dans les eaux des sources thermominérales étudiées d'une année à l'autre. La diversité des valeurs obtenues par les analyses, ne doit pas être considérée comme fortuite ou dûe à des erreurs de mesures mais pourrait bien être en liaison avec des fluctuations de l'activité magmatique, profonde et en particulier avec les fluctuations des dégagements fumerolliens ou de l'intensité du flux géothermique en liaison vraisemblablement avec une activité sismique ou du moins microsismique.

9-12 - COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES SOURCES DE DIFFERENTS PAYS POUR ETABLIR UNE COMPARAISON AVEC CELLES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL

Il nous a paru intéressant de comparer les eaux des sources thermominérales d'Azarbaidjan à celles des régions qui peuvent présenter des caractères voisins. La composition chimique de quelques sources thermominérales très chaudes et liées à des phénomènes volcaniques importants et récents réparties dans divers pays du monde est donnée en milliéquivalent au tableau n° 45. Les résultats d'analyse chimique des sources étudiées sont présenté dans les tableaux n° 33et39Les données de ces tableaux nous permettent de comparer les concentrations chimiques en anions et cations des eaux, les sources des différents pays et de constater leur similitude malgré l'éloignement géographique.
La grande majorité des sources d'Azarbaidjan oriental se différencient cependant de celles des autres régions par leur composition chimique.

Il existe une grande similitude entre la source Gaynardjeh de Meshkin et les sources de Kamchatka U.R.S.S. on observe les mêmes teneurs en chlorures et en sulfates mais entre les cations, il y a une légère variation, tandis que les concentrations en silice sont très voisines (170 mg/l dans la source de Gaynardjeh et 178 mg/l dans les sources de Kamchatka).

Les sources de Boushli sont proches de celles de Vichy en France. Les concentrations en sodium, potassium, calcium et magnésium pour les sources thermominérales de Grande-Grille, Hopital et Dôme de Vichy sont presque les mêmes que celles de Boushli. Cependant, les teneurs en anions sont différentes.

La source d'Isti-Su dans la région de Khalkhal ressemble par sa composition chimique à celle de Chaude-Aigues du Massif Central français.

Les sources de Sareine peuvent être comparées à la série des sources de Anse-Marsolle à la Guadeloupe française ainsi que avec celle de Moutte de Monte du Carbet à la Martinique française.

Les sources de la zone de Vali-darreh, Boz-Qush et quelques sources de Meshkin ressemblent à celles de la Soufrière et de Gaurbeyre à la Guadeloupe.

La source d'Abresse et les sources de la zone de Bostan Abad ne présentent pas de similitudes avec les sources des autres régions citées ici.

Il semble cependant que l'on puisse comparer la province hydrothermale d'Azarbaidjan aux autres régions où l'existence d'un volcanisme récent souvent pliocène ou quaternaire se traduit par la présence d'anomalies géothermiques.

TABLEAU N°45 - COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES SOURCES POUR COMPARER AVEC CELLES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL (IRAN)

		Sources	T °c	pH	en méq/l Na	K	Ca	Mg	Cl	SO4	HCO3	Li	Rb x10³	B	F	I x10³	Ba x10³	Br	Sr	en mg/l SiO2	Co2	Ref.
FRANCE	Vichy	Grande-Grille	42.4	6.9	82.13	2.43	5.25	0.9	9.81	3.95	77.35	0.66			0.41	0.3	0.3	0.001	0.011	60.4	741	1
		Hopital	34.4	6.8	81.65	3.0	7.86	1.06	4.76	3.77	79.47	0.71			0.33	0.1	0.6	0.004	0.011	46.4	1112	
		Dôme	65.5	6.9	83.69	2.75	2.77	0.84	10.97	4.02	75.05					0.1		0.005		52.6	410	
		Chaude-Aigues	80	6.33	11.0	0.72	1.02	0.58	2.4	0.4	11.2	0.12	0.1		0.18				0.0002	94.30		2
GUADELOUPE FRANCAISE	Soufrière	Bains jaune	27	5.15	2.2	0.19	7.7	3.3	3.3	8.6	0.22			0.77	0.43					108		
		Gallion	24	4.3	1.7	0.15	7.9	3.3	1.3	12				0.25	0.37					156		3
		Echelle	82	3	0.29	0.041	1.3	2.7	5.2	11				0.29						114		
	Gourbeyre	Dolé	31	6.5	1.3	0.23	2.6	1.7	3.6	3.8	2.8			0.32	0.132					120.16		
		St Charles	23	6.1	1.1	0.22	2.0	0.96	0.88	1.8	3.6			0.122	0.45					72.1		
		Tonton	38	7.6	0.51	0.2	0.66	0.24	0.19	0.051	1.5				0.018					72.1		
	Bouillante	Ravine	50	7.6	3.1	0.26	1.3	0.36	1.5	0.16	3				0.170					120.16		
		Terrain football	99	6.55	0.59	0.19	1.4	0.16	0.13	1.3	1			0.39	0.05					79		
		Anse Marsolle	47	7.15	5.5	0.47	2.2	0.6	5.1	0.21	3.3			0.34						85		
		NE - Terrain football	59	6.1	32	2.1	14	1.4	42	3	1.8			1.18						157		
MARTINIQUE		Rivière blanche Basse (montagne pelée	37	6.75	13	0.67	1.6	2.8	14	1.1	2.3			3.78	0.89					126		
	Mt de Corbet	Absalon	36	6.25	4.6	3.2	7.5	7.5	0.39	0.07	22			0.183						126		
		Moutte	29	6.05	4.1	0.21	2.7	1.1	4.1	0.13	4.3			0.27	0.19					138		
		Didier	33	6.15	6	0.1	8.3	9.7	0.66	0.1	23			0.64	0.056					150		
	Lametin	Carrière	36	6.15	160	3.6	49	8.9	190	11	14			38.91	0.36					72		
		Héliport	41	6.15	150	4	40	16	190	12	14			36.75	0.37					72		
		E2013 République Djibouti	35	9	5.1	0.4	0.1	0.1	23	13.8	15.3									54		4

CHAPITRE X

10 - ETUDE DES GAZ DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL

1 (1) MEXICO	67	6.8	21.75	1.15	2.2	0.27	13.32	3.54	1.34	0.152		0.98	0.24			134	46	5
14 (1) "	89	8.1	17.40	0.81	1.1	0.04	12.27	5.10	0.71	0.081		1.08	0.27			100	0	
21 (S) "	90	8.1	16.53	0.89	0.75	0.164	12.55	4.16	0.71	0.081		1.11	0.21			92	0	
32 (S) "	80	7.4	16.53	0.76	98	0.082	12.12	7.29	0.73	0.072		1.07	0.28			128	0	
Reykjavik Iceland	100	8.6	4.13	0.038	0.02	-	0.87	0.02		0.014	0.02		-	-		Silice+silicate 155	CO_2+HCO_3 58 CO_3	6
Wairakei (New Zealand)	250	8.3	54.39	5.37	0.6	0.003	62.34	0.58		1.91	0.033		0.44	2	0.20	670	17	
Tahuangtsui, Tatun, Taiwan	200	3.2	12.27	1.38	0	7.32	34.50	30.45		-	-		-	-		670	17	
Mexicali (Mexico)	340	-	253	40.15	14	0.65	293.9	0.0		2.75	-		-	0.024	0.53	740	1653	
Salton Sea California	340	4.7	2193	447.5	1400	4.44	4372			31.1	1.57		0.78	0.141	4.51	400	7100	
Kamtchatka USSR	170-190	8.9	15.16		5.95	0.57	41.46	3.48		-	-		-	-	-	170	61	

1 - Compagnie fermière de Vichy 1972 - 2 - P. CAILLEAUX et al. (1976) - 3 - G. CORMY et al. (1970) - 4 - M. LOPOUKINE (1973) - 5 - C.J. BANWEL et al. (1970) - 6 - A.J. ELLIS (1970)

10 - ETUDE DES GAZ DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL

Les émergences des eaux thermominérales d'Azarbaidjan oriental comme la plupart des sources thermales dans le monde sont le siège de dégagements gazeux parfois très importants. Les gaz qui apparaissent au niveau des sources sont soit dissous dans l'eau soit spontanés c'est-à-dire se dégagent sous forme de bulles que l'on peut recueillir directement avec un dispositif plus ou moins élaboré.

Les gaz dissous sont essentiellement le gaz carbonique (CO_2) et l'acide sulfydrique (SH_2).

Nous avons montré plus haut que ces gaz n'étaient qu'assez exceptionnellement présents simultanément dans les eaux d'une même émergence et que généralement l'on avait affaire soit à des sources bicarbonatées et carbogazeuses comme les sources de Sareine ou de Boushli soit à des sources sulfureuses comme celles de Sardabeh, Qotur-Suyu et à un moindre degré celles du massif de Boz-Qush (Sarab). Il apparaît en fait que deux familles d'eaux principales traduisent la prépondérance des venues carboniques ou sulfureuses dans les eaux et que ces deux familles se localisent sur des failles de directions et peut être de types différents ; fracture Sardabeh, Qotur-Suyu, fracture Sareine, Boushli, Abresse (Sarab).

Les gaz dissous interviennent de façon prépondérante dans la détermination du pH des eaux des sources thermales comme nous avons pu le constater.

Nous rappellerons simplement quelques unes des valeurs mesurées des teneurs en CO_2 et SH_2 dissous des principales sources et les pH de ces sources (Vali-darreh 5,4 à 6,5 - Sardabeh 5,4 à 5,6 - Boushli 6,3 à 6,8 - Général 5,6 à 6,8 - Sarab 6,8 à 8,2 - Khalkhal 6,6 à 7 (voir tableaux n° 30 et 31).

Il ne nous a pas été possible de pousser très loin l'analyse détaillée des gaz dissous dans l'eau en raison des difficultés rencontrées pour apporter d'importantes quantités d'eau au Laboratoire ou effectuer les dosages divers constituants sur le terrain.

Nous avons par contre pu réaliser une étude plus complète des gaz spontanés qui se dégagent aux diverses émergences.

Nous avons en effet prélevé à l'aide d'ampoules en verre de 125 et 250 cm^3 dans lequel un vide préalable avait été réalisé le flux gazeux recueilli à l'extrémité d'un flexible monté au sommet d'un entonnoir en partie immergé dans la source thermale dans la zone de dégagement le plus intense. Après un long balayage de la canalisation, l'ampoule sous vide a été introduite dans le flexible et son extrémité brisée à l'abri de l'air. Après le remplissage quasi instantané l'ampoule a été scellée à nouveau au chalumeau.

Vingt échantillons de gaz ont ainsi pu être prélevés et ramenés au Laboratoire pour analyse.

Des difficultés techniques de montage sur les rampes d'analyse ont entrainé la perte d'une certain nombre d'échantillons mais deux sortes d'analyses ont pu être effectuées. D'une part, les spectres de masse des gaz provenant de huit émergences : General et Ab-e-vekhaneh de Sareine Chabil , Khalkhal, Vali-darreh , Gol-Ali inférieur, Mir Moussa et Erdéhad de Sarab ont été réalisés sur un spectrographe Micromass 603 par Mr VIVIER au Laboratoire de Pétrologie de l'Institut Dolomieu. D'autre part, le dosage des isotopes stables du carbone et de l'oxygène c'est-à-dire la détermination de δ 0/00 ^{13}C et δ 0/00 ^{18}O sur le gaz carbonique présent dans les gaz spontanés de quelques émergences : a été fait par Mr BLAVOUX au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon grâce à un spectrographe à double collection ...

Les résultats concernant les valeurs δ0/00 ^{13}C et δ0/00 ^{18}O CO_2 dégagé aux émergences ont été données avec ceux de l'analyse de la composition isotopique des eaux des diverses sources.

Nous rappellerons ici simplement que ces valeurs comprises entre - 2 et 6,4 pour δ 0/00 ^{13}C et entre - 8,8 et 18 pour δ 0/00 ^{18}O sont caractéristiques du CO_2 d'origine profonde, comme nous l'a montré la comparaison avec les résultats obtenus dans beaucoup d'autres régions.

La répartition des points représentatifs sur le diagramme n°56 est également du même type que celle obtenue par F. PINEAU (1977) à partir de roches ou d'inclusions ou le carbone peut être considéré comme provenant du manteau.

Les résultats obtenus sont enfin en bonne concordance avec ceux publiés par BAUTRON, BOSH, HALFON , MARCE et RISLER (1978) pour des sources froides carbogazeuses issues du sol du Massif Central français dont les δ 0/00 ^{13}C sont très proches de -6.

L'exploitation des spectres de masse de l'ensemble des gaz prélevés pose un certain nombre de problèmes car les observations faites sur le terrain concordent mal avec les résultats bruts des mesures au Laboratoire.

L'apparition d'anneaux de soufre dûs à la présence de SH_2 lors du piégeage à l'air liquide et de la remise sous vide du spectrographe de masse a bien été constatée plusieurs fois de même qu'au niveau des pièges à gaz liquéfiés dans le spectrographe à double collection mais la malchance n'a pas permis de réaliser de spectres corrects sur les échantillons concernés : Sardabeh, Qotur-Suyu, Sarab qui proviennent de sources sulfureuses Par ailleurs, bien que sur le terrain la présence du gaz carbonique soit très sensible, la masse 44 n'est qu'assez faiblement représentée dans les spectres réalisés et, lors des mesures en double collection, il a été nécessaire de pousser les appareils très près de leurs limites de détection.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce fait :

- soit perte en CO_2 lors du prélèvement du fait de la densité de ce gaz,

- soit ségrégation du CO_2 par densité lors du transfert du gaz de l'ampoule vers le spectrographe le volume introduit dans celui-ci étant trop petit,

- soit fractionnement partiel du CO_2 dans le spectrographe en CO et O et même C et O, phénomène fréquent et variable suivant les potentiels utilisés.

- soit enfin teneur effectivement faible en CO_2 dans les gaz spontanés, le CO_2 étant surtout sous forme dissoute.

Il aurait donc été souhaitable de reprendre nos expériences par d'autres méthodes d'analyses ; spectrographie optique des gaz, selon les techniques de LEPAPE et MOUREU ou chromatographie mais ceci n'a pas été possible faute de disposer d'échantillons de gaz.

Pour tirer le meilleur parti possible des diagrammes réalisés, nous avons effectué les corrections nécessaires pour tenir compte de l'effet de masse sur l'intensité des raies observées selon la formule

$$\frac{h1}{h2} = \frac{ho1}{ho2}\sqrt{\frac{m1}{m2}}$$

Nous avons ensuite procédé à la réalisation de blancs de rampe de diagrammes de gaz purs CO_2, Azcta, Argon pour dipsoser de diagrammes de référence et surtout déterminer le taux de dissociation des diverse molécules gazeuses par le spectrographe. Nous avons pu ainsi déterminer à partir des raies correspondant aux masses 14 et 28 que le taux dissociation de l'azote était de 15 % dans les conditions d'expériences réalisées par les diverses analyses.

Ceci nous a permis de connaître la part revenant à l'azote et celle revenant à l'oxyde de carbone CO, c'est-à-dire en fait au CO_2 originel dans les pics correspondants à la masse 28 observés sur les spectres réalisés.

Nous ne donnerons pas le détail de ces spectres mais nous indiquerons que :

- L'oxygène est extrêmement peu abondant (pas de pic mesurable à la masse 32) ce qui peut être un signe intéressant de l'origine profonde des gaz.

- l'argon 40 est relatviement abondant

- L'hélium et le néon sont présents mais n'ont pas pu être dosés sur toutes les émergences,

- Le méthane est présent mais son dosage précis est délicat en présence d'oxygène résultant du fractionnement du CO_2.

- La présence de vapeur d'eau dans les échantillons conduit à l'apparition d'ions H^+ et OH^- aux masses 1 et 17.

- Le chlore, le fluor et le bore ou leurs composés n'ont pas pu être détectés et s'ils sont présents ce n'est qu'en proportion extrêmement faible.

- La présence de carbone et d'hydrogène sur les diagrammes résulte du fractionnement du CO_2 mais éventuellement d'hydrocarbures.

Compte tenu de ces remarques on peut exprimer en % du volume total des gaz les teneurs en CO_2 non dissocié dans le spectrographe (masse 44) et les teneurs totales en CO_2 si l'on admet qu'une part importante des pics de la masse 28 correspond à CO donc à du CO_2 dissocié.

Tableau n° 46

Boushli2 et Hammam	Général Sareine	Ab-Gah-vekhaneh Sareine	Vali-darreh Gol-Ali inf.	Vali-darreh 4	
13,5 %	6 %	11,4 %	1,6 %	1,1 %	CO_2 non dissocié masse 44
51 %	49,3 %	51,9 %	60 %	62,4 %	CO_2 dissocié en CO
64,5 %	55,3 %	63,3 %	61,6 %	63,5 %	CO_2 total
Khalkhal Isti-Su	Mir Moussa Erdéhal Sarab	Chabil			
0,5 %	0,2 %	3,7 %	CO_2 non dissocié masse 44		
55 %	89,9 %	46,6 %	CO_2 dissocié en CO		
55,5 %	90,1 %	50,3 %	CO_2 total		

Ces résultats sont assez différents de ceux obtenus par d'autres auteurs tels M. LOPOUKINE (1973) qui a effectué également des analyses par spectrographie de masse sur les gaz dégagés dans les zones hydrothermales et volcaniques de la République de Djibouti mais sont beaucoup plus proches de ceux obtenus par les méthodes classiques sur les gaz spontanés des sources de Vichy (Massif Central français) ou d'autres régions de volcanisme récent dans le monde (voir tableau n° 48).

La majeure partie des gaz restants est constituée par de l'azote caractérisé par ses pics aux masses 14 et 28 qui se trouve donc dans les gaz prélevés en plus faible proportion que dans l'air atmosphérique. (voir tableau n° 47).

L'étude du rapport Argon 40 / Argon 36 n'a pu être réalisée dans de bonnes conditions que sur les gaz de la source de Vali-darreh.

La valeur de $\frac{Ar\ 40}{Ar\ 36} = 303$ obtenue est significative car elle est supérieure à celle observée sur l'air atmosphérique qui est de 295 et elle traduit un enrichissement en isotope 40 de l'argon des gaz spontanés par apport d'argon juvénile pouvant être libéré par dégazage de la croute terrestre .

L'Argon 40 qui résulte de la désintégration du potassium 40 s'accumule en effet en profondeur et est entrainé lors du dégazage des couches profondes de l'écorce et des couches supérieures du manteau et remonte vers la surface enrichissant les gaz en Argon 40 par rapport à l'air normal.

Malgré les difficultés rencontrées dans l'étude des gaz spontanés des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental, qu'il serait souhaitable de pouvoir reprendre par d'autres méthodes, on peut affirmer que celles-ci sont riches en gaz carbonique, en azote, méthane et Argon.

Ce fait lié à leur pauvreté en oxygène est significatif de l'origine profonde de ces gaz qui parviennent à la surface à la faveur des grandes fractures sur lesquelles sont implantées les sources elles-mêmes.

Les valeurs des rapports isotopiques δ 0/00 ^{13}C et δ 0/00 ^{18}O et du rapport $\frac{Ar\ 40}{Ar\ 36}$ apportent une confirmation de cette origine profonde des gaz dont une très faible partie seulement doit être d'origine atmosphérique.

Pour terminer, il faut préciser que l'absence d'halogènes dans les gaz spontanés étudiés ,quoiqu'étonnante dans des gaz d'origine profonde, peut s'expliquer par la combinaison de ces éléments très réactifs avec les ions présents dans les eaux comme l'a suggéré l'étude hydrochimique réalisée.

Tableau n° 47 : Résultats d'analyses des gaz dans quelques sources de la République de Djibouti (d'après LOPOUKINE 1973)

Gaz %	4001	4001bis	4002	4002bis	4003	4003 bis	Référence Air
CO_2	0,6	0,5	0,5	0,8	0,2	0,5	0,045
N_2	60,2	65,6	39,2	37,1	53,7	36,3	75,53

Tableau n° 48 - Composition des gaz des sources de Vichy(gaz spontanés)

%Gaz	Grande-Grille	Hopital	Dôme	Célestins	Lucas	Mesdames	Lys
CO_2	99,49	99,43	98,60	98,85	98,97	98,2	98,44
N_2	0,38	0,51	1,28		0,97	1,72	1,41

PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS

ET

CONCLUSION GENERALE

PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS ET CONCLUSION GENERALE

Le volcanisme du Sabalan a une histoire complète (J. DIDON et Y. M. GEMAIN 1976). Son activité a commencé à se manisfester à l'Eocène en bordure d'un grand rift continental. Elle a repris à l'Oligocène et au Miocène et les dernières manifestations qui sont à l'origine du volcan actuel du Sabalan sont Quaternaires(J. L. LESCUYER et R. RIOU, 1977). De l'Eocène au Quaternaire, les laves émises passent de latites-basaltes et trachyandésites à des rhyolites et dacites puis à des latites andésites et à des limburgites. Ce volcan complexe est avec le Shand la seule marque importante de volcanisme plio-quaternaire en Azarbaidjan iranien.

Les sources thermominérales sont très nombreuses sur tout le pourtour du massif du Sabalan qui culmine à 4 820 m dans la partie Nord Ouest de la région d'Ardabil en Azarbaidjan oriental. Les principaux groupes de sources sont ceux de Sareine (E1 à E10), Vali-darreh (E11 à E14), Sardabeh (E15), Boushli (E16 et E17), Meshkin (E18 à E 23), Sarab (E24 à E30) et Khalkhal (E31) (fig. n° 27 et tableau n° 27). Les sources de Bostan Abad (E32 et E33) n'appartiennent pas à la région du Sabalan, elles sont choisies comme témoins pour comparer la composition chimique des sources du massif du Sabalan, à celle des sources du massif du Sahand (3 712 m) situé au Sud Est de Tabriz (voir figure n° 1).

La présence des sources thermominérales peut être considérée comme la dernière manifestation du magmatisme dans la région, d'ailleurs soumise à une activité sismique encore importante, qui amène de brusques élévations des débits et des températures de ces sources qui sont généralement comprises entre 17 et 88°C (tableau n° 27). Les sources sont très riches en gaz carbonique et sont du type bicarbonaté sodique ou chlorobicarbonaté sodique et calcique. Seules les sources de Meshkin sont sulfatées sodiques et sulfureuses (E. SALEHI et J. SARROT-REYNAULD, 1976).

La température maximale des eaux en profondeur, les températures du mélange entre les eaux profondes et les eaux plus superficielles les taux de mélange entre ces eaux et la valeur de l'abaissement de température du mélange dû à la détente des gaz et spécialement du gaz carbonique contenu dans les eaux aux émergences ont été déterminés. L'abaissement de la température en surface est de 11°C pour 100 milligrammes de gaz carbonique contenu dans l'eau de la source (fig. n° 53).

Les températures déterminées par le géothermomètre Na-K-Ca (R. O. FOURNIER et A. H. TRUESDELL, 1973) et le géothermomètre silice (R. O. FOURNIER et J. J. ROWE, 1966) permettent en passant par les enthalpies de déterminer les proportions de mélange des eaux profondes et des eaux superficielles (fig. n° 52). Dans la région des sources étudiées, la teneur en silice des sources normales est voisine

de 10 mg/l et leur température proche de 12°C. Nous avons également utilisé pour l'estimation de la température de l'ensemble eau et aquifère en profondeur la méthode préconisée par H et M. SCHOELLER (1976).

Nous avons présenté les valeurs des températures observées, des températures déterminées à partir du géothermomètre silice, des températures calculées à partir du géothermomètre Na-K-Ca, des températures de l'aquifère en profondeur ainsi que les pourcentages d'eaux superficielles dans les mélanges qui parviennent aux émergences et les températures des eaux en profondeur calculées à partir des diagramme d'équilibre (fig. n° 52) entre température à l'émergence et teneur en silice dans le mélange aux tableaux n° 40 et 41.

Les calculs effectués montrent quelques divergences entre les résultats obtenus par les diverses méthodes mais les ordres de grandeur des températures calculées restent comparables et la concordance entre valeurs calculées est particulièrement bonne pour les sources du groupe de Sareine.

Elle est un peu moins bonne mais acceptable pour les sources du groupe de Vali-darreh.

Elle est nettement moins bonne pour la source de Sardabeh pour laquelle la température de l'aquifère, plus forte que celle calculée par le géothermomètre Na-K-Ca pourrait être liée à des mélanges complexes.

Les sources de Boushli qui sont celles dont les eaux sont les plus chaudes en profondeur doivent présenter un phénomène de vaporisation qui expliquerait les faibles températures calculées à partir des diagrammes d'équilibre entre température et teneur en silice à l'émergence.

Dans le groupe des sources de Sarab, il apparaît nettement que la source Abresse (Sarab Nord) appartient à la même famille que les sources de Boushli, alors que les sources plus proches du massif du Boz-Qush (Allah-Hag , Ab-garm , Chaldoun et Erdéhal) sont le résultat de mélanges comportant plus de deux composantes.

Les données géothermométriques sont concordantes entre elles pour les sources de Bostan Abad et de Khalkhal, bien qu'un circuit indépendant puisse dégager une partie de la vapeur provenant du réservoir profond alimentant la source de Bostan Abad. Il apparaît qu'il existe pour toutes les sources des réserves d'eaux profondes dont la température est de plus de 250°C pour la plupart, et de plus de 300°C pour les sources de Boushli qui sont proches d'une très grande fracture d'orientation Est Ouest. Toutes les données rucueillies montrent que pour leur plus grande part les eaux des sources du pourtour du massif du Sabalan résultent d'un mélange de très peu d'eaux très chaudes avec beaucoup

d'eaux circulant à faible profondeur. De plus l'étude des flux de chaleur remontésdes profondeurs par les sources thermominérales situées aux alentours du volcan du Sabalan ainsi que des montagnes cristallines du Boz-Qush donne les renseignements intéressants sur la densité de la fracturation ainsi que sur la dimension de l'ouverture des failles dans cette région. Autant l'ouverture et la densité des failles sont importantes autant la chaleur d'origine profonde remontée par les sources est élevée. En effet c'est par ces fractures que sortent les eaux d'origine première météorique dont la haute teneur en gaz carbonique traduit une liaison avec le volcanisme du Sabalan. Les résultats approximatifs obtenus dans le secteur de Meshkin (133 cal/km^2/s) et le secteur d'Ardabil (20 cal/km^2/s) confirment l'existence d'une importante anomalie thermique en Azarbaidjan oriental plus particulièrement dans la région du Sabalan mais aussi une faible perte de chaleur au cours de la remontée des eaux vers la surface (voir tableau n° 42).

Les valeurs des flux de chaleur pour les secteurs de Sarab, de Khalkhal et de Bostan Abad sont nettement inférieures en raison de pertes de chaleur en cours de remontée par échange entre l'eau chaude et les roches traversées.

La comparaison des valeurs du flux de chaleur obtenues pour le massif du Puy de Dôme (H.SCHOELLER, 1975) avec celles des secteurs de Meshkin et Ardabil indique que le flux de chaleur apporté par les sources par km^2/s du bassin versant de ces dernières est nettement supérieur à celui du Puy de Dôme. Des données des géothermomètre chimiques et du flux de chaleur montrent donc l'existence d'une anomalie géothermique encore très importante, dans la région du Sabalan, qui est le signe de la proximité d'un magma probablement peu profond dans cette zone instable de l'écorce terrestre et nous constatons que cette région, avec ses conditions thermiques et ses fortes précipitations , peut permettre d'envisager une exploitation d'énergie géothermique malgré les difficultés crées par la présence de grandes quantités de gaz carbonique dans les eaux.

L'étude des isotopes naturels stables des eaux et des gaz confirme que les eaux chaudes et superficielles proviennent pour l'essentiel d'eau météorique alors que le gaz carbonique est d'origine magmatique.

Les cours d'eau superficiels ont des teneurs en Tritium de 50 UT (I.A.E.A., 1969, 70, 71, 73) voisines de celles des précipitations dans la région. Les sources thermominérales ont des teneurs comprises entre 20 et 2 UT (voir tableau n° 43) et certaines ne contiennent probablement pas de Tritium, ce qui montre que l'on est en présence d'eaux ayant circulé très lentement à grande profondeur, se mélangeant à des eaux superficielles ou semi-superficielles.

L'étude des teneurs en oxygène 18 confirme l'origine météorique des eaux des sources thermominérales mais alors que tous les circuits hydrothermaux paraissent alimentés par les précipitations sur

l'ensemble du massif du Sabalan dont les valeurs δ/00 18_O sont en général comprises entre - 10,8 et - 11,9, les eaux des sources les plus chaudes, d'après les données de géothermomètres chimiques, présentent des valeurs δ0/00 de - 7,9 ou - 8,1. Ces teneurs sont dûes à un échange entre l'oxygène des eaux et celui des minéraux des roches traversées en profondeur qui sont plus richesen oxygène 18.

Les mesures des teneurs en Deutérium (2_H)qui restent homogènes confirment cette hypothèse. Il ne semble pas que des échanges entre l'oxygène de l'eau et l'oxygène du CO_2 compensent les échanges avec l'oxygène 18 des roches bien que le CO_2 libre soit très abondant dans de nombreuses sources. L'abondance du SH_2 dans d'autres sources ne semble pas non plus provoquer de modifications des teneurs en Deutérium de leurs eaux.

D'après les résultats des analyses isotopiques réalisées, il semble que l'équation établie par A. NIR (1967), pour une bonne partie du Moyen Orient où l'influence de mers fermées est importante

$$\delta 0/00\ D = 8\,\delta 0/00\ 18_O + 22$$

doive être modifiée pour l'Azarbaidjan oriental :

et soit :

$$\delta 0/00\ D = 8\,\delta 0/00\ 18_O + 18$$

La composition isotopique des sulfates et des dépôts de soufre donne les valeurs δ0/00 ^{34}S + 4,7 pour Qotur-Suyu et + 9,7 pour les sulfates de Sardabeh tandis que la valeur δ0/00 ^{34}S du soufre cristallisé à Qotur-Suyu est - 7,3. Ces résultats bien que peu nombreux sembleraient confirmer l'origine fumerolienne des composés du soufre rencontrés à ces deux émergences.

Les valeurs δ0,00 ^{13}C du CO_2 prélevé aux diverses émergences thermominérales comprises entre -2 et -6 confirment son origine magmatique.

Les données isotopiques confirment donc les hautes températures atteintes par les eaux en profondeur et la participation des eaux météoriques aux circuits hydrothermaux tandis que les gaz sont d'origine profonde et vraisemblablement magmatique comme le suggère le contexte géologique régional qui se caractérise par la présence de grandes fractures, l'énorme épaisseur et l'étendue des manifestations volcaniques récentes ainsi que la persistance simultanée d'anomalies thermiques et d'une activité sismique importante. L'analogie des conditions rencontrées en Azarbaidjan avec celles qui règnent dans des régions de grandes fractures et de bassins d'effondrement bordés par des massifs volcaniques comme la Limagne du Massif Central français (J. FONTES et al, 1963), tend à confirmer cette interprétation.

Les regroupements généraux des sources thermominérales étudiées

en Azarbaidjan oriental iranien en fonction de la nature des anions prédominants puis des cations, après l'étude analytique prouve que la quantité des anions étant variable dans chacune des zones étudiées, on ne peut pas déterminer celui qui sera prédominant dans l'ensemble de ces eaux. Pour cette raison, en premier lieu, nous avons séparé les eaux bicarbonatées des eaux sulfatées et chlorurées. Deuxièmement, nous avons séparé les eaux sulfatées des eaux chlorurées et troisièmement nous avons distingué les eaux sodiques des eaux calco-magnésiennes. La classification générale des sources thermominérales en fonction des anions prédominants est la suivante :

- type bicarbonaté calcique ou sodique : secteur de Vali-darreh et Khalkhal.

- type sulfaté calcique ou sodique : secteur de Sardabeh, Sarab et de Meshkin (excepté la source d'Ilando).

- type chloro-bicarbonaté sodique et calcique : secteur de Sareine, Boushli et Bostan Abad.

- type chloro-sulfaté et bicarbonaté calcique, source thermominérale Ilando dans le secteur de Meshkin.

La nature géologique du terrain fait que l'on considère que généralement les sources de la région étudiée correspondent à des eaux de terrains éruptifs et cristallophylliens, les couvertures alluviales du Quaternaire n'étant pas susceptibles d'avoir une influence notable sur la minéralisation et les séries oligocènes et miocènes à évaporites qui se trouvent à la périphérie du massif du Sabalan ne semblant pas intervenir dans le circuit hydrothermal des sources de Sareine, Vali-darreh, Sardabeh, Khalkhal et Meshkin. Certaines des eaux de Boushli et Sarab, elles, traversent ces formations et peuvent se charger fortement en chlorures et sulfates. Les sources thermominérales de Bostan Abad qui sont de type chloruré sodique carbo gazeux et bicarbonaté sont des eaux en contact avec les terrains sédimentaires du Miocène. La géochimie des eaux confirme que la majorité des anions qui déterminent la minéralisation des eaux thermominérales de la région étudiée ont une origine profonde. En revanche, les cations proviennent d'hydrolyses ou de l'attaque des roches traversées ou encaissantes par l'eau en présence de gaz carbonique.

La quantité de silice amorphe est importante mais variable en fonction de la température.

Dans les sources à basses températures, la quantité de CO_2 ou SH_2 est plus grande à l'origine dans les sources à haute température.

En général, les activités volcaniques ont une relation directe avec la température et la composition chimique de l'eau.

Les résultats d'analyses des éléments traces montrent qu'il y a une relation entre les eaux chlorurées et le groupe des éléments

traces. Les concentrations en lithium, strontium et brome sont assez importantes pour les sources thermominérales de Boushli, Bostan-Abad, Abresse (Sarab) et Gaynardjeh de Meshkin. Il semble qu'il existe une relation entre les concentrations en strontium, et en brome dan ces sources. D'autres éléments traces ont une concentration relativement faible, et leur origine serait la même que celle du reste de la minéralisation c'est-à-dire qu'ils seraient extraits des roches encaissantes comme les cations.

Nous avons effectué la comparaison des caractéristiques des eaux et des roches traversées dans la région du Sabalan. Alors que le rapport Ca/Sr dans les roches est de 14 à 250 (J.DIDON et Y.M. GEMAIN, 1976) dans la région du Sabalan, ce rapport pour les sources thermominérales se situe entre 14 et 750, et est donc plus grand dans les eaux que dans les roches éruptives du Sabalan car, le strontium est moins soluble que le calcium aux températures atteintes par les sources.

Le rapport Rb/Sr varie entre 0,91 et 3,5 dans les roches, alors que dans les eaux il se situe de 0,001 à 0,35 ce qui confirme la plus faible solubilité du rubidium aux températures atteintes par les eaux.

Le rapport K/Rb dans les andésites et trachyandésites du Sabalan est de 300 et dans les eaux de certaines sources, il est également proche de 300.

Les valeurs proches de 1 000 seraient liées aux basaltes oligocènes, tandis que les valeurs inférieures à 300 paraissent liées aux roches plus acides que les roches andésitiques (Rhyolite ou Trachyte)

Le rapport Li/Rb apparait comme étroitement lié à la température en profondeur et nous proposons de l'utiliser comme géothermomètre chimique.

L'étude des analyses chimiques faites sur les échantillons d'eaux prélevés pendant plusieurs années nous a permis de constater que des changements de concentration des éléments majeurs ou mineurs (traces existent dans les eaux des sources thermominérales étudiées d'une année à l'autre. La diversité des valeurs obtenues par les analyses ne doit pas être considérée comme fortuite ou dûe à des erreurs de mesures mais paraît bien être en liaison avec des fluctuations de l'activité magmatique profonde et en particulier avec les fluctuations des dégagements fumerolliens ou bien l'intensité des anomalies géothermiques peut être en liaison avec une activité sismique ou au moins microsismique.

L'étude et la comparaison de la composition chimique des eaux des sources de l'Azarbaidjan oriental avec celles des autres pays du monde (Tableau n° 45) montrent que la grande majorité des sources de l'Azarbaidjan diffère de celles des autres régions par leur composition chimique, mais certaines d'entre elles présentent une analogie relative avec des sources chaudes de certains pays liée à des phénomènes volcaniques importants ou récents et l'on peut comparer la

province hydrothermale d'Azarbaidjan avec d'autres régions où l'existence d'un volcanisme récent pliocène ou quaternaire se traduit par la présence d'anomalies géothermiques.

En résumé, le secteur de l'Azarbaidjan oriental qui fait l'objet de notre étude, caractérisé par un volcanisme récent, une fracturation intense liée à une activité sismique subactuelle, apparaît comme privilégié pour l'étude des phénomènes hydrothermaux.

L'origine essentiellement météorique des eaux des sources thermominérales et la provenance profonde des gaz contenus dans les eaux y paraissent bien établies grâce à l'emploi des techniques isotopiques

Les interactions entre les eaux et les roches traversées en fonction de la température y sont particulièrement caractéristiques.

Il nous semble donc que cette région constitue un champ d'étude particulièrement adapté tant pour les recherches théoriques que pratiques concernant aussi bien la géochimie que la géothermie.

Les résultats que nous avons pu obtenir grâce à l'utilisation des méthodes modernes dont dispose l'hydrogéologue dans les domaines de la géochimie classique ou isotopique ou des géothermomètres nous paraissent importants car ils permettront des comparaisons avec d'autres régions du monde, et nos recherches, qu'il serait certes souhaitable d'étendre à des massifs voisins, comme celui du Sahand, devraient être utiles aux chercheurs d'autres pays.

Si dans le domaine des Sciences de la Terre les techniques physico-chimiques les plus récentes apportent des résultats de plus en plus nombreux et précis, les connaissances fondamentales ne progressent en effet que grâce à des interprétations fondées sur des analogies entre systèmes géologiques.

Ayant nous même, indépendamment des difficultés techniques rencontrées, ressenti de façon pénible le manque d'éléments de référence dans le domaine si important de l'hydrothermalisme, nous souhaitons donc que notre étude qui devrait déboucher sur des applications pratiques dans le domaine du thermalisme et surtout de l'exploitation de l'énergie géothermique contribue par les comparaisons qu'elle permettra à une meilleure connaissance des phénomènes mystérieux et passionnants qui résultent de la rencontre de l'eau et du " feu" et qui ont passionnés les hommes depuis la plus haute antiquité.

BIBLIOGRAPHIE

AHMAD-ZADEH G.H. et SALEHI E. (1974).- Hydrologie du bassin versant de Sarab (Iran). Mémoire Fac Sci. Université d'Azarabadegan Tabriz Iran.

ALBERT-BELTRAN J.F. (1974).- Les sources thermales des Pyrénées catalanes Inst. Geol. Stid. Tech. Econ. E. Roman n°12, p.21-26

ALFRED H., TRUESDEL L. and WENDY S. (1974).- The calculation of aquifer chemistry in hot water geothermal system. Journ. Research. U.S. Geol. Survey. 2, n°3, p.271-278

ALLEMMOZ M. (1975).- Alimentation des nappes en pays aride. Etude de l'infiltration et de l'évapotranspiration en Tripolitaine (Libye). Thèse 3e cycle Université Sc. Médicale Grenoble France

ARANGO E.E., BUITRAGO A.J., CATALDI R., FERRARA G.C., PANICHI C. and VILLEGAS V.J. (1970).- Preliminary study on the riz geothermal project (Colombia). Geothermic. special. Issue 2, Pisa, 1970 (N.U. Symp.) p. 43-56.-

ARMAND LL. (1934).- Etude des sources gazeuses Ann. des Mines vol. 5.

ARNOD M. (1975).- Conséquence de l'irréversibilité de la réaction (sulfate-sulfures) au-dessous de 350°c. C.R. Acad. Sci. Paris t. 282, p. 1465-1467

ARNORSSON S. (1970).- The distribution of some trace elements in thermal waters in Iceland. Geothermic special issue 2 U.N. Sympa. Pisa 2, part.1 p. 542-546

ARNORSSON S. (1970).- Geothermical studies of thermal waters in the southern Lowlands of Iceland. Geothermic. special Issue 2, part.1, p. 546-552

AUBIGNAT A. (1975).- Les sources thermominérales: leur hydrogéologie et leur captage. Ann. Mines Fr., p. 9-22

AVERIEV V.V. (1967).- Hydrothermal process in volcanic areas and its relation to magmatic activity. Bull. Volcano. Italy n°30, p. 51-62.

AVIAS J., DELMAS J.P. et TIRAT M. (1960).- Relation entre les filons de fluorine et les sources thermales de la région de St-Laurent-les-Bains. La Houille Blanche, 6è jour de l'hydrau. Soc. Hydrotec. Fr. Nancy.

BAERTSCHI P. (1957).- Messung und Deutung relativer Haufigkeitsvariationen von ^{18}O und 13 c in karbonatgesteinen und mineralien. Schweiz. Petr. Mitt. Bd. 37, p. 73-152.

BANWELL C.J. (1967).- L'énergie géothermique
Impact. Sci.et Soc. (U.N.E.S.C.O.) vol. 17, n°2.

BANWELL C.J. and GOMEZVALLE R. (1970).- Geothermal exploration in Mexico 1968-1969.
Geothermal special Issue 2 (U.N. Sympa), vol.2, part.1, p. 27-40.

BASKOV et al. (1973).- Composition isotopique de H, O, C, Ar, He des eaux thermales et du gaz de la région volcanique Kourmile-Kamtchatka comme indicateur de leur condition de formation (en russe).
Geokhimija U.S.S.R., n°2, p. 180-189 C.N.R.S. 74-226 A-1353.

BEDINGER M.S., SNIEGOCKI R.T., PEARSON F.T.J.R., REED J.E. (1974).- The termal springs national park Arkans.
Geol. Soc. Amer. 7, n°7, p. 648-649.

BIGELEISEN J. (1965).- Chemistry of isotopes.
Science 147, p. 463-471.

BIGELEISEN J. (1952).- The effects of isotopic substitution on the rates of chemical reaction.
Journ. Phys. Chem. 56, p. 823.

BLANC D., DRAY M., OLIVE P. (1969).- Nouvelles données sur les caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux du complexe quaternaire de la région de Thonon-les-Bains (Hte-Savoie).
Rev. Geogr. Alp.Fr. 62, n°4, p.824-830

BLANCHET F. (1940).- Les sources thermominérales de Plan de Phazy et de Réotier.
Trav. Lab. Géol. Grenoble t.22, p.1.

BLANQUET A., AULUIGNAT P., CULIER P., TRONCHE P. et DELATOUR J. (1950).- Etude chimique de l'eau thermale.
Ann. Inst. Hydr. Clim. 70, p. 109-132.

BLAVOUX B. (1969).- Les sources minérales d'Evian.
La Houille Blanche n°1, p. 21-29

BLAVOUX B. (1976).- Le problème de la localisation des aires d'alimentation sur la base des gradients isotopiques en latitude.
C.R. Réunion Ann. Sc. Terre, Paris Soc. Géol. Fr., p. 57

BLAVOUX B., CHAIGNEAU M., DAZY J. et TRUILLE J.E. (1975).- La source thermominérale de Hammam-Dehamecha (ain el Kebira et Nord Sétifien).
3e réunion ann. Sci. Terre Montpellier Fr.

BLAVOUX B., PANETIER J.M. (1977).- Etude hydrogéologique et isotopique de la région Joigny Toucy
Labor. Géol. Dyn. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI., p. 1-32.

BLETTERY M.C. (1975).- Autour des sources de Vichy.
C.R.P.P. Clermont-Ferrand.

BOATO G. (1966).- Meaning of denterium abudance in meteorites.
Nature. 177, p. 424-425.

BOINEAU R., MAISONNEUVE J. (1971).- Les sources minérales du massif central français et leur cadre géologique.
Clermont-Ferrand plein air, Serv. Ed. Sci. p. 581-607.

BONNET P. (1947).- Description géologique de la Transcaucasie méridionale (chaines de l'Araxe moyen).
Soc. Géol. Fr. Mém. 53.

BORDET P. et BERBERIAN M. (1971).- Reconnaissance géologique du massif du Sahand (Azerbaidjan).
G. S. Iran.

BORTOLAMI G., FONTES J.C., PANICHI C. (1973).- Isotopes du milieu des circulations dans les aquifères du sous-sol vénitien.
Earth. planet. Sc. Lett. 19, n°2, p. 154-167.

BOSCH B., CORDEAU J.Y., CORDEAU F., FOURNEAU J.C., MARCE A. et SARROT R.J. (1974).- Le dosage des isotopes du soufre et la détermination de l'origine des sulfates dans les eaux.
Application dans les bassins de l'Isère, du Drac et de la Romanche.
2e coll. pollution et protection des eaux.
Lyon Fr. p. 675.

BOSH B., DAZY J., LEPILLER M., MARCE A., OLIVE Ph., POULAIN P.A., et SARROT R.J. (1976).- Données nouvelles sur quelques sources thermominérales des Alpes françaises.
Inter. Congr. on Thermal water. I.A.H.S. Athènes.

BOSCH B., DESCHAMP J., JELEU M., LOPOUKHINE M., MARCE A. et VILBERT C. (1974).- La zone géothermique du lac Assal (T.F.A.I.). Résultats de terrain et études expérimentales.
Ext. Bull. B.R.G.M. 2ème série n°4.

BOSCH B., GUEGAN P., HUBERT Ad., MARCE Ph., OLIVE E., SIWERTZ (1970).- Les cycles atmosphères-hydrosphères du tritium sous les latitudes moyennes depuis 1952.
C.R. Acad. Sc. Paris t. 270, série D, p. 267-270

BOTTINGA Y., CRAIG H. (1969).- Oxygen isotope fractionation between CO_2 and water and the isotopic composition of marine atmosphère.
Earth planet. Sc. Lett. 5, p. 285-295.

BOULANGER D. et DEICHA G. (1968).- L'imbibition des roches par les fluides géochimiques comme modèle capillaire de circulation de solutions thermominérales.
Inter. Congress. Geol. Prague. 17, p. 17-19.

BOULANGER J., GENEST P. et MICHARD G. (1976).- Géochimie de l'eau géothermale du Dogger, forage de Melun.-
C.R.Acad. Sci. Paris 282, n°2, p. 145-148.

BRADBURY J.J.C. (1970).- The economics of geothermal power.-
U.N. Symp. Pisa. Geothermic Special Issue. 2.1., p.122-131.-

BROCK D. (1971).- Bimodal distribution of PH valeurs of thermal springs of the world.
Geol. Soc. Amer. Bull. U.S.A. 82, n°5, p. 1393-1394.

BROWN M.R. (1970).- Distribution of hydrogen isotopes in Canadian waters.
Inter. Atomic. Energy Agency Vienna, p. 3-21.-

BUACHIDZE G.I., BUACHIDZE I.M. (1974).- Formation condition of different types of ground waters in mountain-folding areas studied by isotopic composition of oxygen and carbon.
Departement of hydrogeology and Engineiring geology.
Academy of sciences of the Georgian.
S.S.R. Tabilisi U.S.S.R.

BURGASSI R., CALAMAT A., CATALDI R. (1969).- Développement récent de la recherche géothermique dans la région du Monte-Amiata: le nouveau champ de Poggio-Nibbio.
Bull. Volcanolo. 33, Fasc.1.-

BURGER A., MARCE A., MATHEY B. et OLIVE P. (1971).- Tritium et oxygène 18 dans les bassins de l'Areuse et de la Serrien (Jura neuchâtelois/ Suisse).-
Ann. Sci. Univ. Besançon Géol. Fr. n°15, p. 79-87.-

CAILLEUX P., FOUILLAC C., MICHARD G., OUZOUMIAN G., ORCEL M.J. (1976).- Etude géochimique des sources thermales de Chaudes-Aigues (Cantal), conséquences géothermiques.
C.R. Acad. Paris 282, n°13, série D, p. 1237-1240.-

CARLE W. (1975).- Di mineral und thermal vasser von Mitteleuropa (Eau minérale et thermale de l'Europe centrale).
Stuttgart Wissenscahftliche verlags-gesellschaft.

CASTANY G. (1967).- Traité pratique des eaux souterraines.
2e édition Paris Dunod 662 p.

CASTANY G. (1968).- Hydrogéologie et ressources en eau. Importance de la géologie dans l'approvisionnement en eau.
Ann. Miner. Fr. n°9, p. 5-20.-

CASTANY G. (1968).- Prospection et exploitation des eaux souterraines.
Paris DUNOD 718 p.

CAZAUX P., BLANQUET P., CANELLAS J. (1952).- Remarques sur le phénomène de floculation des eaux minérales.
Ann. Inst. Hydrogeol. Climatol. t. 23 et 72, p. 19-28.-

CAZAUX P., CANELLAS J., THOMASSIN R. (1954).- Contribution à la connaissance de la constitution chimique des eaux sulfurées.
Ann. Inst. Hydrogéol. Climat. t. 25, p. 47

CHAIGNEAU M. (1970).- Le prélèvement des gaz.
Bull. Soc. Chim. Fr. Fasc.II

CHATERJIG C., and GUHA S.K. (1969).- The problem of origin of high temperature springs of India.
Interna. Geol. Congr. 23e sess. 1968, 17, p. 141-149.

CHEMLA M., TOURAX J.C., BROUSSE R. et al. (1968).- Abondance relative de gaz inclus dans quelques minéraux magmatiques d'origine profonde.
In Ahrens L.H. origin and distribution of the elements
Pergamon Press, p. 971-979.

COMBE M., LECLERC C. (1971).- Station thermale de Sidi-Harazem, réalisation en 1970 d'un captage des eaux thermales, forage doté d'équipements de sécurité contre pollution.
Mines et Géol. Maroc, n°33, p. 41-48.-

CONRAD G., FONTES J. Ch. (1970).- Hydrologie isotopique du Sahara nord occidental
In "Isotope hydrology". Proceed. Symp. I.A.E.A.
Vienna, p. 405-419.

CONRAD G., FONTES J. Ch. (1972).- Circulations, aires et périodes de recharge dans les nappes aquifères du N.O. Saharien - données isotopiques (^{18}O, ^{13}C, ^{14}C).
C.R. Acad. Sci. Paris 275, p. 165-168.-

CONRAD G., FONTES J. Ch., LETOLLE R., ROCHE M.A. (1966).- Etude isotopique de l'oxygène dans les eaux de Haute Saoura (Sahara nord occidental). C.R. Acad. Sci. 262, p. 1058-1061.

CONRAD G., MARCE A., OLIVE Ph. (1975).- Mise en évidence par le tritium de la recherche actuelle des nappes de la zone aride saharienne (Algérie).
Journ. Hydrol. t. 27, p. 207-227

CONRAD G., OLIVE P. (1972).- Premières données sur les teneurs en tritium des nappes aquifères du Sahara nord-occidental et central (Algérie); Conséquence de l'hydrologie.
C.R. Acad. Sci. Paris 274, n°14, p.2019-2022.

CORMY G. et al. (1970).- Prospection géothermique aux Antilles Françaises, Guadeloupe et Martinique.
U.N. Symp. of Geotherm. Resources Pisa 1970, vol.2, part.1, p.57-69.

CRAIG H. (1953).- The geochemistry of stable carbon isotope.
Geochimi-Cosmochimi Acta 3, p. 53-92.-

CRAIG H. (1954).- Geochemical implication of the isotopic composition of carbon in ancien tocks.
Geochimi-Cosmochimi Acta 6, p.186-196

CRAIG H. (1957).- Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass. Spectrometric analysis of carbon dioxide.
Geochimi-Cosmochimi Acta 12, p. 133-149

CRAIG H. (1961a).- Isotopic variations in meteoric waters.
Science 133 , p. 1702-1703.-

CRAIG H. (1961b).- Standard for reporting concentrations of denterium and oxygen 18 in natural waters.
Science 133, p.1833-1834

CRAIG H. (1963).- The isotopic geochemistry of water an carbon in geothermal areas. In "Nucleare"geology in geothermal areas" CNRLaboratoire de Geologie Nucléaire. Pisa p. 17-53.

CRAIG H. (1965).- The measurement of oxygen isotope paléontemperature
Symp. Isot.

CRAIG H. (1966).- Isotopic composition and origin of the Red Sea geothermal brunes.
Sciences 154, p. 1544-1548

CRAIG H., BOATO G., WHITE D.E. (1954).- Isotopic geochemistry of thermal waters
Geol. Soc. Maer. Bull. 65, p. 1243

CRAIG H., GORDON L.I. (1965).- Denterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. Instable in ocean and paleotemperatures. Spoleto. Lab. Geol. Nucléaire Pisa édition.

CRAIG H., GORDON T.I., HORIBE Y. (1963).- Isotopic exchange effects in the evaporation of water. II low temperature experimental resultats.
Journ. Geophys. Res. 68, p. 5079-5087.

CRAIG H., LONG A., GREY D. (1966).- Fluctuation of atmospheric during the last six millenia.
Jour. Geophys. Res. 71, p. 1055-1063.

CURIE P. et LABORDE (1906).- Radioactivité de quelques eaux minérales françaises.
C.R. T.42, p. 1462.-

CUVELIER R. (1969).- Les eaux thermominérales d'Auvergne et du Bourbonais.
Techn. Sci. Municp. Fr. 64, n°11, p. 349-354.-

DANSGAARD W. (1961).- The isotopic composition of natural waters.
Meddelelse of Granland, Bd 165,n°2, Danemark.

DANSGAARD W. (1964).- Stable isotopes in precipitation.
Tellus XVI, p. 435-468

DAVIS R.G, HAMZAPOUR B., JONES C.R., GHORASHI M., NAVAEE K. (1974).- Geological quadrangle map of Iran n°3 (Bandar-e-Pahlavie Geol. Survey Iran.

DAVIS R.G., JOHNZ K.R., HAMZAPOUR B., CLARK K. (1972).- Geology of the masuleh sheet 1/100.000 North-West Iran.
Geol. Survey. Iran report n°24.-

DAVIS G.H., PAYNE B.R., DINCER T., FLORKOWSKI T., GATTINGER T. (1967).- Seasonal variation in the tritium content of ground waters of the Vienne bassin.
Austria in "Isotopes in Hydrogeology 1967".
Proceed Symp. I.A.E.A. Vienna p. 451-473.

DARCY D., DESOIGNIES J., RISLER J.J. (1975).- Documentation sur le thermalisme et les eaux minérales de France.
Ann. Mines Fr. p. 63-68.

DEELSTRA H., KTHIABWA J., WALEFFE A. (1972).- Les sources thermominérales au Burindi.
Amer. Ass. Petro. Geol. Bull. U.S.A. 56, n°6, p. 1530-1533.-

DESTOMBES J,B. (1973).- Condition géologique des gisements d'eau thermominérales pyrénéennes et bas-languedociennes.-
Bull. B.R.G.M. Fr., 4, n°3, p. 149-159.-

DIDON J., GEMAIN X.M. (1976).- Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran). Etude Géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional.
Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Grenoble Fr.

DIDON J., GEMAIN X.M., VIVIER G. (1976).- Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaidjan Iranien.
4e Réunion Sci. Paris.

DIDON J., GEMAIN X.M. (1976).- Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran): Etude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional.
Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Grenoble Fr.

DIELLOULI A. (1973).- Géochimie de quelques sources thermominérales de Tunisie.
Ann. Mines Géol. Tunisie n°26, p. 571-579.-

DJONEIDY M.D. (1970).- Les sources thermominérales de l'Iran.
Ed. Université d'Azarabadégan (Tabriz-Iran) n°28, 382p.

DJUROVIC R. (1968).- Parallélisation des propriétés des eaux thermominérales et de la constitution des roches.
Intern. Geol. congress. Symp. 2, Czechoslovakia.

DOLE M. (1936).- The relative atomic weight of oxygen in water and air.
Journ. Chem. Phys. 4, p. 268-275.

DOWGIALLO J. (1968).- La genèse des eaux minérales dans le Nord de la Pologne.
Inter. Geol. Congress. Symp. 2, Czechoslovakia.

DUHOT E., FONTAN M. (1963).- Le thermalisme
Collection "Que sais-je?" n° 229
Presses universitaires de France.

DULAP H.F. and HAWTHORNE R.R. (1951).- The calculation of water resistivities from chemical analysis.
Journ. Petroleum Technology sect.1, technical note 67, p. 17.-

EFTEKHAR-NAJAD J., NABAVI M., and VALEH N. (1965).- Geology of Tarom-Talesh area.
Geol. Survey Iran.

ELLIS A.J. (1965).- Geochemistry in volcanic hydrothermal areas.
In problems of geochemistry Khitarov ed. Insrael Program for scientific translation, 1969, p.176-189.

ELLIS A.J. (1966).- Volcanic hydrothermal areas and the interpretation of thermal water compositions.
Bull. Volcanol. Italy, n°29, p. 575-584.

ELLIS A.J. (1969).- Present day hydrothermal systems and mineral deposition
Ninth Communwealth mining and metallurgical congress. Mining and petroleum geology sect. paper 7. 30 p.

ELLIS A.J. (1970).- Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems.
Geothermic U.N. Symp. Pise Issue 2.v.2., part.1, p. 516-528.

ELLIS A.J. (1972).- Partial molal volumes of ions in hydrothermal solutions.
Geochimii.Cosmochimi Acta 36, n°4, p. 413-426.

ELLIS A.J., MAHON W.A. (1964).- Natural hydrothermal systems and experimental hot water rock interaction (part.I).- Geochimi-Cosmochimi Acta n°28, p. 1323-1357.-

ELLIS A.J., MAHON W.A. (1967).- Natural hydrothermal systems and experimental hot water rock interaction (part.II).
Geochimi-cosmochimi. Acta n°31, p. 519-538.

EPSTEIN S. (1951).- A mass spectrometr of the measurement of small differences in isotope abundance ratios.
Mass spectrometry in physical research, p.133-139.

EPSTEIN S. ánd MAYEDA T. (1953).- Variation of 180 contient of waters from natural sources.
Geochimi.cosmochimi. Acta 4, p. 213-224.-

ERIKSSON F. (1969).- Isotopes in hydrometeorology.
Intern. Atomic. Energy. Agency. Vienna. 1969, p. 21-23.

FACCA G. (1970).- The status of world geothermal development.
Geothermic special Issue 2, Pisa, p.8-23.-

FEWEYROU G. (1975).- Eaux minérales et failles.
Ann. Mines Fr. p. 23-28.

FONTES J. Ch.(1974).- Quelques aspects isotopiques du cycle des eaux naturelles. C.R. Coll. Inter. Isot Oxygene. European molecular Biology organization C.E.A. Cadarache 1972, p. 197-225.

FONTES J. Ch. (1976).- "Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles: quelques aspects.- Thèse d'Etat Université Pierre et Marie Curie. Paris VI.

FONTES J. Ch., GLANGEAUD R., GONFIANTINI et TONGIORGI (1963).- Composition isotopique et origine des eaux et gaz thermaux du massif central.
Ext. C.R. Acad. Sci. Paris. T, 256, p. 472-474.

FONTES J. Ch., LOTOLLE R., OLIVE Ph. BLAVOUX B. (1967).- Oxygen 18 et tritium dans le bassin d'Evian.
In "Isotopes in Hydrogeology". Proceed symp. I.A.E.A. Vienna, p. 401-415.

FONTES J. Ch., OLIVRY J.C. (1976).- Gradient isotopique entre 0 et 4000m dans e les précipitations du Mont Cameroun. Résumé C.R. Réunion ann. Sc. Paris Soc. Géol. Fr. p. 171.

FORSTER H., FESEFLEDT K., KURSTEN M. (1972).- Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt.
24 th. I.G.C. Montréal Canada Sect. 2, p. 198-210

FOUILLAC C., CAILLEAUX P., MICHARD G., MERLIVAT L. (1975).- Etude géochimique des sources thermales de la région du Mont-Dore.
3e Réunion ann. Sci. Terre Montpellier Fr.

FOURMARIER P. (1955).- Reflexions au sujet de l'origine des eaux thermales de Chaud Fontaine (vallée de la Vesdre).
Ann. Soc. Geol. Belg. 28, p. 491-510.

FOURNIER R.O. (1973).- Silica in thermal waters. Laboratory and field investigation.
Intern. Symp. Hydrogeochim. Biogeochimi. Japan, vol.1

FOURNIER R.O., MRGENSTERN J.C. (1971).- A de vice for collecting down-hot water and gas samples in geothermal wells.
Geol. Survey. U.S.A., Paper n° 750, p. 151-155.

FOURNIER R.O. and ROWE J.J. (1966).- Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells.
Amer. Journ. Sci. 264, p. 685-697.

FOURNIER R.O., TRUESDELL A.H. (1970).- Chemical indications of subsurface temperature applied to hot spring waters of yellowstone national park.
U.N. Sympon. Geothermics special Issue 2, (Pise) 2, part. 1, p. 529-535

FOURNIER R.O., TRUESDELL A.H. (1973).- An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters.
Geochimi-Cosmochimi Acta 37, p. 1255-1275.

FOURNIER R.O., TRUESDELL A.H. (1974).- Geochemical indicators of subsurface temperature.
Journ. Res. U.S. Geol. Survey. 2, n°3, p. 262-270.

FOURNIER R.O., TRUESDELL A.H., MUFFLER L.J.P. and WHITE D.E. (1968).- Subsurface hydrothermal condition in Yellowstone National park as

deduced from the distribution and composition of hot springs waters.
Internat. Geol. Congress. Symp. II, Czechoslavakia.

FOURNIER R.O., WHITE D.E. and TRUESDELL A.H. (1974).- Geochemical indicators of subsurface temperature. Part.1 Basic assumptions U.S. Geology survey journ. Research 2, n°3, p. 259-262.-

FRANKO O. (1970).- The importance of information on the hydrological and geothermal situation with respect to prospection of the new sources of low entalpy water in Slovakia.
Geothermics specials Issue 2, Pisa, vol. 2, part.1, p.88-94

FROLOV N.M. (1971).- Hydrogeothermie (régime hydrogéothermique des parties supérieures de l'écorce terrestre et méthode hydrogéométrique de recherche.
Trav. Bur. Recher. Géol. Minières Fr. n°5346, p.1-163.

GARNIER J.P. (1972).- Le dosage de fluor dans les eaux potables de France.
Thèse Doctorat de Chirurgie dentaire 3e cycle Université L. Pasteur; Strasbourg U.E.R. Odontologie n°1.

GAT J.R., DANSGAARD W. (1972).- Stable isotope of the fresh water occurences in Israël and the Northern Jourdan rift valley.
Journ. Hydrol. Nother. 16, n°3, p. 177-211.

GRAVILENKO K.S., ARKHXYLEDJEJEVA J.O. (1973).- Condition hydrogéothermique dans la dépression précarpatique.
Geol. Geokim. Goyuch. Kopalyn. U.S.S.R. n°34, p.43-49.

GHAFOURI M. R. (1970).- Distribution géologique de l'activité minérale des eaux thermominérales des Pyrénées. Définition de l'activité minérale. Débit des sources. Terre et eaux, n°63, p. 24-27.-

GENEST G., BOULEGUE J. (1975).- Etude geochimique de l'eau thermale du "Dogger" forage de Melun.
3e réunion ann. Sci. Terre Montpellier Fr.

GEZE B. (1947).- L'origine des eaux souterraines.
Annales de spéléologie t.II, p. 3 à 10.

GILET S. (1967).- Le Néogène de la région de Moghan (Azerbaïdjan iranien) d'après la microfaune. Public Russe.

GLANGEAUD L.., BLAVOUX B., FONTES J.Ch. et al. (1967).- Utilisation des méthodes isotopiques dans l'étude des eaux minérales.
Presses thermale et climatique 104, P.149-151.

GOGUEL J. (1941).- La chaleur interne du globe et la radioactivité.
C.R. Soc. Géol. Fr. Vol. 31.

GOGUEL J. (1953).- Le régime thermique de l'eau souterraine.
Ann. Mines, vol. X, p. 3-32.

GOGUEL J. (1953).- Le rôle de l'eau dans le régime thermique des couches superficielles.
C.R. Acad. Sci. Fr. t. 237, p. 81- 82.

GOGUEL J. (1975).- La géothermie.-
Paris, Dunod, 171 p.

GONFIANTINI R. (1971).- Notes en isotopes Hydrology.
I.A.E.A. Vienna, 45p. multigraph.

GONFIANTINI R., BORSI S., FERRARA G., PANICHI C. (1973).- Isotopic composition of waters from the Danakil depression (Ethiopia).
Earth planet Sc. Lett. 18, n°1, p. 13-21.-

GONFIANTINI R., GRATZIU S., TONGIORGI E., (1965).- Oxygen isotopic composition of water in leaves. In "isotopes and radiation in sail plant nutrition sudies". Proceed symp. I.A.E.A. Vienna 405-410.-

GUIZERI J., MARGRTTA R., LAUNAY M., RUBY P. (1967).- Tritium et hydrogéologie. Etudes et mesures effectuées au Centre d'Etude Nucléaire de Grenoble.
Inter. Atomic. Energy. Agency Vienne 1967, p. 433-450.-

HELZ G.R., SINEY S.A. (1974).- Chemical equilibria in the thermal springs waters in Virginia (U.S.A.).
Geochimi-Cosmochimi Acta G.B. 38, n°12, p.1807-1820.

HENOU B. (1973).- Les sources minérales et thermales du Cantal: leur cadre géologique: Massif Central français.
Thèse 3è cycle Clermont-Ferrand et B.R.G.M.

HOSLER W.T., KAPLAN I.R. (1966).- Isotope geochemistry of sedimentary sulfates.
Chem. Geol. 1, p. 93-135.-

HUBERT P., MARCE A., OLIVE P., SIWERTZ E. (1970).- Etude par le tritium de dynamique des eaux souterraines.
C.R. Acad. Sci. Paris t. 270, p. 908-911.-

IGHANIAN R. (1972).- Caractéristiques des sources thermominérales de l'Azerbaïdjan (Iran).-
Publication du Ministère de l'eau et électricité d'Iran. Service Hydrogéologie.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1969).- Environmental isotopic data n°1. World survey of isotope concentration in precipitation (1953-1963). Tech. Rep. Ser. n°96 I.A.E.A. Vienna.-

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1970).- Environmental isotope data n°2: world of isotope concentration in precipitation (1962-1964).- Tech. Ser. n°117, 402 p. I.A.E.A. Vienna.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1971).- Environmental isotope data n°3 world survey of isotope concentration in precipitation (1960-1967). Techn. Serv. n) 129, 402 p. I.A.E.A. Vienna.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (1973).- Environmental isotope n°4, world survey of isotope concentration in precipitation (1968-1969). Tech. Rep. Ser. n°147, 334 p. I.A.E.A. Vienna.

IVANOV V.V. (1961).- Principaux processus géochimiques dans les formations des hydrothermes actuels. Ass. Interna. Hydrogéologi Mémoire t. IV, Réunion de Rome.

IVANOV V.V., BARABANOV L.N., PLOTNIKOVA G.N. (1968).- The main genetic type of the Earth's Crust mineral waters and their distribution in the U.S.S.R. International Geol. Congr. 23e sess. t.17, p. 33-39.-

IYENGAR B.R.R. (1970).- Geothermal ressources of India. Geothermic Italy 2, n°2, p. 1044-1049.-

JACOB C.E. (1946).- Draw down test to determine effective radius of artesian vell. Proc. Amer. Soc. Civ. Ing. 72, p. 620-646.-

JACOB P. (1975).- Contribution à l'étude géochimique des eaux froides et thermominérales du massif du Mont Dore. Thèse 3e cycle, Paris VI, B.R.G.M. Fr.

JACQUOT E. et WILLM (1894).- Les eaux minérales de la France. Librairie polytechnique Béranger, Paris 602 p.

JAMES R. (1970).- Collection and transmission of geothermal fluid.- Geothermic? special Issue 2 (Pisa).-

JONES C.R. (1971).- A report on the geology of parts of tne Bandar-e-Pahlavi. Quadrangle North-western Iran. Geolog. Survey. Iran raport n°74.

JOSEPH D., LHEGU J., TOURAY J.C. (1973).- Un témoin d'une activité géothermique au lias dans le Morvan: le filon René-Bis(La petite Verrière) Saône et Loire. Bull. B.R.G.M. sect. II, n°5, p. 389-401.-

JUNG J., JEANNE T.A. (1933).- Géologie de la chaîne du Kaflan-Kouh (Perse). C.R. Acad. Sci. 197, n°17, p. 929-931.-

KASHKAY Mir-Ali (1968).- Transverse (cross-folds) structures role in the regime of hydrothermal waters of the Caucasus and adjacent region of Turkey and Iran. Inter. Geol. Congress. symp. 2, Czechoslavakia.

KASHKAY M.A., GADZHIEV S.M. (1969).- Comparaison de l'eau thermominérale de l'Azerbaïdjan (U.S.S.R.) avec celle de Truskovcov en Ukrain. Akad. Nork. Azerbaïdjan U.S.S.R. 25, n°4, p. 48-51.-

KENNEDY G.C. (1950).- A portion of the system silica-water. Econ. Geol. v.45, p. 629-653.

KHODABANDEH A., CHARIAT M., GHAFOURI R. (1972).- Etude des eaux minérales de l'Iran (Province de Khorassan). Bull. Soc. Pharm. Bordeaux Fr. 111, n°1, p. 53-62.

KILIAN W. (1903).- Relations des principales sources thermales du Dauphiné avec la nature du sol. Gazette des eaux 2-9 juillet 1903.-

KILIAN W. (1924).- Sur l'origine probable des eaux thermales d'Aix-les-Bains (Savoie) et du rôle des accidents tectoniques dans la thermalisation et la mineralisation des sources. Soc. Geol. Belg. 8p.

KILIAN W., BLANCHET F. (1921).- Sur la présence d'une nappe sous-alluvionnaire d'eaux thermales et minéralisées dans le lit de la Durance et de Serre-Ponçon (Hautes-Alpes).- C.R. Acad. Sci. Paris 20 juin 1921.

KIKAWA K, YUSA Y. (1973).- The concentration of bicarbonate in ground water passing trough a hydrothermal field. Contrib. Geophys. Inst. Kyoto Université Japon.

KITAHARA S. (1960).- Solubility of quartz in the aquerous sodium chloride solution at high temperatures and high pressures. Rev. Phy. Chemistry Japon 30, p. 115-121.

KOENIG B.J. (1968).- The nature of the thermal field at ceso hat springs California (U.S.A.). Inter. Geol. Congress. symp. 2, Czechoslovakia.

KOMONOV I., POLAKIB B.G. (1975).- Correlation between chemical composition and thermal parameters of hydrothermal in volcanic area. Inter. Union Geod.geophy. General Assem. 16 Grenoble Fr.

KOPACZEWSKI V. (1927).- Physico-chimie des eaux minérales. Ann. Inst. Hydrol. Climat. t.5, n°3 et 4.

LAUNAY L. de (1888).- Les sources minérales de Bourlien-Archambault. Ann. Mines 8e série, t.8, p. 489.-

LAUNAY L. de (1889).- Recherche, captage et aménagement des sources thermominérales, origine des eaux thermominérales, géologie, propriété physique et chimique. Librairie polytechnique Bandry et Cie, Paris 1 , vol.635p.

LAUNAY L. de (1895).- Sur la relation des sources thermales de Néris et d'Evaux avec les dislocations anciennes du plateau central. C.R. 1895 (10 juin).

LAUNAY L. de (1896).- 1/ De l'origine de l'acide carbonique dans les eaux minérales;
2/ Des eaux artésiennes profondes dans leurs relations avec certaines sources minérales. Congrès d'Hydrogéologie de Clermont, p. 153-158.

LAUNAY L. de (1896).- Les sources thermales de Néris et d'Evaux (Creuse). Ann. Mines Juin 1895.

LATURE H. de , TRAVERSE P., de, PRAITER de (1965).- Contribution à l'étude expérimentale des eaux thermales de Brides-les-Bains. Ann. Inst. Hydrol. Climat. t. 33, n°93, p.75-88.-

LE MARECHAL A. (1974).- Géologie et géochimie des sources thermominérales du Cameroun.- Thèse d'Etat Sci. Nat. Paris VI C.N.R.S.

LE MARECHAL A., TEIL H. (1973).- Application de quelques traitements statistiques aux données hydrochimiques des sources thermominérales du Cameroun. Cah. O.R.S.T.O.M. Géol. Fr. 5, n°2, p. 217-234.

LE PAPE A. (1923).- Relation entre radioactivité, la température et la sulfuration des sources de Bagnères-de-Luchon. C.R. Acad.Fr. t. 176, p. 1908.-

LE PAPE A. (1924).- Les données numériques actuelles sur la radioactivité des sources thermales françaises. Ann. Inst. hydrol. climat. Collège de France- t.2, n°1, p. 44-60.-

LEPILLER M. (1975).- Données nouvelles concernant les émergences thermales ou sulfureuses de la région d'Annecy (Hte-Savoie. Comparaison avec les eaux thermales de la région d'Aix-les-Bains (Savoie). C.R. 100° Congrès nat. Soc. Sav. Sect. Sci. Paris, p. 101.112.-

LESCUYER J.L., MICHEL R., RIOU R. et VIVIER G. (1976).- Etude géochimique du volcanisme tertiaire de la région de Mianeh, (Azerbaïdjan-Iran).- Trav. Lab. Géol. Université Sci. Méd. Grenoble Fr.

LESCUYER J.L., RIOU R. (1976).- Géologie de la région de Mianeh (Azerbaïdjan) contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran. Thèse 3e cycle Fac. Sci. Med. Université de Grenoble.

" " " (1977).- Rapport Ahar. G.S. I.

LESCUYER J.L., RIOU R. et VIVIER G. (1976).- Le volcanisme tertiaire de l'Azerbaïdjan (Iran). Géochimie des éléments incompatibles et proposition d'un modèle de contamination pour la période Miocène. 4e réunion ann. Sci. Terre Paris.

LETOLLE R. (1974).- Les isotopes en géologie. Doin, Edit. S.A. Paris, 176 p.

LIENHARDT M.J. (Mme), PERRENOUD R., DESPREZ N., STREICHEMBERGER J., LHERMITE G. (Melle), MINOU M.G. (1956-1962).- Répertoire chronologique et alphabétique des sources minérales et thermales de France, selon documentation du Bulletin de l'Académie de Médecine de 1852 à 1962.- Manuscrit inédit.

LOPOUKINE M. (1973).- Rôle de la géochimie dans la recherche géothermique Application du territoire Français de Afras-Issas.- Thèse 3e cycle, Univers. Paris VI, 164 p.

LOUVRIER M. (Melle) (1971).- Etude hydrochimique de quelques eaux minérales Françaises.- B.R.G.M. dept. Hydrogéo. n°71.-

LOUVRIER M. (Melle), MONITON L. (1971).- Acquisition de la composition chimique des eaux minérales.- Press. therm. clim. Fr. 108, n°3, p. 141-148.-

LOUVRIER M., VILLAUME X. (1971).- Etude des sources thermominérales à l'aide de méthodes statistiques et isotopiques. Press. therm. climat. Fr. 108, n° 3, p. 152-154.

MAHAGIS P. (1971).- Exploitation d'une nappe d'eau chaude souterraine pour le chauffage urbain dans la région parisienne. Ann. Mines Mai 1971.-

MAHVI M.R. (1977).- Alimentation d'un aquifère hétérogène en pays aride. Hydrogéologie de la plaine de Mehmandoust (Iran). Thèse 3e cycle Univers. Sci. et Méd. de Grenoble (Institut Dolomieu) France.-

MAISONNEUVE J., RISLER J.J. (1974).- Le gaz carbonique hydrothermal en Auvergne (France). Rev. Sci. Nat. d'Auvergne vol. 40, p. 27-47.-

MAKARENK A.F., MAVRITSKI F.B. (1968).- Thermal waters of the U.S.S.R.- Inter. Géol. Congress. symp.II, Czechoslovakia).

MANGANO F., MARCE A., MARTIN J.M., OLIVE Ph. (1969).- Remarque sur l'utilisation des isotopes radioactifs pour la datation des eaux souterraines. Bull. du B.R.G.M. 2e série, section III, n°3, p. 39-46.

MARCE A. (1966).- Eléments d'hydrologie isotopique. Thèse 3e cycle, Fac, Sci. Université de Paris, 220p.-

MARCE A. (1971).- Eléments d'hydrologie isotopiques. Application s aux sources d'Evian et du Mont Dore. Extrait de la presse thermale et climatique, n°3, 3e trimestre.

MARGRITA R., EVIN J., FLANDRIN J., PALOC H. (1970).- Contribution des mesures isotopiques à l'étude de la Fontaine du Vaucluse. In "Isotope in hydrology 1970". Proceed. symp. I.A.E.A. Vienna, p. 333-348.-

MARTEL E.A. (1931).- Nouveau traité des eaux souterraines. Paris Dunod.

MARTEL E.A. (1935).- Contamination, prospection et amélioration des sources minérales.-
Congr. intern. Mine. Metall. Géol. appl. Paris sect. Geol. appl. C.R. 2, p. 791-798.-

MARTIN D. (1887).- Source de gaz d'hydrogène carboné à La Garde, près de Gap.
Alpes démocratiques, 8 fév. 1887.-

MARTIN D. (1913).- Une rivière souterraine d'eau chaude sous la Durance, à Serre-Ponçon, Hautes-Alpes.-
La Nature n° 2085, p. 369-371.-

MARTIN D. (1913).- La source chaude de Serre Ponçon.
Le courrier des Alpes du 10 avril, 17 avril, 24 avril et du 11 septembre 1913.-

MARTIN M. (1958).- Relation entre résistivité des eaux et composition chimique.-
Rev. Inst. Fr. Pétrole et Ann. Comb. liquide 13, 6, p. 987-996.

MAZOR E., KAUFMAN A., CARMI I. (1973).- Hammat Gader (Israel): Geochemistry of a mixed thermal spring complex.
Journal of Hydrology fac. 18, n° 3-4, p. 289-303.-

MAZOR E., VERHAGEN B.T., NEGREANU F. (1974).- Hot springs of the igneous terrain of Swaziland. Their noble gases, hydrogen, oxygen and carbon isotopes and dissolved ions.
Isot. Techn. groundwater, hydro. Proc. symp. Vienna, n°2, p. 29-47.-

MERLIVAT L. (1970).- L'étude quantitative de bilans de lacs à l'aide de concentration en denterium et oxygen 18 dans l'eau.
In "Isotope in Hydrology, 1970".-
Proceed Symp. I.A.E.A. Vienna, p. 89-107.-

MERLIVAT L., NIEF G. (1967).- Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide, vapeur et liquide, vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0°c.
Tellus 19, p. 122-127.-

MICHEL R. (1960).- Contribution à l'étude des températures des sources dans le Département de l'Isère.
T.L. de Géologie t. 36.-

MICHARD G. et FOUILLAC C. (1976).- Remarques sur le géothermomètre Na-K-Ca.
Journ. of Volca and geothermal research n°1, 1976.

MORET L. (1933).- Les sources thermominérales de St Gervais les Bains (Hte Savoie) dans leurs rapports avec la géologie de la région.
F.A.S. Congrès de Chambéry Fr. 57e session, p. 254-257.-

MORET L. (1942).- Les sources thermominérales.
Paris, Masson et Cie.

MORETTE A. (1964).- Prévis d'hydrologie.-
Paris, Masson et Cie.

MOREY G.W., FOURNIER R.O. and ROWET J.J. (1962).- The solubility of quartz in water in the temperature interval from 290° to 300°c.
Geochimi-Cosmochimi Acta 26, p. 1029-1043.-

MOUREU C. (1913).- Recherches sur les gaz rares des sources thermales; leur enseignement concernant la radioactivité et la physique du globe.
Journ. Chim. Phys. 11, p. 1-2.

MOUREU C., LEPAPE A., URBAIN G. et BARDET J. (1925).- Analyse des eaux thermales de Vichy.
Ann. Inst. Hydralo. Climat. 3, p. 157.

MUFFLER L.J.P. and WHITE D.E. (1968).- Origine of CO_2 in the Salton sea geothermal system, southeastern California U.S.A.
Interna Geol. Congres 23e session, 17, p. 185-194.

MUNNICH K.O., RDETHER W., and THILO (1967).- Dating of ground water with tritium and 14c.
I.A.E.A. Vienna 1967, p. 305-320.

NADJM K. (1977).- Etude d'un bassin versant montagneux en pays aride. Hydrogéologie du bassin versant de Tazareh (Iran).
Thèse de 3e cycle-Université Sci. et Méd. de Grenoble (Institut Dolomieu - France).-

NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY (1959).- Geological map of Iran. Scal: 1/250.000 with explantary notes.
Téhéran National oil Ce 19p.

NESBITT H.W. (1971).- The origin of ultra basic waters.
Geol. Soc. Amer. abstract. progra. U.S.A., 3, n°7.

NICHBOURI A. et al. (1974).- Les précipitations et les vents en Azerbaïdjan oriental.
Publication de l'Université de l'Azerabadegan. Iran 1973-1974.

NIER A.O. (1950).- A redetermination of the relative abundance of the isotopique of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium.
Phys. Rev. 77, p. 789-793.-

NIR A. (1964).- On the interpretation of tritium "âge" measurements of ground water.
JOurn. Géophys. 69, p. 2589-2595.-

NIR A. (1967).- Development of isotopes methods applied to ground water hydrology.
In "Isotope Technique in the Hydrologic cycle".
Monograph n°11, Ann. Geophys. Union Washington D.C.P., p. 109-116.

NZARO M.A. (1970).- Geothermal resources of Tansania.
Geothermic Italy 2, n°2, p. 1039-1043.

OLIVE Ph. (1970).- Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium.
Thèse Doctorat Paris VI, 138p.

OLIVE Ph. (1973).- Interprétation à l'hydrogéologie isotopique.
C.R.G. Thonon-les-Bains France.

OUALIANOFF N. (1959).- Deux cycles des eaux souterraines.
C.R. Acad. Sci. Fr. 249, p. 2812-2814.-

OVCHINNOKOV A.M. (1961).- Etudes hydrogéologiques des eaux minérales.
Asso. Interna. Hydrogéo. - Mémoires t.IV,
Réunion de Rome.-

OVCHINNOKOV A.M. (1968).- Genesis and spread of mineral and thermal waters of the alpine foded region.
Inter. geol. congr. symp. II. Czetchoslovakia.-

OVCHINORIHO A.M. (1961).- Investigation hydrogéologique des eaux minérales.
Ann. Inter. hydrolo. t.IV, p. 13-137.
Réunion de Rome.

PASCAL P. (1956).- Nouveau traité de chimie minérale.
T.1, Paris, Masson et Cie, 426 p.

PEARL (1972).- Geothermal ressource of Colorado.
Colorado Geol. Survey. U.S.A., n°2, p. 1-54.

PELIKAN V. (1970).- La détermination de la teneur en CO_2 de l'air du sol appliquée à la recherche des eaux minérales.
Cess. Miner. Geol. 11, n°4, p. 451-454.

PIERROT R., PICOT P., OULAIN P.A. (1972).- Inventaire minéralogique de la France.-
Les Hautes Alpes (05) B.R.G.M.

PIERY M., MILHAUD M. (1924).- Les eaux minérales radioactives.
Paris - Doin.

PINEAU F. (1977).- La géochimie isotopique du carbone profond.
Thèse d'état Université de Paris VII
202 p + fig + tableaux.

POINANT A. (1968).- Sur certaines eaux minéralisées des Basses Pyrénées.
Bull. Cent. Rech. Sci. Biarritz, 7, n°1, p.141-145.-

QUIST A.S., FRANK E.U., JOLLEY H.R., MARSHAL W.L. (1963).- Electrical conductances of aqueous solution at high temperatures and pressures, pact 1. The conductance of potassium sulfate water solution from 25° to 800° and pressures up to 4000 bars.-
Journ. Physi. Chemistry. 67, p. 2453-2459.-

RANKAMA K. (1954).- Isotope geology.
Mc. Grow-Hill Book-C° New-York.-

REMENIERAS G. (1972).- L'hydrogéologie de l'Ingénieur. Collection du Laboratoire national d'hydraulique.
Eyrolles, Ed. Paris.-

REMI L., PELLERIN P. (1968).- Radioactivité naturelle de 250 sources hydrominérales françaises.-
Bull. de l'I.N.S.E.R.M., 23, n°1, p. 23-26.-

RISLER J.J. (1976).- Apport de données de l'analyse chimique à l'étude de la thermalité des sources chaudes issues du socle du Massif central français.- Utilisation de deux géothermomètres.
Bull. B.R.G.M. Fr. 2, n°1.-

RITTMAN A., TAZIEFF H. (1963).- Les volcans et leur activité.
Masson, Paris.-

ROBERT R. (1971).- Thermalismeet géologie du socle.-
Revue de l'Industrie minérale 52, n°4.-

RODIER J. (1962).- Analyse chimique et physico-chimique de l'eau.
Dunod Paris, 358 p.-

ROUSSET C. (1972).- Origine et venue au jour des eaux thermales de Aix-en-Provence: état actuel de la question.-
C.R.Acad. Sci.Fr. 274, N°9, p. 1261-1264.-

SALEHI E. (1969).- Analyse statistique régionale des variations des crues dans le bassin de la Seine.-
Thèse de 3° cycle (Partie hydrologie, débit classé).
Faculté Sci. Paris V (Sorbonne).-

SALEHI E., SARROT R.J. (1976).- Caractéristiques principales et localisation des sources thermominérales carbogazeuses d'Azerbaïdjan oriental (Iran).
INternal. Congres of thermal water of the mediteranean area I.A.H.S.- Athènes, vol. 2, p. 485-493.-

SALEHI E., SARROT R.J. (1977).- Détermination des taux de mélange des eaux thermominérales et superficielles par utilisations des géothermomètres chimiques en Azerbaïdjan oriental (Iran).-
102° Congrès National des Sociétés Savantes Limoges Fr., Fasc. II, p. 191-202.-

SALEHI E., TAVAKOLI M.H., AMINFAZL A., BASSMENOJI G.R. (1972).- Hydrogéologie de la plaine d'Ardabil (Iran).
Mémoires Fac. Sci. Université Azerbadegan - Iran.-

SARROT R.J. (1957).- Résultats géologiques des travaux souterrains récents (Lias-Trias) dans la région de Grenoble.
C.R.S.S. Grenoble, Fr., p. 356.-

SARROT R.J. (1972).- Hydrogéologie du massif de Chamrousse. Exemple de liaison entre l'hydrogéologie et la structure tectonique.
Rev. Géogr. Alp. Fr. 60, n°3, p. 445-452.-

SARROT R.S. et J. (1977).- Alimentation des nappes et mélanges des eaux souterraines dans la plaine de Bourg-d'Oisans (Isère).
102e Congrès National des Sociétés Savantes
Limoges Fr.

SARROT R.J., POULAIN P.A., MARCE A. (1977).- Tectoniques et anomalies géothermiques des sources thermominérales des bordures orientales et méridionales du massif du Pelvoux.-
Géologie Alpine Fr., t. 53, p. 75-82.-

SCHNEIDER G. (1935).- Les sources thermales d'Aix-les-Bains.
Ann. Mines Fr.

SCHOELLER H. (1934).- Les échanges de bases dans les eaux souterraines
Trois exemples en Tunisie.-
Bull. Soc. Géol. Fr. 5e série t.4.-

SCHOELLER H. (1945).- Etude sur la température des eaux souterraines.
P.V. des séances de la santé des sciences physiques et naturelles de Bordeaux, p. 45-57.-

SCHOELLER H. (1948).- La thermique des eaux souterraines.-
U.G.G.I. Ass. Hydro. Sci. Assemblée d'Oslo, p. 109-116.

SCHOELLER H. (1949).- La température des eaux souterraines.-
Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Bordeaux France, 1 vol. 214 p.

SCHOELLER H. (1955).- Géochimie des eaux souterraines.
Inst. Fr. Pétrol. v. 10 Technip. Paris.

SCHOELLER H. (1962).- Les eaux souterraines: hydrologie dynamique et chimique.
Recherche. Exploitation et évaluation des ressources.
Masson - Paris: 642 p.

SCHOELLER H. (1963).- La classification géochimique des eaux.
A.I.H.S., n° 64, p. 16-24.

SCHOELLER H. (1968).- La silice des sources thermominérales des Pyrénées.
C.R. Acad. Sci. Paris 266, série D, p. 2175-2177.-

SCHOELLER H. (1969).- L'acide carbonique des eaux souterraines.-
Bull. B.R.G.M. 2, sectIII, n°1, p.1-32.

SCHOELLER H. (1975).- Les problèmes thermiques et chimiques des eaux thermales.
Intern. Union Géol. Géophys. XVI. Generaly assembly
Grenoble Fr. 8p.-

SCHOELLER H., SCHOELLER M. (1975).- Le flux de la chaleur à travers des roches cristallines du Massif Central et des Vosges, France.-
U.N. sympo of the development of geothermal ressources. San Francisco U.S.A., vol.1, p.591-595.-

SCHOELLER H., SCHOELLER M. (1975).- La quantité de chaleur dégagée par les sources thermominérales des Pyrénées, du Massif Central et des Vosges, à travers les roches cristallines et non métamorphiques.-
C.R. Acad. Sc. Paris 281, n°1, série D., p. 25-28.-

SCHOELLER H., SCHOELLER M. (1976).- Calcul de la température de l'eau des sources thermominérales à leur origine profonde.
C.R.Acad. Sc. Paris 283, série D, p. 753-756.-

SCHOELLER M. (1963).- Recherche sur l'acquisition de la composition chimique des eaux souterraines des Vosges.-
Imprimerie E. Drouillard Bordeaux, 2 vol. 5231 p.-

SCHOELLER M. (1975).- La teneur en silice des eaux thermominérales de France en relation avec les températures, la teneur en sodium et en bicarbonate.
Intern. Union Geol. Géoph. Génér. assem. 16. Grenoble Fr.

SCHOELLER M. (1975).- La teneur en silice des eaux thermales des Pyrénées, du Massif central et des Vosges.-
C.R. Acad. Sci. Fr. 280, n°24, p. 2733-2735.-

SOUTHER J.C. (1974).- Geothermal projet.
Geol. Survey Canada Paper n°74, 1 A , p. 41-42.-

SOUTHER J.G., HALSTEAD E.C. (1973).- Mineral and thermal water of Canada.
Geol. Survey. Canada paper n°73, p. 225-258.-

STOCKLIN J., EFTEKHAR-NEZHAD J. (1969).- Explantary text of the Zanjan quadrangle map.
Geol. survey Iran.-

STOCKLIN J., EFTEKHAR-NEZHAD J. (1969).- Zanjan quadrangle map scale 1/250.000e with explantary text.
Geol. Survey Iran Géol. Quadra, n°D 4, 61 p.

SUESS H.E. (1969).- Tritium geophysics as an international research project.
Science 163p., 1405-1410.-

TEN DAM A. and ERENTOZ C. (1970).- Kizildare geothermal field western Anadolia (Turkey).-
Geothermic. special issue 2, Pisa 2, part.1, p. 124-129.

THODE H.G., RESS C.E., SHIMA M., KRISHNAMURTY K.V. (1965).- Carbon 13, isotope effects in systems containing carbon dioxide, bicarbonate and metal ions.
Journal. chem. 43, p. 582-595.-

THUIZAT R. (1973).- Les sources thermominérales de Chatelguyon et leur environnement géologique (Massif central français).
Etude la constitution isotopique del'argon contenu dans le gaz d'accompagnement de certaines sources minérales du Pùy-de-Dôme, de l'Allier, du Cantal et de la Creuse.-
Thèse de 3e cycle, pétrographie, Clermont-Ferrand.-

TONANI F. (1971).- La géochimie parmi les méthodes de prospection de l'énergie géothermique.-
Ann. des Mines, Mai 1971.-

TONANI F., DEMIANS D'ARCHIMBAUD J. (1971).- La vapeur née de la Terre. Revue Sciences progrès, découvertes, n° 3430, Fev. 1971.-

TONGIORGI E. (1970).- Geothermal systems.
U.N. Symp. on the development and utilisation of geothermic resources, Pisa, vol.1, p. 1-7.-

TREDEZ P. (1942).- Contribution à l'étude de quelques propriétés des eaux thermales de Gréoux, Digne et Aix-en-Provence.-
Thèse Fac. de Médecine Générale et coloniale, et de Pharmacie de Marseille, France.

TRIPIER (1838).- Mémoires sur les eaux minérales du plan de Phazy près de Mont-Dauphin (Htes-Alpes).-
Journal de Pharmacie t.33, p.57 et annales des Mines 3e série, t.XIII, p. 633.-

TROMBE F. (1969).- Les eaux souterraines.
Collection Que-sais-je ?
Paris Presse Université Fr. 128 p. (2e édition).-

TRON L., MARCE A., OLIVE Ph. SARROT R.J. et JAMIER D. (1975).- Apport des analyses isotopiques à l'étude d'un bassin versant et expérimental: le bassin de Saint-Genis (Htes-Alpes).-
C.R. 100e Congrès des Sociétés Savantes Paris p. 113-124.-

TRUESDELL A.A., FOURNIER R.O., WHITE O.E., MUFFLER L.J.P. (1968).- Preliminary silica budget the upper and tower geyser bassin of yellowston. National park. U.S.A.
Intern. Geol. Congrès Symp.II, Czetchoslovakia.-

URBAIN P. (1967).- Géochimie et hydrogéologie des enveloppes aqueuses et des eaux thermominérales.-
Edition Blanchard Paris 115p.

UREY H.C. (1947).- The thermodynamic properties of isotopic substances.-
Journ. Chem. Soc. p. 562-581.-

UREY H.C. (1948).- Oxygen isotope in nature and the laboratory.
Science, 108, p. 489-96.-

VALXASHKO M.G. (1972).- Geochemistry of continental waters.
Congr. Géol. Intern. Montréal Canada, p.331-335.

VAN BENEDEN G. (1955).- Les eaux minérales et thermales.-
Livre de l'eau C.B.D.E., 3, p. 87-104 Liège.

VERDIER A. (1961).- Geological report n° 236 on S.W. Meyaneh area and Sarab, Tabriz, Khoi area (Iran).-

VINOGADOV A.P. (1967).- Gas regime of the earth. In chemistry of the earth's crust.- 2, p. 1-19.

WENDT I. (1968).- Fraction of carbon isotopes and its temperature dependence in the system CO_2 gaz = CO_2 in solution and HCO_3-CO_2 in solution.
Earth planet. Sci. Lett. 4, p. 64.-

WHITE D.E. (1970).- GEochemistry applied to the discovery evaluation and exploitation of geothermal energy ressources.-
Geothermic special issue 2, Pisa, vol.1, p.58-80.

WHITE D.E. (1974).- Thermal and mineral waters of differents origins.
Inerna. symp. water rock. Geol. survey. Prague (Zcechoslovakia).-

WHITE D.E. (1975a).- The thermal waters of volcanic origine.-
Geol. Soc. Amer. Bull. Washington, 68 p., 1637-1638.-

WHITE D.E. (1975b).- Magmatic, comate and metamorphic waters.-
Geol. Soc. Amer. Bull. 68, p. 1659-1682.-

WHITE D.E., BARNES I., O'NEIL J.R. (1973).- Thermal and mineral waters of non meteoric origin. California coast ranges.-
Geol. Soc. Amer. Bull. U.S.A. 84, n°2, p. 547-560.-

WHITE D.E., BRANOCK W.W. and MURATA K.J. (1956).- Silica in hot spring waters.
Geochim.cosmochimi. Acta 10, p. 27-59.-

WILLM et JACQUOT (1894).- Annuaire des eaux minérales de France depuis 1887.-

WOSKHOHOINIKOV L. (1846).- Voyage en Perse. (Hydrogéologie, géologie hydrothermale).- Corn. Zhurn. St Petersbourg. 171 p.

ZAMAN-KHAN M. (1975).- Hydrogéologie du bassin versant du Moharlu. Hydrrodynamique de massifs calcaires de la région de Chirza (Iran).-
Thèse Doct. Sci. Nat. Fac. Sci. Institut Dolomieu Université de Grenoble Fr.

ZUPPI G.M., FONTES J. Ch., LOTOLLE R. (1974).- Isotopes du milieu et circulations d'eaux sulfurées dans le Latium.
In (Isotope technic in ground water hydrology 1974).
Proceed symp. I.A.E.A. Vienna 1, p. 341-361.-

LISTE DES TABLEAUX

Tableau n° 1 : : Précipitations mensuelles de la période 1959-75 station d'Ardabil.

Tableau n° 2 : Précipitations moyennes mensuelles à la station Meshkin en 1966-73.

Tableau n° 3 : Précipitations moyennes mensuelles à la station de Sarab en 1963-74.

Tableau n° 4 : Précipitations moyennes mensuelles à la station de Saghert hi en 1970-74.

Tableau n° 5 : Précipitations mensuelles à la station de Sareine, Nir, Namin.

Tableau n° 6 : Pluviométrie comparative d'Ardabil et de Meshkin de 1966 à 1973.

Tableau n° 7 : Précipitations moyennes mensuelles saisonnières et coefficient pluviométrique.

Tableau n° 8 : Précipitations et pourcentages saisonnières de la période 1959-75 - Station d'Ardabil.

Tableau n° 9 : Répartition altitudinale du bassin versant

Tableau n° 10 : Températures moyennes mensuelles de la période 1959-75 - Station d'Ardabil.

Tableau n° 11 : Températures moyennes mensuelles (max. et Mini en °C) de la station d'Ardabil 1959-75.

Tableau n° 12 : Températures moyennes mensuelles et annuelles de l'air à la station d'Ardabil (1959-75).

Tableau n° 13 : Températures moyennes maximum et minimum absolue à la station d'Ardabil (1959-75).

Tableau n° 14 : Classification climatologique de LE HOUEROU, par des précipitations moyennes annuelles et les températures.

Tableau n° 15 : Classification climatologique de LE HOUEROU par la température moyenne minimale des mois les plus froids.

Tableau n° 16 : Humidité relative moyenne mensuelle en % station d'Ardabil.

Tableau n° 17 : Valeurs des précipitations calculées à partir de la carte de courbe isohyètes de la région de Sarab.

Tableau n° 18 : Gradient altimétrique de la région d'Ardabil.

Tableau n° 19 : Températures moyennes mensuelles et annuelles de la station de Sareine (1974 et 1975).

Tableau n° 20 : Taux d'évaporation obtenu sur le bac Colorado dans la station de Namin en 1967-68.

Tableau n° 21 : Bilan hydrologique du bassin versant d'Ardabil - pério de 1959-75. D'après la méthode de THORNTHWAITE.

Tableau n° 22 : Débit journalier de la rivière Baliglu en 1970-71.
Tableau n° 23 : Débit journalier de la rivière Baliglu en 1971-72.
Tableau n° 24 : Granulométrie du puits n° 4 (Imidjeh)
Tableau n° 25 : Caractéristiques hydrodynamiques mesurées à partir de quelques piézomètres dans la plaine d'Ardabil.
Tableau n° 26 : Composition minéralogique des roches environnant les sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental (Iran).
Tableau n° 27 : Températures observées dans les sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental (Iran).
Tableau n° 28 : Débits des sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental (Iran).
Tableau n° 29 : Conductivité des sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental (Iran).
Tableau n° 30 : pH des sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental (Iran).
Tableau n° 31 : Quantité de gaz carbonique mesurées dans les différentes sources thermominérales de l'Azarbaidjan oriental (Iran).
Tableau n° 32 : Teneurs des divers éléments en p.p.m (1977).
Tableau n° 33 : Teneurs des divers éléments en méq./l(1977)
Tableau n° 34 : % des éléments majeurs : analyses récentes (1977)
Tableau n° 35 : Analyses des divers éléments en p.p.m. (1976)
Tableau n° 36 : Analyses des divers éléments en méq (1976)
Tableau n° 37 : Analyses des divers éléments en p.p.m (1975)
Tableau n° 38 : Analyses des divers éléments en méq/l(1975)
Tableau n° 39 : Eléments traces en méq/l(analyse 1977)
Tableau n° 40 : Températures des eaux thermominérales aux émergences et en profondeur (1976)
Tableau n° 41 : Températures eaux eaux thermominérales aux émergences et en profondeur (1977).
Tableau n° 42 : Comparaisons des débits en litre/sec des diverses zones thermominérales et les flux approximatifs de chaleur remontée par les sources.
Tableau n° 43 : Caractéristiques isotopiques des eaux thermominérales de l'Azarbaidjan oriental (Iran).
Tableau n° 44 : Rapports entre les différents ions exprimés en milliéquivalents (méq/l).
Tableau n° 45 : Composition chimique de quelques sources pour comparer avec celles d'Azarbaidjan oriental. (Iran).
Tableau n° 46 : Résultats des analyses des gaz spontanés dans les eaux des différentes sources étudiées.
Tableau n° 47 : Résultats d'analyses des gaz dans quelques sources de la République de Djibouti.
Tableau n° 48 : Composition des gaz des sources de Vichy (gaz spontanés).

LISTE DES FIGURES

Figure n° 1 : Carte géographique de l'Azarbaidjan
Figure n° 2 : Direction des vents à la station d'Ardabil
Figure n° 3 : Carte en courbe isohyètes de l'Azarbaidjan oriental Iran (1965-1975)
Figure n° 4 : Variation des précipitations à Ardabil (1959-75)
Figure n° 5 : Précipitation de la région d'Ardabil (mensuelle)
Figure n° 6 : Précipitation de la région d'Ardabil (saisonnière)
Figure n° 7 : Courbes hypsométriques du bassin d'Ardabil
Figure n° 8 : Températures mensuelles de la période 1959-75
Figure n° 9 : Températures mensuelles de l'année 1975 (Station d'Ardabil
Figure n° 10 : Bilan hydrologique d'Ardabil 1959-75
Figure n° 11 : Réseau hydrographique du bassin versant de la rivière de Qareh-Su
Figure n° 12 : Courbe des débits classés de Baliglu-Tchai
Figure n° 13 : Courbe des débits classés de Khiav-Tchai (1971-72)
Figure n° 14 : Courbe d'isoresistivités des formationsde la plaine d'Ardabil (AB/2 = 150 m.)
Figure n° 15 : Situation des sondages électriques et des forages d'exploitation
Figure n° 16 : Courbes de sondages électriques types faisant apparaître la présence de travertins et d'andésites sous les formations superficielles
Figure n° 17 : Courbes de sondages électriques montrant la présence de couches salées sous les graviers et limons superficiels
Figure n° 18 : Carte hydrogéologique d'Ardabil
Figure n° 19 : Plaine d'Ardabil, courbe granulométrique du puits n° 4
Figure n° 20 : Log de la formation du puits n° 4
Figure n° 21 : Courbe de rabattement du puits n° 1
Figure n° 22 : Courbe de rabattement du piezomètre n° 3
Figure n° 23 : Courbe de rabattement du piezomètre n° 6
Figure n° 24 : Courbe de rabattement du piezomètre n° 9
Figure n° 25 : Carte piézomètrique
Figure n° 25a : Situation des sources normales et thermominérales de Sareine
Figure n° 26 : Carte tectonique d'Iran
Figure n° 27 : Esquisse géologique de la partie Nord Est de l'Azarbaidjan oriental (Iran)
Figure n° 28 : Le volcan du Sabalan et la source de Qotur-Suyu vus de Nord Est
Figure n° 29 : Coupe schématique du Sabalan
Figure n° 30 : Groupement géographique des sources étudiées
Figure n° 31 : Carte topographique de la région étudiée (Ardabil, Meshkin, Sarab, Khalkhal).
Figure n° 32 : Esquisse géologique des environs de Sareine

Figure n° 33 : Village de Vali-darreh vu du bord Sud de la vallée Localisation des sources au voisinage de la faille FF' de direction NE-SW
Figure n° 34 : Esquisse géologique des environs de Sardabeh
Figure n° 35 : Localisation géographique des sources de Boushli
Figure n° 36 : Esquisse géologique des environs de Boushli
Figure n° 37 : Esquisse géologique des environs du Sabalan
Figure n° 38 : Vallée de Mayur
Figure n° 38a : Vue d'ensemble du secteur de Mayur
Figure n° 39 : Vallée d'Ilando vue de son rebord Nord Localisation de la source d'Ilando sur une fracture dans les coulées de trachyandésites
Figure n° 40 : Esquisse géologique des environs de Sarab
Figure n° 41 : Coupe structurale du massif du Sabalan
Figure n° 42 : Esquisse géologique des environs d'Isti-Su
Figure n° 43 : Esquisse géologique des environs de Bostan Abad
Figure n° 44 : Courbe de corrélation entre le débit et la température des sources étudiées (1977)
Figure n° 45 : Répartition des pH des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental (Iran)
Figure n° 46 : Diagramme de quelques sources de la zone d'Ardabil
Figure n° 47 : Diagramme des sources de la zone de Meshkin
Figure n° 48 : Diagramme de quelques sources de la zone de Sarab
Figure n° 49 : Diagramme des sources des zones de Khalkhal et de Bostan Abad
Figure n° 50 : Comparaison des compositions chimiques des sources des différents secteurs étudiés.
Figure n° 51 : Courbe de géothermomètre silice (SiO_2)
Figure n° 52 : Courbe de mélange
Figure n° 53 : Diagramme de CO_2 en fonction de la température en émergence
Figure n° 54 : Oxygène 18 et deutérium dans les précipitations
Figure n° 55 : Corrélation H_2 - ^{18}O pour les sources thermominérales D'Azarbaidjan oriental (Iran)
Figure n° 56 : Diagramme de corrélation entre ^{18}O - ^{13}C du CO_2 des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental (Iran)
Figure n° 57 : Schéma de circulation de l'eau en profondeur et du mélange avec l'eau d'infiltration
Figure n° 58 : Evolution du rapport F/I des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental en fonction de la température à l'émergence.
Figure n° 59 : Evolution du rapport F/I des sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental en fonction de la température en profondeur.
Figure n° 60 : Evolution du rapport Rb/K dans les différentes sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental (Iran).
Figure n° 61 : Evolution du rapport Li/Rb en fonction de la température à l'émergence dans les différentes sources thermominérale d'Azarbaidjan oriental (Iran)
Figure n° 62 : Evolution du rapport Li/Rb en fonction de la température calculée par le géothermomètre Na-K-Ca dans les différentes sources thermominérales d'Azarbaidjan oriental (Iran).

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS

CHAPITRE I

1 - INTRODUCTION 1

1-1- SITUATION GEOGRAPHIQUE 2

1-2- LIMITES FRONTALIERES 2

1-3- TOPOGRAPHIE DU SECTEUR STUDIE 4

CHAPITRE II

2-1- HYDROCLIMATOLOGIE 5
2-1-1- Généralités 5
2-1-1-1- Régions montagneuses et froides 5
2-1-1-2- Région chaude
2-1-1-3- Région tempérée et humide.... 5
2-1-2- Précipitations 5
2-1-2-1- Etude comparative de la pluviométrie 8
2-1-2-2- Etude des coefficients pluviométriques moyens et saisonniers.. 13
2-1-3- Courbes hypsométriques du bassin versant 17
2-1-4- Températures atmosphériques 17
2-1-5- Classification climatologique régionale ... 22
2-1-5-1- Classification de LE HOUEROU . 22
2-1-5-2- Classification d'E%BERGER 25
2-1-6- Humidité atmosphérique 26
2-1-7- Les vents 26
2-1-8- Détermination de la lame d'eau précipitée 28
2-1-8-1- Méthode arithmétique 28
2-1-8-2- Méthode de THIESSEN 28
2-1-8-3- Méthode des isohyètes 29
2-1-8-4- Calcul par la méthode des gradients altimétriques 29
2-1-9- Calcul de l'évaporation et l'évapotranspiration 31
2-1-9-1- Méthode de mesure de l'évaporation in situ..... 31

2-1-9-2- Méthode de calcul 33
2-1-9-2-1- Formule de L. TURC 33

2-1-9-2-2- Formule de A. COUTAGNE 36
2-1-9-2-3- Formule de G. THORNTWAITE ... 38

2-2- HYDROLOGIE 41
2-2-1- Généralités 41
2-2-2- Réseau hydrographique 42
2-2-3- Zone d'Ardabil 42
2-2-3-1- La rivière Baliglu 42
2-2-3-2- La rivière Hadji-Mahmoud 46
2-2-3-3- La rivière Gonsur 46
2-2-3-4- La rivière Charivar 46
2-2-3-5- La rivière Erdi 46
2-2-3-6- La rivière Vali-darreh 46
2-2-3-7- La rivière Darvich 47
2-2-3-8- La rivière Nir 47
2-2-4- Zone de Meshkin 47
2-2-4-1- La rivière Qotur-Suyu 47
2-2-4-2- La rivière Chabil 47
2-2-4-3- La rivière Khiav 47
2-2-5- Courbe des débits classés 47
2-2-6- Conclusion 48
2-2-7- Bilan hydrologique du bassin versant 51
2-2-7-1- Calcul du bilan hydrologique d'Ardabil. 51
2-2-7-1-1- Méthode de BERKALOFF-TIXERONT 52
2-2-7-1-2- Calcul du bilan par l'écoulement QT 53

CHAPITRE III

3 - COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES DIVERSES FORMATIONS 54
3-1- GENERALITES 54

3-2- BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DE LA PLAINE D'ARDABIL 54

3-3- ETUDE GEOELECTRIQUE DE LA PLAINE D'ARDABIL 54
3-3-1- Sondages électrique, étalonnages 55
3-3-1-1- Résistivité pour AB/2 = 50 m 60
3-3-1-2- Résistivité pour AB/2 = 500 m..... 60

3-4- ETUDE DE LA PERMEABILITE DE LA PLAINE 60

3-5- ESSAIS DE POMPAGE 66

3-6- CALCUL DE T et S 67

3-7- ETUDE DE LA CARTE PIEZOMETRIQUE DE LA NAPPE DANS LE SECTEUR D'ARDABIL 73

3-8- ETUDE DES SOURCES ORDINAIRES 75

3-9- ETUDE DES GHANAT 76

3-10- CONCLUSION 76

CHAPITRE IV

4- GEOLOGIE DE LA REGION ETUDIEE 78

4-1- HISTORIQUE 78

4-2- STRATIGRAPHIE 79
4-2-1- Précambrien et Paléozoïque 79
4-2-2- Mésozoïque 82
4-2-3- Tertiaire 83
4-2-3-1- Formation de Fajan 83
4-2-3-2- Formation Ziarat 83
4-2-3-3- Formation de Karaj 84
4-2-3-4- Oligo-Miocène 85
4-2-3-5- Miocène 86
4-2-3-6- Pliocène 88
4-2-3-6-1- Conglomérats pliocènes 88
4-2-3-6-2- Calcaires pliocènes 88
4-2-3-6-3- Les tufs jaunes ... 88
4-2-4- Quaternaire 89
4-2-4-1- Conglomérats fluviatiles 89
4-2-4-2- Les épandages récents 89
4-2-4-3- Volcanisme du Sabalan 89
4-2-4-4- Travertins..... 93
4-2-4-5- Terrasses récentes et alluvions. 93
4-2-5- Massifs intrusifs régionaux(roches intrusives de la région étudiée)..... 93

4-2-5-1- Les roches intrusives oligocène 94
4-2-5-1-1- Oghlan-Dagh et Qusheh-dagh..... 94
4-2-5-1-2- Boz-Qush 94
4-2-5-2- Roches intrusives miocènes 94

4-3- STRUCTURE GENERALE DE LA REGION 95
4-3-1- Les éléments structuraux majeurs 95
4-3-2-1- Les plis 95
4-3-2-2- Les failles 96

4-4- GEOLOGIE DETAILLEE ET LOCALISATION DES SOURCES THERMOMINERALES 97
4-4-1- Sources thermominérales de la zone d'Ardabil 97
4-4-1-1- Sous zone de Sareine et Vali-darreh 97
4-4-1-1-1- Géologie des sous-zones Sareine et Vali-darreh 100
4-4-1-2- Sous zone de Sardabeh 100
4-4-1-2-1- Géologie de la sous-zone de Sardabeh... 100
4-4-1-3- Sous zone de Boushli 104
4-4-1-3-2- Géologie de la sous-zone de Boushli 104
4-4-2- Sources thermominérales de la zone de Meshkin 107
4-4-2-1- Localisation 107
4-4-2-2- Géologie d'ensemble des zones a et b 108
4-4-3- Les sources thermominérales de Sarab.. 113
4-4-3-1- Localisation 113
4-4-3-2- Géologie 113
4-4-4- Les sources thermominérales d'Isti-Su.. 113
4-4-4-1- Localisation 113
4-4-4-2- Géologie 116
4-4-5- Sources thermominérales de la zone de Bostan Abad 118
4-4-5-1- Localisation 118
4-4-5-2- Géologie 118

CHAPITRE V
==========

5 - LES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL (Etude analytique)..... 122

5-1- CARACTERISTIQUES PHYSIQUES..... 122
5-1-1- Température 122
5-1-1-1 - Origine de la température 122
5-1-1-2- Influence d'autres facteurs sur les variation de température 123
5-1-1-3- Températures observées 125
5-1-1-4- Classifications des sources étudiées... 127
5-1-2- Les débits..... 127
5-1-3- Relation débit-température 128
5-1-4- Conductivité de l'eau 128
5-1-4-1- Classement des sources étudiées 131

5-2- CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX THERMOMINERALES 133
5-2-1- pH (Acidité, Alcalinité)..... 133
5-2-1-1- Mesures de pH (rappel de méthode).... 134
5-2-1-2- Le pH observé 134
5-2-1-3- Regroupement des sources en fonction de leur pH..... 137
5-2-2- Les gaz 137
5-2-2-1- Origine des gaz 138
5-2-2-2- Etude détaillée des gaz observés..... 138
5-2-3- Caractéristiques chimiques 140
5-2-3-1- Ions majeurs des sources thermominérales 140
5-2-3-2- Méthode de mesure 141
5-2-3-2-1- Méthode sur le terrain 141
5-2-3-2-2- Méthode de laboratoire 141
5-2-3-2-2-1- Dosage des cations 141
5-2-3-2-2-2- Dosage des anions 142
5-2-3-2-2-3- Dosage des autres éléments 142
5-2-4- Résultats d'analyses des divers éléments 143

5-3- COMPOSITION CHIMIQUE DES DIFFERENTES ZONES. 151
5-3-1- La zone d'Ardabil 151
5-3-1-1- Les sources thermominérales de Sareine 151
5-3-1-2- Les sources thermominérales de Vali-dareh 152
5-3-1-3- Les sources thermominérales de Sardabeh 153
5-3-1-4- Les sources thermominérales de Boushli 153
5-3-2- Les sources thermominérales de la région de Meshkin..... 154
5-3-3- Les sources thermominérales de la région de Sarab 155
5-3-4- Sources thermominérales d'Isti-Su (Khalkhal)..... 156
5-3-5- Les sources thermominérales de Bostan Abad.... 156

5-4- REGROUPEMENT GENERAL DES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL 157

5-5- LES DEPOTS AUX EMERGENCES 163
5-5-1- Dépôts de calcaire 164
5-5-2- Dépôts de silice 164
5-5-3- Dépôts de soufre 165
5-5-4- Dépôts ferrugineux 165

CHAPITRE VI
==========

6 - GEOCHIMIE DES EAUX THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL 166

6-1- ORIGINE DES SELS DISSOUS 166

6-2- GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS 168
6-2-1- Les cations 169
6-2-1-1- Sodium (Na^+) 169
6-2-1-2- Potassium (K^+) 169
6-2-1-3- Calcium (Ca^{++}) 170
6-2-1-4- Magnésium (Mg^{++}) 170
6-2-1-5- Conclusions sur les cations 171
6-2-2- Silice (SiO_2)..... 171
6-2-3- Les anions 172
6-2-3-1- Le chlorure (Cl^-)..... 172
6-2-3-2- Les sulfates(SO_4^{--})..... 174
6-2-3-3- Les carbonates et bicarbonates (CO_3^{--} et HCO_3^-) 175
6-2-4- Conclusion de la géochimie 176

6-3- LES ELEMENTS TRACES DANS LES SOURCES THERMOMINERALES DE L'AZARBAIDJAN ORIENTAL 176
6-3-1- Lithium (Li^+)..... 176
6-3-2- Rubidium (Rb^+) 176
6-3-3- Fluor (F^-) 177
6-3-4- Bore (B^{---}) 179
6-3-5- Iode (I^-) 179
6-3-6- Baryum (Ba^{++})..... 179
6-3-7- Strontium (Sr^{++}) 180
6-3-8- Brome (Br^-)..... 180
6-3-9- Résultat de l'étude des éléments traces .. 180

CHAPITRE VII
==========

7 - ETUDE DES TEMPERATURES DES EAUX DES SOURCES THERMOMINERALES AUX EMERGENCES ET EN PROFONDEUR A L'AIDE DES GEOTHERMOMETRES CHIMIQUES... 182

7-1- GEOTHERMOMETRE SILICE (SiO_2)..... 182

7-2- GEOTHERMOMETRE Na-K-Ca 183

7-3- DIAGRAMMES D'EQUILIBRE 185

7-4- DETENTE DES GAZ DISSOUS 188

7-5- GEOTHERMOMETRE GEOLOGIQUE 188

7-6- RESULTATS DES CALCULS 193

7-7- LES FLUX APPROXIMATIFS DE CHALEUR REMONTEE PAR LES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL 194

7-7-1- La zone d'Ardabil 194
7-7-2- Secteur de Meshkin 196
7-7-3- Détermination des flux 197
7-7-4- Comparaison avec d'autres régions 197

7-8- UTILISATION DE L'ENERGIE GEOTHERMIQUE DANS L'INTERET DE L'ECONOMIE REGIONALE 198

CHAPITRE VIII
==========

8-CARACTERISTIQUES ISOTOPIQUES DES EAUX ET DES GAZ. 201

8-1- GENERALITES 201

8-2- ETUDE DES TENEURS EN TRITIUM DES EAUX 205

8-3- ETUDE DES TENEURS EN OXYGENE 18 DES EAUX... 207

8-4- ETUDE DES TENEURS EN DEUTERIUM DES EAUX ... 208

8-5- COMPOSITION ISOTOPIQUE DU GAZ CARBONIQUE PRELEVE AUX EMERGENCES 211

8-6- COMPOSITION ISOTOPIQUE DES SULFATES ET DES DEPOTS DE SOUFRE 213

8-7- CONCLUSIONS 213

CHAPITRE IX
==========

9- INTERPRETATION DES RESULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES DES SOURCES THERMOMINERALES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL..... 216

9-1- LES ANIONS MAJEURS 216
9-1-1- Chlorures (Cl^-) 216
9-1-2- Sulfate (SO_4^{--}) 216
9-1-3- Bicarbonates (HCO_3^-)..... 217

9-2- LES ANIONS TRACES 217
9-2-1- Fluor (F^-) 217
9-2-2- Brome (Br^-)..... 218
9-2-3- Iode (I^-)..... 218
9-2-4- Bore (B^{---}) 218

9-3- RAPPORTS DES ANIONS 218
9-3-1- F/B 219
9-3-2- F/I 219
9-3-3- F/Cl 219

9-3-4- Cl/F 222
9-3-5- Cl/B 222
9-3-6- Cl/Br 222
9-3-7- Cl/I 222
9-3-8- Br/I 222
9-3-9- SO_4/Cl 222

9-4- LES CATIONS MAJEURS 223
9-4-1- Sodium et Potassium (Na^+, K^+)..... 223
9-4-2- Calcium et magnésium (Ca^{++}, Mg^{++})..... 223

9-5- LES CATIONS TRACES 223
9-5-1- Lithium (Li^+)..... 223
9-5-2- Rubidium (Rb^+) 224
9-5-3- Baryum (Ba^{++}) 224
9-5-4- Strontium (Sr^{++})..... 226

9-6- RAPPORT DES CATIONS 226
9-6-1- Na/K 226
9-6-2- Ca/Mg 227
9-6-3- Na/Li 227
9-6-4- Li/Rb 227
9-6-5- Rb/Sr 230
9-6-6- Ca/Sr 230
9-6-7- Mg/Sr 230

9-7- RAPPORTS SIGNIFICATIFS ENTRE ANIONS ET CATIONS 231
9-7-1- F/Sr 231
9-7-2- F/Rb 231
9-7-3- F/Li 232
9-7-4- B/Sr 232
9-7-5- B/Rb 232
9-7-6- B/Li 232

9-8- RELATIONS DES DIFFERENTS RAPPORTS AVEC LA TEMPERATURE DE L'EAU DES SOURCES THERMO-MINERALES ETUDIEES 235

9-9- DEFINITION DES FAMILLES D'APRES LES ELEMENTS TRACES 236
9-9-1- Définition par les anions (F^-, B^{---}, I^-, Br^-)..... 236
9-9-2- Définition par les cations (Li^+, Rb^+, Ba^{++}, Sr^{++}) 236

9-10-ESSAI DE COMPARAISON DES RAPPORTS CARACTE-RISTIQUES DES ROCHES ET DES EAUX THERMOMINE-RALES DE LA REGION DU SABALAN 237
9-10-1- Ca/Sr 237

9-10-2- Rb/Sr 238
9-10-3- K/Rb 238

9-11- COMPARAISON DES ANALYSES CHIMIQUES DES SOURCES AU COURS DES ANNEES 238

9-12- COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES SOURCES DE DIFFERENTS PAYS POUR ETABLIR UNE COMPARAI-SON AVEC CELLES D'AZARBAIDJAN ORIENTAL... 240

CHAPITRE X
==========

10 - ETUDE DES GAZ DES SOURCES THERMOMINERALES D' AZARBAIDJAN ORIENTAL 244

PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS ET CONCLUSION GENERALE 249

BIBLIOGRAPHIE 256

LISTE DES TABLEAUX..... 279

TABLE DES FIGURES 281

TABLE DES MATIERES 283

BIBLIOTHÈQUE GRENOBLE INTERUNIVERSITAIRE

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

R. BARBIER

VU, et permis d'imprimer

Grenoble, le

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale

G. CAU