HAL
open science

Projet d'accumulation souterraine d'eau en massif granitique (Oued Ifni-Maroc) : application de l'analyse structurale

Jean Louis Aude

To cite this version:

Jean Louis Aude. Projet d'accumulation souterraine d'eau en massif granitique (Oued Ifni-Maroc) : application de l'analyse structurale. Géologie appliquée. Universite Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT : . tel-00760475

HAL Id: tel-00760475

https://theses.hal.science/tel-00760475v1

Submitted on 4 Dec 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.

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030750 5

1. AUDE (J.L.)

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3e CYCLE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE
Mention Géologie-Géotechnique

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

par

Jean-Louis AUDE

1 seul exemplaire

SUJET

Projet d'accumulation souterraine d'eau en massif granitique (Oued Ifni - Maroc)

Application de l'analyse structurale

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

08 MAI 1983

Soutenue le 17 Mars 1983 devant la Commission d'Examen

M. P. VIALON	Président
M. P. ANTOINE	Rapporteur
M. J. LETOURNEUR	Examinateur
M. J.-L. GIAFFERI	Invité

GRENOBLE

+1 carte h.t.

RESUME

L'étude géologique préliminaire de la retenue d'accumulation souterraine de Sidi-Ifni (Anti-Atlas, Maroc), a été menée en considérant que la connaissance de l'organisation structurale régionale est fondamentale pour analyser les écoulements souterrains en milieu rocheux.

Pour cela, les systèmes de décrochement qui ont façonné la région, ont été analysés ; ainsi, ont été établies la genèse et la géométrie de ces décrochements.

Les travaux de reconnaissances (sondages, essais Lugeon, mesures piezométriques) ont permis de préciser l'importance de la notion de « maille de fracturation » en milieu rocheux fracturé. Il apparaît que les données de reconnaissance doivent toujours être interprétées en fonction de l'objet géologique considéré.

La confrontation des cartes piezométriques et du schéma de répartition de la fracturation semble indiquer qu'il existe une relation claire entre la position de zones structurales de nature différente et la distribution de la perméabilité à l'échelle régionale.

Quant au projet initial, les données acquises montrent qu'il était très optimiste quant à la possibilité d'accumuler ainsi, puis d'exploiter les volumes d'eau envisagés.

MOTS-CLES

Maroc ; Anti-Atlas ; Boutonnière d'Ifni ; Croûte calcaire ; Décrochement ; Répartition de la fracturation ; Evolution structurale ; Sondage destructif ; Essai Lugeon ; Piezométrie ; Anisotropie de perméabilité ; Milieu continu - Milieu discontinu ; Ecoulement souterrain ; Prospection hydrogéologique.

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

09 MAI 1983

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3e CYCLE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE
Mention Géologie-Géotechnique

par

Jean-Louis AUDE

SUJET

Projet d'accumulation souterraine d'eau en massif granitique (Oued Ifni - Maroc)

Application de l'analyse structurale

1 seul exemplaire

Soutenue le 17 Mars 1983 devant la Commission d'Examen

M. P. VIALON	Président
M. P. ANTOINE	Rapporteur
M. J. LETOURNEUR	Examinateur
M. J.-L. GIAFFERI	Invité

GRENOBLE

10103764

ERRATA

p.9 : -la surface bordière est constituée par ..... (OLIVA, 1974)

p.116: la longueur de la cavité étant considérée égale à 1m, et la surpression ...

p.131, 4ème alinéa: deux effets se superposent donc...

p.139, 4ème alinéa: L'extension vers l'Est...

p.146, paragraphe 1-1: ...les fractures auront tendance à être ouvertes, et une anisotropie se manifestera avec $V_{//} \geq V_{\perp}$

Additif à la bibliographie

BEL F., ZERYOUHI I., (1982). - Cent cinquante kilométres forés dans les roches fracturées du Maroc. Historique et résultats de 10 années de prospection d'eau souterraine. Colloque Les milieux discontinus en hydrogéologie, B.R.G.M. Orléans.

SNOW D.T., (1970). - The frequency and apertures of fractures in rock. J. Rock Mech. Min. Sci. Vol. 7.

N.B.

Les originaux en couleurs des figures sur fonds topographiques peuvent être consultés à l'I.R.I.G.M.- B.P. 68 . 38402 Saint Martin d'Hères Cedex.

AVANT - PROPOS

Ce travail fait suite à une affectation, au titre de la coopération militaire, à la Direction de l'Hydraulique (Ministère de l'Equipement, Maroc). Les nombreux ouvrages hydrauliquesétudiés actuellement dans ce pays ont été pour moi l'occasion de multiples contacts avec la réalité de la géologie appliquée au génie civil. Certaines caractéristiques du projet d'accumulation souterraine de Sidi-Ifni (originalité de la solution technique envisagée, absence de données structurales sur la région, étude sur le point de débuter à mon arrivée à Rabat) ont paru pouvoir permettre une réflexion plus générale que celle faite au niveau d'un bureau d'études.

La réalisation de ce mémoire, ainsi commencé dans l'ambiance "rabati", et terminée dans le cadre de l'I.R.I.G.M. à Grenoble, m'a permis de rencontrer et de travailler avec un grand nombre de personnes, ingénieurs coopérants, personnels de l'Administration marocaine, chercheurs. Tous m'ont transmis dans leur domaine respectif, très variés, une partie de leur expérience ; merci à tous.

L'appui et la disponibilité de certains d'entre eux ont rendu possible la mise au point de ce travail, et je voudrais ainsi particulièrement les remercier ;

Monsieur A. JAOUI, Directeur de l'Equipement à la Direction générale de l'Hydraulique, a grandement facilité la poursuite de mon séjour à Rabat.

Monsieur P. ANTOINE m'a accueilli dans son équipe de recherche ; il a parcouru avec enthousiasme les fonds d'oueds de la région de Sidi-Ifni.

Monsieur P. VIALON a bien voulu présider le jury de cette thèse ; la partie structurale de ce mémoire doit sans doute beaucoup à quelques unes de ses préoccupations.

Monsieur J. LETOURNEUR a assuré avec minutie la lourde tâche de correction du manuscrit et bon nombre d'accents circonflexes lui doivent leur existence ; il a surtout su me montrer la force et la simplicité d'un raisonnement géologique bien construit.

Jean-Louis GIAFFERI, ingénieur-géologue à Electricité de France et détaché à la Direction de l'Hydraulique, a été un ami et un conseiller attentif. Les nombreuses missions effectuées en sa compagnie ont été une source d'informations géotechniques et ... diététiques (Sidi Ali ou Sidi Harazem ?)

Anne enfin, a accepté, seule d'abord, puis en compagnie de Bastien, mes déplacements souvent fort incertains à Sidi-Ifni.

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE INTRODUCTION

CHAP. I. INTRODUCTION p. 3

1. But de l'étude p. 3

1.1. Cadre de l'étude p. 3
1.2. Cheminement du projet p. 3
1.3. Orientation finale du projet p. 5

2. Les grandes lignes du projet p. 6

2.1. Chronologie des études p. 6
2.2. Les points délicats p. 7

3. Le milieu naturel p. 9

3.1. Aperçu géographique p. 9
3.2. Le bassin versant de l'Oued Ifni p. 11
3.3. Les températures p. 11
3.4. L'évaporation potentielle p. 11
3.5. Les pluies p. 13
3.6. Les débits p. 14

4. Les données géologiques p. 14

4.1. Géologie de l'Anti-Atlas p. 14
4.1.1. Présentation générale p. 15
4.1.2. Stratigraphie p. 15
4.1.3. Relation avec le craton ouest-africain p. 17
4.1.4. Evolution structurale de l'Anti-Atlas p. 19

4.2. Géologie de la boutonnière d'Ifni p. 19
4.2.1. Les principaux ensembles lithologiques p. 19
a) les granites p. 21
b) les séries sédimentaires et volcaniques p. 21
4.2.2. Les données structurales p. 23

DEUXIEME PARTIE ETUDE GEOLOGIQUE

CHAP. II. LES DONNEES LITHOLOGIQUES p. 29

1. Le substratum p. 29

1.1. Les roches plutoniques p. 29
1.1.1. Le granite de Mesti p. 29
1.1.2. La granodiorite d'Ifni p. 30

1.2. Les faciès de transition p. 30

1.3. Les formations volcaniques p. 32
1.3.1. Les ignimbrites inférieures p. 33
1.3.2. Les coulées trachytiques associées aux ignimbrites p. 33
1.3.3. Les reliques d'ignimbrites p. 33
1.3.4. Les trachytes d'Ifni p. 34

1.4. Les filons p. 34

1.5. Conclusions p. 34

2. Les formations superficielles p. 36

2.1. Les croûtes carbonatées p. 36
2.1.1. Données bibliographiques p. 36
2.1.2. Description p. 37
a) les croûtes de terrasse p. 37
b) les dalles compactes p. 38
c) les formations carbonatées des discontinuités p. 39
2.1.3. Importance des croûtes sur le plan hydrogéologique p. 40
a) Rôle de barrière étanche p. 40
b) Rôle chimique p. 41

2.2. Les alluvions p. 41
2.2.1. Observations p. 41
2.2.2. Localisation probable de l'inféroflux p. 43
2.2.3. Capacité théorique d'emmagasinement des alluvions p. 43

2.3. L'altération p. 44
2.3.1. L'altération dans la boutonnière d'Ifni p. 44
2.3.2. Rappel sur les mécanismes de l'altération p. 44
a) Substrat granitique et granodioritique p. 44
b) Substrat volcanique p. 45
2.3.3. Observations p. 45
2.3.4. Liaison avec les déformations p. 47

CHAP. III. LES DONNEES STRUCTURALES p. 51

1. Présentation p. 51
1.1. Rappels sur les mécanismes du cisaillement p. 52

1.2. Implications pour le projet p. 56

2. Le cadre structural régional p. 57

2.1. Mise en évidence des grandes directions de fracturation p. 58

2.2. Observations de terrain p. 64
2.2.1. Méthode de travail p. 64
2.2.2. Les grandes familles de fracturation p. 67
a) Famille N 130-150 pentée 40-60 NE p. 69
b) Famille N 10-30 pentée 70 SE à 80 NW p. 72
c) Famille N 40-80 subverticale p. 75
d) Famille N 155-175 pentée 70 E-90 p. 76
e) Famille N 85-125 subverticale p. 77
f) Fractures subhorizontales p. 81
2.2.3. Synthèse des mouvements mis en évidence p. 85

3. Evolution structurale de la boutonnière d'Ifni p. 86

3.1. Importance des fractures associées aux décrochements majeurs p. 86

3.2. Liaison avec l'évolution structurale régionale p. 87

4. Conclusion p. 90

TROISIEME PARTIE LES TRAVAUX DE RECONNAISSANCE

CHAP. IV. DESCRIPTION DES TRAVAUX p. 95

1. Cadre de la réalisation p. 95

2. Le matériel p. 97

3. Caractéristiques techniques de la méthode de foration p. 97

CHAP. V. RESULTATS DES TRAVAUX DE RECONNAISSANCE p. 100

1. Les coupes de sondages p. 100

1.1. La lithologie p. 100

1.2. L'altération p. 101

1.3. La fracturation p. 103

1.4. Les venues d'eau p. 105

2. Les essais d'eau de type Lugeon p. 106

2.1. Principe p. 106

2.2. Résultats p. 108
2.2.1. Structure géologique du massif p. 108
2.2.2. Applications hydrogéologiques p. 115

3. Les mesures piezométriques p. 121

3.1. Variations piezométriques p. 121

3.2. Analyse des cartes piezométriques p. 125

4. Conclusion p. 132

QUATRIEME PARTIE APPORTS DE L'ETUDE REALISEE

CHAP. VI. INCIDENCES DES CONDITIONS GEOLOGIQUES SUR LE PROJET p. 137

1. Définition de la zone concernée par le projet p. 137

1.1. La piezométrie p. 137

1.2. L'hydrochimie p. 139

1.3. Volume concerné p. 141

2. La porosité p. 142

3. Le volume d'eau stockable p. 143

CHAP. VII. PROPOSITIONS POUR DES ETUDES ULTERIEURES p. 145

1. Poursuite de l'étude actuelle p. 145

1.1. Vérification par la prospection sismique de la nature des bandes de fracturation p. 146

1.2. Implantation de sondages sur les bandes de fractures T p. 149

2. La recherche des eaux souterraines p. 151

CINQUIEME PARTIE

CHAP. VIII. CONCLUSIONS GENERALES p. 157

ANNEXES p. 161

LISTE DES FIGURES

BIBLIOGRAPHIE

PREMIERE PARTIE

CHAP. I. INTRODUCTION

I. INTRODUCTION

1. BUT DE L'ETUDE

1.1. Cadre de l'étude

La ville de Sidi-Ifni et son arrière-pays immédiat (50 x 25 km) ont constitué, jusqu'en 1969, l'enclave espagnole d'Ifni, relique d'un important empire colonial dans cette partie de l'Afrique. Position essentiellement stratégique tournée vers l'Océan, son développement économique est très peu avancé lorsque l'Espagne la restitue au Maroc.

Les habitants de cette enclave vivent alors de commerce avec les territoires voisins sous administration marocaine, ainsi que de pêche artisanale pratiquée le long des côtes.

Depuis, des plans de développement économique tentent de construire un avenir à cette population, qui vit aujourd'hui essentiellement des revenus de l'émigration des hommes en âge de travailler, de la pêche, et d'une agriculture de subsistance basée sur l'élevage des caprins, et sur la culture de l'orge dans les fonds de vallées. Or tout développement envisagé, qu'il soit industriel, touristique ou portuaire, nécessite une alimentation suffisante et régulière en eau.

Pour assurer cette alimentation, diverses solutions avaient déjà été envisagées. Le présent mémoire se rattache à l'une d'entre elles : il résume en effet l'étude géologique entreprise pour évaluer la factibilité d'un réservoir souterrain en massif granitique. Il ne prétend pas exposer le déroulement des différents aspects d'une étude idéale, à supposer que ce cas particulier en comporte une. En revanche, il traduit ce qui a pu être réalisé dans une situation administrative et financière donnée.

1.2. Cheminement du projet

En 1977 commence la prospection des ressources en eau de la région, dans le cadre d'un programme comportant deux étapes : d'abord assurer à court terme l'alimen-

tation en eau des 13 000 habitants de Sidi-Ifni, en remplaçant ou en doublant les installations espagnoles qui fournissent alors 15 l/s d'eau saumâtre (résidu sec, 3 g/l), ensuite estimer les débits mobilisables à l'horizon de l'an 2000 dans la perspective du développement économique espéré.

Le premier problème fut rapidement résolu par l'implantation de quatre puits de captage (n°IRE - Inventaire des ressources en eaux - 446/88, 532/88, 533/88 et 535/88) situés dans les vallées de l'Oued Ifni et de l'Oued Krayma un de ses affluents. Ces puits fournissent actuellement 22 l/s, débit limite d'exploitation de la nappe, d'une eau exceptionnellement peu minéralisée pour la région (résidu sec : 1 g/l).

Il est vite apparu qu'il serait impossible de tirer des alluvions de l'Oued Ifni les débits alors envisagés par l'Office National de l'Eau Potable (ONEP), et fixés en décembre 1976 à 46 l/s pour 1985, 82 l/s pour 1995 et 99 l/s pour 2000, soit respectivement 77, 123 et 148 l/s en débit de pointe. En conséquence, dans une lettre datée du 5 Avril 1977, le Ministre des Travaux Publics et des Communications annonçait la mise en route, par la Direction de l'Hydraulique, de l'étude d'un barrage sur l'Oued Ifni destiné à pourvoir à moyen et long termes aux besoins en eau potable de Sidi-Ifni.

Ce barrage devait permettre une régularisation des débits sur 3 ans et satisfaire ainsi les besoins de l'an 2000 avec un ouvrage de 12.10^6 m^3 de retenue utile. L'étude préliminaire, notamment l'étude géologique, (Note, DH 1977) était engagée aussitôt. Ses premières conclusions insistaient sur le caractère approximatif des paramètres hydrauliques retenus et en demandaient une étude plus approfondie. Sur les deux sites envisagés, à quelques kilomètres à l'amont de Sidi-Ifni, la nature du substratum (trachytes et granodiorites), la minceur du remblayage alluvial et l'impossibilité de disposer à proximité de matériaux plastiques en quantité suffisante, amenaient à orienter le projet vers un barrage en béton. Celui-ci, vraisemblablement de type-poids à évacuateur de crues incorporé, aurait été un ouvrage d'une quarantaine de mètre de hauteur.

Un programme de reconnaissances était proposé en août 1979 et le marché passé, au début de 1980, entre la Direction de l'Hydraulique et le Bureau de Recherches et de Participations Minières (B.R.P.M.).

Au même moment était publiée l'étude hydrologique demandée 3 ans auparavant.

Ses principales conclusions étaient pessimistes : le module annuel an année moyenne devait être réduit de plus de 50 % par rapport aux estimations initiales (75 l/s au lieu de 125-150 l/s) ; plus grave encore, la reconstitution d'une série de débits sur 55 ans concluait à une succession possible de 10 années pratiquement sèches et couramment à plusieurs cycles de 3 à 5 ans d'années pratiquement sèches.

Au vu de ces résultats, une simulation rapide de la gestion d'un éventuel réservoir montrait clairement l'impossibilité, quelle que soit la taille de l'ouvrage retenu, de garantir un débit même faible par la seule mobilisation des eaux de surface.

1.3. Orientation finale du projet

Le 3 Juin 1980, une réunion rassemblant les représentants des différents services concernés de l'Administration analysait le problème en fonction de l'ensemble des données rassemblées. Il apparaissait tout d'abord avec le recul que le document ONEP de décembre 1976 avait exagéré fortement les besoins (20 l/s réellement mobilisés en 1980 au lieu des 46 l/s prévus), et cela avec un très mauvais rendement du réseau, de l'ordre de 30 %. Grâce d'autre part à la poursuite de la prospection des affluents de l'Oued Ifni, 10 l/s supplémentaires d'eau douce (résidu sec, 1 g/l) pouvaient être espérés.

Ainsi, le projet de barrage ne présentait-il aucun caractère d'urgence, et la question de son utilité se posait même, le développement économique étant en retrait des prévisions de 1976.

Il était cependant nécessaire de prévoir un appoint de ressources avant l'horizon 2000.

A cette fin, fut émise l'idée d'un barrage souterrain permettant d'élever le niveau de la nappe, avec pour hypothèse de noyer non seulement le remplissage alluvial, mais aussi les granodiorites environnants, et de creér ainsi un réservoir étendu au sein des massifs rocheux. Un resserrement de vallée induit par une barre d'ignimbrites , située à l'amont des deux sites précédents a paru constituer un site favorable pour cette coupure souterraine.

A notre arrivée à Rabat, en septembre 1980, la décision était prise de réaliser quelques sondages destinés essentiellement à vérifier s'il y avait continuité des nappes à l'intérieur des massifs.

Il nous a alors semblé nécessaire de considérer ces reconnaissances dans un contexte plus général et non sous un seul aspect piezométrique.

Nous avons donc proposé de retarder ces travaux afin de réaliser une étude géologique, absolument pas envisagée à cette époque, permettant de mieux orienter les recherches ultérieures. Mais parallèlement, l'ordre de service de démarrage des travaux était signé en décembre 1980, ceux-ci devant suivre immédiatement.

2. LES GRANDES LIGNES DU PROJET

2.1. Chronologie des études

Au début de l'année 1981, ces travaux n'étant toujours pas engagés, nous avons proposé une redéfinition complète du plan de l'étude (Note DH.CGG, T_1-5/81), que nous pouvons résumer ainsi :

- Etude géologique destinée à acquérir les connaissances de base sur la région concernée ;
- Réalisation d'une campagne de prospection sismique destinée à vérifier les conclusions de l'étude géologique, notamment sur le plan de l'altération et de la fracturation ;
- Implantation de sondages selon les données alors acquises et réalisation d'essais d'eau de type Lugeon dans ces sondages, équipés d'autre part en piezomètres.

En dépit de ces propositions, les sondages prévus démarraient finalement en mars 1981 pour prendre fin deux mois plus tard.

A leur suite, l'étude géologique était entreprise, un premier rapport étant publié en septembre 1981 (Note DH-CGG, T_1 -9/81). Les conclusions partielles, pessimistes, qu'il contenait et qui découlaient principalement des résultats d'essais d'eau, entraînaient la mise en sommeil de cette étude. En particulier, la campagne de prospection sismique était repoussée à beaucoup plus tard.

Ultérieurement et à titre personnel, nous avons poursuivi l'étude structurale du massif au cours du printemps 1982 ; c'est elle qui constitue la trame de ce mémoire.

2.2. Les points délicats

Un certain nombre de problèmes devaient être résolus pour justifier une opinion sur la factibilité du projet :

. En premier lieu, l'emplacement de la coupure envisagée est-il favorable ou non ? Est-il situé de façon à capter le maximum d'écoulement ? Et, question annexe mais fondamentale, des contournements d'ouvrage sont-ils possibles ? Enfin, bien qu'à ce stade du projet cela n'ait pas encore de répercussion, la construction de l'ouvrage de coupure est-elle possible à l'endroit choisi ?

A ces questions, la réponse fut apportée par une étude détaillée des formations lithologiques, adaptée à l'échelle du projet. Cette étude fait l'objet de la deuxième partie de ce mémoire.

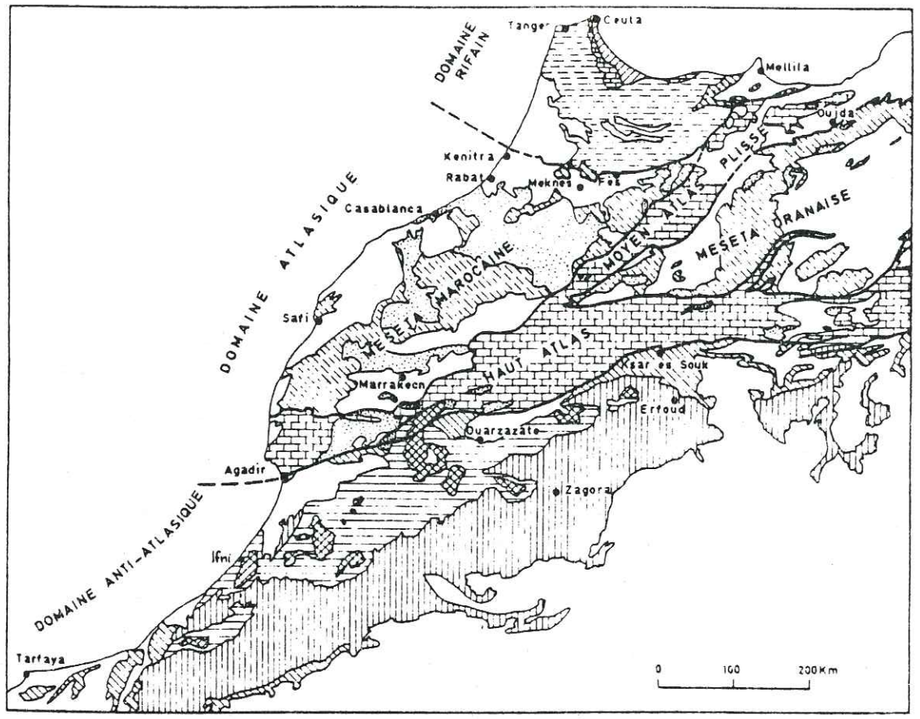
. La plus grande incertitude du projet réside dans la possibilité de noyer une partie des massifs rocheux ; dans cette optique, l'étude de la fracturation et de ses caractères annexes (altération, perméabilité, porosité), est primordiale. Enfin toutes ces fractures sont-elles semblables ? Ne peut-on pas les hiérarchiser en fonction des propriétés intéressantes ici (perméabilité, entre autres).

Pour résoudre ces problèmes, une étude structurale a été réalisée dans les formations concernées. Elle est aussi exposée dans la deuxième partie.

. Enfin la continuité de la nappe dans les massifs est-elle réelle ? Sa surface piezométrique peut-elle être surélevée ?

La campagne de sondages initialement prévue devait permettre de répondre à ces questions. La troisième partie en présente les résultats.

Mais, à mesure que notre étude s'avançait, il nous est vite apparu que les propriétés du massif requises (porosité, perméabilité) n'étaient pas en mesure de permettre la réalisation du projet. En même temps, le contexte géologique ainsi que les données des travaux de reconnaissances nous ont conduit à orienter nos recherches vers la compréhension des écoulements en milieu fracturé.



DOMAINE ANTI-ATLASIQUE

COUVERTURE TABULAIRE OU LOCALEMENT PLISSÉE

- Comblement neogène et quaternaire
- Essentiellement Crétacé
- Paléozoïque depuis le Cambrien moyen
- Cambrien inférieur et Infracambrien

SOCLE

- Précambrien I et II

DOMAINE ATLASIQUE

COUVERTURE TABULAIRE

- Comblement neogène et quaternaire
- Secondaire et Paléogène

COUVERTURE PLISSÉE

- Secondaire et Paléogène
- Paléozoïque ou indéterminé et Infracambrien supérieur
- Infracambrien inférieur
- Précambrien I et II

DOMAINE RIFAIN

COUVERTURE TABULAIRE OU PLISSÉE

- Comblement neogène et quaternaire
- Autochtone, avant-pays et rides prérifaines

COUVERTURE CHARRIÉE

- Secondaire et tertiaire
- Chaînes calcaires
- Primaire et métamorphique

Fig. 1-1. Schéma structural du Maroc (in CHIRON, 1973)

3. LE MILIEU NATUREL

3.1. Aperçu géographique

La ville de Sidi-Ifni se trouve à l'embouchure de l'oued du même nom, sur la côte de l'Océan Atlantique. Située à 150 km au sud d'Agadir par 29° 25' de latitude nord, il s'agit de la dernière agglomération importante du littoral avant les régions présahariennes et sahariennes.

La région de Sidi-Ifni (Fig. 1.1.) appartient à l'extrémité occidentale du massif de l'Anti-Atlas, qui assure la transition entre le Maroc atlantique et méditerranéen au Nord, et le Maroc saharien au Sud. Elle occupe une boutonnière anticlinale de formations antécambriennes, ouverte à l'Ouest vers l'Atlantique et entourée partout ailleurs par une couverture cambrienne de roches carbonatées.

D'Est en Ouest, on peut y distinguer (Fig. 1.2.) plusieurs ensembles géomorphologiquement différents :

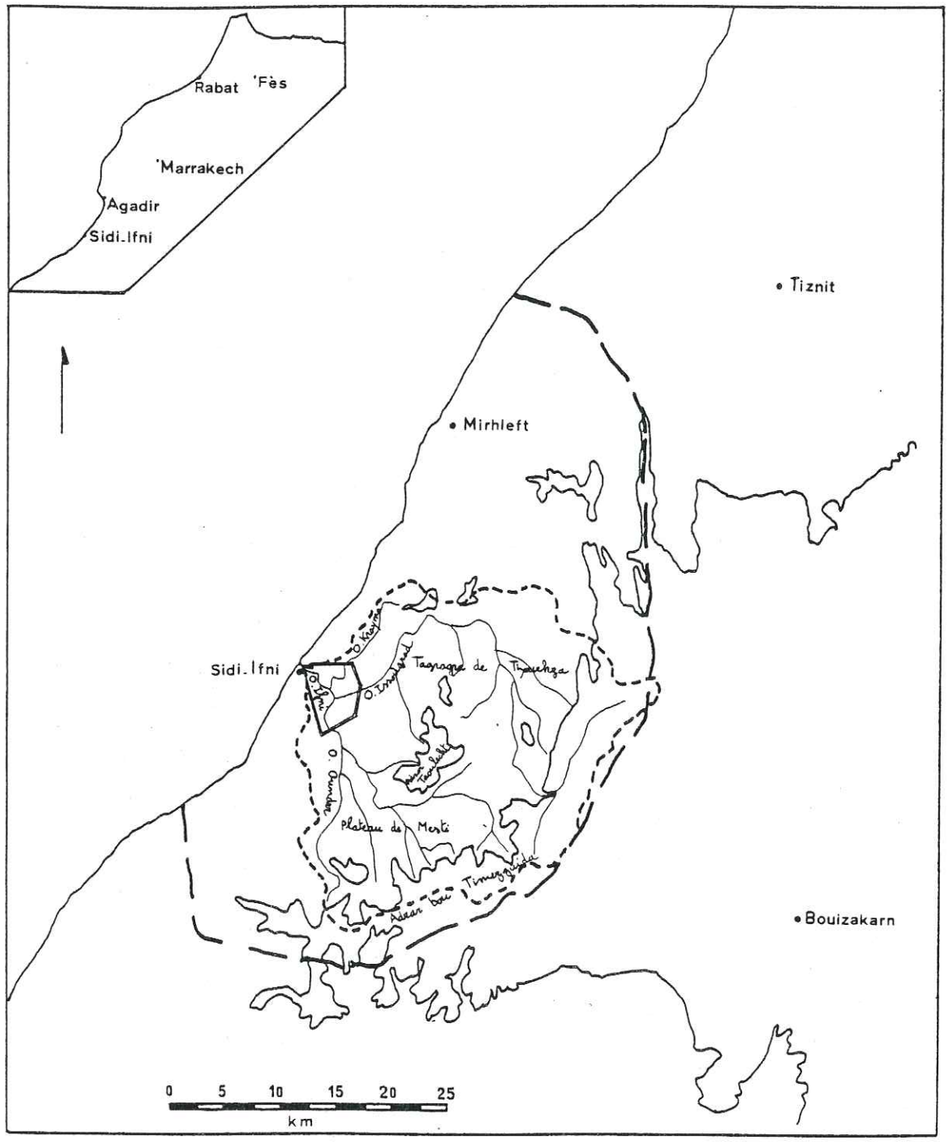
- les hauts reliefs ferment à l'Est la boutonnière. Ils sont formés de dépôts sédimentaires infracambriens. Leur altitude atteint 800 m ;

- les plaines intérieures - Tagragra de Tiyourhza et plateau de Mesti- enserrent au Nord et au Sud l'alignement des hautes croupes de l'Adrar Taoulecht qui culmine lui aussi à 800 m d'altitude. Ces plaines sont constituées par un substratum schisto-granitique anciennement aplani dans lequel l'érosion a récemment entaillé de profondes dépressions ;

- la surface bordière est constituée par l'ancienne pénéplaine mio-pliocène, la "surface préhamadienne" . Son altitude est voisine de 200 m dans la région étudiée (Fig.1.3.). "Elle se suit aisément de plateau en plateau, de croupe en croupe, régulièrement inclinée vers le NW et dominée par quelques îlots de résistance" (OLIVA, 1972). Un chaînon côtier la sépare du littoral ;

- le littoral est constitué par une plate-forme dominant l'océan de 60 m environ. C'est sur cette plate-forme étroite qu'est bâtie la ville de Sidi-Ifni, de part et d'autre de la gorge terminale de l'Oued Ifni.

Seule une partie de la surface bordière et le passage entre surface bordière et littoral sont intéressés par notre travail.



Limite du terrain étudié

Courbe de niveau 500 m

Oueds

Limite du bassin versant de l'Oued Ifni

Limite de la boutonnière précambrienne d'Ifni

Fig. 1-2. Géographie sommaire de la boutonnière d'Ifni

3.2. Le bassin versant de l'Oued Ifni

Il occupe d'Est en Ouest toute la largeur de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Fig. 1.2.), soit une trentaine de kilomètres.

La surface à prendre en considération dans le projet représente la presque totalité de ce bassin versant puisque le site de coupure est à quelques kilomètres seulement de l'embouchure. Cette surface est de 704 km^2 entre les altitudes 23 m NGM (site de coupure) et 1250 m NGM (Adrar Bou Timezguida). La forme du bassin est régulière, presque circulaire, ce qui lui donne un indice de compacité élevé (1,24).

L'Oued Ifni est formé par la confluence, à 400 m en amont du site, de l'Oued Krayma et de l'Oued Ounder.

La zone couverte par notre étude (Fig. 1.3.), centrée sur le site de coupure envisagé, mesure environ 25 km^2.

3.3. Les températures

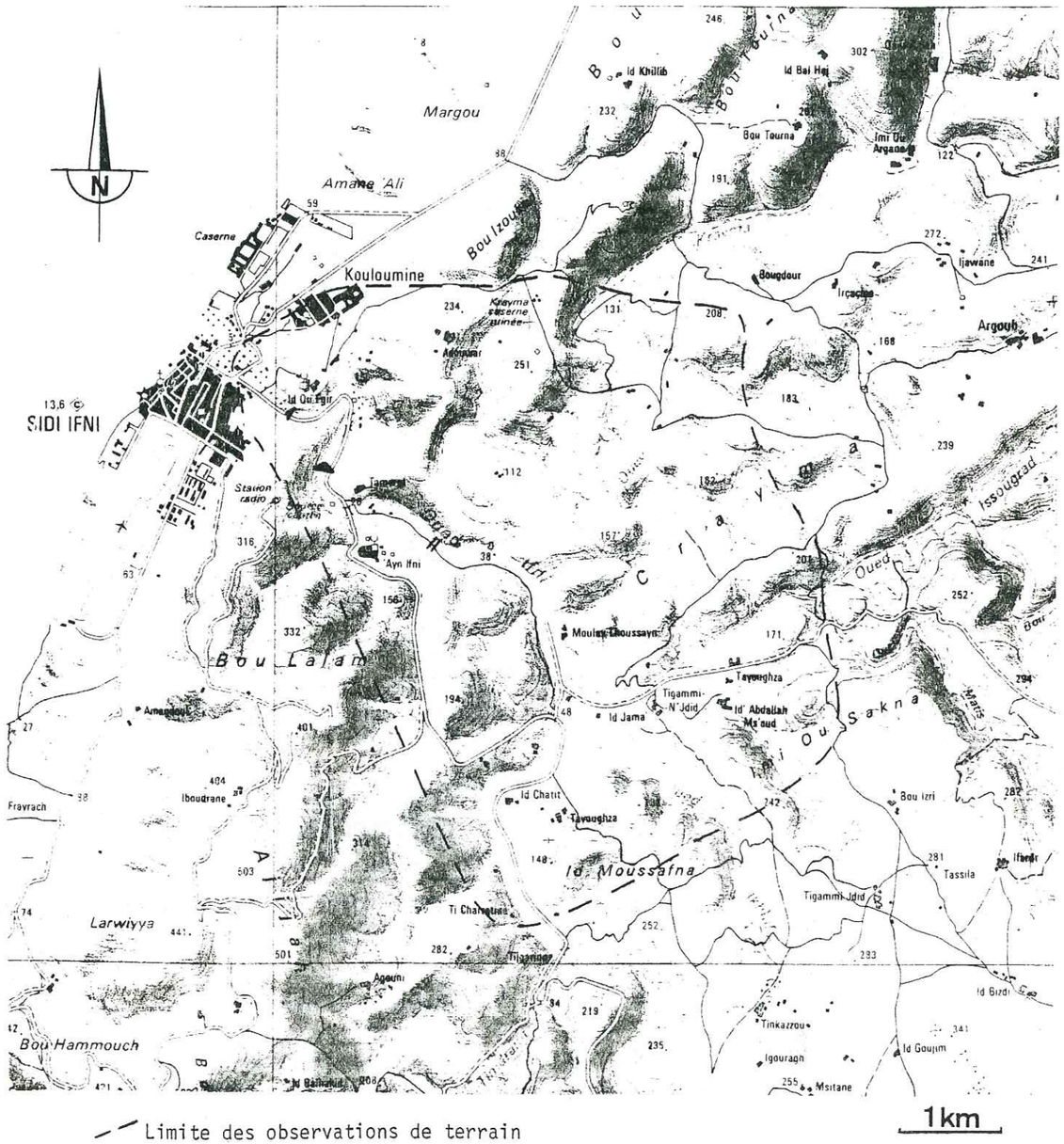
Les relevés de température sont rares dans cette zone, et l'on doit se contenter d'observations ponctuelles. Si les températures peuvent couramment descendre au-dessous de zéro en hiver et dépasser 40 °C en été dans le massif anti-atlasique, la boutonnière d'Ifni bénéficie d'une amplitude de variation beaucoup plus faible, du fait de l'influence océanique ; cette amplitude se restreint encore si l'on observe notre zone d'étude. A Sidi-Ifni même, il est rare de relever une température supérieure à 25 °C.

De plus, les brumes océaniques étant particulièrement développées durant l'été, il n'est pas rare de relever en juillet ou en août des températures inférieures à celles constatées en avril ou en mai.

Enfin, du fait des reliefs côtiers, les températures diurnes augmentent très vite lorsqu'on pénètre de quelques kilomètres vers l'intérieur.

3.4. L'évaporation potentielle

Là aussi, nous ne possédons pas de données précises. Nous pouvons cependant faire des rapprochements avec deux valeurs, concernant d'une part le barrage de Youssef Ben Tachfine et d'autre part la ville de Safi. Le barrage de Youssef Ben Tachfine, sur l'Oued Massa, est situé lui aussi dans l'Anti-Atlas, à 100 km au Nord de Sidi-Ifni, mais surtout à 30 km de l'Océan Atlantique. On y mesure une évaporation potentielle de 1700 mm/an ; ainsi que nous l'avons déjà noté, l'atmosphère de Sidi-Ifni est souvent très humide : l'évaporation y serait donc beaucoup plus faible.



Limite des observations de terrain

Site de coupure retenu

Sites initiaux des barrages d'accumulation

Fig.1-3. Situation de la région étudiée

A Safi, ville située sur le littoral atlantique, mais beaucoup plus au Nord, l'évaporation mesurée est de 2280 mm/an. Il faut tenir compte du fait que cette région sèche est continuellement exposée à de fortes brises océaniques, facteur aggravant, ce qui est beaucoup moins fréquent à Sidi-Ifni.

Partant des données précédentes, il nous paraît raisonnable de proposer une valeur voisine de 1500 mm/an pour la ville même de Sidi-Ifni. Mais cette valeur est vraisemblablement trop faible pour être appliquée à l'ensemble du bassin versant.

3.5. Les pluies

En pays de socle ne comportant que des nappes souterraines locales, l'effet des années pluvieuses et sèches se fait sentir avec une rapidité exceptionnelle. Il convient donc d'examiner tout particulièrement, le module pluviométrique moyen, les modules extrêmes, leur durée et leur répartition, et le régime des pluies.

Malgré le caractère aride de cette région, l'influence de l'océan proche se traduit, d'une part, par une réduction de l'amplitude diurne des températures, et de l'autre par une humidification de l'atmosphère. Celle-ci implique une nébulosité importante, notamment l'été, où il n'est pas rare de voir la brume recouvrir Sidi-Ifni toute la journée.

De cette nébulosité résultent des précipitations occultes, sans intérêt hydrogéologique, mais bénéfiques pour la végétation, à un tel point que celle-ci fournit une image trop optimiste des conditions locales.

Ce sont des dépressions atlantiques qui fournissent les pluies tombant sur l'Anti-Atlas occidental, à la faveur de l'avancée vers le Sud de la dépression polaire. La persistance d'un anticyclone aux Açores peut considérablement allonger les périodes hivernales sans pluie, en particulier en janvier-février, et même supprimer les périodes de pluie. Dans le domaine de la boutonnière d'Ifni, l'obstacle rencontré par les nuages chargés de vapeur d'eau est double, car formé par le littoral, puis le haut relief qui lui succède immédiatement ; il se produit donc une importante décharge des nuages pluvieux sur le massif côtier, au détriment des dépressions intérieures, et donc d'une partie du bassin versant de l'Oued Ifni.

Bien qu'il n'y ait pas de stations de mesure à l'intérieur du bassin versant, les fichiers pluviométriques homogénéisés et fusionnés de cinq stations voisines per-

mettent de définir un module pluviométrique en année moyenne de 170 mm. Ce module est extrêmement variable ; pour l'ensemble du bassin, on obtient un module maximal de 410 mm et un minimal de 35 mm. Les pluies tombent brutalement sur une période de temps très courte, 2 ou 3 jours, éventuellement répétée 2 ou 3 fois de décembre à février.

Enfin, le régime interannuel des pluies est lui aussi très médiocre, comme il l'a été signalé plus haut.

Toutes ces caractéristiques climatiques confèrent à la région un climat de type aride (indice de Thornthwaite compris entre -45 et 50) tempéré par l'influence océanique.

3.6. Les débits

Une station hydrométrique a été construite en 1977 entre la ville de Sidi-Ifni et le confluent des oueds Ounder et Krayma. Malheureusement, les relevés n'ont commencé qu'en octobre 1979. Seules, quelques mesures de jaugeages en basses eaux sont disponibles.

Le coefficient d'écoulement a lui aussi été estimé à partir d'observations faites dans les bassins versants voisins.

Pour des précipitations inférieures à 90 mm, il n'y a pas d'écoulement. En année moyenne(170 mm), l'écoulement est très faible, de l'ordre de 0,6 %, ce qui correspond à un débit de 20 l/s. Une série de débits reconstitués a été ajustée à différentes lois de distribution. Les valeurs caractéristiques sont :
- Moyenne : 75 l/s
- Médiane : 15 l/s
- Mode inférieur à 1 l/s

Une crue a pu être observée de façon détaillée (5-7 février 1976) ; après une succession d'averses de courte durée, ponctuelles, la crue est arrivée, violente, rapide avec une forte charge solide, capable d'emporter çà et là des terrasses alluviales avant de s'annuler rapidement.

4. LES DONNEES GEOLOGIQUES

4.1. Géologie de l'Anti-Atlas

4.1.1. Présentation générale

La boutonnière précambrienne d'Ifni appartient à l'extrémité occidentale de l'Anti-Atlas, vaste bombement qui vient buter contre le Haut-Atlas par la puissante masse volcanique du Siroua (3304 m). Ce massif constitue la bordure septentrionale du craton ouest-africain. Il comprend des formations précambriennes, cristallophyliennes, cristallines et volcano-détritiques, qui affleurent en boutonnières à travers une couverture essentiellement carbonatée, dont la partie supérieure, au moins, est cambrienne.

Le domaine anti-atlasique à socle essentiellement précambrien est séparé, au nord, du domaine atlasique à substratum principalement paléozoïque, par l'accident sud-atlasique ("faille d'Agadir") que l'on suit des Canaries jusqu'au golfe de Gabès (Fig. 1.1. et 1.4.). Cet accident, dans lequel certains auteurs (DEWEY et al., 1973 ; BULLARD et al., 1965) voient la trace d'une expansion océanique suivie d'une subduction semble être une large bande fracturée qui recouvre en fait la chaîne atlasique (MICHART et al., 1975), le long de laquelle se sont produits des décrochements dextres de direction hercynienne N 70 dès le fini-carbonifère (MATTAUER et al., 1972) puis semble-t-il, des décrochements senestres anté-crétacé (PITMAN et TALWANI, 1972 ; MICHARD et al., 1975).

Un second accident, l'accident majeur de l'Anti-Atlas, sépare le craton africain stable au Sud, de la zone mobile de bordure du craton au Nord ; les boutonnières précambriennes ont un style tectonique différent selon leur position par rapport à cet accident (Fig. 1.4.).

Les plus méridionales de ces boutonnières (Ifni, Bas Draa) rappellent, par leur structure non plissée et leur faciès (Précambrien granitisé), le dorsale Reguibat dont seule la partie occidentale a été remobilisée sous forme de nappe dans la chaîne des Mauritanides. A l'inverse, les boutonnières du centre et du Nord (Kerdous, Irherm, Tazenakht, Siroua et Bou Azzer ont été affectées par les plissements de l'orogenèse pan-africaine qui a mobilisé pour la dernière fois le socle de l'Anti-Atlas.

4.1.2. Stratigraphie

L'essentiel des connaissances géologiques sur l'Anti-Atlas était dû, jusqu'à ces dernières années, à G. CHOUBERT qui proposait notamment (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1970 ; CHOUBERT et al., 1973) une subdivision complexe des formations de ce massif avec 6 cycles orogéniques précambriens successifs.

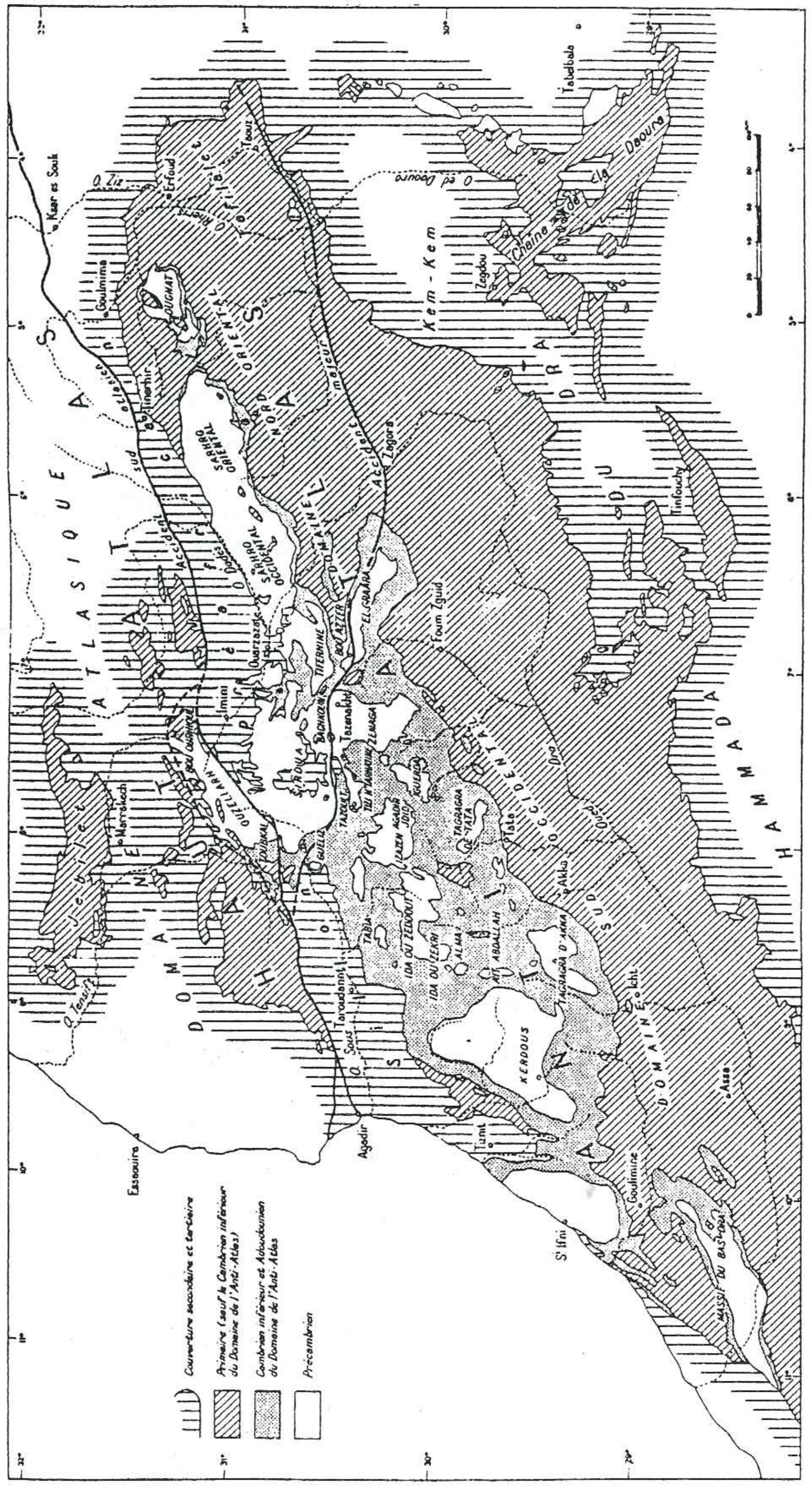


Fig. 1-4. *Schéma de répartition des boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas*
(in CHOUBERT, 1963)

Des travaux récents ont apporté de nombreuses simplifications et corrélations avec le reste du craton africain.

D. JEANNETTE et D. TISSERANT (1977) proposaient de diviser les formations susjacentes au socle granito-gneissique en trois grands ensembles :

- "le système des Quartzites" d'âge vraisemblablement Protérozoïque supérieur,
- "le système du Siroua-Sarho" dont seul l'âge du sommet est avancé : 660 Ma,
- "le système de Ouarzazate" entre 603 et 570 Ma, âge de l'Adoudounien inférieur.

R. CHARLOT (1978), en reprenant tous les âges radiométriques, et conformément aux observations de R. CABY (1970) sur les mesures radiométriques rajeunies, excluait l'hypothèse de CHOUBERT concernant l'existence d'un socle archéen dans l'Anti-Atlas. Il trouvait ainsi comme âge de la première orogenèse vraiment sûre, 1920-1850 Ma, orogenèse responsable des granitisations de Tazeroualt et Azguemerzi. Selon CHARLOT "c'est l'équivalent marocain de l'orogenèse éburnéenne du bouclier ouest-africain".

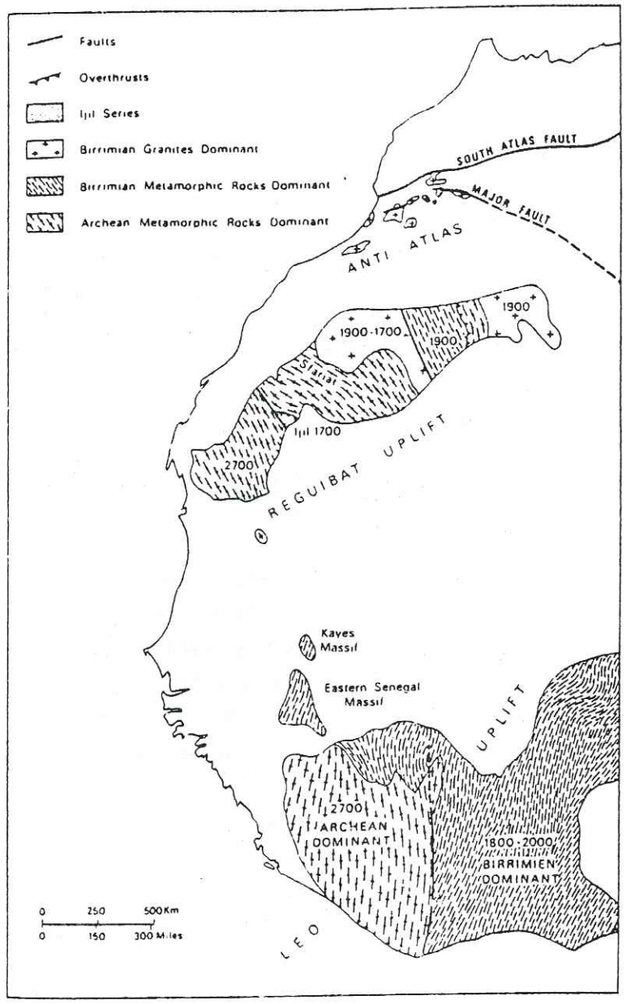
De même, il excluait l'orogenèse des Anti-Atlasides de CHOUBERT à 1300-1400 Ma, et l'orogenèse des Marocannides à 1000 Ma ; finalement il proposait les grandes divisions suivantes, comportant quatre orogenèses :

- Série du Kerdous et des Zénagas	: Orogenèse éburnéenne	1920-1850	Ma
Granites de Tazeroualt-Azguemerzi	: Orogenèse tarkwaienne	1750-1600	Ma
- Série de Tazenakht-Oued Chaïba	: Pas d'orogenèse propre	1050-anté 720	Ma
- Système des Calcaires et Quartzites	: Orogenèse panafricaine (phase B_1)	? -post 640	Ma
- Système de Ouarzazate	: Orogenèse panafricaine (phase B_2)	602-541	Ma
- Adoudounien	:	post 540	Ma

4.1.3. Relation avec le craton ouest-africain

Dans le cadre du bouclier africain, le Précambrien de l'Anti-Atlas marocain apparaît ainsi en conformité avec les faits déjà observés, et l'on peut rappeler les points suivants soulignés par R. CHARLOT (1978) :

- les âges à 1920-1850 Ma représentent la fin de l'orogenèse éburnéenne "qui aurait pu débuter vers 2200-2100 Ma dans le Sud du bouclier ouest-africain (BONHOMME, 1962 ; BASSOT, 1963 ; PAPON et al., 1969) alors qu'elle ne semble se manifester dans la dorsale Reguibat qu'à partir de 2000 Ma (VACHETTE et al., 1973)" (Fig. 1.5.).



Birrimian = éburnéen

Fig. 1-5. Principales zones d'affleurement du craton Ouest Africain (in DILLON et SOUGY, 1974).

Il y aurait ainsi décalage de l'orogenèse éburnéenne dans le temps et dans l'espace (du Sud au Nord).

- La phase d'activité magmatique datée à 1750-1600 Ma n'est pas très fréquente en Afrique, et peut être rapprochée de l'orogenèse tarkwaienne ou transéburnéenne (BARD et al., 1976) définie au Sud du bouclier, mais aussi, par son âge, de l'orogenèse hudsonienne américaine ou sveco-fennide scandinave. Aussi CHARLOT pose-t-il la question : "Le Maroc ne représenterait-il pas dès lors le relais entre le Bouclier Ouest-Africain en majorité cratonisé aux environs de 1800-1700 Ma, et le Nord de l'Europe ou de l'Amérique du Nord où l'activité magmatique se poursuit jusque vers 1400 Ma ?"

- L'absence d'orogenèse à 1000 Ma, au Maroc, (d'après les mesures radiométriques) "coupe le continent africain du continent nord-américain, alors que la similitude reste grande avec ce que l'on connaît en Europe". Le Précambrien II de CHOUBERT correspondrait au Briovérien breton, ce qui confirme la corrélation entre orogenèse cadonienne et orogenèse panafricaine.

4.1.4. Evolution structurale de l'Anti-Atlas

Il est admis classiquement qu'après une série de déformations panafricaines (HASSENFORDER, 1978), l'Anti-Atlas a subi ses premières grandes déformations lors des mouvements hercyniens (CHOUBERT,1952), en particulier au Westphalien inférieur et au Stéphanien moyen où a eu lieu un bombement de fond de l'ensemble de la chaîne.

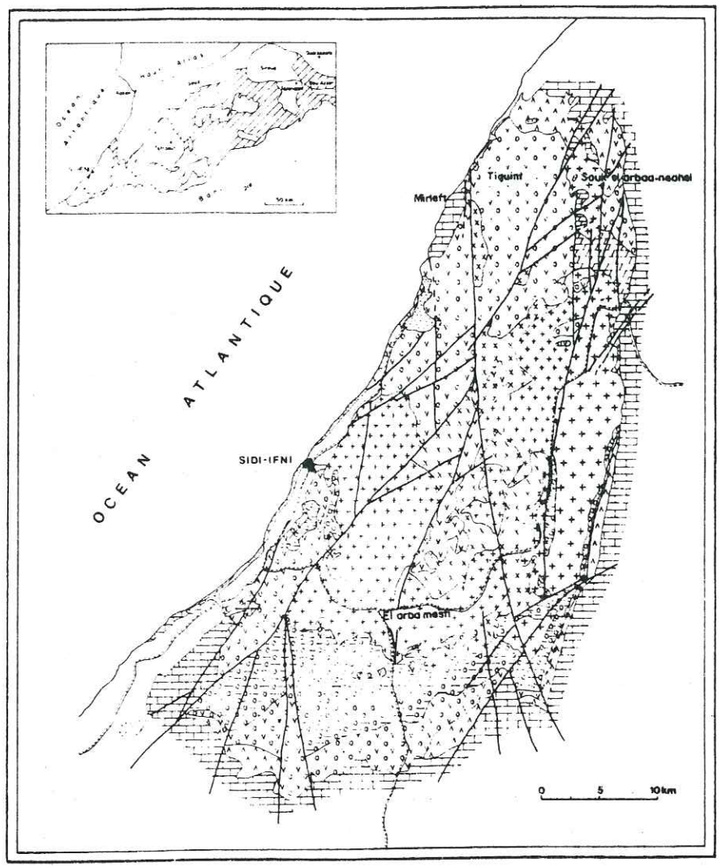
Les mouvements atlasiques n'ont repris le pli de fond hercynien qu'au niveau du substratum, en provoquant le rejeu des principales cassures.

Enfin un soulèvement généralisé a lieu depuis le Plio-Villafranchien. Ses effets sont particulièrement sensibles au niveau de la dernière surface d'aplanissement d'âge aquitanien connue sous le nom de "surface pré-hamadienne".

4.2. Géologie de la boutonnière d'Ifni

4.2.1. Les principaux ensembles lithologiques

Dès le départ des Espagnols, le Service de la Carte Géologique du Maroc confie à G. CHOUBERT, A. FAURE-MURET et R. CHARLOT une mission de reconnaissance dans la région



LEGENDE

Quaternaire

Calcaire, conglomérats

Crétacé

Conglomérats, grès et marnes

Adoudounien

Dolomies, pélites et grès

Groupe de Ouarzazate

Rhyolites liées aux granites hypovolcaniques

Andésites - basaltes

Conglomérats, trachytes (618 ± 22 MA), silexites, brèches ignimbrites supérieures, Formation de Tiguint

Groupe du Siroua

Conglomérats, brèches, grès, ignimbrites.

Groupe des quartzites

Grès, quartzites, siltites

GRANITES

Granites hypovolcaniques (Taoulecht, Tiyourhza, Michleft) 595 - 573 MA

Granites de type Mesti (Tirhirt, Sahel, Ifni) 690 - 660 MA

Granite d'Alouzad 2295 ± 46 MA

Fig. 1-6. Carte géologique schématique de la boutonnière d'Ifni (in JEANNETTE et al., 1981)

d'Ifni. Une carte géologique provisoire est alors dressée au 1/100 000. Après quelques missions de prospection de gîtes miniers, ce sont F. BENZIANE et A. YASIDI qui entreprennent en 1970 l'étude pétrographique approfondie des formations de la boutonnière d'Ifni. On leur doit la description des formations et leur corrélation avec les autres boutonnières de l'Anti-Atlas (Fig. 1.6. et 1.7.).

a) Les granites

- Le granite d'Alouzad représente la plus ancienne formation de la boutonnière. Le résultat de deux mesures par la méthode Rb-Sr sur muscovite permet à A. YASIDI (1976) de calculer deux âges de 2295 et 1743 Ma. Le second correspond incontestablement à l'orogenèse tarkwaienne (CHARLOT, 1978). Ce granite affleure à l'Est de la boutonnière d'Ifni et ne concerne pas notre étude.

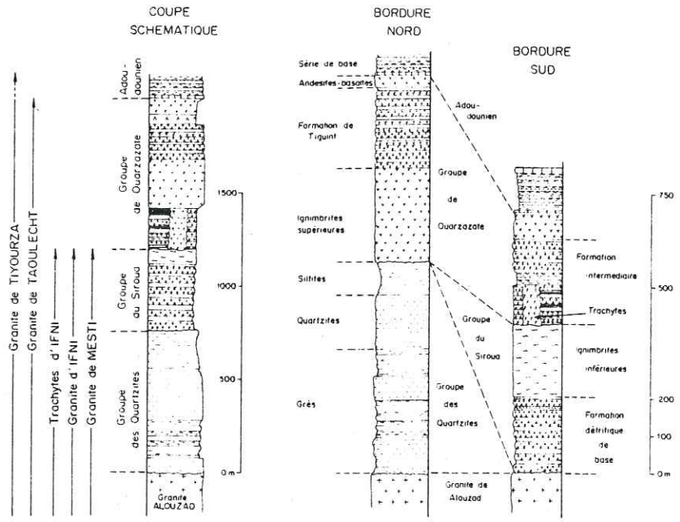
- Le groupe des granites de Mesti regroupe les granites de Tirhrirt, Sahel, Mesti et Ifni. Ce sont des granites intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires du Système des Quartzites et du Système du Siroua. Le plus ancien, le granite du Sahel, n'est pas daté isotopiquement. Le plus récent, le granite d'Ifni, a donné un âge à 660 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale. La composition pétrographique de ces granites est variable, souvent à tendance porphyroïde ou granodioritique, tel le granite d'Ifni, véritable granodiorite selon les indices de JUNG et BROUSSE (BENZIANE, 1974). Les granites d'Ifni et de Mesti constituent la plus grande partie du terrain étudié.

- Les granites de Taoulecht et Tiyourhza sont intrusifs dans les granites précédents et dans le groupe de Ouarzazate. Ils sont datés isotopiquement à respectivement 595 et 573 Ma (JEANNETTE, BENZIANE et YASIDI, 1981), et présentent un caractère nettement hypoalcalin (BENZIANE, 1974). Ils n'intéressent pas notre étude.

b) Les séries sédimentaires et volcaniques

Aucune coupe continue n'existe à travers ces séries, aussi les successions proposées résultent-elles de corrélations à travers la boutonnière (YASIDI, 1976). Elles sont caractérisées par l'absence totale de plissement, ce qui oppose la boutonnière d'Ifni aux autres boutonnières de l'Anti-Atlas (Fig. 1.7.).

- Le groupe des Quartzites est constitué de grès phylliteux à quartzitique. C'est le seul ensemble où une tectonique cassante privilégiée en horsts et grabens a été observée. Cet ensemble n'apparaît pas dans le Sud de la boutonnière, notamment à Sidi-Ifni.



La région étudiée présente les mêmes caractères que la bordure sud.

Fig. 1-7. Coupes de formation du Précambrien supérieur de la boutonnière d'Ifni : succession des principaux groupes et relation avec les roches intrusives.

- Le groupe du Siroua se compose d'une formation détritique de base formée de conglomérats, de brèches et de grès volcaniques et d'une formation ignimbritique nommée "ignimbrites inférieures" par opposition aux ignimbrites du Système de Ouarzazate. Ce sont des ignimbrites fluidales, en voie de dévitrification, avec quelques passées tuffacées ainsi que quelques ignimbrites à pyroméride. Elles constituent le massif de fondation envisagé pour le barrage.

- Le groupe de Ouarzazate est constitué d'horizons irréguliers, dont la succession change régionalement. Dans la région de Sidi-Ifni, il débute par d'importantes formations de trachytes qui recouvrent les granites d'Ifni et les ignimbrites inférieures.

- L'Adoudounien formé de séries détritiques, carbonatées et schisteuses, ceinture à l'Est et au Nord les formations précédentes.

4.2.2. Les données structurales

Si les boutonnières septentrionales du massif de l'Anti-Atlas font, depuis quelques années, l'objet d'études structurales détaillées (LEBLANC, 1975 et 1976 ; HASSENFORDER, 1978), la boutonnière d'Ifni, elle, se trouve peu étudiée sur ce plan-là.

Le premier à poser quelques jalons sur l'évolution structurale de la boutonnière d'Ifni est G. CHOUBERT (1970) qui rattache l'Anti-Atlas occidental au faisceau de plis mésétiens de direction N-S, direction peut-être définie par celles du Précambrien O orientées de la même façon (BRONNER et SOUGY, 1969).

Bon nombre d'auteurs ont remarqué d'autre part que les directions structurales principales du Maroc sont les directions N 20-30 et N 60-70 , dénommées direction atlantique d'une part et direction méditerranéenne d'autre part. Dans la boutonnière d'Ifni, la direction N 20-30 apparaît bien, notamment par le tracé de la côte, alignée comme la grande faille des Zemmour qui semble avoir joué avec un mouvement senestre (ROD, 1962).

Les seules observations plus détaillées sur la tectonique de la boutonnière d'Ifni sont dues à F. BENZIANE et A. YASIDI qui apportent, au gré de leurs reconnaissances pétrographiques, un essai de chronologie des différents mouvements.

F. BENZIANE (1974), observe que les grandes failles affectent aussi bien le socle que le Cambrien, et que les failles N 20 sont plus anciennes que les failles N 160 qui les recoupent. La disparition, dans certains compartiments, de la couverture rhyolitique, lui suggère une tectonique en horsts et grabens pour les blocs limités par ces failles.

A. YASIDI (1976), déduit de l'observation de la direction des filons que les grandes failles sont en fait des décrochements, et propose pour les événements tectoniques l'ordre suivant :

- série de décrochements dextres N 160, datés de 575 Ma par les intrusions de granite de Talouecht, de direction N 15 qui correspondraient aux fentes T du modèle de Riedel ;

- série de décrochements dextres N 20, avec des fentes T à diabases de direction N 65 ;

- série de décrochements senestres N 20-30, affectant l'Adoudounien et le Paléozoïque qui oblitèrent les autres fractures, et auxquels il rattache un système en horsts et grabens décrit à l'oued El Karima. Il leur attribue un âge hercynien.

On doit toutefois remarquer que la description des décrochements est basée sur la seule observation de directions de filons. Ceux-ci seraient, par hypothèse, tous injectés dans les fractures de tension T de décrochements dont ils constitueraient l'unique preuve. La conclusion de ce raisonnement ne doit être acceptée qu'avec réserve.

Ainsi, les données structurales acquises sur la boutonnière d'Ifni sont-elles très sommaires, et la reconstitution de son histoire tectonique seulement ébauchée. On pourrait en retenir la présence éventuelle de décrochements N 20 et N 160.

DEUXIEME PARTIE

ETUDE GEOLOGIQUE

CHAP. II. LES DONNEES LITHOLOGIQUES

CHAP. III. LES DONNEES STRUCTURALES

II. LES DONNEES LITHOLOGIQUES

1. LE SUBSTRATUM

La majeure partie de la région étudiée est constituée de roches plutoniques de composition granitique.

Des formations volcaniques diverses constituent néanmoins d'importants affleurements en rive droite et en rive gauche du site de coupure (Annexe 1).

1.1. Les roches plutoniques

L'âge de leur mise en place ainsi que de légères nuances de leur composition minéralogique permettent d'y distinguer deux intrusions différentes, le granite de Mesti et la granodiorite d'Ifni.

Parfois, la distinction entre ces deux intrusions n'est pas faite, notamment sur la carte géologique à 1/50 000, en cours d'élaboration par le Service de la Carte géologique. Nous l'avons cependant conservée, en raison essentiellement de leur comportement différent à l'affleurement.

1.1.1. Le granite de Mesti

Il forme toute la partie orientale de la zone étudiée. Sur sa bordure ouest il est en contact brutal (zone faillée) avec la granodiorite d'Ifni.

Il fait partie des granites mis en place entre 690 et 660 Ma.

C'est un granite à gros grain qui présente une altération en boules caractéristique ; il affleure souvent sous forme de grandes dalles qui soulignent les croupes de l'arrière-pays ; sur les pentes, des boules à demi dégagées apparaissent au-dessus des sols résiduels d'altération.

La patine est grise ; à la cassure, la présence de nombreux feldspaths lui donne une couleur rosée.

Les quelques lames minces réalisées montrent un aspect cataclastique avec des quartz à extinction ondulante, ainsi que des crochons de faille affectant les mâcles polysynthétiques des plagioclases.

1.1.2. La granodiorite d'Ifni

Elle affleure sur la plus grande partie de la zone étudiée (Fig. 2.1.). C'est dans les reliefs qu'elle constitue que l'on projette d'accumuler des réserves souterraines.

Datée de 660 Ma, elle représente la dernière intrusion issue du magma initial, à partir duquel se sont mis en place tous les granites de la partie ouest de la boutonnière d'Ifni.

Du fait de sa plus faible résistance à l'altération, il est très difficile de l'observer à l'état sain, ce qui permet de la différencier du granite de Mesti.

Les entailles des oueds sont les seuls points où la roche saine est visible. La patine est rouge orangé, la couleur de la cassure verte et rosée. La structure est grenue à microgrenue.

Sur les versants et les plateaux, l'altération et les croûtes calcaires la recouvrent entièrement.

En lame mince, cette granodiorite présente en fait une structure microgranitique ; de plus, la rareté de l'épidote dans l'altération des feldspaths semblerait leur conférer un caractère alcalin. Cependant, nous conservons le terme de granodiorite pour désigner cette roche, terme adopté par F. BENZIANE (1974), selon la classification de JUNG et BROUSSE, suite aux nombreuses analyses qu'il a effectuées.

La particularité la plus remarquable des lames minces étudiées, est le développement d'associations de quartz et de feldspaths, de type granophyrique, ou de figures myrmékitiques lobées, où le quartz corrode les phénocristaux de feldspaths.

1.2. Les faciès de transition

Nous avons regroupé sous ce terme l'ensemble des faciès de type rhyolitiques qui ne peuvent être assimilés, ni aux formations granitiques, ni aux ignimbrites s.s.,

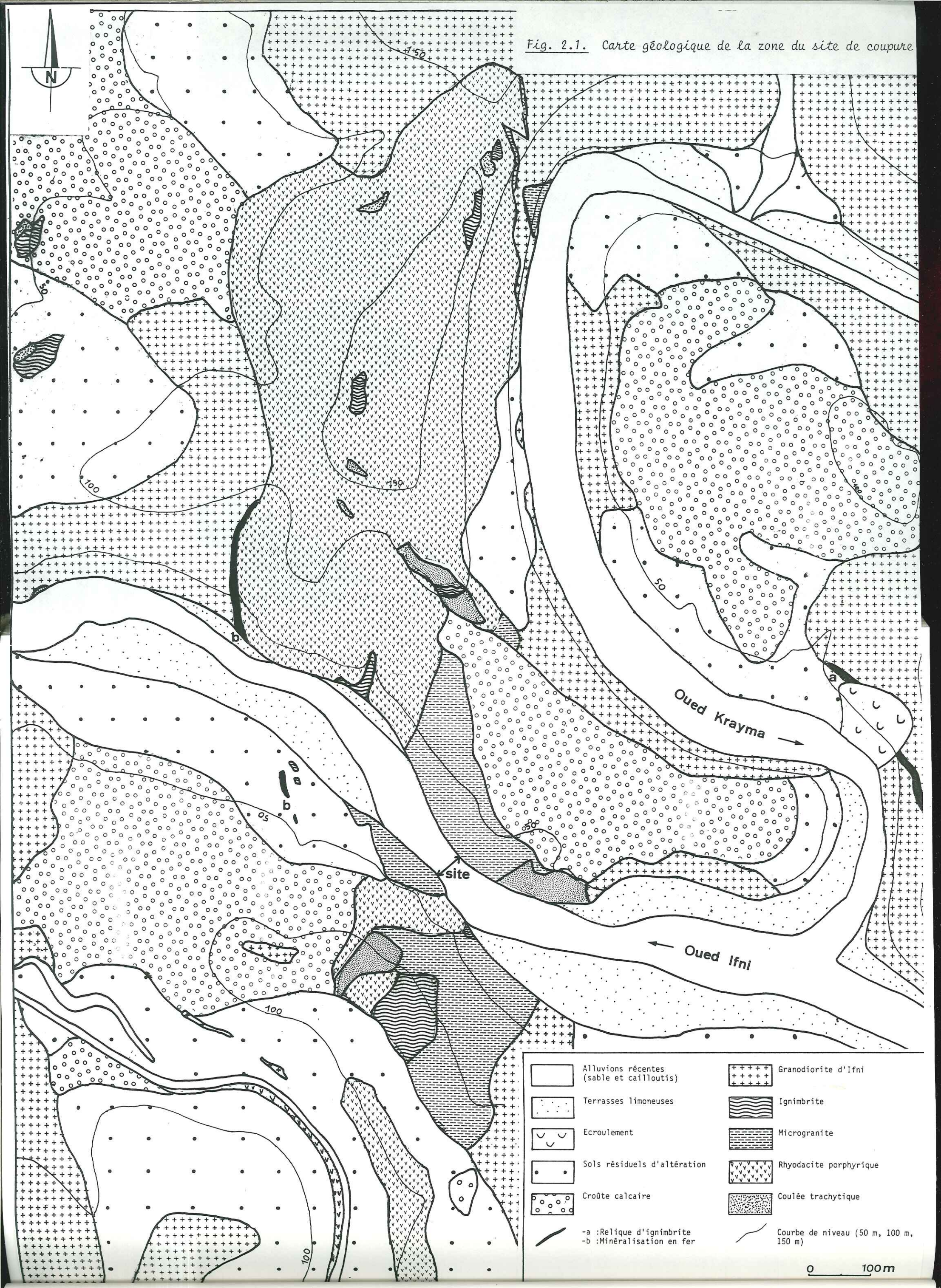


Fig. 2.1. Carte géologique de la zone du site de coupure

et qui forment la transition entre les uns et les autres (Fig. 2.1.).

Ce sont des roches qui marquent dans le paysage : le caractère tranché de leur résistance à l'altération a favorisé leur modelé typique en relief ruiniforme, souvent entaillé par de profondes gorges. La tectonique cassante qui les a affectées, y a déterminé un débit prismatique. Leur cassure est esquilleuse, à bords tranchants. La couleur en patine est variable, rouge à brun ocre ; à la cassure, cette variété de tons se retrouve.

Elles constituent la majeure partie des reliefs sur les deux rives, au niveau du site de coupure.

Un affleurement bien localisé, dans la falaise rive droite du grand méandre de l'Oued Krayma, permet d'observer sur quelques mètres le passage des granodiorites à des rhyolites franches, par l'intermédiaire de microgranites.

Cette série, ici très condensée et particulièrement typique, se rencontre partout ailleurs dans la partie occidentale de la région étudiée, bien que souvent de façon beaucoup moins nette.

En lame mince, le passage progressif de la granodiorite à la rhyolite est souligné par l'aspect de plus en plus diffus des structures granophyriques, qui sont remplacées par des efflorescences extrêmement ténues soulignant des associations micrographiques entre minéraux leucocrates (Annexe 2).

Ces diverses structures témoignent de l'apport de fluides tardi-magmatiques qui ont silicifié le milieu où ils se concentraient ; cette concentration s'observe très généralement dans la partie sommitale de l'intrusion.

1.3. Les formations volcaniques

Plusieurs types de roches se rattachent, dans le région étudiée, à ces formations. Ils appartiennent à deux groupes stratigraphiques bien définis (Fig. 1.7.) :

- les ignimbrites, ainsi que certains faciès qui les accompagnent (coulées trachytiques diffuses et reliques d'ignimbrites), représentent le Groupe du Siroua ;
- les trachytes massifs du relief côtier (trachytes d'Ifni) représentent le Groupe de Ouarzazate.

1.3.1. Les ignimbrites inférieures

Mêlées aux faciès de transition, elles apparaissent dans la partie occidentale de la zone concernée par le projet. Les affleurements d'ignimbrites typiques sont rares et ne forment souvent que des pointements de taille réduite dans les versants, recouverts de formations superficielles.

Leur patine noire les différencie fortement sur le terrain des granodiorites et rhyolites environnantes. A la cassure, la couleur varie du noir profond au rouge brique ; de beaux affleurements se caractérisent par une couleur noire soulignée de passées rouge lie-de-vin.

En lame mince, la structure fluidale est très souvent visible.

1.3.2. Les coulées trachytiques associées aux ignimbrites

Ces trachytes n'ont pas été signalés jusqu'à présent. Le fait qu'ils soient toujours liés aux ignimbrites, ce qui leur confère un affleurement dispersé au sein des granodiorites et des faciès de transition, les différencie absolument des classiques trachytes d'Ifni (Groupe de Ouarzazate).

Ces roches se remarquent peu dans le paysage ; elles présentent un aspect très disloqué et forment des amas de faible taille. La patine est brun-vert. A la cassure, la couleur est franchement verte avec des pustules blanchâtres qui soulignent la présence de phénocristaux de feldspaths.

En lame mince, la rareté des phénocristaux de quartz suggère une composition rhyolitique à rhyodacitique.

1.3.3. Les reliques d'ignimbrites

Elles forment, dans la falaise rive gauche de l'Oued Krayma, juste à l'amont du confluent, une bande d'épaisseur métrique qui s'étire au travers de la falaise sur une centaine de mètres en dessinant une succession de plis à grand rayon de courbure.

C'est une roche très dure, à patine brun ocre, qui tranche sur le rouge orangé des granodiorites.

L'absence de phénomène de cuisson dans l'encaissant fait rejeter l'hypothèse de la mise en place filonienne d'un matériel encore liquide.

En lame mince, le fond cryptocristallin de quartz recristallisé, suggère une ambiance générale de haute température postérieure à la formation de la roche.

Ce dernier point pourrait traduire le fait qu'on aurait là une relique d'ignimbrite détachée de son gisement originel et tombée dans le magma visqueux de l'intrusion granitique, qui serait alors responsable de sa recristallisation.

1.3.4. Les trachytes d'Ifni

Ils forment le chaînon côtier de l'Adrar Bou Lalam, et se situent dans l'extrême ouest de la région étudiée (Fig. 2.1.).

De ce fait, ils n'interviennent pas dans le projet.

Il représentent, dans la région d'Ifni, le terme inférieur du Groupe de Ouarzazate, et recouvrent sans métamorphisme de contact les granodiorites d'Ifni ainsi que les ignimbrites inférieures.

1.4. Les filons

Quelques filons sont visibles dans la région étudiée. Les uns correspondent à des roches acides (microgranite, rhyolite) et semblent s'orienter selon des directions toujours proches de N 20. Les autres sont des diabases et présentent des épontes peu tranchées ; ils ne s'orientent pas selon des directions particulières, au moins sur la surface couverte par notre étude.

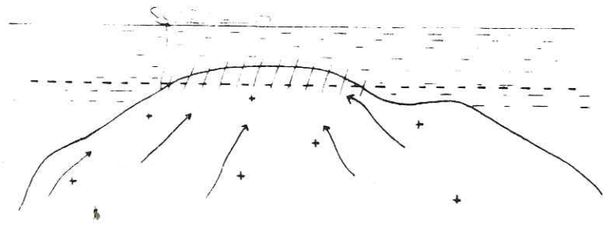
Celle-ci est beaucoup trop réduite pour que soit tentée une étude statistique valable. Nous noterons simplement que la grande majorité des filons de roches acides se rencontrent au sein du granite de Mesti.

1.5. Conclusions

Sur les quelques kilomètres carrés couverts par l'étude, un certain nombre de données nouvelles apparaissent.

Il semble, en effet, que l'on soit dans cette zone (l'évolution très rapide marquée par les lames J_4, J_3, J_2 le montre bien) à la limite de l'intrusion granodioritique et de son encaissant sommital.

La structure granophyrique, très marquée dans ces échantillons, l'évolution de cette structure sur quelques mètres, la présence d'un niveau d'ignimbrite au sein du matériel plutonique, concourent à étayer l'hypothèse de la mise en place superficielle de ce pluton. La figure 2.2. tente de schématiser le contexte paléogéographique de celle-ci.



- Phénomène éruptif et roches volcaniques.
- Zone hybride où les roches volcaniques et intrusives sont plus ou moins recristallisées par l'apport thermique et chimique.
- Remontée des fluides tardimagmatiques
- Limite d'érosion actuelle.

Fig. 2-2. Environnement paléogéographique au moment de la mise en place du pluton

Dans ce schéma, les ignimbrites ne seraient que des manifestations explosives de la montée du pluton. Elles seraient ainsi très légèrement antérieures à la mise en place de celui-ci, et auraient la même origine magmatique. Les fluides tardi-magmatiques, en se concentrant à l'apex de l'intrusion, contribueraient au développement de structures granophyriques, dans la partie supérieure de l'intrusion bien sûr (lame J_4), mais aussi dans les roches volcaniques immédiatement susjacentes (lames J_3, J_2).

La limite d'érosion actuelle trancherait le domaine hybride où les roches volcaniques (rhyolites) sont plus ou moins recristallisées (lame J_3) et silicifiées (lame J_2) grâce à cet apport thermique et chimique.

2. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

2.1. Les croûtes carbonatées

Ces formations couvrent de grandes surfaces dans la zone étudiée. Elles moulent généralement tous les plateaux, les sommets de reliefs, et tapissent souvent aussi les talus de raccordement entre deux surfaces d'aplanissement. Elles sont ainsi un facteur éminemment défavorable pour observer le substratum rocheux.

2.1.1. Données bibliographiques

On distingue dans cette région de l'Anti-Atlas occidental, trois types de croûtes (OLIVA, 1974) :

- les nodules et amas friables des colluvions et limons récents ;
- les croûtes de terrasses qui scellent les galets de roches éruptives, et forment de véritables conglomérats ;
- les dalles compactes d'aspect concrétionné stratiforme.

Leurs rapports respectifs peuvent être schématisés par la figure 2.3., les croûtes de terrasses passant latéralement aux dalles compactes.

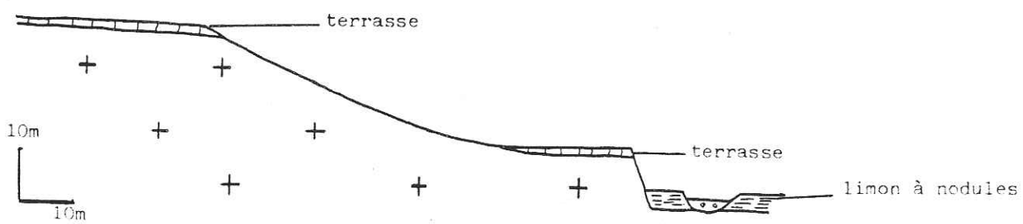


Fig. 2-3. Disposition des différents types de croûtes

Le talus de raccordement, où l'on devrait normalement voir affleurer le granite est garni d'un manteau de produits superficiels.

Dans l'arrière-pays d'Ifni, P. OLIVA établit la chronologie suivante, relative à trois phases d'accumulation carbonatées qui sont, par ancienneté et altitude croissante au-dessus du lit mineur des oueds :

- niveau 1	: graves des oueds	. Actuel	
- niveau 2	: nodules et granules des limons	. Rharbien ?	(Flandrien)
- niveau 3	: tâches et granules calcaires	. Soltanien	(Tyrrhénien)
- niveaux 4, 5	: dalles et conglomérats	. Tensiftien	(Sicilien)

Le niveau 2 est à 2 m environ au-dessus du lit de l'oued Ifni, à l'amont immédiat du site retenu. Les niveaux 3, 4, 5 sont respectivement à 10, 40 et 70 à 80 m au-dessus du même lit.

L'origine de ces formations carbonatées qui se développent sur un substrat non calcique est discutée. La théorie classique de l'apport par lessivage à partir d'un amont calcique ne peut être retenue ici, vu l'absence certaine de celui-ci. De même la précipitation "per ascensum" à partir d'une nappe surchargée en carbonates doit être rejetée vu l'accumulation considérable de ces dépôts.

Mais l'hypothèse de l'apport éolien avancée par P. OLIVA (1974) apparaît plausible lorsqu'on examine les documents récents fournis par le satellite Météosat (OLIVA, thèse à paraître). Il semble en effet que l'on puisse évoquer des phénomènes cycloniques, prélevant au niveau de la Mauritanie des poussières minérales, pour les transporter sur Ifni où elles seraient piégées à la faveur de l'humidité locale et de la végétation.

2.1.2. Description

a) Les croûtes de terrasses

Nous avons reporté sur la carte géologique à 1/10 000 (Annexe 1) la répartition de ces formations dans l'arrière pays d'Ifni.

Il apparaît nettement qu'elles occupent des surfaces d'aplanissement subhorizontales et laissent aux sols résiduels d'altération les surfaces des versants. Nous retrouvons donc là le schéma général de P. OLIVA.

A la surface de ces terrasses se disposent des galets de granites, d'ignimbrites et de granodiorites, emballés dans un encroûtement calcaire pulvérulent, beaucoup plus induré au contact des blocs de taille métrique. Certains de ces galets, libérés par l'érosion actuelle, sont entraînés sur les versants de raccordement.

Le substratum rocheux n'est nulle part visible au niveau des terrasses. Parfois, celles-ci portent des sols rouges, mais il semble que la croûte sous-jacente se rattache dans ce cas, par sa morphologie, aux dalles compactes.

b) Les dalles compactes

La répartition spatiale de ce type de croûte ne répond pas à des règles précises. On la trouve sous les croûtes de terrasses, et sous les sols rouges résiduels des versants. Dans tous les cas, elles n'affleurent que si l'érosion a décapé leur toit, ou à la faveur de tranchées artificielles (Fig 2.4.)

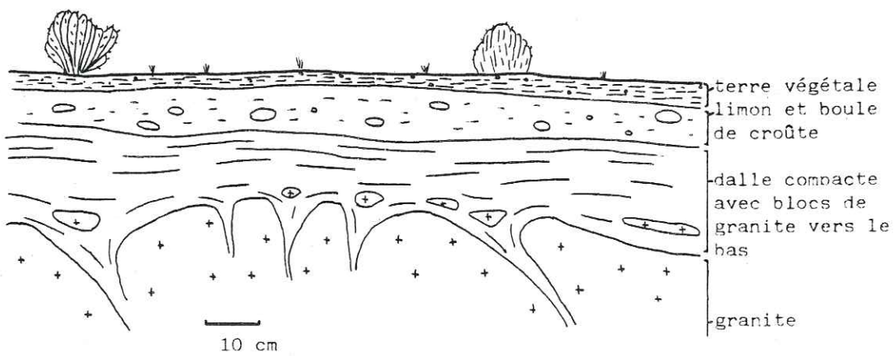


Fig. 2-4. Coupe d'une dalle carbonatée compacte

La dalle est extrêmement compacte, très dure. Elle se développe progressivement de bas en haut, au sein d'un revêtement limoneux. Chaque niveau qui concrétionne englobe les débris présents (éléments de granite, grains de quartz et de limon).

Elle se forme ainsi à partir d'apports atmosphériques au travers d'une couche de limon, colonisée par les végétaux, et donc relativement humide, qui peut atteindre 1 m d'épaisseur.

c) Les formations carbonatées des discontinuités

Sous le niveau des croûtes précédentes, on peut également observer le développement de formations carbonatées envahissant plus ou moins profondément des fractures et diaclases du massif granitique. Le passage des unes aux autres est progressif, et l'examen de détail permet les observations suivantes (Fig. 2.5.)

Les dépôts carbonatés sont tufacés, poreux, friables.

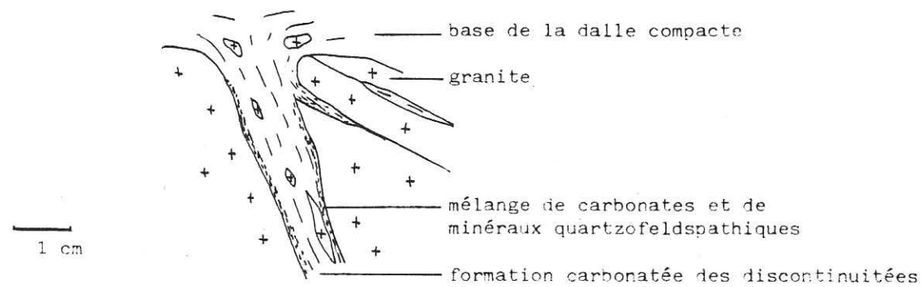


Fig. 2-5. Rapport entre formation carbonatée de discontinuité et encaissant

Il y a passage progressif de la formation carbonatée au granite, avec développement millimétrique d'un mélange de carbonates et de minéraux du granite désagrégé. De même, on trouve des reliques de granite à l'intérieur d'une veine de croûte et des développements de carbonates dans le granite à la faveur de fines diaclases.

Nous rejoignons là des observations déjà faites sur les rapports entre les formations carbonatées des discontinuités et leurs encaissants dans l'Anti-Atlas (MILLOT et al., 1977). Ces auteurs concluent au remplacement du granite par le calcaire et proposent pour cela un mécanisme épigénétique. Ils distinguent une phase de phyllitisation antérieure à la phase de calcitisation qui peut la déborder.

Il y aurait donc discordance des phénomènes.

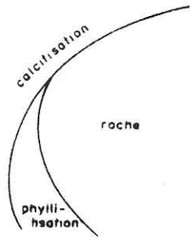


Fig. 2-6. Schéma de la discordance de la calcitisation sur l'ensemble "roche-mère - phyllitisation"

L'apport des carbonates se fait toujours depuis le haut grâce aux eaux infiltrées, mais l'origine des apports est incertaine : lessivage de la dalle calcaire supérieure ou apport atmosphérique (le lessivage semble peu probable vu la compacité de ces dalles et l'ambiance du ruissellement permanent qu'il implique). Quoi qu'il en soit, le fait même d'observer en profondeur un phénomène de remplacement des minéraux du granite par des carbonates venant d'un niveau supérieur, quel qu'en soit le mécanisme, indique qu'une circulation d'eau, même infime, a lieu dans les fractures.

2.1.3. Importance des croûtes sur le plan hydrogéologique

Le développement important des croûtes amène à poser la question du rôle qu'elles pourraient jouer lors d'une tentative d'infiltration par submersion des massifs. Y feraient-elles obstacle, et dans quelle mesure modifieraient-elles le chimisme de l'eau superficielle ?

a) Rôle de barrière étanche

Il est exclu que les dalles compactes, les seules à constituer éventuellement un obstacle du fait de leur étendue et de leur induration, puissent couvrir intégralement les bassins de retenue, notamment sous les dépôts actuels d'oueds. La morphologie en terrasses emboitées interdit en effet de penser à une telle disposition. De plus, ces dalles ne se développent pas sur les pentes raides, telles les entailles d'érosion récentes qui dominent directement le lit des oueds. Vu la profondeur très faible de la retenue envisagée, leur altitude relative fait qu'elles ne sont pas concernées.

Il en va autrement pour les croûtes insinuées dans les discontinuités du massif rocheux. Leur présence pourrait faire redouter un effet de barrière étanche, si leur croissance venait à s'interrompre et si intervenait la transformation en croûte dure. Mais si l'on admet qu'elles procèdent directement d'un apport éolien, leur croissance doit encore se poursuivre "per descensum", ce qui implique la permanence d'un écoulement lent et diffus, dont l'existence n'est d'ailleurs pas contredite par les observations rapportées ci-dessus. Dans ce cas, l'infiltration forcée sous la charge d'une petite retenue ne s'en trouvera pas entravée.

b) Rôle chimique

Les dalles compactes sont perchées sur les terrasses à une altitude que n'atteindront pas les plus hautes eaux de la retenue. Leur dissolution est donc exclue.

Les nodules des limons ne constituent pas des volumes susceptibles d'être pris en compte.

Il reste donc à envisager, au long des discontinuités, qui constitueraient obligatoirement le trajet privilégié de l'infiltration forcée, la dissolution des concrétions tufacées. Il en résulterait un apport d'ions Ca^{++} et Co_3^{--}, principalement.

Si le rôle de barrière éventuelle à la réinfiltration ne peut donc être retenu , la contamination des eaux infiltrées par les formations carbonatées qu'elles traverseraient, essentiellement dans les discontinuités, est à prendre en compte dans la dureté de l'eau des nappes.

2.2. Les alluvions

2.2.1. Observations

Les alluvions déposées actuellement dans les lits d'oueds proviennent du démantèlement des altérites granitiques par les eaux de ruissellement. Au cours du transport, une ségrégation, fonction de la vitesse d'écoulement, se produit : au début d'une crue l'oued déplace des blocs et galets décimétriques tandis que lors du retrait des eaux, il abandonne des lits de sable quartzeux puis de limon argileux.

Une coupe verticale des alluvions actuelles montre donc des couches assez régulières de limons ou de sables admettant quelques niveaux intercalaires de graves

(d moyen : 100 mm). Vers la base de la coupe peuvent se rencontrer quelques gros blocs de granite (d moyen : 800 mm).

Dominant le lit actuel de quelques décimètres, on trouve sporadiquement une terrasse de limons rosâtres, dont l'existence est aisément remise en cause par les crues.

Plus haut, apparaît une terrasse limoneuse, épaisse de quelques mètres. Elle occupe des surfaces étendues, par exemple immédiatement à l'aval et à l'amont du site étudié pour le barrage. Cette terrasse porte souvent des cultures.

Latéralement, cette terrasse est en contact direct avec le substratum granitique.

Les nombreux puits et sondages, qui ont traversé ce remplissage, montrent que son épaisseur est faible, environ 7 m dans la partie concernée de l'Oued Ifni, aux alentours de 3 m dans tout le cours de l'Assif Krayma , entre 2 et 3 m dans l'Assif Issougrad.

Ils n'y révèlent jamais de niveaux argileux ou limoneux. La coupe type qu'ils donnent est en général, de haut en bas :

- sables
- cailloutis dans une gangue sableuse
- granite altéré et fissuré
- granite

Ils permettent d'établir (Fig. 2.7.) la structure schématique du remplissage alluvial, qui montre en particulier que le Quaternaire repose, au moins au centre des vallées, sur le substratum par un niveau de cailloutis propres.

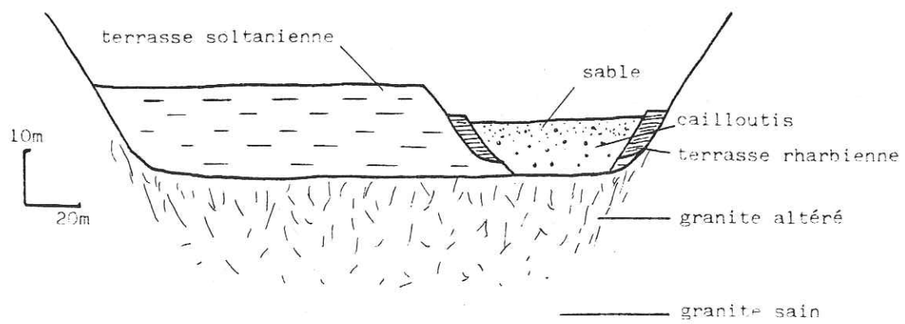


Fig. 2-7. Structure schématique du remplissage alluvial

2.2.2. Localisation probable de l'interoflux

Dans un tel contexte, l'écoulement superficiel des oueds va très rapidement s'infiltrer et rejoindre la zone du granite altéré. En saison sèche, le remplissage alluvial lui-même sera drainé et l'inféroflux se contractera au niveau de la tranche de granite altérée et fissurée, ainsi que dans les fractures éventuelles du massif sain.

Les dépôts limono-argileux de la terrasse supérieure et ceux, plus modestes de la terrasse inférieure, ne peuvent pratiquement constituer un aquifère ; en période d'écoulement, la nappe d'accompagnement de l'oued n'occupe donc qu'un volume très restreint du remplissage alluvial total, correspondant à l'horizon de sables et cailloutis.

2.2.3. Capacité théorique d'emmagasinement des alluvions

Bien que leur volume soit malheureusement restreint, les alluvions actuelles constituent le seul réservoir de stockage concevable pour le cas où l'on noierait le fond de la vallée, les terrasses limoneuses latérales, un fois imprégnées, n'étant guère susceptibles de restituer beaucoup de leur eau en période d'étiage.

Un calcul grossier du volume du remplissage de sables et cailloutis peut être tenté.

Nous allons le réaliser pour la seule partie du cours qui nous intéresse éventuellement, c'est-à-dire la partie comprise entre le site de coupure et, vers l'amont, la courbe de niveau 50 m, correspondant à la cote maximale en crête du petit barrage parfois envisagé.

Alluvions de l'Oued Ifni	: longueur concernée	: 2250 m	
	: largeur moyenne	: 75 m	V_1 : $1,1 . 10^6$ m³
	: épaisseur moyenne	: 7 m	
Alluvions de l'Oued Krayma	: longueur concernée	: 2100 m	
	: largeur moyenne	: 50 m	V_2 : $0,3 . 10^6$ m³
	: épaisseur moyenne	: 3 m	
Alluvions de l'Oued Issougrad	: longueur concernée	: 500 m	
	: largeur moyenne	: 40 m	V_3 : $0,06 . 10^6$ m³
	: épaisseur moyenne	: 2,5 m	

Le volume total de remplissage sablo-caillouteux est donc proche de 1,5 M m^3. Si l'on admet une prosité moyenne de 15 %, valeur retenue par la note DH-DRE-CRT-1976, on obtient une possibilité d'emmagasinement de 200 000 m^3.

2.3. L'altération

2.3.1. L'altération dans la boutonnière d'Ifni

La région étudiée, ainsi que toute la partie occidentale de la boutonnière d'Ifni, "semble dériver d'une surface d'aplanissement venue buter contre le pied des hauts reliefs" à l'Est (OLIVA, 1972). Cette ancienne pénéplaine, à substratum granitique dans son ensemble, la "surface préhamadienne" de G. CHOUBERT, a subi sous le climat tropical humide du Mio-Pliocène une altération poussée sur plusieurs dizaines de mètres de profondeur (COMBE et al., 1977).

Le soulèvement général de la région au Plioquaternaire et les derniers épisodes pluviaux du Quaternaire ont été les facteurs déterminants d'une reprise de l'érosion qui a aisément approfondi les vallées et déblayé les versants aux dépens de l'épais manteau d'altérites.

2.3.2. Rappel sur les mécanismes de l'altération

a) Substrat granitique et granodioritique

Sous climat tropical humide, le granite s'altère selon les processus de l'hydrolyse.

Les réactions chimiques fondamentales peuvent se résumer ainsi :

Quartz : $SiO_2 + Aq \rightarrow Si(OH)_4$

Orthose : $6SiO_2\ Al_2O_3\ (K,Na)_2O + Aq \rightarrow 6Si(OH)_4 + Al_2O_3 + 2(K,Na)OH$

Anorthite : $2SiO_2\ Al_2O_3\ CaO + n(H_2O) \rightarrow 2Si(OH)_4 + Al_2O_3 + Ca(OH)_2$

Muscovite : $6SiO_2\ 3Al_2O_3\ K_2O\ 2H_2O + Aq \rightarrow 6Si(OH)_4 + 3Al_2O_3 + 2\ KOH$

Biotite : $[\text{Muscovite} + 2SiO_2\ (Fe,Mg)O] + Aq \rightarrow nSi(OH)_4 + n\ Al_2O_3 + nFe_2O_3H_2O + n\ MgO$

Si le lessivage est peu intense, cas du climat tropical humide, les minéraux néoformés, à partir des radicaux libérés, sont les suivants :

- la kaolinite, par combinaison de $SiO_2\ Al_2O_3\ H_2O$
- la limonite , par combinaison de $Fe_2O_3\ H_2O$
- la boehmite , par combinaison de $Al_2O_3\ H_2O$

Il se produit éventuellement un phénomène de latéritisation s'il apparaît la gibbsite ($Al_2O_3\ 3\ H_2O$) et la goethite (FeO,OH), minéraux spécifiques des profils lessivants sous climat chaud.

Ces formations, soumises au climat actuel de type soudano-sahélien, auraient subi le processus d'induration des cuirasses si leur intégrité avait été respectée par l'érosion intense du Quaternaire. Mais, nous ne pouvons observer aujourd'hui qu'exceptionnellement quelques mètres de latérites ordinaires au sommet des buttes-témoins.

b) Substrat volcanique

L'altération des roches volcaniques acides est plus accentuée encore, les altérites y sont plus épaisses et surtout plus argileuses. Par suite, leur résistance à l'érosion fluviatile est beaucoup plus faible ; elles ont donc été totalement déblayées au Quaternaire ancien et il n'en reste rien aujourd'hui.

Les considérations qui suivent concernent donc uniquement l'altération des granites et granodiorites.

2.3.3. Observations

Si l'on se réfère au profil type d'altération (Fig. 2.8.), il est évident que l'on ne peut observer la totalité de ces horizons à Sidi Ifni.

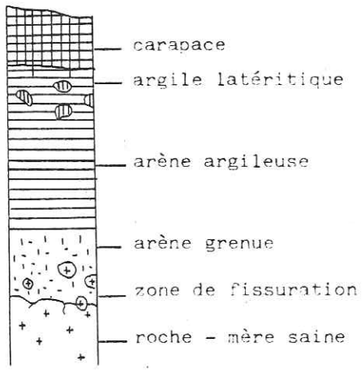


Fig. 2-8. Profil typpe d'altération du granite sous climat hydrolysant

La coupe-type que nous pouvons définir sur les buttes-témoins du substratum de la pénéplaine mio-pliocène est schématisée par la figure 2.9.

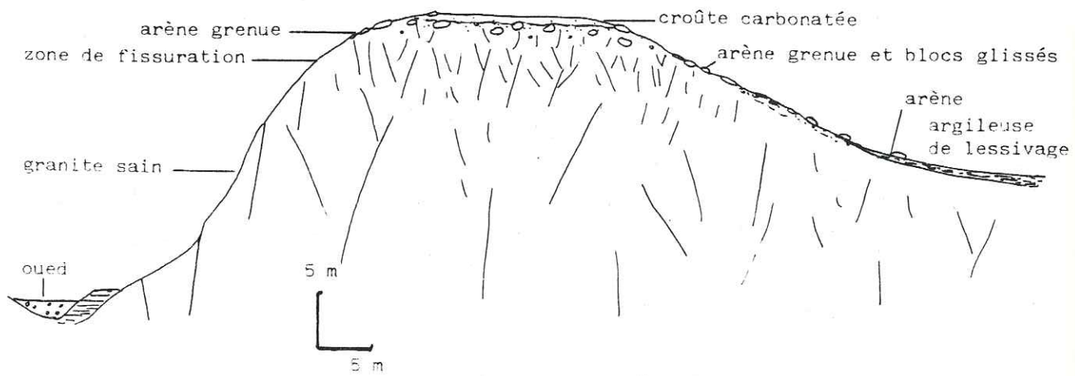


Fig. 2-9. Schéma de la répartition des formations superficielles

Grâce aux entailles fraîches et profondes des oueds, nous observons que les zones d'arènes argileuses et d'argiles latéritiques ont disparu, malgré leur puissance primitive importante (COMBE et al., 1977). Seuls subsistent la zone de fissuration et des résidus d'arènes grenues, ou zone des sables feldspathiques.

Sur les talus de raccordement, entre buttes-témoins et terrasses du Quaternaire ancien, le développement d'un sol résiduel actuel apparaît s'il n'y a pas de croûte carbonatée de terrasse ; celui-ci présente vers le haut des talus, des blocs issus de la zone de fissuration, mélangés à des sables feldspathiques, et vers le bas, des dépôts d'arènes argileuse de lessivage, toujours mélangés à des sables feldspathiques.

Ces sols sont portés sur la carte géologique à 1/10 000 (Annexe 1). Ils occupent tous les versants, quelles que soient la pente, l'orientation et l'altitude.

Les positions relatives des deux types de sol sont toujours vérifiées, malgré le passage horizontal progressif possible de l'un à l'autre.

En outre, ils peuvent comporter des développements localisés de croûte carbonatée à rattacher aux dalles compactes sous-jacentes, ainsi que des épandages tout aussi localisés de cailloutis de roches éruptives (granites, granodiorites, ignimbrites) provenant d'apophyses du substratum.

Par ailleurs, des placages de dépôts détritiques marins ont pu être identifiés grâce à la présence de Gastéropodes, notamment Cassidaria echinophora (détermination M.Breistroffer - Institut Dolomieu), qui permettent de les dater d'un âge post-miocène. Ces faunes ont été trouvées en plusieurs points, en particulier sur la crête, au Sud du site, à la cote 140 NGM ; ce gisement est exempt d'une possibilité de ramaniement ou d'apport artificiel. Il permet donc de définir une transgression marine anté-tensiftienne, au plus miocène, jusque là passée inaperçue car vraisemblablement effacée par l'enfoncement des vallées précédant les dépôts continentaux tensiftiens.

2.3.4. Liaison avec les déformations

En l'absence du profil type d'altération à Sidi-Ifni, seule l'altération liée à la fracturation doit être prise en compte dans l'optique du projet.

Il a été remarqué de nombreuses fois en Afrique de l'Ouest (BISCALDI, 1968), que sous les formations superficielles altérées, le substratum sain cache une forme propre, indépendante du relief extérieur. Celle-ci lui est en effet imposée -l'altération ayant un caractère différentiel- par ses caractéristiques tectoniques et tout spécialement par la répartition spatiale de la fracturation. En effet, les fractures, qui permettent l'infiltration des eaux, favorisent et guident l'altération, qui va ainsi se propager de façon inégale, laissant intacts des panneaux rocheux plus ou moins étendus au milieu de zones arénisées.

L'altération est donc étroitement liée au réseau des accidents cassants majeurs qui, dans un milieu de roches fragiles comme les granites, induisent un grand nombre de discontinuités secondaires.

Il nous semble cependant que le comportement de ces discontinuités peut être très variable, en fonction de leur genèse : surface d'écrasement à mylonites, surface de cisaillement à schistosité, fentes ouvertes...

Les mylonites comprennent toutes les roches écrasées à quelque degré que ce soit, du simple laminage à la création d'une pâte argileuse englobant des fragments non broyés. Dans un massif granitique, la mylonitisation est donc complexe et ne manifeste pas la continuité que l'on pourrait supposer; de plus, selon l'intensité du broyage, la composition minéralogique et pétrographique des mylonites varie énormément et, en conséquence, leur perméabilité aussi.

Le développement de la schistosité, sur certaines surfaces de cisaillement, lié au taux d'aplatissement dû à la rotation des contraintes, a pour l'altération une influence différente ; le plan de cisaillement initial est alors souligné par les plans de clivage schisteux ; ceux-ci sont garnis de matériaux argileux provenant de la roche initiale, suite à des modifications apportées par la rupture elle-même (glissement, arrachement, échauffement, circulation de fluides). Ces surfaces seront imperméables, en particulier dans une direction grossièrement perpendiculaire au plan de cisaillement. Elles constitueront donc, non une voie de pénétration pour l'altération, mais au contraire un écran étanche entre les panneaux qu'elles séparent.

Les fractures de cisaillement banales, sans développement de schistosité, vont participer au développement des mylonites banales décrites plus haut, où le broyage initial va être le point de départ de l'altération.

Au contraire, les fentes de tension, ouvertes, affectent un matériel rocheux non remanié. Bien que les eaux d'infiltration les parcourent, l'altération ne doit s'y développer que très peu puisque la roche n'a pas été intimement disloquée. Mais elles constituent aussi des pièges où s'accumulent des matériaux argileux lessivés au niveau des arènes grenues et des arènes de lessivage.

De plus, si le climat n'est plus, aujourd'hui, de type hydrolysant, les eaux d'infiltration maintiennent des microclimats souterrains de type hydrolysant. Au long des discontinuités, le processus d'altération doit donc être permanent, quoique très lent.

Il ressort de ces quelques considérations que la liaison déformation cassante-altération est une liaison complexe, où de nombreux facteurs interviennent.

D'une manière générale, mis à part les cas de cisaillement avec développement de schistosité et de fentes de tension, l'altération se montre clairement liée à la fracturation. Toutefois, les matériaux qui la représentent se rapportent à deux origines

distinctes : une origine primaire, et ils sont alors formés sur place aux dépens du massif, et une origine secondaire s'ils constituent une accumulation, après un certain transport, de produits élaborés dans un horizon supérieur.

Enfin, si nous n'observons pas, à Sidi-Ifni, un développement des altérites sur les versants et plateaux, de nombreux sondages ont traversé, sous le lit des oueds, une épaisseur de granite altéré et fissuré de 20 m environ.

Cette tranche de 20 m est le seul niveau local pouvant se rapporter au profil type de la Fig. 2.8., plus précisément à la zone fissurée. La Fig. 2.10. représente une évolution possible depuis le Miocène, de l'altération en relation avec les mouvements tectoniques, qui aurait permis d'arriver au stade actuel où le lit des oueds suit vraisemblablement les fractures.

Remarquons ici que, dans ce schéma, les zones de plus faible perméabilité se trouvent au droit des vallées, là où ont été effectués tous les sondages de recherche d'eau.

En définitive, par rapport au projet d'accumulation souterraine, si la fracturation ne peut procurer que des caractéristiques avantageuses, l'amélioration qu'elle apporte doit être très variable en fonction du type de fracture. Les fractures, où se sont produits des efforts tectoniques importants de broyage, sont le siège d'un important développement de l'altération ; malgré la formation de produits argileux qui en résulte, l'amélioration doit être cependant sensible, car c'est un fait constant que si en Afrique de l'Ouest, les débits, faibles, requis pour l'alimentation des villages, sont extraits du manteau d'altérites, les débits plus importants ($\simeq 1\ m^3/h$), lorsqu'ils sont nécessaires, sont fréquemment obtenus au niveau des grandes fractures de socle qui jouent le rôle de drains. D'autre part, les fractures nées en tension, sans broyage, doivent se caractériser par de bons paramètres hydrauliques (perméabilité, entre autres).

C'est donc en direction de ces dernières que doit s'orienter l'étude struturale.

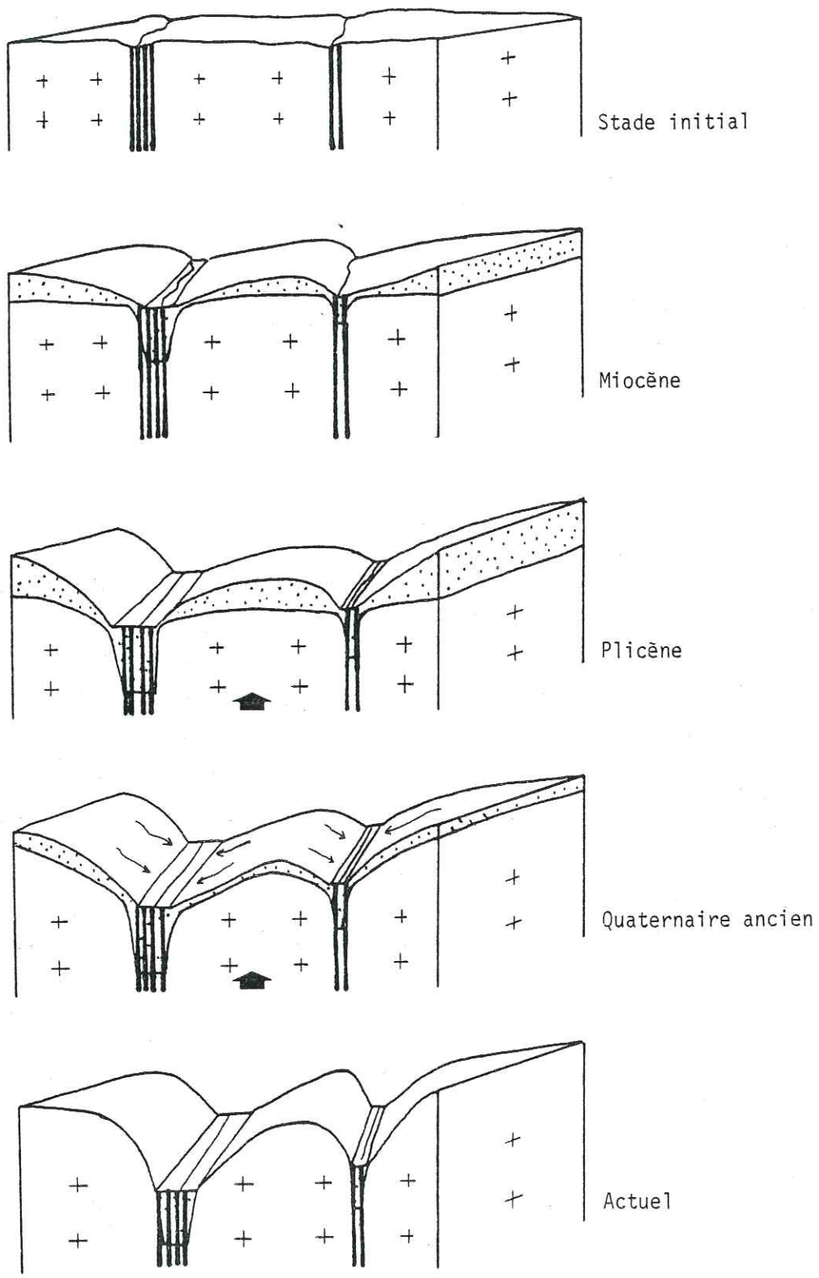


Fig. 2-10. Relation possible de l'altération, de la fracturation et des mouvements eustatiques depuis le Miocène

III. LES DONNEES STRUCTURALES

1. PRESENTATION

Les massifs rocheux constituent, en raison de la fracturation qui les affecte, des milieux anisotropes. Les circulations d'eau à travers de tels milieux, dépendent des paramètres qui définissent la fracturation, la perméabilité de la matrice rocheuse étant en effet négligeable devant la perméabilité des fissures.

Ainsi, l'étude de ces circulations doit-elle s'appuyer sur l'estimation aussi précise que possible de ces paramètres. Ils sont essentiellement les suivants :

- position spatiale (direction, pendage) des discontinuités, permettant de les grouper en familles,

- pour chaque famille, fréquence moyenne, ouverture moyenne, éventuellement nature et proportion du remplissage.

L'acquisition de ces données est un moyen d'approcher les caractéristiques hydrauliques du milieu fracturé (LOUIS, 1968, 1974 ; FRANCISS, 1970 ; KIRALY, 1975).

Mais la description, aussi précise qu'elle soit, de l'état actuel de fracturation d'un massif, ne permet pas d'appréhender son histoire structurale. Or cette histoire est à la fois la clef de la répartition spatiale des discontinuités actuelles (notamment dans les zones de cisaillement) et de la nature spécifique de chacune des familles d'accidents.

Il semble donc particulièrement intéressant de démonter l'histoire des mécanismes de cisaillement, surtout en ce qui concerne les cisaillements sur des plans verticaux, c'est-à-dire les décrochements ; dans ce cas en effet, "l'examen des déformations peut être abordé à un même niveau horizontal et il n'est donc pas nécessaire de prendre en considération la variation de pression de charge de part et d'autre de la zone de cisaillement" (ROBERT et VIALON, 1976).

L'examen d'une carte géologique schématique de la boutonnière d'Ifni (Fig. 1.6.), montre que le socle précambrien est parcouru par des accidents plurikilomètriques décalant les différentes formations selon une composante horizontale, et dont le plus significatif est l'accident de Mirleft. Celui-ci, d'orientation N 160-180, traverse la totalité

de la boutonnière. A. YASIDI (1976) le décrit comme étant un décrochement senestre. Le rejeu cartographique qu'il engendre est de quelques kilomètres.

D'autres accidents, beaucoup moins nets sur cette carte, apparaissent au contraire très bien sur les minutes de la carte géologique à 1/50 000 en cours d'élaboration au Service de la Carte géologique. En particulier, une série d'accidents N 50-70, à mouvement semble-t-il dextre, sont bien visibles entre Sidi-Ifni et Mirleft.

A l'échelle de l'affleurement, nous observons des plans de fracture subverticaux, groupés en lanière, associés à de nombreuses fractures annexes dont l'analyse montre clairement la naissance commune dans une zone de cisaillement.

Ces observations préliminaires montrent que l'organisation structurale de la boutonnière d'Ifni semble se faire à partir de failles de décrochement (mouvement cisaillant horizontal sur un plan vertical). Il était donc normal d'aborder l'étude structurale de cette région à partir des mécanismes du cisaillement.

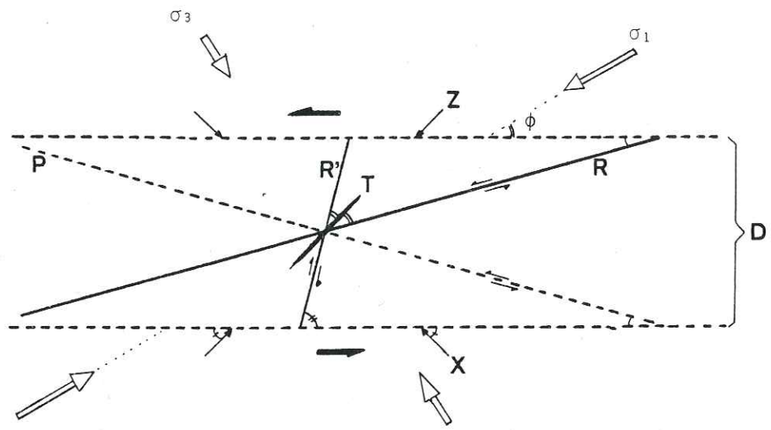
1.1. Rappels sur les mécanismes du cisaillement

De manière générale, la fréquence des petites failles et microfailles augmente à l'approche des grands accidents cartographiables ; leur orientation et le sens de leur mouvement ne sont pas aléatoires. Ils obeissent à une redistribution locale des contraintes après l'apparition de la faille principale (ANDERSON, 1951).

Ce mécanisme est maintenant bien connu dans les zones de cisaillement. Il a été étudié sur des modèles expérimentaux (CLOOS et RIEDEL, 1928, 1929 ; SKEMPTON, 1966 ; WILCOX et al., 1973 ; FABRE et ROBERT, 1975) et s'est trouvé confirmé et précisé par de nombreuses observations de terrain à toutes les échelles (TCHALENKO et AMBRASEYS, 1970 ; ROBERT, 1976 ; ROBERT et VIALON, 1976 ; etc.).

Au sein d'un matériau initial homogène, et sous l'action d'un effort de compression, diverses ruptures apparaissent. Celles-ci évoluent avec le temps en fonction de la redistribution des contraintes qui s'opère en cours du cisaillement de direction D (Fig. 2.11) :

- des fractures de tension en échelon T se développent parallèlement à la direction de raccourcissement Z, soit à environ 45° du plan de cisaillement principal, parfois virtuel.



σ_1 Direction de contrainte maximale
σ_2 Direction de contrainte minimale
Z : Axe de raccourcissement maximal
X : Axe d'allongement maximal
R et R' : Fractures de Riedel
T : Fracture de tension
P : Fracture symétrique de R

Les valeurs angulaires sont fonction de ϕ (Ici, ϕ = 30°)

Fig. 2-11. Discontinuités élémentaires d'une zone de cisaillement senestre

Elles tendent à s'ouvrir, et à être entrainées par la rotation du cisaillement ; leurs extrémités restent toujours parallèles à Z, même si le cisaillement, et donc le mouvement, se poursuit après la rupture initiale ;

- des fractures conjuguées R et R', dites de Riedel, également disposées en échelon sur l'orientation de la zone de cisaillement, apparaissent selon une géométrie qui dépend des caractéristiques mécaniques du matériau ; l'angle du dièdre notamment est fonction de l'angle de frottement interne ϕ . Il est 2μ, avec :

$$\mu = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$$

+ ϕ est compris entre 30 et 40° pour les divers types de roches (30° sur la fig., donc $2\mu = 60°$)
+ Z est la bissectrice du dièdre
+ R est à $\frac{\phi}{2}$ (15°) du plan de cisaillement principal

Contrairement aux fentes de tension, qui tendent à s'ouvrir à peu près perpendiculairement à leur plan, les fractures de Riedel R et R' sont le siège d'un déplacement selon leur plan ; celui-ci correspond au déplacement dans le plan de failles conjuguées orientées selon la contrainte réorientée à l'intérieur de la zone de cisaillement ;

- certains auteurs (SKEMPTON, 1966) suggèrent qu'une autre famille de fractures P peut apparaître selon une direction symétrique de R par rapport au plan du cisaillement principal. L'existence de cette famille P est très discutée. Il semble actuellement qu'elle n'apparaisse que dans des conditions particulières de dilatance (VIALON, 1979 ; GAMOND et GIRAUD, 1982). Nous verrons que certaines observations faites à Sidi-Ifni vont dans le sens de leur réalité ;

- enfin une schistosité peut apparaître dans les matériaux incompétents (ROBERT et VIALON, 1976), orientée à 45° du cisaillement principal, symétriquement aux fractures T.

Les conditions d'apparition des fractures R, R' et P dépendent en fait de la compétence du matériau au moment de la sollicitation, des conditions aux limites, de la vitesse de déformation, et surtout des possibilités de dilatation de la zone de cisaillement (VIALON, 1979).

Dans un matériau compétent :

- si la dilatation est possible, ce sont essentiellement les fractures de type P qui vont apparaître.

- si la dilatation est impossible ou limitée (importante contrainte normale aux limites du cisaillement), ce sont les fractures de Riedel qui vont apparaître, le plus souvent R.

Il semble enfin que l'essentiel des déformations se fasse dans des "couloirs de glissement" où se concentrent les déplacements (ROBERT et VIALON, 1976) ou dans des "couloirs de déformation" (ANTOINE et GIRAUD, 1982), dans le cas où le développement du clivage schisteux se généralise à une tranche de roche plus ou moins épaisse.

Dans le cas, fréquemment rencontré, où coexistent les fractures de type D et R, l'observation montre que les blocs découpés ont une évolution sigmoïde comme les discontinuités qui les limitent (Fig. 2.12.) ; il est alors souvent difficile sur le terrain de différencier nettement D et R.

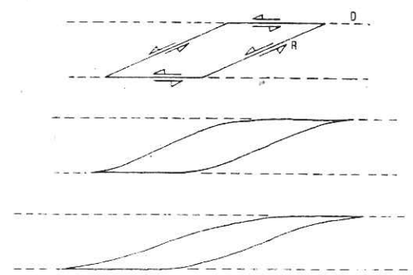


Fig. 2-12. Evolution sigmoïde des discontinuités D et R (in ROBERT et VIALON, 1976)

Dans ce type d'évolution, la concentration des cisaillements se fait sur les bordures de l'amygdale, c'est-à-dire sur les plans D et R apparus en compression. Souvent, un clivage schisteux apparaît aussi sur la bordure des amygdales.

Il faut, en outre, concevoir que chaque fracture associée au cisaillement, mises à part les fractures T, est le siège d'un mouvement cisaillant, qui va à son tour engendrer des discontinuités élémentaires, dites de 3ème ordre par rapport au cisaillement initial D.

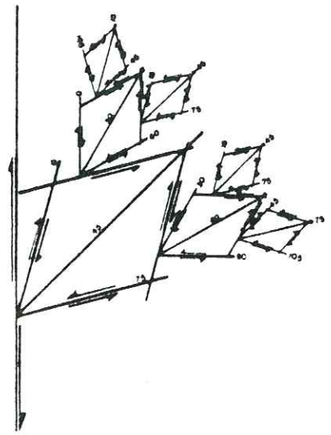


Fig. 2-13. Distribution des fractures associées de cisaillement de quatre ordres successifs à partir d'un cisaillement initial dextre

(in RUHLAND, 1973)

En définitive, il faut considérer le schéma suivant :

- d'une part, un corps plus ou moins amygdalaire, qui apparaît comme un "îlot préservé", au sein duquel des fractures de tension peuvent se dessiner ;

- d'autre part, sur les bords de l'amygdale, des couloirs de déformation, au sein desquels vont se résoudre les contraintes et où l'aplatissement est maximal.

1.2. Implications pour le projet

Si l'on considère les deux types de déformation définis ci-dessus, il semble envisageable de lier certaines caractéristiques hydrauliques au type de déformation subi par le massif. En particulier, aux structures engendrées sous forte contrainte normale (couloir de déformation) doivent correspondre des perméabilités faibles, et aux structures nées sous faible contrainte locale (fractures T), doivent correspondre des perméabilités plus élevées.

Une telle cause d'anisotropie de perméabilité a déjà été évoquée pour expliquer certaines particularités géotechniques de sites de barrages (ANTOINE et FABRE, 1979 ; ANTOINE et GIRAUD, 1983).

La recherche d'un tel lien a été notre "fil d'Ariane" tout au long de la présente étude structurale. Il est clair en effet que dans le cadre du projet de réservoir souterrain de Sidi-Ifni, cette anisotropie éventuelle peut remettre en cause l'hypothèse

de départ (exutoire unique de la nappe au droit de la vallée), s'il apparaît que des cheminements privilégiés correspondant aux fractures T existent, ailleurs qu'au voisinage de cet exutoire supposé.

Dans les études citées plus haut, l'analyse structurale venait en complément de l'étude géologique et géotechnique. Elle expliquait à postériori les résultats de certaines investigations géotechniques, essais Lugeon et profils sismiques en particulier. Et l'accent était mis sur la difficulté d'arriver, dès le stade de l'étude préliminaire, à l'appréciation géotechnique d'un site en fonction de l'histoire structurale de la région ; car, pour réaliser une étude structurale correcte, les conditions d'affleurement doivent être bonnes, ce qui n'est réalisé en général qu'après l'ouverture des fouilles ; de même, les essais géotechniques n'interviennent qu'à un stade avancé des reconnaissances, alors qu'il n'est souvent plus possible de modifier beaucoup le projet pour s'adapter aux conditions structurales locales.

Notre problème se présentait de manière différente, puisqu'il fallait porter une appréciation, non sur un site d'étendue limitée, mais sur une zone de grande étendue. Il était donc hors de question de couvrir le terrain d'investigations diverses ; seuls les sondages réalisés initialement pouvaient éventuellement apporter quelques éclaircissements sur la structure.

L'étude structurale devait donc, à elle seule, résoudre le problème posé.

Il s'agissait donc, pour nous, d'établir les différents épisodes tectoniques affectant la boutonnière d'Ifni, ainsi que leur chronologie relative. Puis il fallait attribuer à chaque épisode majeur un sens de mouvement ; de là, un schéma de la répartition des fractures associées pouvait être esquissé.

Cette étude structurale ne doit donc pas être considérée comme une étude fondamentale sur les accidents du socle de la boutonnière d'Ifni, mais comme la base d'une réponse formulée par le géologue à une question pratique.

2. CADRE STRUCTURAL REGIONAL

La méthode adoptée pour l'établissement de celui-ci a été la suivante :

- mise en évidence des grandes directions de fracturation sur une carte géologique à petite échelle, ou sur photographie satellite (scène Landsat 218-40) ;

- examen de la carte topographique à 1/50 000, permettant de préciser les grandes directions de fracturation révélées par les alignements de vallées ;

- observation d'affleurements, permettant d'établir la chronologie relative et la fréquence de fracturation.

2.1. Mise en évidence des grandes directions de fracturation

La boutonnière de Sidi-Ifni présente à petite échelle (Fig. 2.14) une organisation structurale simple, faite de grands accidents de dimension kilométrique.

Les directions majeures qui apparaissent sont :

- la direction N 160-180 : grande longueur des accidents ; nombre de ceux-ci relativement faible ; l'accident de Mirleft est le plus représentatif ;

- la direction N 40-70 : longueur des accidents plus faible ; surtout concentrés à l'Est de Sidi-Ifni ;

- la direction N 10-20 : représentée à l'Est d'Ifni et surtout au Nord-Est et au Sud-Ouest de la boutonnière ;

En l'absence de données de terrain sur la totalité de la boutonnière, il est délicat de leur attribuer un sens de mouvement et une chronologie relative. Nous avons néanmoins retenu les critères suivants (Fig. 2.15.), sachant que les grands accidents sont des décrochements et que les intrusions de granite recoupent à la verticale les formations volcano-sédimentaires (BENZIANE, 1974) :

- pour le sens du mouvement, critère du décalage stratigraphique granite-volcano-sédimentaire (A) ;

- pour la chronologie, critère du décalage, dans le même sens, d'un accident par une série d'accidents parallèles (B).

Grâce à ces critères, des précisions peuvent être apportées sur les mouvements selon les directions majeures définies plus haut.

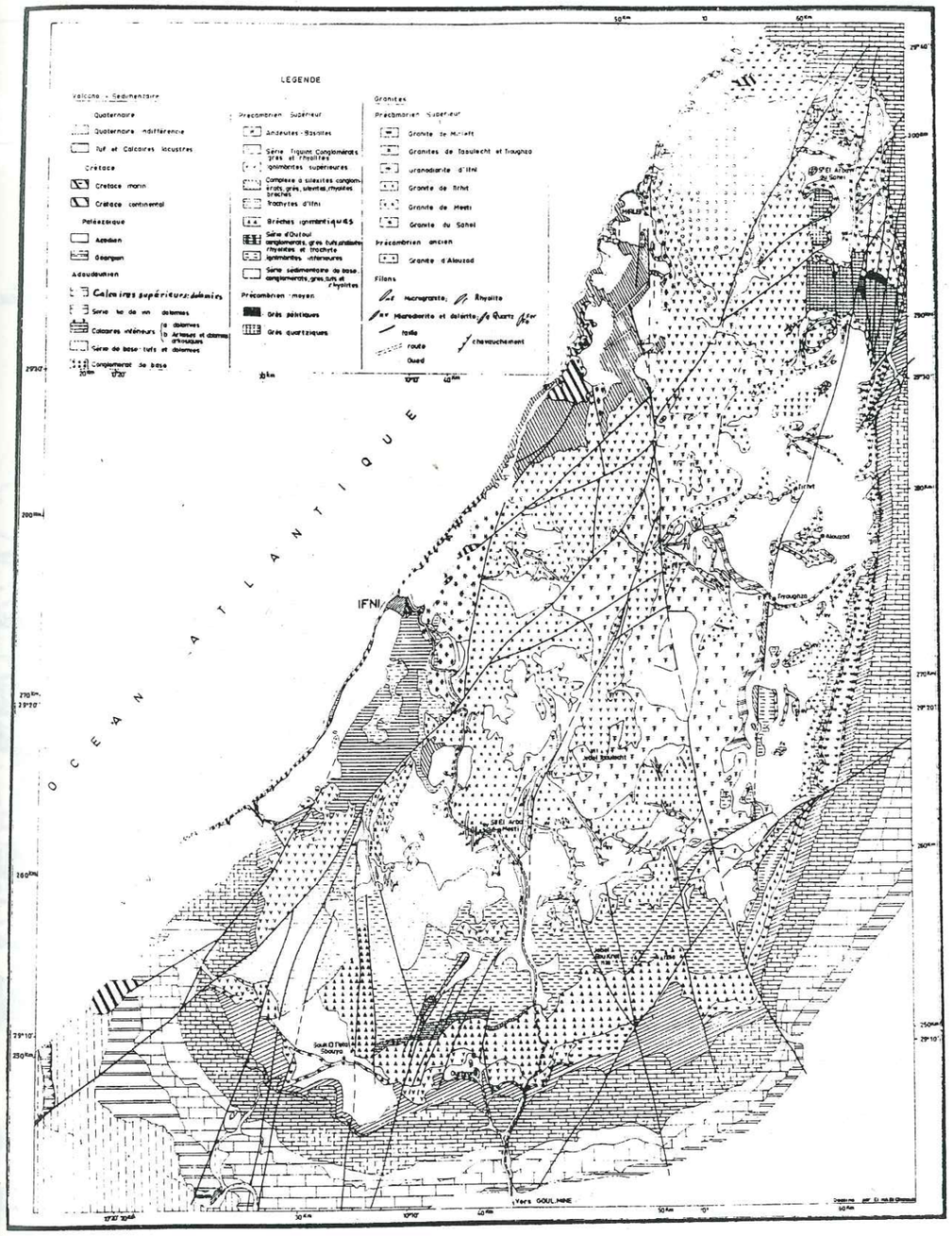
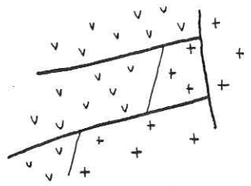


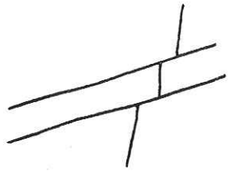
Fig. 2-14. Carte géologique de la boutonnière d'Ifni à petite échelle (in BENZIANE, 1974)

A



- Mouvement dextre sur les accidents N 70

B



- Accident N 0-20 plus ancien que l'accident N 70.

Fig. 2-15. Critères retenus pour définir le sens de mouvement et la chronologie des accidents

Leur ordre d'apparition, des plus anciens aux plus récents, est la suivante :

- accidents N 10-20, sans possibilité de fixer un sens de mouvement
- accidents N 40-70, siège d'un mouvement dextre
- accidents N 160, siège d'un mouvement senestre.

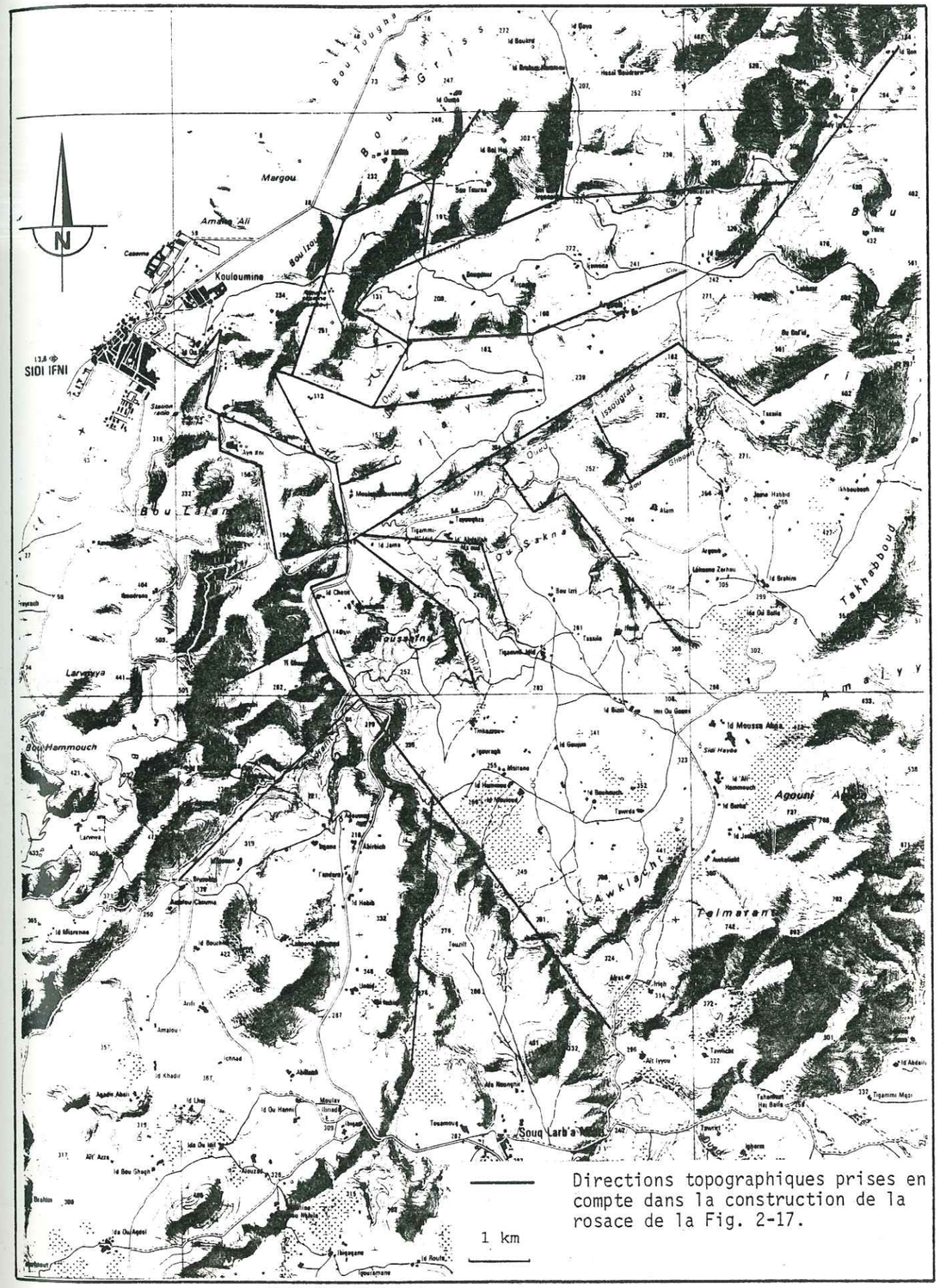
Ces grandes directions régionales de fracturation étant mises en évidence à petite échelle, il était nécessaire d'examiner si ces dernières se retrouvent à un stade intermédiaire avant de passer aux observations de terrain.

Il a été montré (paragraphe II.2.3.4.) que sur l'étendue de la pénéplaine miocène, les vallées actuelles doivent se superposer au réseau principal de fracturation anté-miocène.

La topographie de la carte à 1/50 000 (Fig. 2.16) peut donc permettre d'obtenir des renseignements précieux sur les directions caractéristiques du réseau de fracturation.

Il apparaît effectivement que les grandes vallées ont les mêmes orientations que les fractures majeures :

- Oued Ifni, et son prolongement vers le sud, N 155 ;
- Oued Issougrad, N 60-70 ;
- Affluents rive gauche de l'Oued Issougrad, N 150 et N 60 ;
- Oued Krayma et cours inférieur de l'Oued Ifni, tracé typique en baïonnette selon N 20-30 et N 115.



Directions topographiques prises en compte dans la construction de la rosace de la Fig. 2-17.

Fig. 2-16. Carte topographique de la région de Sidi-Ifni

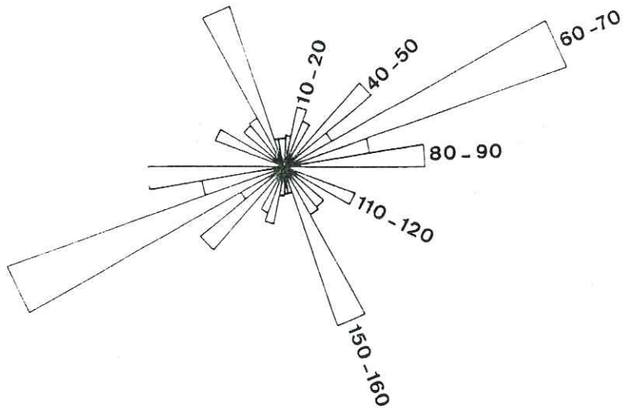


Fig. 2-17. Rosace des directions topographiques de la Fig. 2-17

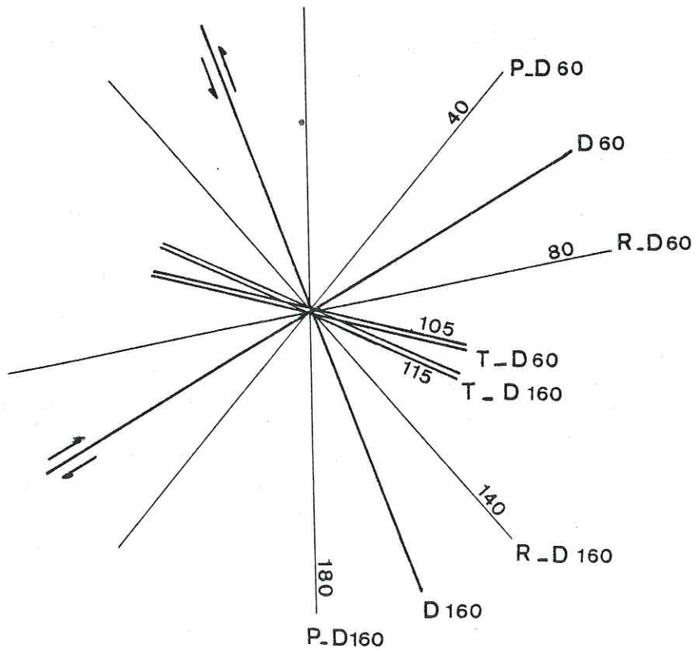


Fig. 2-18. Schéma théorique de deux décrochements N 60 dextre et N 160 senestre, et de leurs discontinuités élémentaires (ϕ = 40°. Les fractures R' ne sont pas représentées)

Nous avons affiné un peu plus la corrélation entre la topographie et les directions tectoniques majeures.

Pour cela, la rosace des directions (Fig 2.17.) des grandes vallées et tronçons de vallées, a été construite à partir des entités morphologiques, éventuellement schématisées, prises en compte sur la Fig. 2.16. Cette prise en compte est toute subjective ; elle a été faite avec le maximun d'honnêteté, et traduit donc dans ses grandes lignes, la réalité du réseau hydrographique.

La rosace a été constuite par classes angulaires de 10° ; chaque classe représente donc toutes les directions entre la limite inférieure, inclue, et la limite supérieure, exclue.

Deux grandes directions apparaissent, N 60-70 et N 150-160 ; puis viennent des directions secondaires N 80-90, N 40-50, N 110-120.

Les deux premières correspondent aux deux familles de décrochements N 40-70 et N 160, révélées par la carte à petite échelle. Les autres peuvent être interprétées grâce à la comparaison de cette rosace avec le schéma théorique de deux décrochements, N 60 dextre et N 160 senestre (Fig. 2.18.). La correspondance entre ce schéma et la rosace est excellente :

- N 80-90 (N 80 surtout) représente les fractures R du décrochement N 60
  ou les fractures R' du décrochement N 160
- N 110-120 représente les fractures T des deux décrochements ;
- N 40-50 représente, elle, des décrochements D de la famille N 40-70 définie sur la carte à petite échelle.

Ainsi, selon ce schéma, les directions tectoniques des deux dernières phases de décrochement sont bien présentes dans la topographie mais, de plus, leurs fractures associée semblent aussi y apparaître.

Les accidents N 10-20, plus anciens, et peu visibles sur la rosace, bien que représentés, ne sont donc plus responsables de la structuration actuelle ; par contre ils sont responsables, à l'intérieur des grandes entités découpées par le réseau hydrographique, de multiples petits thalwegs.

Cette étude comparative a donc permis de :

- confirmer l'hypothèse de départ sur la concordance des vallées et des grands accidents ;
- montrer que les fractures associées de ces grands accidents sont aussi traduites par la topographie.

Il est donc logique, dès lors, de rechercher ces mêmes directions sur les affleurements visibles dans le prolongement des vallées, en général dans les falaises bordant chaque méandre.

2.1. Observations de terrain

2.2.1. Méthode de travail

A l'échelle de l'affleurement, soit donc sur des distances de l'ordre de 50 à 100 m, les accidents se groupent pour former des "couloirs de fracturation", séparant des zones où l'intensité de la fracturation est beaucoup plus faible (ou nulle) et qui apparaissent donc comme des "îlots préservés" (Fig. 2.19).

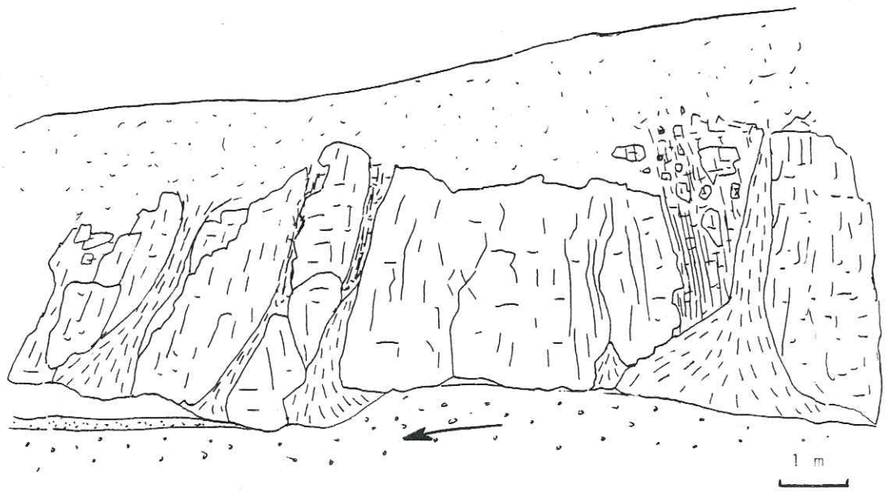


Fig. 2-19. Aspect général des affleurements

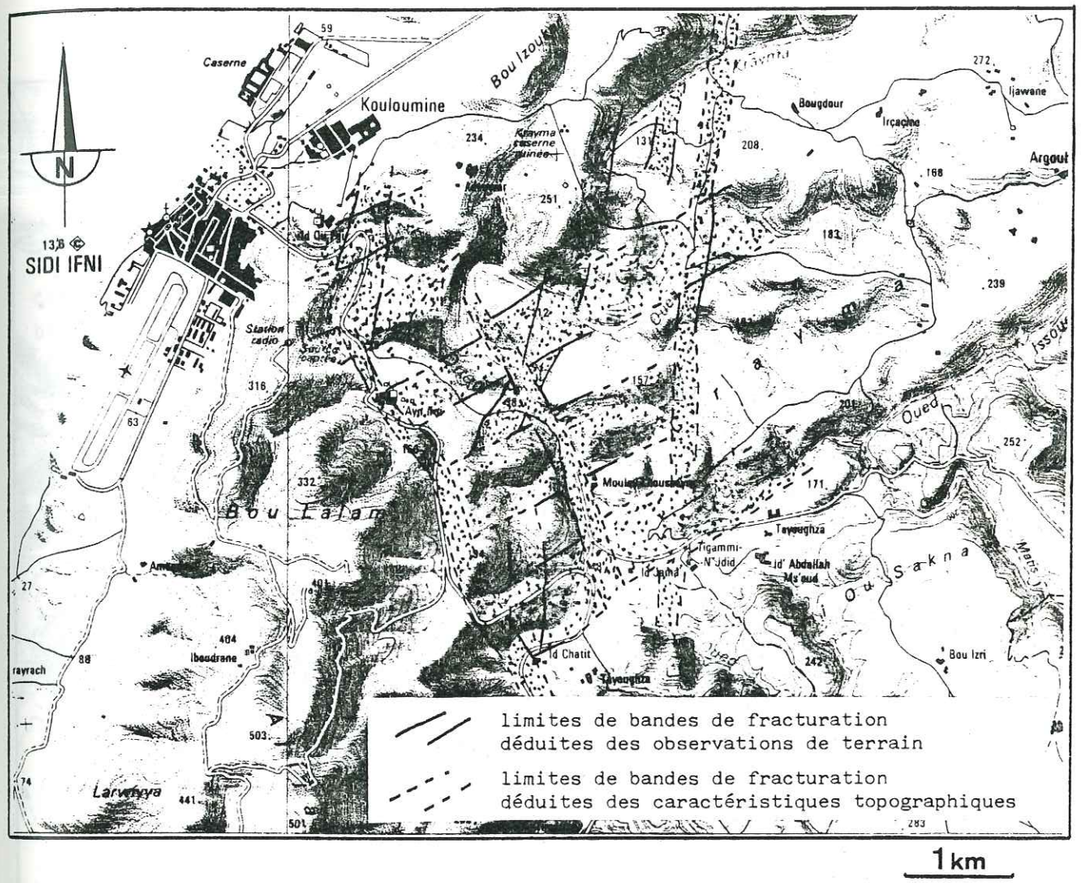


Fig. 2-20. Bandes de fracturation correspondant à des décrochements

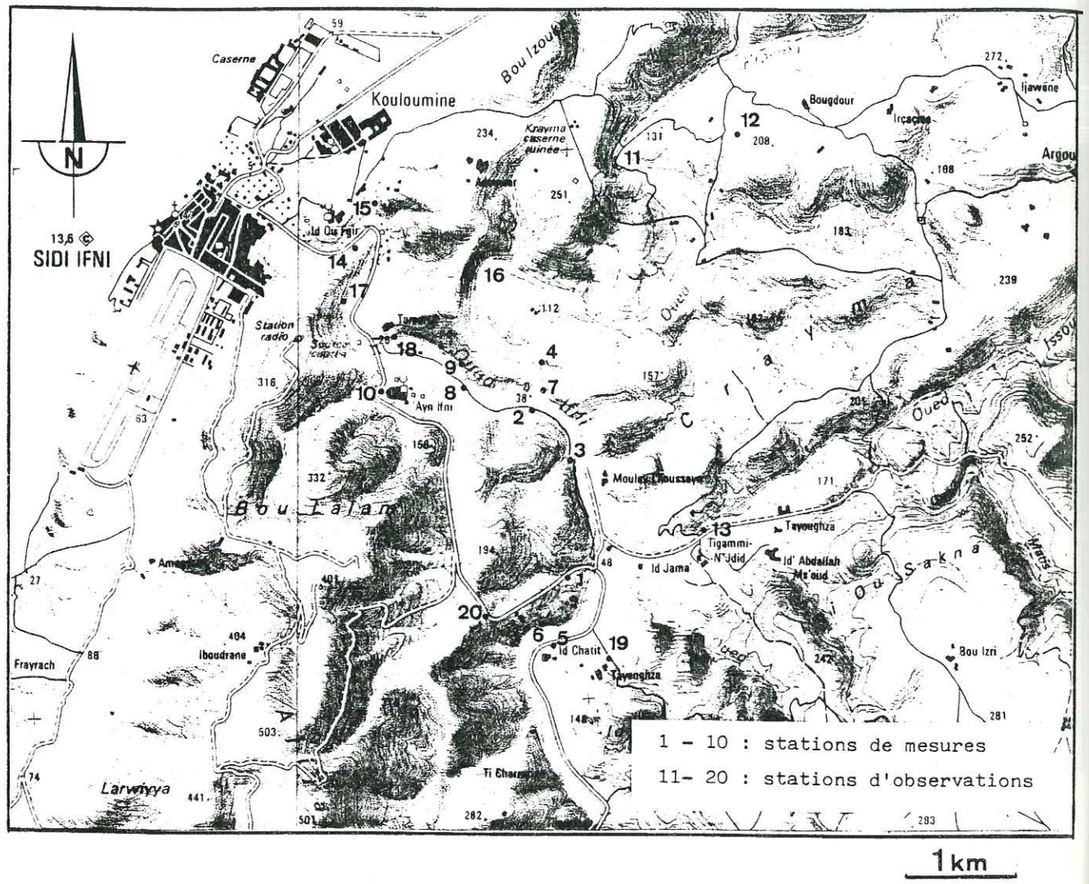


Fig. 2-21. Stations de mesure

A l'échelle du kilomètre, ces couloirs de fracturation se concentrent parfois pour constituer des "bandes de fracturation".

Nous nous sommes attaché à réaliser un schéma structural régional représentant les "bandes de fracturation" majeures, définies par l'intensité de la fracturation selon une direction, donc par le nombre de "couloir de fracturation" selon cette direction. Dans ces conditions, il était difficile de représenter toutes ces fractures sur la carte géologique (Fig. 2.1.et Annexe 1) ; nous n'y avons donc porté que les accidents bien définis (zone de broyage, décalage stratigraphique). D'autre part, un schéma (Fig. 2.20) présente les bandes de fracturation mises en évidence.

Par ailleurs, les sols résiduels d'altération remplissent toutes les dépressions d'un affleurement, et bon nombre de discontinuités, qui sont celles qui constituent les couloirs de fracturation, disparaissent ainsi.

Dans un tel contexte, il est très difficile de définir une fréquence de fracturation (VIALON et al., 1976) ou un indice de discontinuité (SIMR, 1977). Il est tout aussi difficile de choisir un affleurement caractéristique de la bande de fracturation, pour y effectuer des mesures.

En conséquence, la méthode de travail a été la suivante :

- choix d'un affleurement selon les critères du paragraphe 2.1. ;
- mesures (directions, pendage) si l'affleurement le permet, et report sur canevas ;
- vérification cartographique de la représentativité de ces mesures.

2.2.2. Les grandes familles de fracturation

La Fig. 2.21 permet de situer les stations de mesure ainsi que celles, choisies parmi les plus représentatives, où les directions de mouvements peuvent être déterminées.

Les figures de l'Annexe 3 représentent les canevas de Wülff (hémisphère supérieur) correspondant aux stations de mesure.

Les canevas font apparaître des pôles de fractures subhorizontales, peu nombreux du fait des conditions d'observations (affleurements de développements horizontaux). Ces fractures qui résultent d'un mécanisme autre que celui des décrochements, ne seront pas analysées ici, mais ultérieurement (paragraphe 2.2.2.f).

Pour établir la chronologie des différents décrochements, on a utilisé le critère du décalage des couloirs de fracturation (Fig. 2.22.) qui permet des conclusions beaucoup plus solides que le simple décalage de fractures isolées.

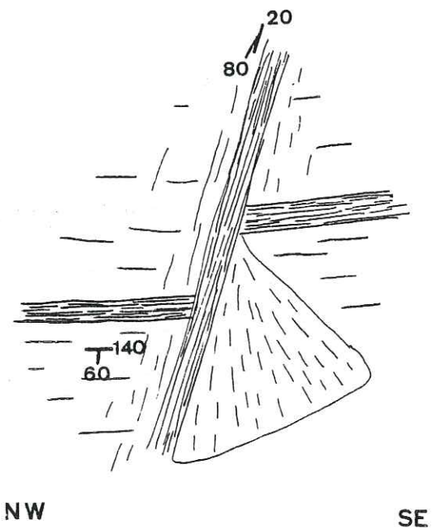


Fig. 2-22. Décalage de couloirs de fracturation

La principale difficulté de mise en oeuvre de cette méthode réside dans le fait que, s'agissant de décrochements horizontaux, il faut pouvoir disposer d'affleurements d'extension horizontale suffisante pour effectuer des observations sûres. Or ce n'est généralement pas le cas à Ifni, où la face supérieure des massifs rocheux est couverte de croûtes et de dépôts divers ; seules quelques parois, et les falaises bien développées, montrent alors des décalages de couloirs.

a) Famille N 130-150 pentée 40-60 NE

Cette famille apparaît peu (stations 8, 9, 10), et ne se marque absolument pas dans la topographie. Les plans de fractures sont peu nombreux et bien individualisés (stations 8, 11, 14, 16, 17 et 18).

Il semble possible de les corréler entre eux pour définir ainsi trois grands plans d'extension kilométrique (Fig. 2.23.).

Les observations, relatives au sens de mouvement, effectuées sur cette famille, sont nombreuses. Les plans de fractures, particulièrement visibles, montrent très souvent des stries de mouvement horizontales qui indiqueraient donc un mouvement décrochant.

La station 16 est une falaise dans laquelle se développe au thalweg N 110. C'est ici que peut s'observer le passage décrit précédemment de granodiorites aux ignimbrites par l'intermédiaire des faciès de transition. Le thalweg est parcouru de fractures N 110-75 NE.

Le contact granodiorites à l'Est, microgranites silicifiés à l'Ouest (premier teme des faciès de transition) est très localement décalé dans un mouvement dextre selon une direction N 150 (Fig. 2.24.) ; le rejet horizontal de 30 m, et le rejet vertical de 15 m paraissent indiquer un mouvement décrochant. Il n'est pas possible de déceler d'évidentes fractures N 150 ; le mouvement doit donc se faire sur de multiples plans élémentaires dissimulés sous des placages d'éboulis et de sols d'altération. Le pendage de l'accident N 150 semble être voisin de 60°.

Les données recueillies indiquent ici un décrochement dextre sur le plan virtuel N 150-60 NE, avec possibilité d'une légère composante verticale du mouvement.

Les fractures N 110-75 NE observées en contiguité (Fig. 2.24.) sont étrangères à ce mouvement ; elles pourraient lui être postérieures dans la mesure où, mis à part le décalage stratigraphique, rien ne subsiste de celui-ci.

La station 11 est une falaise parcourue de couloirs de fracturation N 140-50 NE et N 20-80 NE. Les couloirs N 140-50 NE sont très disloqués, et l'un d'eux montre la disposition de la Fig. 2.25.

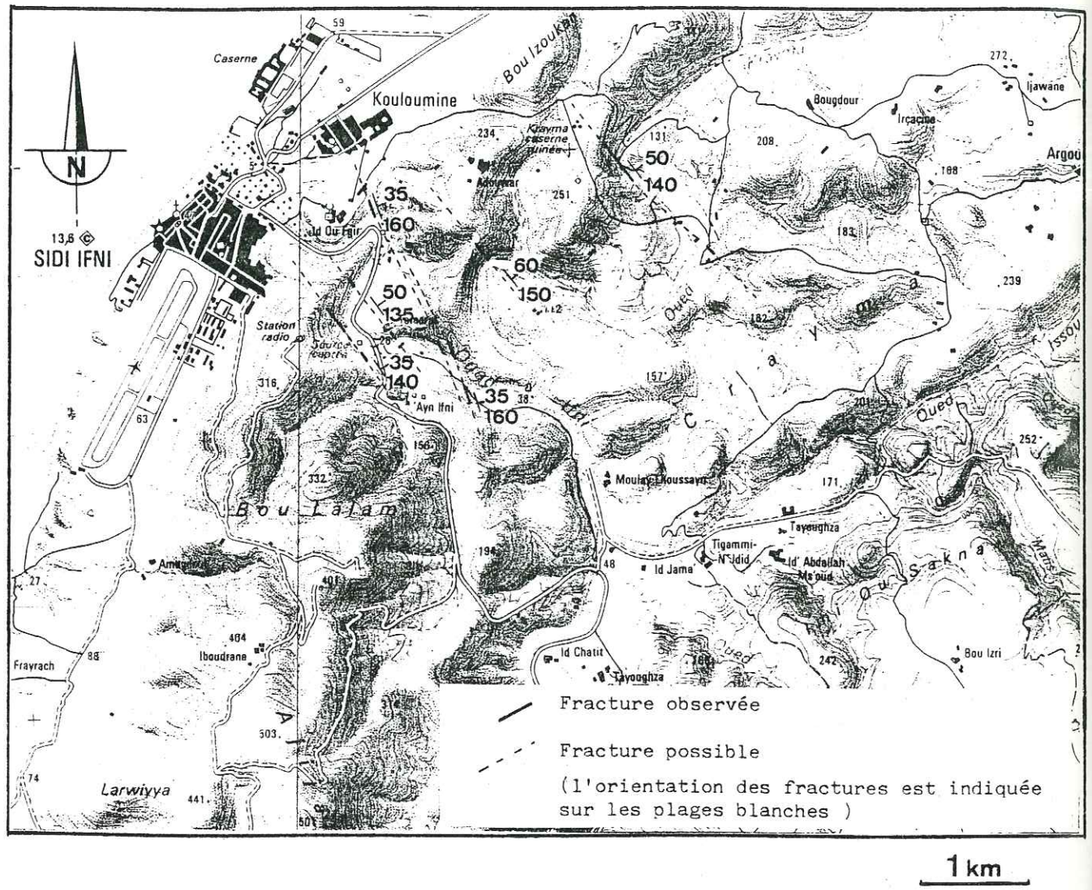


Fig. 2-23. Localisation des plans de fractures de la famille N 135-160 pentée 35-60 NE

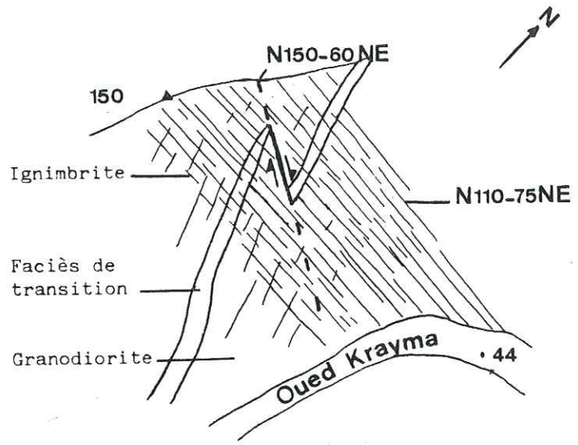


Fig. 2-24. Plan de situation du décrochement N 150-60 NE dextre de la station 16

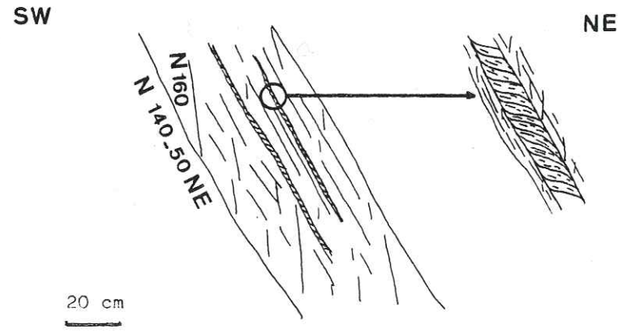


Fig. 2-25. Structures associées dans un couloir N 140-50 NE

La présence de nombreuses fractures N 160 subverticales (qui pourraient donc être des fractures R), ainsi que le développement d'une schistosité, dans deux petits lits argileux centimétriques, orientés comme le couloir, concourent à attribuer à ces plans, un mouvement de faille normale. Mais ici, l'importance d'une composante horizontale, si elle existe, ne peut être évaluée.

En définitive, selon les indications de nombreuses stries horizontales visibles sur les plans de cette famille, et les observations de la station 16, nous attriburons à cette famille un mouvement décrochant dextre, celui-ci présentant par endroits une composante verticale importante (station 11).

L'ancienneté de cette famille est certaine. La station 11 montre de très nombreuses fois le décalage dans un mouvement senestre des couloirs de celle-ci par des couloirs N 20-80 NE. De plus, les couloirs N 140-50 NE ne décalent jamais d'autres couloirs ; enfin des fractures de même direction sont décalées par de très nombreuses fractures N 20, N 70, N 110, N 160.

Il semble donc que cette famille soit la plus ancienne, parmi toutes celles que nous avons pu observer.

b) Famille N 10-30 pentée 70 SE à 80 NW

Cette famille bien représentée dans toute la région, est mise en évidence par les canevas des stations 1, 5, 6, 7, 9, 10. La fréquence augmente parfois jusqu'à définir des bandes principales de fracturation, qui déterminent l'orientation de très nombreux thalwegs adjacents aux vallées principales. Parmi ces dernières, seuls le tracé de l'Oued Krayma et le tronçon terminal de l'Oued Ifni leur correspondent (Fig. 2.16.)

Cette famille montre les plus belles discontinuités élémentaires observables dans la région.

En particulier, le fond, presque horizontal, de couloirs de déformation correspondant à d'importants ravins permet, à la station 11, de cartographier directement le schéma de fracturation (Fig. 2.26). Les fractures de second ordre associées paraissent parfaitement correspondre au modèle théorique d'une zone de décrochement avec :

D = N 30
R = N 10

Un troisième groupe de fractures (N 40) pourrait très bien représenter les fractures P.

Il s'agit donc ici d'un décrochement N 30 senestre.

A la station 15 au fond d'un thalweg horizontal, on observe le développement de fractures associées à un accident principal (souligné par une zone bréchique). La particularité de cet affleurement (Fig. 2.27.) est l'aspect sigmoïde des discontinuités de direction moyenne N 130. Celui-ci suggère un mouvement senestre continu, au cours duquel l'orientation des différentes fractures a progressivement tourné.

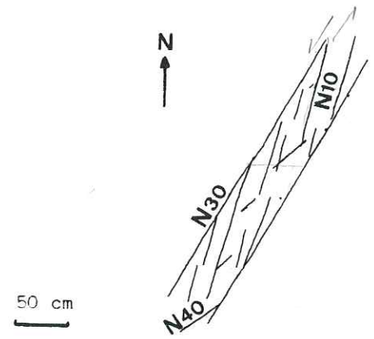


Fig. 2-26. Décrochement N 30 senestre et fractures associées

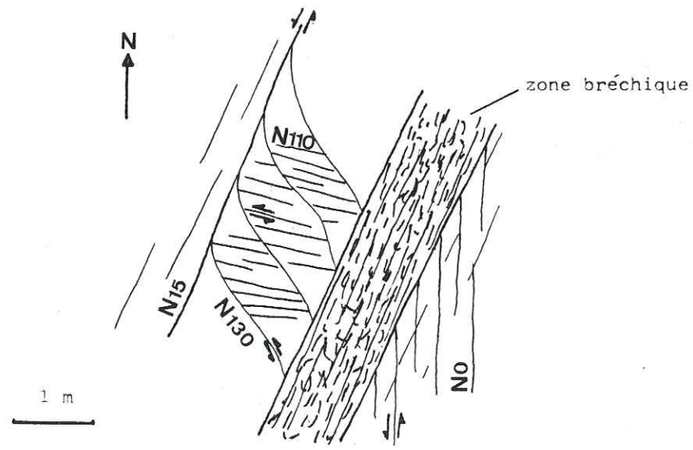


Fig. 2-27. Discontinuités associées à un accident principal N 15 subvertical

Si l'on admet un mouvement senestre selon la direction N 15, les fractures R et T, devraient être orientées N 0 et N 150. Dans ce cas, les fractures à l'Est de la zone bréchique, ont valeur de fractures R sur le décrochement N 15 senestre.

Les fractures N 130, sigmoïdes, à remplissage argileux, sont donc très vraisemblablement des fractures T, théoriquement N 150, ayant subi une rotation jusqu'à N 130 ; celle-ci engage un déplacement senestre sur ces discontinuités, qui crée alors lui-même des fractures R N 110.

Toutes les discontinuités élémentaires confirment donc la réalité du décrochement N 15 senestre. Remarquons que celui-ci peut correspondre lui-même à une fracture R sur un décrochement N 30 senestre.

La station 13 enfin montre, dans le granite de Mesti, deux types de fractures élémentaires associées à deux accidents principaux (Fig. 2.28.).

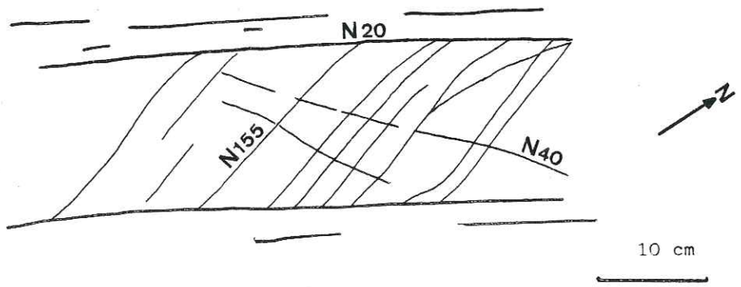


Fig. 2-28. Discontinuités sur une dalle horizontale du granite de Mesti, associées à une direction de fracturation principale N 20

Ici, une série de fractures ouvertes, (N 155), à tendance sigmoïde, est orientée à 45° des deux plans de fractures principaux (N 20) ; ouverture et relations angulaires les font rattacher aux fractures T du schéma théorique, ce qui permet de considérer les plans N 20 comme des décrochements senestres.

Une fissure N 40 pourrait montrer l'existence de la famille P, bien qu'il soit surprenant qu'elle apparaisse dans la même déformation que les fractures T.

Par ailleurs, certaines structures (stations 4, 10, 20) laissent penser que des mouvements dextres ont pu avoir lieu selon les mêmes directions N 20. Ces structures, généralement des tectoglyphes (cupules d'arrachement, diaclases pennées), sont peu distinctes, et très peu nombreuses.

Nous pensons donc que des jeux successifs, à différentes époques, on eu lieu selon cette direction N 10-30, le dernier mouvement étant très vraisemblablement senestre si l'on considère les indices les plus lisibles.

La chronologie relative des décrochements N 30 senestres, obéit au schéma de principe de la Fig. 2.22., relevée en deux points (stations 11 et 16), ce qui permet de penser que ceux-ci sont postérieurs à des plans de fracturation N 140-50 NE.

De la même manière, cette observation, faite aux stations 11 et 13, montre l'antériorité des décrochements N 20 senestres vis-à-vis des plans de fracturation N 70.

c) Famille N 40-80 subverticale

Cette famille est représentée partout (stations 1, 3, 4, 5, 6, 9, 10), même si parfois ces plans de fracture sont peu nombreux ; ils sont responsables de l'orientation de la vallée de l'Oued Issougrad, ainsi que des thalwegs adjacents à la vallée de l'Oued Ifni. Leur pendage est toujours proche de la verticale.

Bien que la famille choisie regroupe toutes les directions entre 40° et 80°, la grande majorité des fractures de cette famille sont orientées N 60. La raison de ce regroupement sera abordée ultérieurement.

En un seul point (station 3), des discontinuités élémentaires en rapport avec des plans de fractures N 70 (succession de fissures N 90 le long de fractures N 70) ont pu être déterminées avec certitude. Nous les avons interprétés comme des fractures R sur des plans N 70, ce qui attribue un mouvement de décrochement dextre à ces derniers.

Ces observations, quoique trop peu nombreuses, concordent avec le sens de mouvement dextre déduit de la carte à petite échelle.

Très souvent par ailleurs, des stries indiquent un déplacement horizontal de part et d'autre de ces plans qui sont donc des décrochements ; celles-ci sont trop frustes pour en déduire un sens de mouvement.

La chronologie relative de cette famille est relativement simple à établir. Il a été dit ci-dessus qu'elle est postérieure à la famille N 10-30.

En outre, si l'on ne peut observer des couloirs de déformation N 40-80 décalés par d'autres couloirs, dans toute la région étudiée des fractures N 160 décalent des fractures N 40-80, en grand nombre et de manière très homogène. Cette observation qui ne permet pas de conclure doit cependant être rapprochée du fait qu'à petite échelle, les accidents N 160-180 décalent dans un mouvement senestre les accidents N 40-70.

d) Famille N 155-175 pentée 70 E-90

Cette famille est représentée sur les canevas des stations 1, 3, 6, 7, 9, 10. Celles-ci sont toujours à proximité de tronçons de grandes vallées orientées N 160 (Oued Ifni en particulier).

Le long de nombreux plans, il est possible d'observer des stries de mouvement subhorizontales, qui indiquent donc que ceux-ci sont des décrochements. Très souvent des niches d'arrachement sont visibles sur les mêmes plans ; de manière très générale, elles indiquent un mouvement senestre.

Des dalles horizontales (station 12) permettent d'observer les relations angulaires entre des plans N 160, N 140, N 120, N 70 (Fig. 2.29).

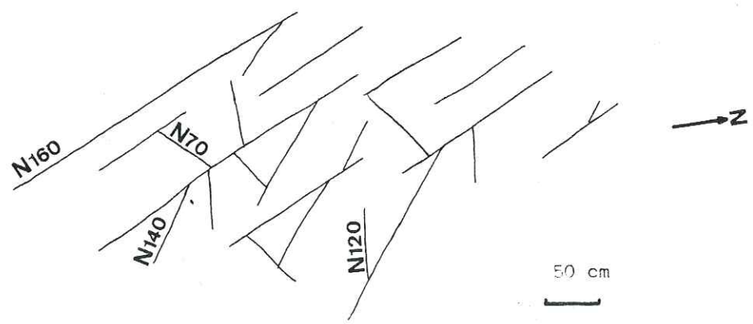


Fig. 2-29. Discontinuités sur une dalle horizontale du granite de Mesti, associées à une direction de fracturation principale N 160

Si l'on considère que les discontinuités N 160 constituent l'accident principal de ce schéma de fracturation, les discontinuités N 120, N 140 paraissent parfaitement correspondre au modèle théorique d'un décrochement N 160 senestre, avec :

- D : N 160
- R : N 140
- T : N 120 (à 5° de la direction théorique N 115)
- R' : N 70 (à 15° de la direction théorique N 85)

Remarquons que l'écart angulaire des fractures R' entre le modèle théorique et l'observation peut parfaitement s'expliquer par le fait que la direction N 70 est déjà exprimée au moment de la création du système de décrochement N 160.

Il faut tout de même signaler que quelques mouvements dextres, sur des plans N 160 cicatrisés par des minéraux quartzofeldspathiques, donc vraisemblablement très anciens, ont pu parfois être détectés. Cela pourrait indiquer que les mêmes directions de discontinuité ont connu deux phases de jeu de sens opposés, à deux époques différentes, le plus récent étant senestre.

Ces décrochements N 160 recoupent absolument toutes les autres familles de fractures de manière très homogène ; ils ne sont jamais décalés eux-mêmes. Ce fait nous paraît un argument suffisemment fort, bien qu'il ne s'agisse pas du décalage de couloirs, pour conclure qu'ils représentent selon toute vraisemblance, le dernier événement tectonique local.

e) Famille N 85-125 subverticale

Elle apparaît sur les canevas de stations 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8. Mais les quelques stations de mesure ne permettent pas d'illustrer le fait qu'elles sont omniprésentes, quoique de façon discrète. La direction N 110 est la plus constamment présente et permet de définir, non pas des couloirs de fracturation, mais des "bandes de fracturation", au nombre de trois (Fig. 2.30.).

De très faibles indices (tectoglyphes et stries de mouvement notamment, discontinuités associées qui évoquent des fractures R) définissent des mouvements multiples, sans qu'il soit possible, statistiquement, d'en privilégier un :

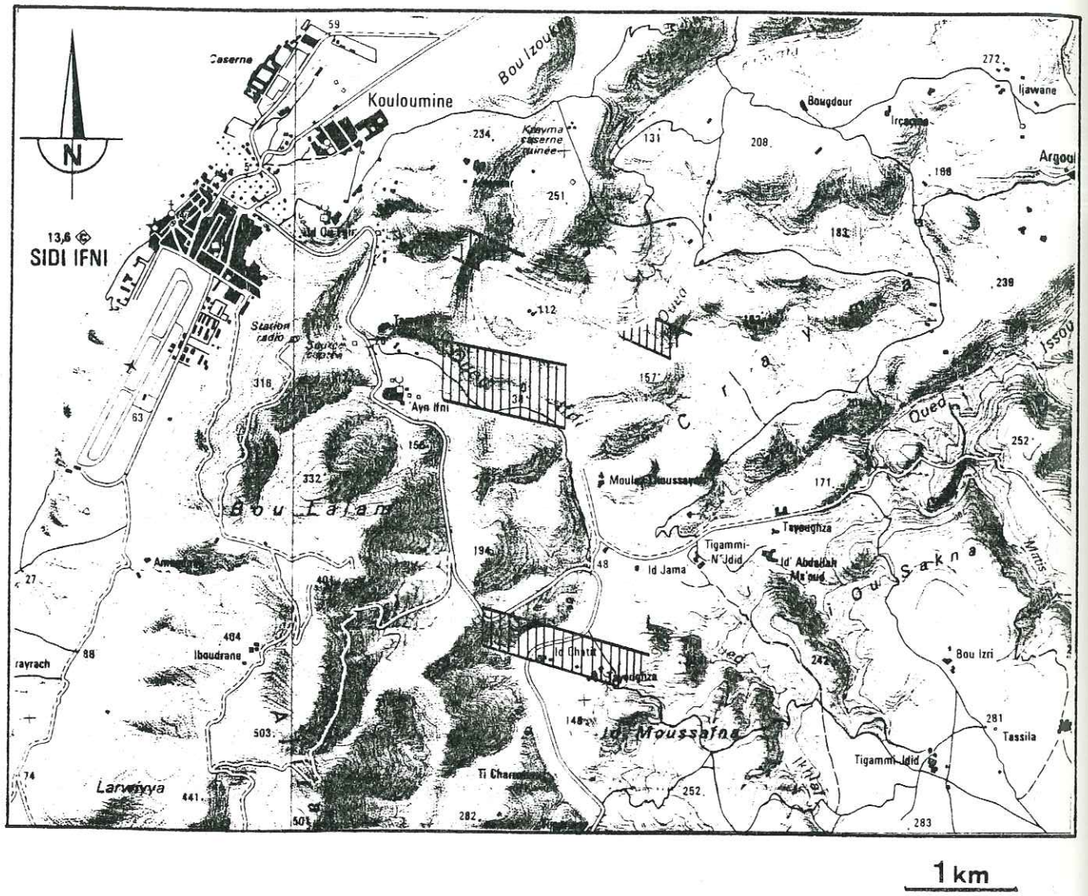


Fig. 2-30. Bandes de fracturation NW-SE

- mouvements de décrochementsdextres et parfois senestres
- mouvements de faille verticale.

De plus, certaines fractures sont indubitablement ouvertes, et contiennent un remplissage argileux. Enfin, la station 19 permet d'observer (Fig. 2.31.) la croissance de cristaux de quartz perpendiculairement aux lèvres de fractures N 100 ; celles-ci indiquent une distension N 20, et donc une compression N 110, mécanisme cohérent avec l'attribution d'un rôle de fractures T sur un décrochement N 160 senestre.

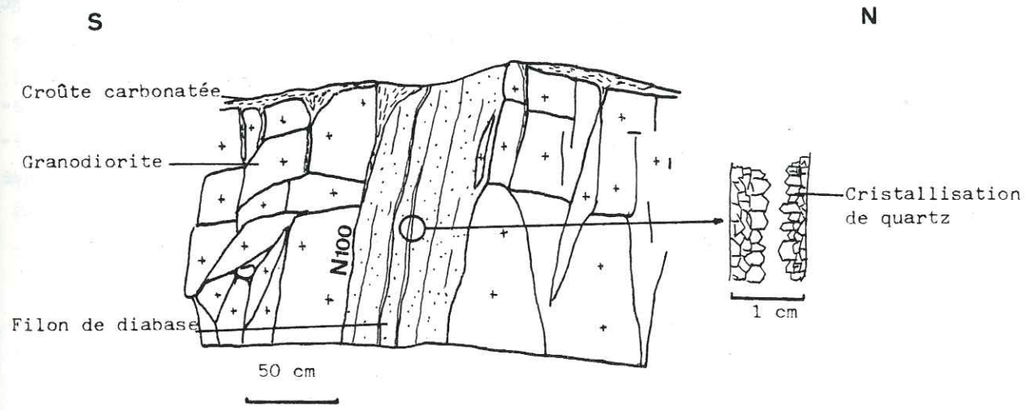


Fig. 2-31. Cristallisation de quartz dans des fractures N 100 (station 22)

La diversité des mouvements et des caractéristiques montrée par cette "famille" suggère qu'il s'agit d'un regroupement hétérogène. Il faut plutôt voir là des fractures liées à plusieurs décrochements distincts, de significations différentes, mais dont il se trouve que les orientations sont voisines :

- décrochement N 20 senestre : fractures R' dextres N 125-135
- décrochement N 60 dextre : fractures R dextres N 85-95
  fractures T N 105
- décrochement N 160 senestre : fractures R' dextres N 85-95
  fractures T N 115

Ainsi la famille N 85-125 regroupe en fait un éventail de discontinuités natures différentes. La prépondérance de la direction N 110 traduit l'importance des fractures T apparues lors des deux derniers systèmes de décrochement (N 60 dextre, N 160 senestre) (Fig. 2.18.).

Cette famille regroupe donc des fractures d'ancienneté variable, fonction du système de décrochement dans lequel elles ont été crée. En dernier lieu, elles ont fonctionné en fractures de tension.

Ces fractures seront ainsi les plus susceptibles d'introduire dans le massif une anisotropie de perméabilité ; les perméabilités les plus élevées doivent donc caractériser les bandes de fracturation définies ci-dessus.

Une dernière observation a été faite sur des fractures N 110, siège d'un développement important de dépôts carbonatés. En coupe transversale, l'orientation privilégiée de la cristallisation fait apparaître, de façon assez nette, une structure oblique à 30° relativement aux épontes (Fig. 2.32.). Celle-ci, qui ressemble à une schistosité fruste, évoquerait ainsi l'abaissement du compartiment NE.

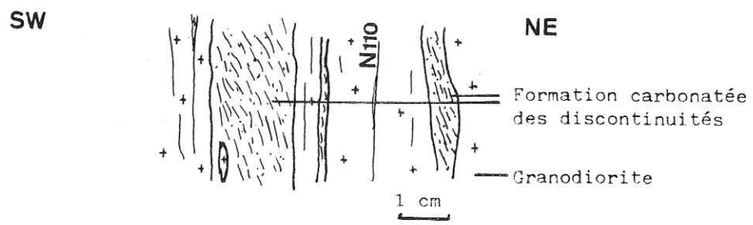


Fig. 2-32. Figures au sein des dépôts carbonatés des fractures N 110

Vers l'extérieur, au contact de l'encaissant, le filon carbonnaté présente des surfaces polies et striées, ainsi que des niches et cupules d'arrachement qui lui ont été imprimées par la granodiorite. C'est donc que les fractures N 110 témoignent de mouvements quaternaires, actuels ou passés ; ceci s'accorde avec les observations effectuées dans la région quant à l'existence de mouvements quaternaires responsables d'une surrection de l'Anti-Atlas méridional (OLIVA, 1977).

f) Les fractures subhorizontales

Elles sont continues sur de grandes distances ; leur pendage est compris entre 0 et 30°. Visibles sur les talus de route et sur les falaises en bordure d'oued, elles sont donc situées aussi bien à quelques mètres qu'à une centaine de mètres sous la surface topographique.

Dans le cadre de l'étude du réservoir souterrain, nous notons immédiatement qu'elles pourraient jouer un rôle non négligeable si elles mettaient en communication toutes les discontinuités subverticales. Connaître le mécanisme de leur genèse peut donc aider à les définir plus précisément dans cette perspective.

La genèse de ces discontinuités est classiquement interprétée comme une conséquence de la décompression naturelle des massifs soumis à l'érosion. Celle-ci ne crée pas de discontinuités, mais utilise pour s'exprimer celles qui sont déjà présentes à l'intérieur du massif, et en particulier celles, subhorizontales, apparues lors de la mise en place de l'intrusion granitique : discontinuités pétrographiques (fluidalité planaire) ou tectoniques (avec souvent un remplissage filonien d'aplite ou de pegmatite) (Fig. 2.33.).

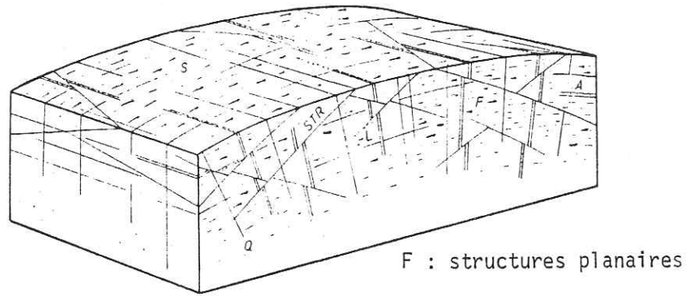


Fig. 2-33. Fractures de mise en place d'un pluton (in SHERBON-HILLS, 1966)

Ces discontinuités montrent couramment un plongement lorsqu'elles approchent des bordures du pluton. On devrait ainsi avoir un bon marqueur des différents apex de l'intrusion granitique. La Fig. 2.34. représente ainsi les directions de plongement des discontinuités subhorizontales, les zones de divergences indiqueraient donc la position d'apex d'intrusions.

Ces discontinuités initiales ne peuvent qu'avoir été décalées et réactivées par les accidents ultérieurs. En outre, vu leur orientation variable, elles ont pu se comporter tantôt en cisaillement prononcé, tantôt en faille normale ou inverse.

Les exemples ne manquent pas, dans d'autres régions, de discontinuités subhorizontales ayant été le siège de divers mouvements, et en particulier :

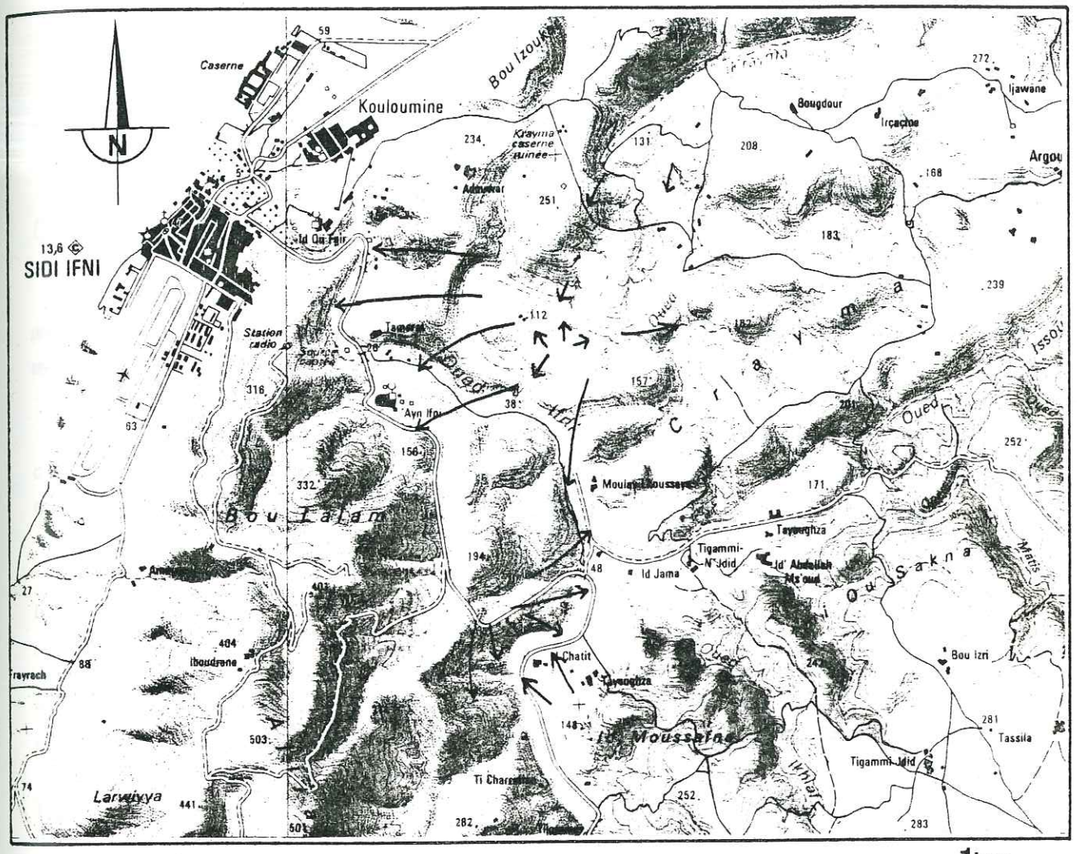
- des relevés à grande profondeur, en galeries, y ont noté des stries de mouvement, ce qui montre que lors d'une phase de compression horizontale, ces discontinuités ont rejoué en cisaillement plat (GIRAUD et BARBIER, 1982) ;

- des diaclases horizontales (sans stries), à remplissage de calcite cristallisée,ont été observées sur toute la longueur d'un sondage profond (1000 m) ; leur fréquence ne diminue pas avec la profondeur (GROS, 1982). Ceci indique donc que des mouvements de tension sur des discontinuités horizontales peuvent avoir lieu à grande profondeur en relation avec la tectonique régionale.

Les observations faites à Sidi-Ifni vont dans le sens du phénomène de décompression qui s'exprime sur des fractures préexistantes.

Mais les exemples cités ci-dessus, montrent que des indices de compression horizontale ont été enregistrés à grande profondeur.

Dans la boutonnière de Sidi-Ifni, où les multiples décrochements traduisent l'importance de la compression horizontale, il ne serait donc pas impossible que des fractures horizontales aient été en tension ; elles permettraient donc une communication rapide des eaux souterraines à travers le massif.



Plongement des discontinuités subhorizontales ↗

Fig. 2-34. Localisation d'apex d'intrusion

Décrochement principal (direction la mieux représentée: dans chaque famille)	Sens du mouvement	Morphologie associée	Observations à petite échelle (cartes et photos)
N 140-50 NE	Dextre avec une composante verticale	Non visible	Non reconnu
N 20 Vert.	Senestre	Nombreux petits thalwegs (principalement)	N 10-20 - Sens de mouvement non déterminé - Présent dans toute la boutonnière - Longueur souvent faible
N 60 Vert.	Dextre	Vallée de l'Oued Issougrad et thalwegs adjacents à l'Oued Ifni	N 40-70 - Dextre - Présent essentiellement à l'Est de Sidi-Ifni - Longueur moyenne
N 160 Vert.	Senestre	Vallée de l'Oued Ifni (tronçon méridional)	N 160-180 - Senestre - Très peu nombreux - Très grande longueur

ancienneté croissante ←

Fig. 2-35. Tableau synthétique des caractéristiques des systèmes de décrochements mis en évidence

2.2.3. Synthèse des mouvements mis en évidence

Le tableau (Fig. 2.35.) présente les grands systèmes de décrochements mis en évidence par les observations de terrain.

En regard sont portées les indications recueillies sur la carte à petite échelle (Fig. 2.14.).

Les deux types d'analyse conduisent donc à la détermination des mêmes mouvements, ainsi qu'à la même chronologie relative, à laquelle il faut ajouter les mouvements de blocs sur les accidents N 110, non signalés par le tableau.

Il ressort de l'étude réalisée que l'organisation structurale de la boutonnière d'Ifni se fait autour des grands traits suivants (mis à part les accidents N 140-50 NE qui ont été le siège de mouvements différents) :

- mouvements senestres selon des directions N 10-20 sur la totalité de la boutonnière ;

- mouvements dextres selon des directions N 40-70. Alors que les directions N 40 sont visibles en de nombreux points de la boutonnière, les directions N 70 le sont essentiellement à l'Est d'Ifni (Fig. 2.14.) ; ainsi s'explique la prépondérance des fractures N 60 observées sur le terrain, qui pourraient avoir valeur de fractures R sur les D N 40 ;

- mouvements senestres selon des directions N 160, très localisés, de grande ampleur.

Par ailleurs, la chronologie relative des systèmes de décrochements ainsi établie, ne fait pas apparaître les systèmes décrits par A. YASIDI (paragraphe I.4.2.2.).

Pour notre part, nous n'avons pu relier des directions de filons (mis en place par hypothèse dans des fentes T) avec des systèmes de décrochements, alors que les décrochements de A. YASIDI sont déduits de la direction de filons acides (microgranite). Il faut voir là vraisemblablement le fait que l'injection de ces produits plutoniques liquides traduit la proximité dans le temps ou dans l'espace du magmatisme lié à l'orogenèse qui a façonné la région, c'est-à-dire l'orogenèse panafricaine.

Les systèmes de décrochement, que nous avons observés, sont donc plus récents (pas de filons, mouvements souvent bien visibles) que ceux déjà décrits (système filonien associé, indices de mouvement très peu nombreux). Ainsi, certaines observations ponctuelles (paragraphe 2.2.2.), relatives aux sens de mouvements, en contradiction avec les observations générales, s'expliquent-elles aisément :

- les décrochements N 160 dextres que nous avons observés, cicatrisés par des minéraux quartzofeldspathiques , donc anciens, doivent être rapportés aux décrochements décrits par A. YASIDI.

- de la même manière, les décrochements N 20 dextres que nous avons observés doivent être rapportés aux décrochements identiques plus anciens.

La permanence des mêmes directions (N 20, N 160) depuis le Précambrien, ainsi que la grande différence de comportement des différents systèmes (longueur des accidents, nombre, répartition), pourrait indiquer que l'évolution structurale est guidée par des linéaments profonds.

3. EVOLUTION STRUCTURALE DE LA BOUTONNIERE D'IFNI

3.1. Importance des fractures associées aux décrochements majeurs

Si l'on se limite aux fractures R et T (les plus fréquentes), le schéma théorique d'une zone de décrochement implique, pour chaque système majeur, la création des discontinuités suivantes :

- D	N 160 dextre	: R	N 175-0
		T	N 25
- D	N 20 dextre	: R	N 35-40
		T	N 65
- D	N 20 senestre	: R	N 5-0
		T	N 155
- D	N 40 dextre	: R	N 55-60
		T	N 85
- D	N 160 senestre	: R	N 140-145
		T	N 115.

Les trois premiers systèmes de décrochements entretiennent la permanence de la direction N 20. Ensuite les systèmes réutilisent les discontinuités existantes, en particulier celles liées à la direction N 20:

- D N 40 dextre correspond à R sur un D N 20 dextre
- D N 60 dextre (observé à Sidi-Ifni) correspond à R sur un D N 40 dextre
  T sur un D N 20 dextre
- D N 160 senestre correspond à T sur un D N 20 senestre.

La réactivation, remarquable lors des derniers mouvements, des fractures associées aux mouvements de décrochement initiaux, rend très difficile la reconstitution du champ de forces qui se sont exercées sur la boutonnière d'Ifni.

3.2. Liaison avec l'évolution structurale régionale

Afin d'y voir plus clair, nous nous sommes attaché à replacer les systèmes de décrochement décrits dans le schéma de l'évolution structurale de cette partie de l'Afrique.

Les deux premiers systèmes sont attribués par A. YASIDI, à l'orogenèse panafricaine (notamment par la datation à 575 Ma du granite mis en place selon les fractures T des décrochements N 160 dextre). Si l'on admet qu'ils se sont produits dans un massif encore assez homogène sur le plan de la fracturation, ils traduisent des directions de compression N 0 à N 40.

Des études menées dans la boutonnière du Kerdous (HASSENFORDER, 1978), où des structures plissées peuvent être analysées, ont montré que l'épisode majeur panafricain y était effectivement dû à une compression subméridienne.

Il semble donc bien qu'une compression générale, de direction grossièrement subméridienne, se soit exercée sur le massif de l'Anti-Atlas au cours de l'orogenèse panafricaine.

Le système suivant, N 20 senestre, reprend la direction N 20 précedente, qui est donc à l'origine de l'orientation des systèmes ultérieurs par le jeu de ses discontinuités associées ; elle doit de ce fait représenter une direction structurale majeure.

L'importance des directions N 20, dans la structure du Maroc, a souvent été soulignée ; de très nombreux mouvements d'âge hercynien ont été reconnus selon ces directions (SAADI, 1972 ; PIQUE et MICHARD, 1981).

Par ailleurs, des fractures N 20 décalant des formations paléozoïques (YASIDI, 1976), permettent de dissocier les mouvements N 20 précambriens de mouvements N 20, au plus paléozoïques, vraisemblablement hercyniens.

Un certain nombre d'indices se rejoignent donc pour attribuer aux décrochements N 20 senestre un âge hercynien.

Enfin, les deux derniers systèmes, qui seraient alors postérieurs au cycle orogénique hercynien, doivent être rapportés dans une première approche, au cycle orogénique alpin, et notamment aux conséquences de l'ouverture de l'Atlantique tout proche.

Remarquons simplement que cette ouverture, qui commence au Crétacé, se fait selon une direction N 20-30, qui souligne à nouveau la présence vraisemblable, très ancienne, d'un linéament profond selon cette direction.

Les données récentes (TAPPONNIER, 1977 ; PATRIAT et al., 1982, entre autres) font état d'un mouvement général senestre de l'Afrique par rapport à l'Europe qui se ralentit et se bloque à la fin du Crétacé pour devenir franchement compressif à l'Est de Gibraltar. Depuis la limite Eocène-Oligocène (Anomalie magnétique An 13), le pôle de rotation de ce mouvement implique un mouvement de direction NW-SE pour la région de l'Anti-Atlas (Fig. 2.36.).

Si l'on admet que, dans les zones stables des plaques continentales, non influencées par l'interaction d'autres plaques (cas probable de l'Anti-Atlas), la direction du mouvement est subparallèle à celle de la poussée principale, il est possible alors d'attribuer à celle-ci une direction NW-SE. Cette poussée a très bien pu réactiver les directions de fracturation existantes, en particulier N 40-60 et N 160 qui ont joué respectivement en mouvements dextre et senestre ; la première ne s'explique que parce que la poussée s'est exercée sur un milieu déjà très fracturé : la seconde est parfaitement compatible avec une poussée NW-SE.

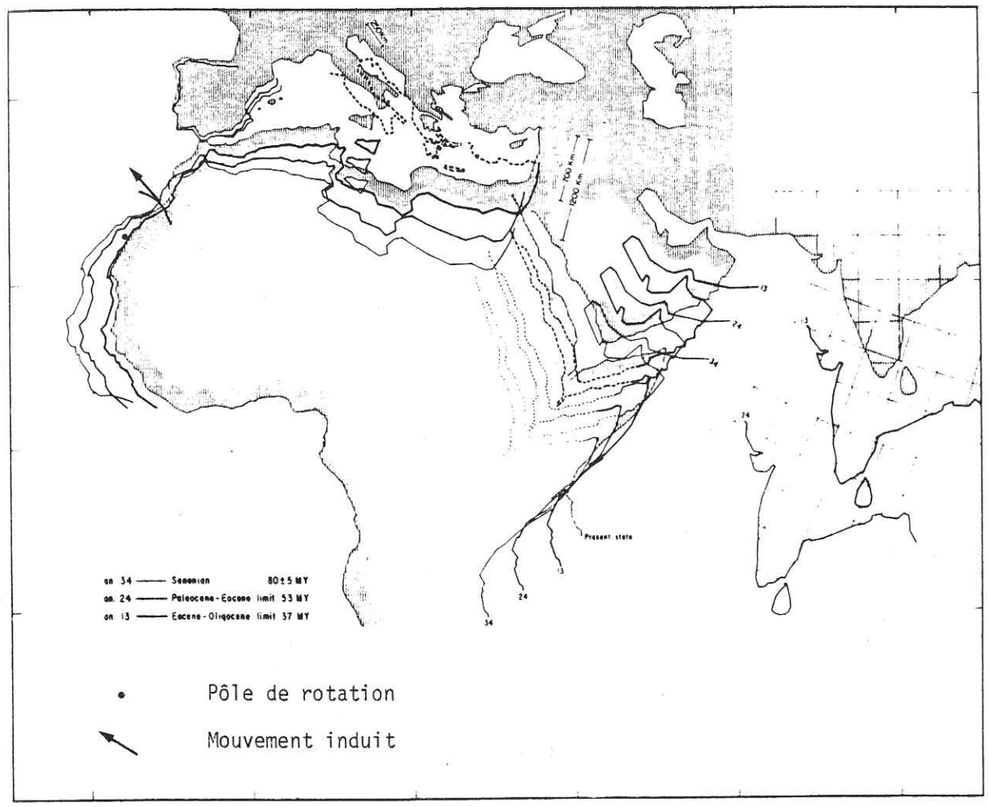


Fig. 2-36. Mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Eurasie (d'après PATRIAT et al., 1982)

Dans cette hypothèse, les systèmes de décrochements N 160 senestre et N 40-60 dextre seraient au plus eocène.

4. CONCLUSION

L'étude structurale de la zone concernée par le projet a permis d'élargir les connaissances que l'on avait antérieurement de la tectonique régionale :

- les directions principales de fracturation ont été définies. Elles correspondent à une série de décrochements qui ont joué depuis le Précambrien, et au moins jusqu'à l'Oligocène ;

- dans ce contexte géologique de zone stable cratonisée, un rapprochement peut être fait entre l'évolution structurale d'une plaque continentale et les déformations qui en résultent à l'échelle locale ; il est possible en particulier de lier le dernier système de contraintes subies par le massif à certaines structures, telles que couloirs de fracturation correspondant à des décrochements, ou bandes de fracturation de type T ;

- par ailleurs, la classique relation entre topographie et fracturation dans les régions de socle granitique s'est une nouvelle fois vérifiée ; il apparaît, de plus, qu'elle concerne aussi les fractures annexes d'un décrochement.

Relativement au projet, l'analyse des fractures annexes des zones de décrochement a permis de mettre en évidence une direction selon laquelle la perméabilité serait théoriquement plus élevée : il s'agit de la direction moyenne N 110, correspondant aux fentes T des derniers décrochements constatés (N 60 dextre et N 160 senestre).

TROISIEME PARTIE

LES TRAVAUX DE RECONNAISSANCE

CHAP. IV. DESCRIPTION DES TRAVAUX

CHAP. V. RESULTATS DES TRAVAUX

IV. DESCRIPTION DES TRAVAUX

1. CADRE DE LA REALISATION

Comme il l'a été exposé au chapitre un, les travaux de reconnaissance ont été réalisés avant l'étude géologique proprement dite. Ils se sont déroulés en deux phases.

Quinze sondages ont été forés du 13 mars au 9 mai 1981. En l'absence de données géologiques précises, ils ont été implantés de part et d'autre des vallées, de façon absolument aléatoire, dans la zone susceptible d'être noyée (Fig. 3-0). Toutefois, deux facteurs contraignants n'ont pas permis de couvrir de façon régulière toute l'étendue concernée :

- les difficultés d'accès à l'intérieur des massifs, qui expliquent l'absence de sondages dans la partie médiane de la région étudiée, l'Adrar Krayma ;

- la sujetion technique, qui imposait une longueur maximale de 80 m pour les sondages, donc une cote d'implantation maximale de 100 m environ. Ultérieurement, nous aurions pu réaliser des sondages de 150 m de longueur (machine rotary à la place d'une machine "marteau-fond de trou" initialement prévue).

Par la suite, des essais d'eau de type Lugeon ont été exécutés, du 20 mai au 6 juin 1981, sur huit des forages achevés, en utilisant un double obturateur. Les premiers résultats obtenus n'ont pas incité l'administration à les poursuivre sur les sept autres.

D'autre part, ces essais n'ont pas été effectués sur la totalité de la longueur forée. En effet, considérant que le site du barrage projeté est à la cote 26 m, et l'altitude du plan d'eau d'une éventuelle retenue 20 m plus haut, il n'a pas paru intéressant de les réaliser dans les tranches de forages situées au-dessus de la cote 50 m. Toutefois, si le niveau piezométrique se trouvait au voisinage de cette cote, il a été fait un essai dans la tranche située au-dessus de ce niveau et trois au-dessous.

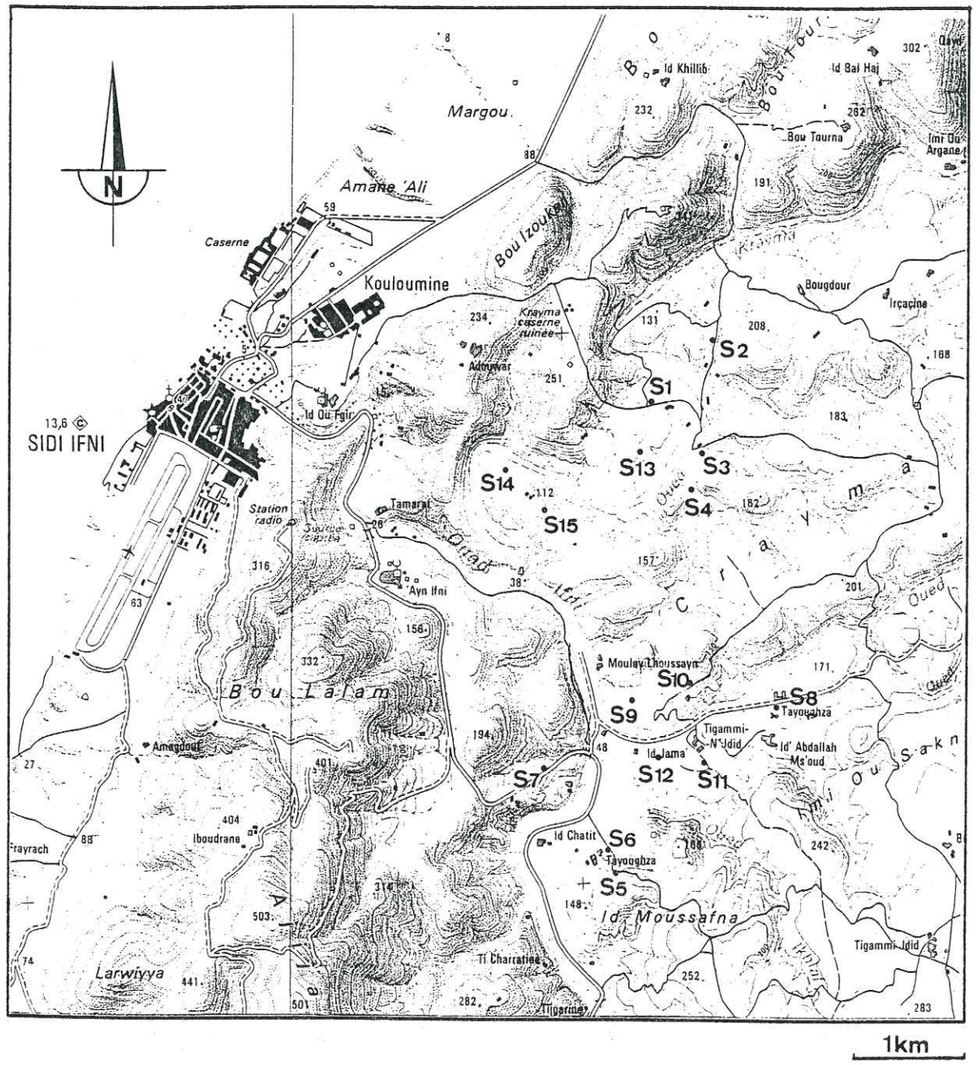


Fig. 3-0. Implantations des sondages de reconnaissance

2. LE MATERIEL

La machine employée a été une Meywe 1000 montée sur le plateau d'un camion Kenwood. Un compresseur Gardner-Denver fournissait une pression d'air maximale de 10 bars, transmise en tête des tiges par un flexible. Les 6 premiers mètres de chaque sondage ont été généralement forés avec un tricône de 6", le reste du sondage avec un tricône de 4"1/4.

Il n'a jamais été nécessaire de réaliser un tubage à l'avancement. Bien entendu, le train de tiges descendait sous son propre poids.

Les essais d'eau ont été réalisés avec un équipement classique :

- pompe Bean Royal d'un débit maximal de 140 l/mn ;
- compteur d'eau Schlumberger Doris ;
- manomètre Bourdon à bain d'huile (1-16 bars) ;
- flexibles nécessaires au montage du dispositif ;
- obturateur double CBM à bille, gonflable à l'air.

Ce dispositif s'est révélé fiable, malgré des difficultés pratiques dues à l'inadaptation de la machine de forage aux essais d'eau (absence de tête d'injection tournante, longueur de tiges trop importante...).

3. CARACTERISTIQUES TECHNIQUES DE LA METHODE DE FORATION

Tous les sondages ont été réalisés dans les granites de Mesti ou les granodiorites d'Ifni, qui apparaissent sous un mètre environ de limon ou de croûte carbonatée. Seul le sondage S 14 a rencontré de petites reliques d'ignimbrites au sein des granodiorites. D'autres sondages ont rencontré des filons de nature diverse (quartz, rhyolite, diabase).

Les quinze sondages représentent une longueur cumulée de 960 m. La foration moyenne s'établit à 24 m/jour ; cette valeur est plus faible que celle (33,1 m/jour)

enregistrée pour 469,50 m de sondages réalisés dans les granites de Mesti par la méthode du marteau-fond de trou.

La moyenne d'utilisation des tricônes, avant remplacement, est de 10 m, avec un minimum de 6 m pour les niveaux de roches très dures et un maximum de 48 m pour des niveaux très altérés.

Mis à part l'objectif premier de ces sondages, qui était de déterminer si les fissures du massif contenaient ou non une nappe, nous avons tenté de recueillir d'autres renseignements lors de leur exécution. En particulier, nous avons cherché à définir les niveaux de roches altérées et les niveaux de roches saines et dures ; nous avons de même essayé de situer les fractures et de préciser leur importance et leur remplissage.

Nous ne pouvions disposer à ce moment-là au Maroc d'appareils d'enregistrement de paramètres en continu, qui auraient pu être utilisés conjointement avec le marteau "fond-de trou". La surveillance du travail a donc été continue de manière à relever les quelques indices qui témoignent de la rencontre de fractures. Ceux-ci sont exclusivement acquis par l'observation de certains des détails suivants :

- présence, parmi les cuttings remontés, de matières argileuses ou argilo-sableuse à grains quartzofeldspathiques ;
- oscillation du mat de la machine ;
- irrégularités de l'avancement, les progressions brusques impliquant la présence de fractures importantes, en principe sans remplissage, et une perforation plus rapide que la moyenne, une perte de résistance de la roche. Toutefois, dans certains niveaux très argileux, le bourrage peut aussi provoquer un ralentissement ;
- apparition localisée de venues d'eau, qui ne peuvent provenir que de fractures, ouvertes ou bourrées de produits suffisamment perméables. Bien entendu, les fractures rencontrées au-dessus du niveau piezométrique n'en donnent pas.

De la même manière, un rejet important de poussières indique le passage d'un terrain dur, alors que leur absence est le signe d'un terrain plus tendre.

Enfin, pour une même usure d'outil et pour un même type de roche, l'arrivée de petits cuttings en surface indique la présence d'un terrain dur, alors que de gros cuttings indiquent la présence d'un terrain plus tendre.

Par ailleurs, un prélèvement des cuttings remontés en surface a été fait tous les mètres de foration. Ces prélèvements ont donné lieu à une description précise avant d'être rangés dans des caisses, à raison de 50 m de sondage par caisse.

Il est nécessaire ici de rappeler quelques particularités concernant les forages destructifs, et d'abord le fait que la description de la roche traversée, par la simple analyse des cuttings n'est pas très précise ; ceux-ci sont en effet remontés en surface par le retour d'air, plus ou moins remaniés et mélangés, arrachés à la matrice rocheuse, abrasés par le tricône et ne mesurant parfois que quelques millimètres. De plus si une fracture est reconnue par l'arrivée en surface de produits de remplissage, on ne peut lui attribuer ni orientation dans l'espace, ni pendage.

Ainsi avons-nous été amenés à dresser une coupe synthétique pour chaque sondage, en reprenant non seulement la description des cuttings, mais aussi les observations de sondage telles que, vitesse d'avancement, usure des outils, essais d'eau éventuels et venues d'eau en cours de forage. Dans la plupart des cas, une corrélation certaine entre les différentes observations confère à la coupe synthétique une bonne représentativité de la réalité.

050 030750 5

V. RESULTATS DES TRAVAUX DE RECONNAISSANCE

1. LES COUPES DE SONDAGES

L'annexe 4 présente les 15 coupes de sondages.

Quelques traits caractéristiques généraux se dégagent de l'examen de ces coupes.

1.1. La lithologie

La réalisation des sondages a permis de montrer la grande uniformité lithologique de la région étudiée. Tout le massif susceptible d'être noyé est constitué par les granodiorites d'Ifni et par les granites de Mesti.

De nombreux passages filoniens de diabase ont été traversés, en particulier par le sondage 6 ; celui-ci est situé à proximité de la station 22 où ces filons présentent une direction N 110. Les sondages 11 et 12, ont eux aussi traversé des filons de diabase, moins abondants toutefois.

Mais le fait lithologique le plus intéressant, relativement au projet, est sans doute la traversée de passages blanchâtres, pulvérulents et tufacées de formations carbonatées (S 11, S 12, S 13). Ces formations carbonatées de discontinuités pénètrent donc profondément dans le massif rocheux (au moins à 80 m au S 13). Avec cette extension verticale, qu'elle soit épigénique ou de remplissage, elles participent vraisemblablement à la constitution des concentrations ioniques de l'eau souterraine.

Leur présence, décelée plusieurs fois par les quelques sondages réalisés, semble donc être assez générale. Les discontinuités verticales ainsi révélées constituent, de plus, des voies de pénétration faciles pour l'eau.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

1.2. L'altération

Les sondages confirment les observations de surface ; il n'y a pas, dans la région étudiée, de développement d'altérites s.l., que les conditions climatiques tertiaires (climat tropical humide) et la nature pétrographique des roches pouvaient suggérer.

Néanmoins, deux degrés différents de l'altération des roches granitiques ont été révélés par les sondages :

. L'altération liée à la fracturation

Elle apparaît sur les cuttings correspondant aux niveaux proches des fractures définies par les observations de sondage.

Ces niveaux montrent une matrice argileuse et un squelette formé par des grains de composition mono ou pluriminérale. Les feldspaths s'associent en général aux quartz pour constituer des grains plurimillimétriques. Quelques biotites sont visibles à la surface de ceux-ci. Les quartz forment en général des grains propres de taille millimétrique.

L'observation à la loupe binoculaire, de quartz non lavés, montre le développement d'un enduit ferrugineux à leur surface ; la forme des grains est ovoïde. Ces observations sont généralement interprétées comme la conséquence d'une pédogenèse hydrolysante sous climat équatorial (ou tropical humide), lorsqu'elles sont faites sur des quartz récoltés en surface.

Des grains de quartz lavés ont par ailleurs montré un aspect superficiel "picoté" (Fig. 3.1.)

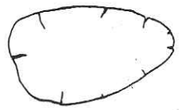


Fig. 3-1. Surface de grain de quartz lavé (x 30)

Ces observations relatives à la morphoscopie des grains de quartz tendent à accréditer l'hypothèse d'une altération climatique. Mais cette altération ne doit pas faire oublier le fait qu'au départ, un broyage, ou au moins une fissuration d'origine tectonique, a entraîné le phénomène.

. L'altération commençante

Nous désignons par ce terme le phénomène qui a conduit à la pénétration d'enduits d'oxydes ferrugineux le long des joints intergranulaires (observés à la loupe). Une précision est parfois apportée dans la description des cuttings en fonction de l'intensité du phénomène. Nous avons alors parlé de :

- granodiorite altérée lorsque, malgré la présence d'oxydes ferrugineux le long des joints intergranulaires, les cuttings restent cohérents ;
- granodiorite très altérée si, de plus, des particules peuvent en être arrachées à l'ongle, et si leur manipulation laisse, aux doigts, une poussière sablo-argileuse.

La répartition spatiale de cette altération est très aléatoire. Il semble pourtant que l'on puisse la rapporter à deux origines distinctes. Elle se développerait :

- à partir de la surface. En effet, les courbes d'avancement de certains sondages (S 1, S 2, S 4, S 8, S 10) traduisent, jusqu'à une dizaine de mètres de profondeur environ, la présence d'un front d'altération commençante ;
- à partir de la fracturation, car la presque totalité des sondages montrent en profondeur une altération qui progresse alors à partir d'une zone fracturée, soit traversée par le sondage, soit située à faible distance de celui-ci ; dans ce dernier cas, on trouve souvent des récurrences de roche altérée séparées par des passées de roches saines.

  Une fracturation importante à proximité du sondage expliquerait ainsi l'allure des courbes d'avancement et la nature des cuttings des sondages 7 et 9, qui ont trouvé la granodiorite altérée ou très altérée sur 50 m : dans ce cas, une altération d'une telle ampleur développée à partir de la surface semble exclue.

Seule, l'altération liée à la fracturation présente un intérêt hydrogéologique ; très localement, la porosité utile et la perméabilité seraient malgré la présence de produits argileux, relativement plus importantes sur les zones fracturées que dans l'ensemble du massif.

1.3. La fracturation

L'étude de la fracturation ne se réalise généralement pas à partir des données fournies par un sondage destructif. Bien que les progrès technologiques récents, tels que l'enregistrement de paramètres, dont nous ne disposions pas, améliorent sensiblement la qualité des données recueillies par cette méthode, il est admis qu'elle doit être réservée à la reconnaissance de structures géologiques simples ou au simple accès du sous-sol (pour mesures in situ).

Cette méthode de sondage, retenue au départ ppur reconnaitre l'existence de niveaux d'eau, a néanmoins été conservée par la suite, alors que le projet avait évolué vers un objectif de reconnaissance plus large.

Nous avons donc dû nous en accomoder et essayer malgré tout de localiser les niveaux fracturés.

Nous avons vu plus haut comment, à partir de divers indices, on définit une zone fracturée. La remontée en surface de produits de remplissage argileux représente l'indice le plus probant de traversée d'une telle zone ; ce sont donc les fractures, qui contiennent ces remplissages, qui constituent la plupart des niveaux fracturés mentionnés par la coupe synthétique.

Les fractures ouvertes qui ne sont pas le siège d'un développement de l'altération apparaissent, de même que les autres, dans la colonne "fracture" des observations de sondages. Par différence entre les fractures de la coupe synthétique et celles des observations de sondage, on peut obtenir une idée de la fréquence de ces fractures ouvertes, propres.

Il semble ainsi, que le nombre de ces fractures ouvertes et propres soit beaucoup plus faible que celui des fractures altérées.

La traversée de ces fractures n'a donné lieu à aucune venue d'eau ; seules des traces d'humidité ont été observées (sondage S 5). Elles apparaissent en grand nombre dans les sondages S 5 et S 6.

Les résultats d'essais d'eau, qui sont, en principe, susceptibles d'apporter des arguments supplémentaires, n'ont été utilisés pour la réalisation de la coupe synthétique, que dans des cas très particuliers ; leur interprétation ne nous a pas paru suffisamment certaine dans le contexte local.

Nous avons cherché à relier la fréquence des niveaux fracturés à remplissage argileux au schéma structural régional.

Pour cela, nous avons calculé le pourcentage de la longueur totale des niveaux fracturés et altérés de la coupe synthétique de chaque sondage. Les résultats sont les suivants :

S 1 : 12 %	S 6 : 16 %	S 11 : 55 %
S 2 : 60 %	S 7 : 20 %	S 12 : 14 %
S 3 : 66 %	S 8 : 32 %	S 13 : 25 %
S 4 : 36 %	S 9 : 14 %	S 14 : 12 %
S 5 : 6 %	S 10 : 25 %	S 15 : 0 % (sans signification ; sans doute quelques pourcent.)

Deux tendances apparaissent :

. De forts pourcentages des niveaux fracturés et altérés (toujours > 25 %, souvent beaucoup plus) caractérisent les sondages qui se trouvent sur les zones de décrochements (S 2, S 3, S 4, S 10, éventuellement S 11), et en particulier, de façon tout à fait fortuite, sur le décrochement N 10 entre granite de Mesti et granodiorite d'Ifni.

. De faibles pourcentages (toujours <20 %), caractérisent les sondages qui se situent au sein des bandes de fracturation N 110 (fractures T des décrochements N 160 senestres) (S 1, S 5, S 6, éventuellement S 12).

Bien entendu, d'autres sondages montrent des pourcentages qui n'entrent pas dans le cadre de cette analyse, parce qu'ils sont sur des zones structurales beaucoup moins nettes. Mais on ne peut que regretter, une fois de plus, le fait que les sondages n'aient pas été implantés après l'étude géologique, ce qui aurait permis de cerner de plus près les propriétés des deux types de zones structurales qui nous intéressent : zones en compression, zones en distension.

1.4. Les venues d'eau

De nombreuses venues d'eau, ou simplement des traces d'humidité, ont pu être observées au cours de la réalisation des sondages. Elles confirment donc une des hypothèses de départ concernant l'existence de circulations au sein des massifs granitiques, à des cotes supérieures à celles des oueds. Les niveaux piezométriques indiqués sur les coupes de sondages ont été relevés en fin de chantier, à la date du 11/5/81.

Nous avons essayé de préciser un peu mieux l'importance de ces venues d'eau.

Un des avantages de la foration à l'air est l'obtention immédiate de renseignements sur les venues d'eau. Grâce au phénomène de l'air-lift, celles-ci sont observables en tête de sondage ; leurs cotes respectives et leurs débits sont directement quantifiables.

Les venues d'eau observées correspondent, à de rares exceptions près, à des fractures repérées par les observations de sondage. Comme il l'a déjà été signalé, elles confirment la validité de celles-ci.

Les débits mesurés (à l'aide d'un dispositif sommaire installé en tête de sondage) sont très variables, ils peuvent atteindre des valeurs non négligeables, très souvent de l'ordre de quelques décilitres par seconde, soit donc de l'ordre du m^3/h. Certaines valeurs paraissent même douteuses en raison de leur importance : 2 l/s pour une fracture d'ouverture décimétrique au sondage S 2 et 1,5 l/s pour une zone fracturée d'épaisseur métrique au sondage S 4. Même si l'on discute la précision de ces résultats, l'ordre de grandeur demeure, et ce sont donc des débits de plusieurs mètres cubes/heure qui transiteraient par ces fractures (3,5 l/s soit 12,5 m^3/h au droit du sondage S 2). De même, le simple cumul de débits unitaires permet de constituer des débits de 0,5 l/s au sondage S 3, 1,8 l/s au sondage S 4, 0,55 l/s au sondage S 8, 1,4 l/s au sondage S 11.

Ces chiffres, bien que surprenants dans le contexte hydrogéologique de la région étudiée, caractérisent très bien par leur importance le comportement hydraulique d'un massif fracturé discontinu, surtout si on les rapproche de l'absence de niveaux piezométriques à des cotes voisines dans certains sondages.

Nous avons donc là un élément permettant de penser que ces nombreuses zones fracturées et altérées possèdent localement une porosité non négligeable, et ce sont d'ailleurs les sondages caractérisés par un important pourcentage de zones fracturées qui montrent les plus importantes venues d'eau. Elles ne correspondent, malheureusement, qu'à un très faible volume des massifs. Cependant, il convient de rappeler ici qu'une fracture isolée, légèrement ouverte, sans remplissage (possédant donc une perméabilité élevée) peut être le siège d'un écoulement important. Il faut noter enfin que parmi les fractures rencontrées, beaucoup se sont révélées sèches, au moins à la date de réalisation des différents sondages.

Dans l'ensemble, les données que nous possédons sont ici trop peu nombreuses, surtout s'agissant d'un milieu fracturé, pour pouvoir préciser les caractéristiques hydrauliques du massif. Remarquons simplement qu'à l'échelle du sondage, le massif rocheux peut être qualifié de discontinu quant à sa fracturation.

2. LES ESSAIS D'EAU DE TYPE LUGEON

2.1. Principe

L'essai Lugeon est utilisé pour apprécier la perméabilité et le degré de fracturation des massifs rocheux.

Il consiste à injecter de l'eau sous pression (Fig. 3.2.) dans une tranche de sondage isolée par un ou deux obturateurs.

L'évolution du débit injecté en fonction de la pression appliquée permet de déterminer la perméabilité du massif (en unité Lugeon) au niveau de la tranche d'essai ; il permet également une certaine approche du comportement des fractures et de leur remplissage en fonction de cette pression.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

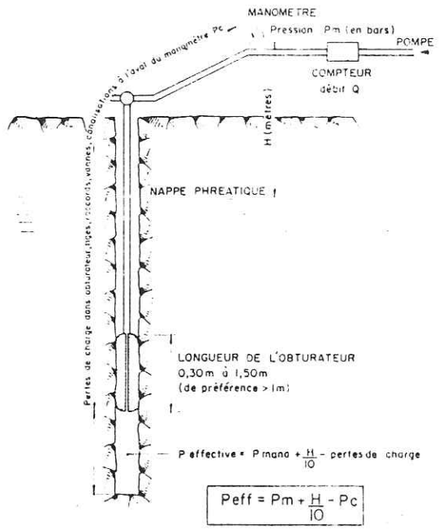


Fig. 3-2. Principe de l'essai Lugeon

Les résultats ont été calculés selon la formule classique :

$$P\,eff = P\,m + \frac{H}{10} - P\,c$$

où
- P eff : pression effective au centre de la tranche
- P m : pression manométrique
- H : différence de cote entre le centre de la tranche et le manomètre (tranche hors nappe) ou entre le toit de la nappe et le manomètre (tranche saturée)
- P c : perte de charge dans le dispositif d'injection.

Les essais ont été réalisés au double-obturateur en remontant, sans difficultés particulières ; sa fixation se faisait par injection d'eau à 12 bars. Seuls quelques contournements ont eu lieu vers le haut ; l'un des inconvénients du double-obturateur est bien sûr l'impossibilité de détecter un contournement vers le bas.

Les tranches essayées avaient une longueur de 3 m.

La gamme des pressions d'injection fut 1-2-5-10 b et retour.

Nous avons utilisé ce type d'essai car il nous a paru bien adapté au problème hydrogéologique posé. A cet effet, ce n'est pas tellement le résultat en unités Lugeon (U.L) qui nous a intéressé, que l'aspect général des courbes Q = f(P) qui traduit plus ou moins le comportement du massif sous une sollicitation due à l'injection de fluide compatible avec le projet. Sous cette sollicitation (de l'ordre de 1 à 2 b au maximum), c'est la perméabilité naturelle qui importe d'abord.

Tandis que sa perméabilité en U.L., qui correspond à une charge de 10 b, a dans le cas présent un caractère purement artificiel, permettant tout au plus des comparaisons entre tranches et entre sondages.

2.2. Résultats

Les courbes Q = f (P) font l'objet de deux types d'analyse :

- analyse sur le plan de la structure géologique du massif ;
- analyse sur le plan de la signification hydrogéologique de ces essais.

2.2.1. Structure géologique du massif

Pour chaque sondage, les absorptions en fonction de la profondeur, sont représentées par les figures 3.3. et 3.4. ; en regard des absorptions de chaque tranche d'essai, sont indiquées les zones fracturées et altérées des coupes synthétiques. Les valeurs d'absorption correspondent à celles, soulignées, des courbes Q = f (P) de l'annexe 5.

L'examen de ces figures montre la grande hétérogénéité du massif :

- les sondages S 1, S 11, S 13 sont totalement étanches (Absorption pratiquement toujours inférieure à 1 U.L.)

- le sondage S 15 se caractérise, lui, par de très fortes absorptions allant jusqu'à la perte totale au maximum des capacités de la pompe.

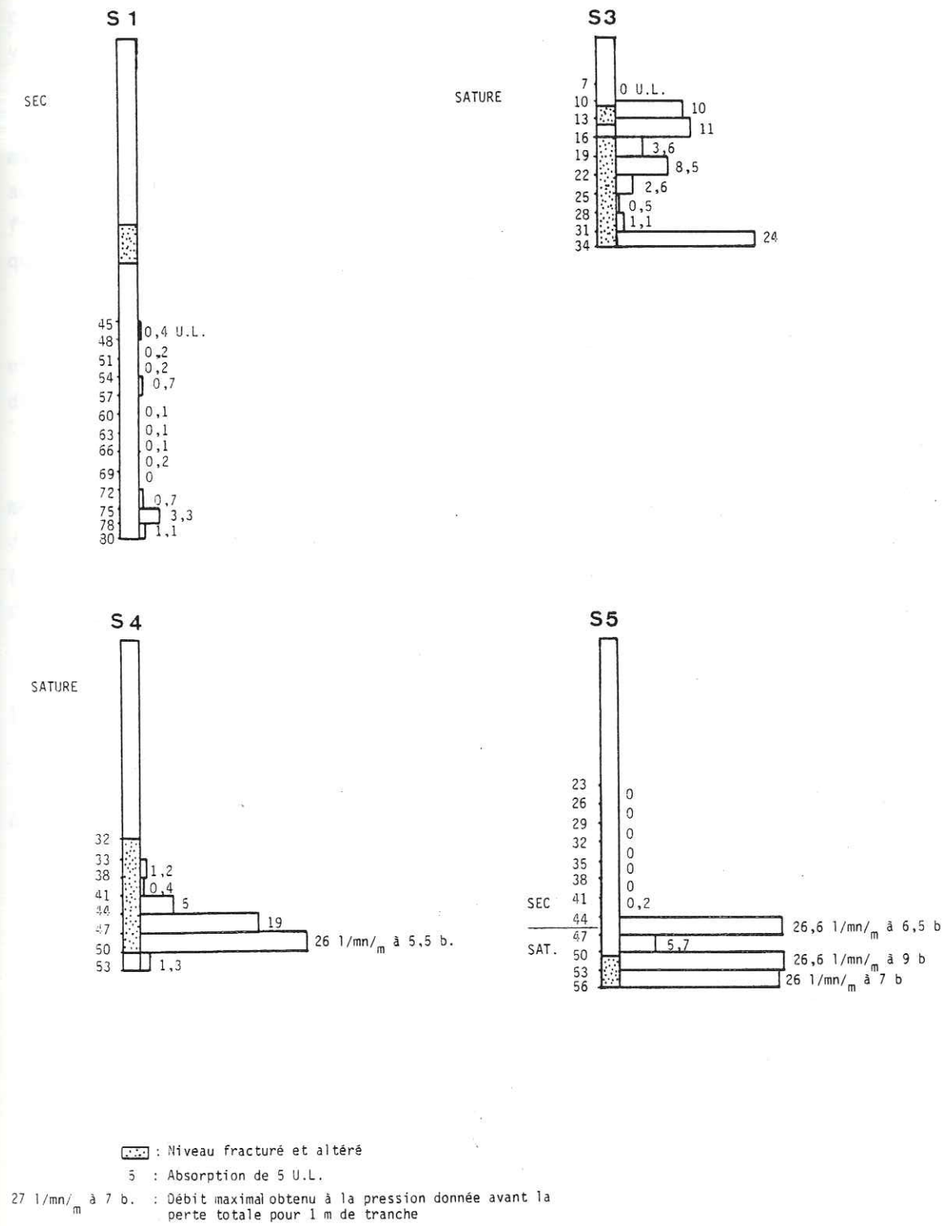


Fig. 3-3. Absorption des tranches d'essais (S 1, S 3, S 4, S 6)

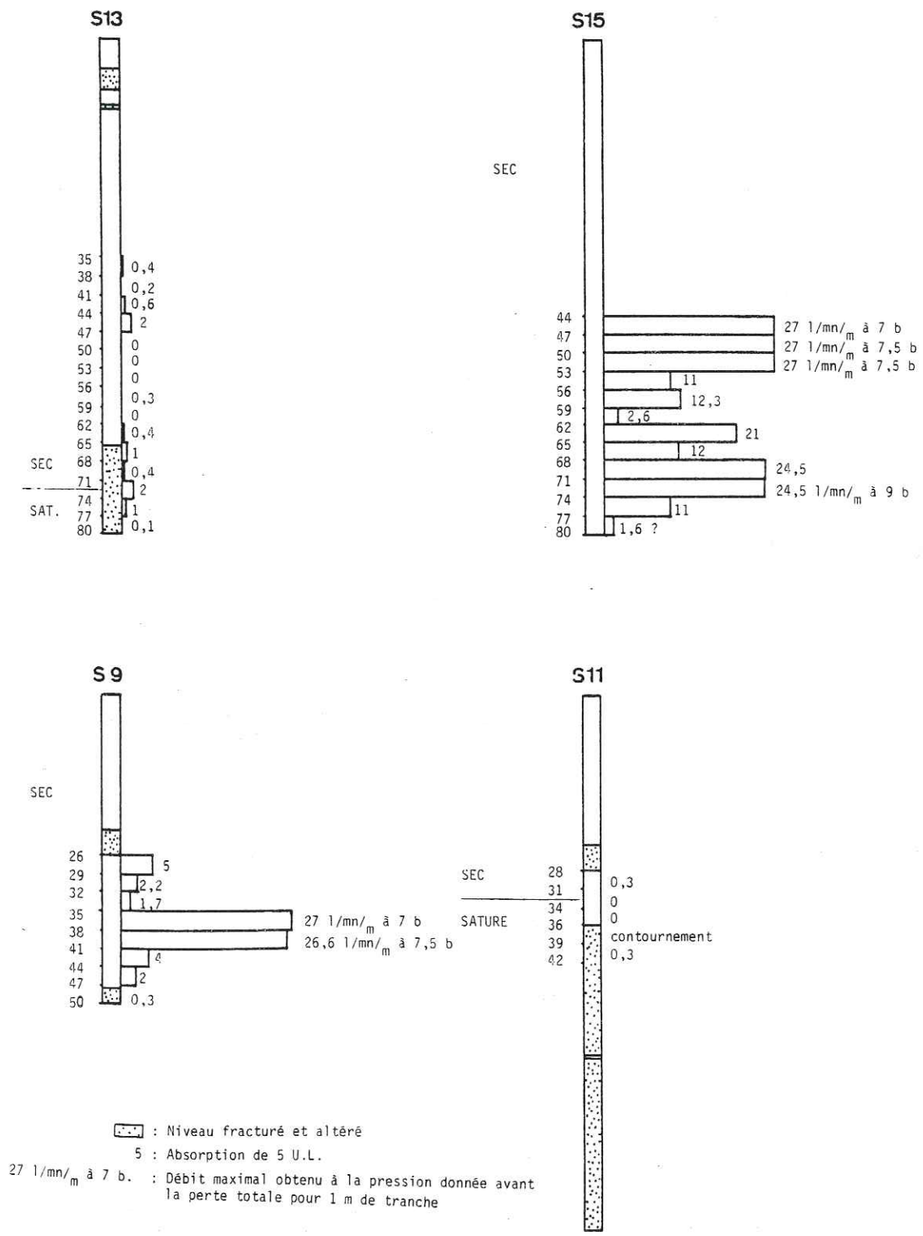


Fig. 3-4. Absorption des tranches d'essais (S 9, S 11, S 13, S 15)

Mais cette hétérogénéité se retrouve, pour un même sondage, de tranche à tranche; ainsi les sondages S 3, S 4, S 6 et S 9 ont des tranches d'essai dont l'absorption varie de 0 U.L. à la perte totale.

Il faut remarquer aussi que les fortes absorptions ne correspondent pas systématiquement aux niveaux fracturés et altérés des coupes synthétiques, ce qui est conforme aux observations faites sur la possibilité d'avoir de très fortes absorptions par des fissures isolées, même peu ouvertes (SABARLY, 1968), donc non décelables par la technique du sondage destructif.

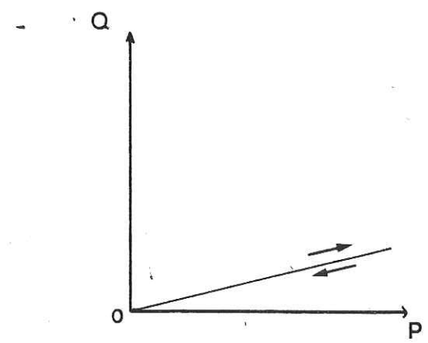
Inversement, de très faibles absorptions ont été parfois enregistrées dans ces niveaux fracturés et altérés, la perméabilité dépendant alors de la nature argileuse des produits d'altération.

Ces observations sont tout à fait caractéristiques d'un milieu fracturé, fortement hétérogène sur le plan des propriétés hydrauliques. A l'échelle des tranches d'essai il s'agit donc d'un milieu fortement discontinu selon la définition de C. LOUIS (1974) : "Milieu où la dimension des blocs élémentaires n'est pas négligeable devant la dimension du phénomène considéré".

Les phénomènes très complexes qui se déroulent au sein du massif au moment de la mise en pression sont le plus souvent difficiles à analyser avec précision.

Il est cependant utile d'essayer d'interpréter la forme des courbes Q = f (P) afin de caractériser les comportements généraux du massif.

Quatre grands types de courbes se dégagent.



- Courbe de type A -

Le massif ne se déforme pas. Les débits injectés sont proportionnels à la pression.

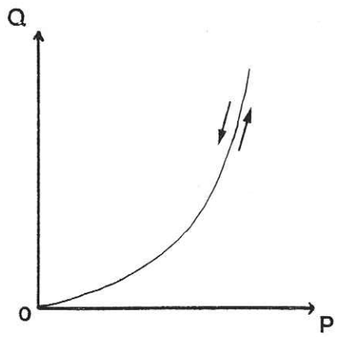
Parfois cependant, un début de comportement élastique se manifeste aux pressions maximales.

Ce type de courbe correspond à un grand nombre de tranches d'essai, même si parfois la pente de la droite à l'origine est différente, et si les courbes aller et retour ne se superposent pas tout-à-fait.

Généralement, les absorptions de ces tranches sont très faibles.

Celles-ci sont les suivantes :

S 1 (45.48, 48.51, 51.54, 54.57, 57.60, 60.63, 63.66, 66.69, 72.75, 77.80)
S 3 (16.19, 22.25, 25.28, 28.31)
S 4 (35.38, 38.41, 50.53)
S 6 (41.44)
S 9 (26.29, 29.32, 32.35, 47.50)
S 11 (28.31, 39.42)
S 13 (35.38, 38.41, 41.44, 44.47, 47.50, 50.53, 56.59, 62.65, 65.68, 68.71, 71.74, 74.77, 77.80)
S 15 (59.62, 62.65)



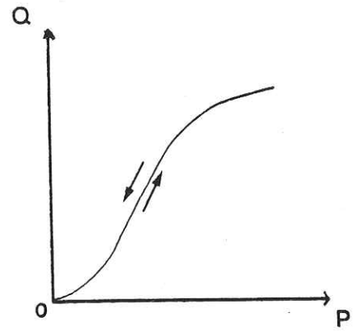
- Courbe de type B -

La courbe aller pourrait traduire un phénomène de débourrage ou de claquage si la courbe retour n'était pas similaire.

Ce type de courbe peut classiquement être interprété comme le résultat d'une déformation élastique réversible du rocher.

Les tranches concernées sont les suivantes :

S 4 (47.50)
S 9 (38.41)
S 15 (44.47, 47.50, 50.53, 68.71, 71.74)

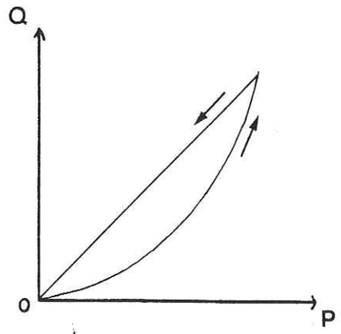


- Courbe de type C -

Ce type de courbe pourrait traduire une déformation élastique suivie d'un phénomène de turbulence aux pressions élevées : S 4 (41.44), S 6 (47.50), S 15 (53.56, 56.59)] C_1

Dans certains cas, les débits importants relevés sur ce type de courbe nous conduisent à considérer que celles-ci traduisent une configuration particulière résultant, peut-être, entre autres, de la traversée d'une fracture verticale :

S 3 (31.34)
S 4 (44.47)
S 6 (50.53, 53.56)] C_2



- Courbe de type D -

Il s'agit ici d'un cas typique de débourrage avec des débits retour plus importants que des débits aller.

Ce type de courbe correspond aux tranches suivantes : S 6 (44.47)
S 9 (35.38)
S 15 (65.68, 74.77, 77.80)

Les résultats peuvent être ainsi synthétisés :

- Sondage S 1 : Granodiorite saine, peu fracturée. Absorption très faible (≃ 1 U.L.)

- Sondage S 3 : Granodiorite fracturée et altérée. Absorption soit importante dans un niveau fracturé et altéré (perte totale) soit très faible (0,5 U.L.)

- Sondage S 4 : Granodiorite fracturée et altérée. Absorption soit importante dans un niveau fracturé et altéré (perte totale), soit très faible (0,4 U.L.)

- Sondage S 6 : Granodiorite fracturée et altérée au droit des dernières tranches. Absorption importante (perte totale) en fond de sondage, indépendante de la présence d'un niveau fracturé et altéré.

- Sondage S 9 : Granodiorite altérée. Absorption importante (perte totale) correspondant à des niveaux non altérés et fracturés.

- Sondage S 11 : Granite sain au droit de la quasi-totalité des tranches. Absorptions correspondantes nulles.

- Sondage S 13 : Granodiorite saine puis fracturée et altérée en fond de sondage. Absorptions toujours très faibles (inférieures à 1 U.L.)

- Sondage S 15 : Granodiorite altérée et fracturée par endroits. Absorption importante (perte totale) sur la totalité des tranches d'essai.

Il apparaît donc que les fortes absorptions ne sont pas liées à la présence de niveaux broyés ; comme il l'a été proposé plus haut, la traversée de fractures subverticales est peut-être la cause de celles-ci.

Ces résultats confirment une fois de plus le caractère discontinu du massif à l'échelle des tranches d'essai.

Dans ces conditions, il nous semble difficile de rapporter la perméabilité du massif à celle qui caractériserait un milieu poreux équivalent. Et de fait, les diverses tentatives réalisées dans cette voie n'ont souvent pas apporté les résultats escomptés (BERTRAND et al., 1982) puisqu'il n'est pas possible de multiplier les essais pour appréhender toutes les propriétés hydrauliques des fractures. L'établissement d'un modèle d'écoulement dans un milieu fracturé discontinu doit passer par une approche autre que celle consistant à établir un tenseur de perméabilité du milieu poreux équivalent à partir d'essais ponctuels, même si ceux-ci sont réalisés sur des fractures sélectionnées et traitées statistiquement.

Nous regrettons que le faible nombre de tranches d'essai dont nous disposons, ainsi que l'implantation aléatoire des sondages, ne permettent pas d'étudier plus en détail les absorptions et les diverses modifications des sections d'écoulement en fonction du contexte structural.

2.2.2. Applications hydrogéologiques

Dans le contexte du projet, il est néanmoins intéressant de rechercher un ordre de grandeur des perméabilités au niveau de chaque tranche.

Diverses relations ont été proposées qui permettent de calculer ainsi à partir des essais Lugeon, le coefficient de Darcy K ou la conductivité hydraulique K d'une fissure, selon les hypothèses de calcul.

Ces relations, très discutées dans leur forme et dans les approximations qu'elles nécessitent, abordent le problème de deux manières différentes.

. Prise en compte des écoulements autour de la cavité d'essai (LOUIS, 1972) :

Dans ce cas, on considère que les écoulements sont de type radial-plan, ce qui permet d'utiliser la relation :

$$\phi_0 - \phi = \frac{Q/L}{2\pi K} \text{Log} \frac{r}{r_0} \quad \text{soit } K = \frac{Q/L \text{ Log} \frac{r}{r_0}}{2\pi(\phi_0 - \phi)} \qquad (1)$$

Avec K conductivité hydraulique définie comme : $K = \frac{v}{Jf}$

où v : vitesse moyenne d'écoulement
Jf : projection orthogonale du gradient hydraulique sur le plan de fracture

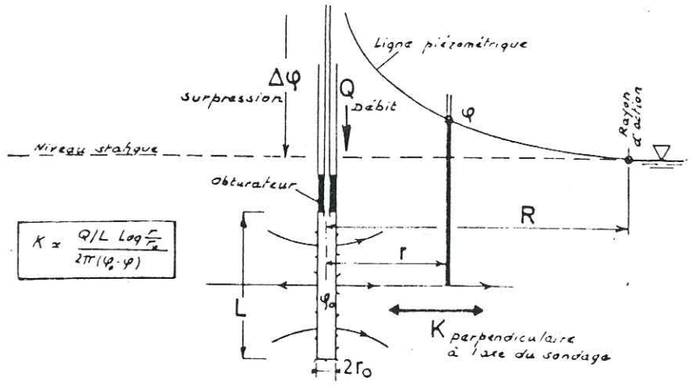


Fig. 3-5. Grandeurs intervenant dans le calcul de K (in LOUIS, 1972)

Si l'on prend le cas d'un essai ayant fourni 1 U.L., pour appliquer numériquement l'expression (1) ;

- pour opérer en unités homogènes, Q devient $\frac{1}{1000.60}$;

- ne disposant pas de piezomètre, on admet que la surpression cesse de se faire sentir à la distance R = 1000 r_0 de l'axe de sondage ; alors Log r/r_0 = 6,91 ;

- la longueur de la cavité étant considérée égale à 1 m, et la suppression $\phi_0 - \phi$ équivalant à 100 m d'eau ;

L'expression devient alors :

$$K = \frac{1}{2\pi.6.10^4} \cdot \frac{6,91}{100} \simeq 1,85 \ 10^{-7} \text{ m/s}$$

Cette relation fournit, à partir des valeurs Lugeon, une approximation de la conductivité hydraulique perpendiculairement à l'axe du sondage.

Il faut d'autre part que l'essai soit effectué en milieu saturé (sous le niveau statique) pour que les conditions théoriques d'écoulement soient respectées. Or on doit remarquer que de très nombreux essais ont lieu au-dessus du niveau piezométrique ; si la relation qui précède est néanmoins utilisée, il ne peut s'agir, à nouveau, que d'une approximation.

. Prise en compte du passage des débits de la cavité au massif (SNOW, 1970) ;

Dans ce cas, on considère d'un point de vue géométrique que le débit injecté Q passe dans le massif selon la relation :

$Q = K\,S\,H$ où S est un "coefficient de forme" de la cavité : $S = \frac{2\pi l}{\ln(2\,l/d)}$

l : longueur de la tranche,
d : diamètre du sondage
H : pression effective au sommet de la tranche

Il vient donc : $K_{(m/s)} = \frac{Q\ (m^3/s)}{H(m)} \quad \frac{\ln 2(l/d)}{2\pi l(m)}$

La forme de cette relation (qui est celle de l'essai Lefranc) implique que l'on considère le milieu comme perméable en petit, ce qui constitue évidemment une assimilation abusive. D'autre part, elle ne peut s'appliquer, en toute rigueur, que si ce milieu est déjà saturé.

En dépit de la première restriction, qui rend à priori cette formule beaucoup moins séduisante que la précédente, elle est pourtant très fréquemment utilisée en milieu rocheux fissuré.

En tout état de cause, les valeurs obtenues par ces deux relations doivent être considérées avec prudence : le milieu étant souvent non-saturé, elles doivent se trouver majorées dans une proportion qui reste indéterminée.

D'autre part, si l'on veut obtenir ainsi la perméabilité naturelle du massif (écoulement correspondant à l'état initial des fissures, non modifié par l'application de pressions élevées), il faut prendre comme référence le début rectiligne des courbes,

qui traduit un écoulement laminaire dont le débit n'est influencé que par la seule charge.

La méthode de calcul serait donc la suivante :

. relation de Snow :

On a choisi, sur la courbe expérimentale, le débit relevé à une pression de 2 bars, cette charge correspondant justement à la profondeur maximale de la retenue éventuellement envisagée. Dans ces conditions, les paramètres utilisés étant H = 20 m, L = 3 m et d = 0,101 m, la formule simplifiée est : $K_{(m/s)} = 0{,}0108\ Q_{(m^3/s)}$

. relation de Louis :

Sur chaque courbe Q = f(P) apparaît une valeur en U.L. :

- si celle-ci est soulignée, cela signifie qu'elle a été obtenue directement, le tracé rectiligne permettant la lecture ou l'extrapolation à 10 b.
- dans le cas contraire, une valeur non soulignée est portée, celle-ci étant obtenue par extrapolation d'un segment initial rectiligne joignant l'origine à deux points expérimentaux. Enfin, si un tel segment ne s'est pas présenté, il a été construit au mieux une tangente à une courbe vraisemblable passant par l'origine et le premier point de mesure, cette technique de fortune étant présentée avec les restrictions qui s'imposent.

Malgré les multiples restrictions dans l'emploi de ces relations et considérant qu'elles sont souvent retenues bien que les conditions d'emploi soient très rarement respectées (fracture horizontale ou milieu poreux), nous les avons utilisés pour chercher à obtenir une idée de la valeur K au droit de chaque tranche. Nous avons pour cela vérifié que les valeurs estimées au moyen des deux calculs sont du même ordre de grandeur :

SONDAGE S1

	LOUIS	SNOW
45.48	$7{,}2\ .10^{-8}$	non calculé
48.51	$3{,}6\ .10^{-8}$	non calculé
54.57	$3{,}6\ .10^{-8}$	non calculé
57.60	$1{,}26\ .10^{-7}$	non calculé
60.63	$1{,}8\ .10^{-8}$	non calculé
63.66	$1{,}8\ .10^{-8}$	non calculé
66.69	$3{,}6\ .10^{-8}$	non calculé
69.72	0	0
72.75	$1{,}26\ .10^{-7}$	
74.77	$1{,}26\ .10^{-7}$	non calculé
77.80	$1{,}1\ .10^{-7}$	1.10^{-7}

SONDAGE S 3

	LOUIS	SNOW
(7 .10)	0	0
(10.13)	?	$1{,}2.10^{-6}$
(13.16)	$2{,}03.10^{-7}$	$1{,}2.10^{-7}$
(16.19)	$6{,}48.10^{-6}$	$5{,}3.10^{-7}$
(19.22)	$1{,}76.10^{-}$	$1{,}2.10^{-6}$
(22.25)	$4{,}68.10^{-7}$	$3{,}5.10^{-7}$
(25.28)	$0{,}9\ .10^{-7}$	non calculé
(28.31)	$1{,}98.10^{-6}$	$1{,}8.10^{-7}$
(31.34)	$4{,}37.10^{-6}$	$2{,}8.10^{-6}$

SONDAGE S 4

	LOUIS	SNOW
(35.38)	$2{,}16.10^{-7}$	$1{,}18.10^{-7}$
(38.41)	$0{,}72.10^{-7}$	non calculé
(41.44)	$1{,}8\ .10^{-6}$	$0{,}85.10^{-7}$
(44.47)	$1{,}76.10^{-5}$	$1{,}02.10^{-4}$
(47.50)	$8{,}5\ .10^{-7}$	$4{,}7\ .10^{-6}$
(50.53)	$0{,}72.10^{-7}$	$0{,}85.10^{-7}$

SONDAGE S 6

	LOUIS	SNOW
23.26	0	0
26.29	0	0
29.32	0	0
32.35	0	0
35.38	0	0
38.41	0	0
41.44	$3{,}6\ .10^{-8}$	non calculé
(44.47)	$0{,}9\ .10^{-7}$	$0{,}78.10^{-6}$
(47.50)	$1{,}44.10^{-6}$	$0{,}53.10^{-6}$
(50.53)	$7{,}2\ .10^{-7}$	$2\ .10^{-6}$
(53.56)	$3{,}8\ .10^{-6}$	$2{,}8\ .10^{-6}$

SONDAGE S 9

	LOUIS	SNOW
26.29	$5{,}4\ .10^{-7}$	$4{,}3.10^{-7}$
29.32	$1{,}08.10^{-7}$	non calculé
32.35	$1{,}08.10^{-7}$	non calculé
35.38	$6{,}2\ .10^{-7}$	$4{,}3.10^{-7}$
38.41	$7{,}74.10^{-7}$	$2{,}6.10^{-7}$
41.44	$3\ .10^{-7}$	$2{,}1.10^{-6}$
44.47	$1{,}2\ .10^{-7}$	$8{,}8.10^{-}$
47.50	$0{,}54.10^{-}$	0

SONDAGE S 11

	LOUIS	SNOW
28.31	$0{,}54.10^{-7}$	non calculé
31.34	0	0
(34.36)	0	0
(36.39)	contournement	contournement
(39.42)	$0{,}54.10^{-7}$	non calculé

SONDAGE S 13

	LOUIS	SNOW
35.38	$0{,}72.10^{-7}$	non calculé
38.41	$0{,}9\ .10^{-7}$	non calculé
41.44	$0{,}54.10^{-7}$	non calculé
44.47	$3{,}6\ .10^{-}$	$2{,}6.10^{-7}$
47.50	0	0
50.53	0	0
53.56	0	0
56.59	$0{,}54.10^{-7}$	non calculé
59.62	0	0
62.65	$0{,}72.10^{-7}$	non calculé
65.68	$0{,}54.10^{-7}$	non calculé
68.71	$0{,}54.10^{-7}$	non calculé
71.74	$3{,}6\ .10^{-7}$	$1{,}8.10^{-7}$
(74.77)	$1{,}8\ .10^{-7}$	non calculé
(77.80)	$0{,}18.10^{-}$	non calculé

SONDAGE S 15

	LOUIS	SNOW
44.47	$5\ .10^{-6}$	$2{,}4\ .10^{-6}$
47.50	$2{,}16.10^{-6}$	$2{,}1\ .10^{-6}$
50.53	$4\ .10^{-6}$	$2{,}2\ .10^{-6}$
53.56	$7{,}2\ .10^{-7}$	$3{,}5\ .10^{-7}$
56.59	$1{,}8\ .10^{-7}$	$0{,}88.10^{-6}$
59.62	$4{,}68.10^{-7}$	$3{,}5\ .10^{-7}$
62.65	$4\ .10^{-6}$	$2{,}2\ .10^{-7}$
65.68	$5{,}8\ .10^{-7}$	$3{,}5\ .10^{-7}$
68.71	$1{,}6\ .10^{-6}$	$1{,}58.10^{-6}$
71.74	$2{,}2\ .10^{-6}$	$1{,}23.10^{-6}$
74.77	$1{,}8\ .10^{-7}$	$1{,}8\ .10^{-7}$
77.80	$2{,}9\ .10^{-7}$	$2{,}6\ .10^{-7}$

( ) tranche en milieu saturé

FIG. 3.6. *Conductivité hydraulique (LOUIS), et perméabilité (SNOW), en m/s, au niveau de chaque tranche*

$$K_{(Louis)} = N_{(U.L.)} \times 1{,}85.\ 10^{-7} = 1{,}85\ 10^{-7} \times N$$

$$K_{(Snow)} = \frac{N}{5}\ (U.L.) \times \frac{1}{1000 \times 60} \times 0{,}0108 = 0{,}36\ 10^{-7} \times N$$

Le rapport des résultats obtenus de façon indépendante est donc :

$$K_{(Louis)} = 5{,}14\ K_{(Snow)}$$

ou $K_{(Snow)} = 0{,}19\ K_{(Louis)}$

Etant à l'intérieur de la même puissance de 10, nous pouvons dire que les valeurs estimées ainsi sont du même ordre de grandeur.

Le tableau de la Fig. 3.6. rassemble, tranche par tranche, toutes les valeurs de K obtenues.

Il ressort de cette série de valeurs que les perméabilités au droit de chaque tranche d'essai sont très faibles, mais caractéristiques d'un massif granitique fracturé.

Certains sondages montrent globalement des perméabilités plus élevées que d'autres. Le calcul d'une conductivité hydraulique moyenne, si tant est qu'un tel calcul ait un sens, donne pour chaque sondage les résultats suivants :

S 1 : $5{,}37.10^{-8}$m/s
S 3 : $1{,}18.10^{-7}$m/s
S 4 : $1{,}04.10^{-6}$m/s
S 6 : $1{,}27.10^{-6}$m/s (sur les 5 dernières tranches)
S 11: non calculé
S 13: $0{,}9\ .10^{-7}$m/s
S 15: $1{,}3\ .10^{-6}$m/s

On peut rapprocher ces valeurs de celle qui avait été retenue au départ du projet, par comparaison avec des massifs jugés semblables (Note DH-DRE-CRT-1976). Cette valeur, $K = 3{,}3.\ 10^{-4}$ m/s surtout si elle représente une perméabilité équivalente, apparaît

ainsi très supérieure à la réalité (ou ce qui la représente, puisqu'elle-même est sans doute encore plus faible). Cette surestimation explique en partie que le projet ait été approuvé dans cette forme.

3. LES MESURES PIEZOMETRIQUES

Les quinze sondages ont fait l'objet d'une surveillance piézométrique régulière ; de mai 1981 à mai 1982, ils ont été inclus dans la tournée mensuelle de relevés piézométriques des sondages de la région de Sidi-Ifni.

Cette période de surveillance a débuté alors que la région connaissait une sécheresse persistante depuis 2 années.

Elle a permis d'observer la remontée des niveaux dans certains sondages à la suite de trois brefs épisodes pluvieux :

- en octobre 1981, traces de pluies à Sidi-Ifni, pluies plus importantes sur le bassin versant (non mesurées) ;
- du 28 au 31 décembre 1981, 7,5 mm à Sidi-Ifni ;
- du 11 au 15 janvier 1982, 53 mm à Sidi-Ifni ;

Les sondages S 1, S 7 ont toujours été secs ; les sondages S 2, S 4, éboulés en fin de travaux, n'ont pu être sondés ; les sondages S 9 et S 15 n'ont montré des niveaux piezométriques qu'à la seule date du 23/4/82.

3.1. Variations piezométriques

De grandes différences de comportement ont été observées ; les niveaux piézométriques des différents sondages ne répondent pas de la même manière aux épisodes pluvieux et aux périodes de sécheresse prolongée.

La Fig. 3.7. rend compte de ces différences de comportement, relativement à un niveau de référence initial, constitué par la mesure du 19/5/81.

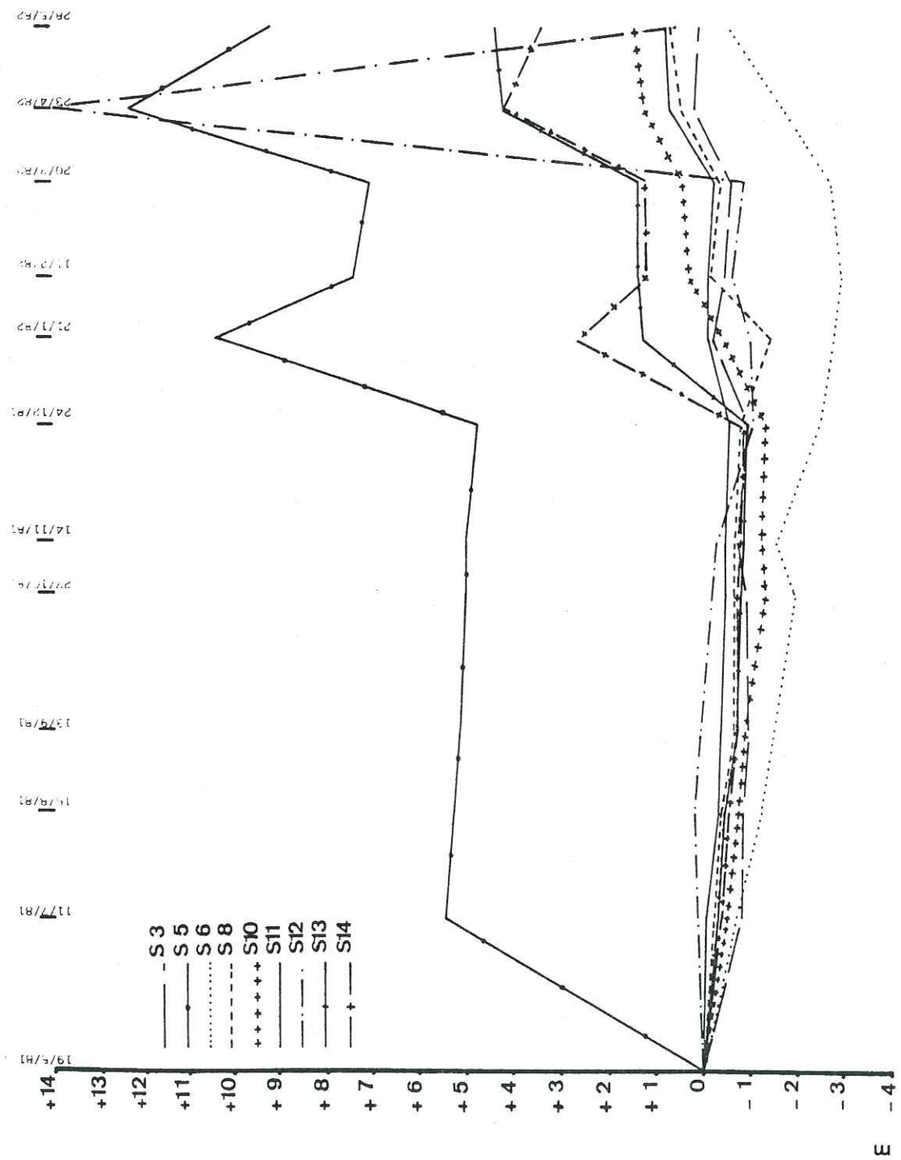


Fig. 3.7. Variation relative des niveaux piezométriques

L'interprétation des variations conduit à considérer à nouveau le problème du maillage de la fracturation ; à l'échelle du sondage, l'intensité de la fracturation permet-elle ou non de raisonner en milieu poreux équivalent ? En d'autres termes, va-t-on analyser les variations de l'écoulement dans une, ou deux fractures, ou dans de nombreuses fractures qui permettent d'assimiler le massif à un milieu continu.

La discussion est vaste, et en l'absence de carottes de sondage, rien ne permet d'argumenter dans un sens ou dans l'autre.

- Sondage S 1 : Ce sondage s'est toujours révélé sec, même après les fortes pluies de janvier 1982. La nappe est donc toujours au-dessous de la cote 19,5 m au droit de ce sondage ; le massif traversé par ce sondage peut aussi être isolé hydrauliquement.

- Sondage S 2 : Un éboulement a eu lieu après les travaux et n'a pas permis de mesurer de niveau piezométrique. Cependant, une estimation rapide, faite en mai 1982, dans le puits creusé sur l'emplacement du sondage, a indiqué un niveau voisin de la cote 80 m.

- Sondage S 3 : Le niveau piezométrique varie peu ; en particulier, il réagit très peu aux pluies.

- Sondage S 4 : Un éboulement n'a pas permis d'effectuer les relevés.

- Sondage S 5 : L'impressionnante montée du niveau piezométrique au 11/7/81 doit être le résultat d'une erreur sur la mesure initiale. Par la suite, la grande amplitude de variation qui caractérise ce niveau, semble traduire des réponses rapides et importantes aux périodes de pluies.

- Sondage S 6 : Une baisse continuelle et régulière, suivie d'une remontée lente après les périodes de pluies, caractérise l'évolution du niveau piezométrique.

- Sondage S 7 : Comme le sondage S 1, il s'est toujours révélé sec (cote en fond de sondage : 29 m)

- Sondage S 8 : Le niveau varie peu tout au long de la surveillance.

- Sondage S 9 : Le 19/5/81, le niveau piezométrique était vraisemblablement à la cote du fond du sondage (32 m) ; aucun niveau n'a pu être mesuré jusqu'au 23/4/82, où il était à la cote 36,5 m. Le 22/5/82, enfin, le sondage était à nouveau sec. De grandes variations de niveau piezométrique seraient donc la marque de ce sondage.

- Sondage S 10 : Le niveau varie peu et ne réagit que lentement aux pluies.

- Sondage S 11 : Ici aussi le niveau varie peu.

- Sondage S 12 : Les variations du niveau piezométrique sont du même type que celles du S 11, si l'on excepte le relevé du 23/4/82, sans doute lié à une erreur de mesure.

- Sondage S 13 : Très peu sensible aux périodes de sécheresse, le niveau est par contre très sensible aux périodes de pluies.

- Sondage S 14 : Même type d'évolution que le niveau du S 5.

- Sondage S 15 : Il est toujours resté sec sauf le 23/4/82 où un niveau piezométrique a été relevé à la cote 20,9 m ; celle-ci, trop proche de la cote atteinte par le sondage ne permet pas de porter un jugement sur le style de la variation du niveau.

Il apparaît donc que les variations des niveaux piezométriques relèvent de deux styles distincts :

- des variations rapides et importantes aux périodes de pluies (S 5, S 9, S 13, S 14) ;
- des variations souvent lentes, en particulier après les pluies, et faibles (S 3, S 6, S 8, S 10, S 11, S 12).

L'interprétation est différente selon que l'on considère ou non la continuité du milieu :

- l'hypothèse du milieu continu permet de raisonner selon les termes de la loi de Darcy ;

- l'hypothèse du milieu discontinu implique de considérer les variations piezométriques en fonction des conductivités hydrauliques individuelles des fissures présentes.

Les constatations faites sur les venues d'eau nous conduisent ici à adopter l'hypothèse du milieu discontinu. Les variations rapides du niveau piezométrique traduisent donc la présence de fractures très conductrices.

3.2. Analyse des cartes piezométriques

La réalisation d'une carte piezométrique dans un milieu fracturé prête souvent à discussion. La nature discontinue de celui-ci, et la forte anisotropie hydraulique qui en résulte, imposent en effet de sérieuses réserves à la réalisation et à l'utilisation de telles cartes.

Les observations faites à diverses reprises (Essai Lugeon, piezométrie) ont effectivement montré que ponctuellement, cette discontinuité était réelle.

Cependant, à l'échelle de l'ensemble du massif, la présence d'une intense fracturation subverticale selon de multiples directions, ainsi que d'une fracturation subhorizontale reliant la première nous ont semblé des arguments suffisants pour considérer que le milieu étudié se rapproche fortement d'un milieu continu sinon isotrope.

Par ailleurs, les sondages S 1 à S 15 associés aux points de mesure situés dans les vallées (puits et piezomètres), constituent un réseau d'observation relativement convenable.

Les cartes piezométriques (Fig. 3.8.) correspondent au relevé précédant (24/12/81) et suivant les pluies (23/4/82).

Le trait fondamental de ces cartes, concernant la morphologie générale de la surface piezométrique, apparaît immédiatement : la circulation des eaux est totalement indépendante des vallées ; l'alimentation se fait par les versants, en particulier le

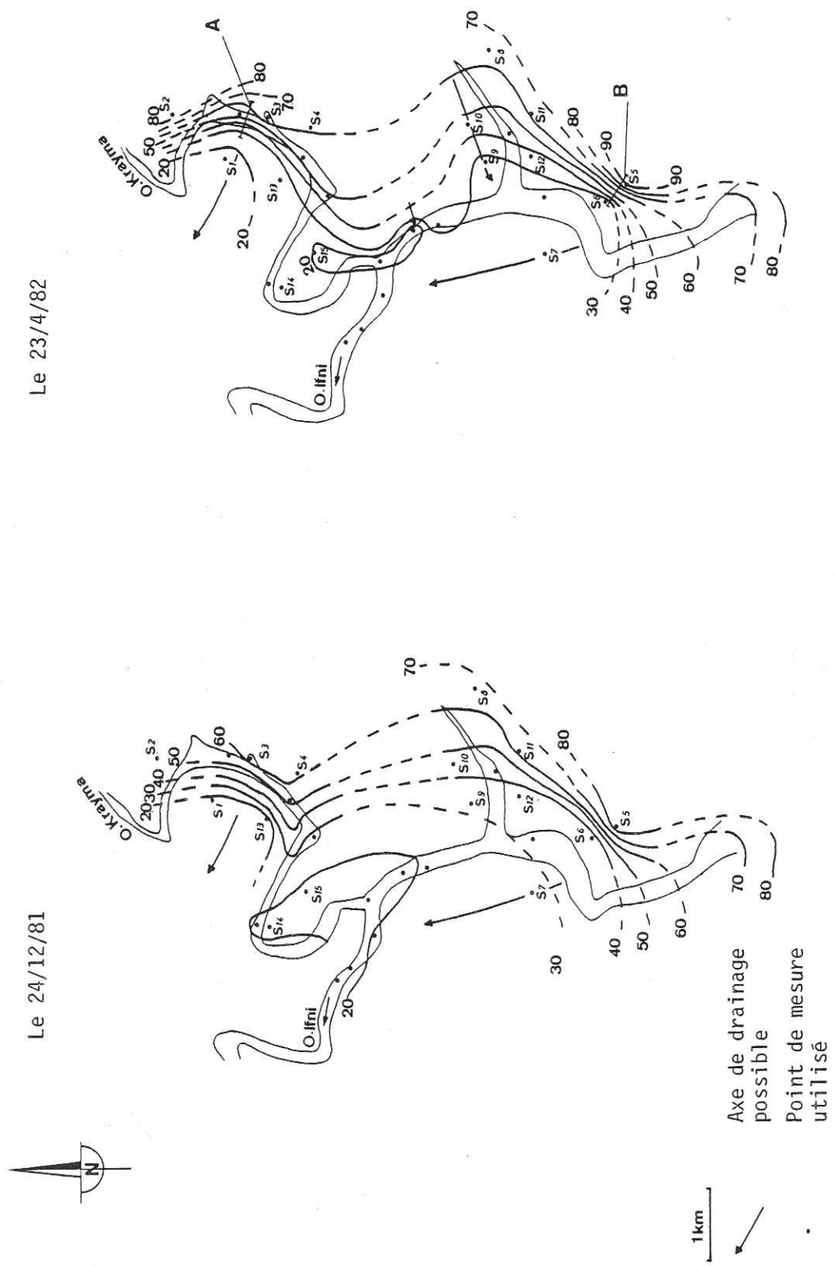


Fig. 3-8. Cartes piezométriques

versant oriental de la vallée de l'Oued Ifni, à partir des reliefs internes.

Ceci confirme absolument le rôle de la fracturation qui affecte les massifs.

Les deux cartes permettent de distinguer trois grandes zones morphologiquement différentes :

- La partie est de la région étudiée constitue la zone d'apport ; les courbes hydroisohypses sont au-dessus des cotes 40 à 50 m.

- La zone qui couvre le dernier grand méandre de l'Oued Krayma et le confluent de celui-ci avec l'Oued Ifni, est caractérisée par une surface piezométrique très stable aux alentours de la cote 20 NGM. Cette surface présente une dépression centrée sur le confluent qui tend à se combler, par l'Est et par l'Ouest, aux périodes de hautes eaux.

Trois puits de pompage sont en exploitation sur cette zone :

Puits 532/88 : débit maximal d'exhaure : 6 l/s
Puits 533/88 : débit maximal d'exhaure : 2 l/s
Puits 535/88 : débit maximal d'exhaure : 3 l/s.

Il y a donc lieu de rechercher d'abord quel rabattement la nappe subit localement de leur fait. Cette influence peut être appréciée grâce aux observations suivantes :

. le 23/4/82, la dépression principale n'inclut pas les puits 532/88 et 535/88 par suite de l'effet probable d'une alimentation convergente, provenant du Sud et du Nord-Ouest ;

. lors de la prospection initiale de cette zone (Note DH, DRE, CRT,1976); on avait déjà constaté une inertie presque totale de la surface piezométrique (le gradient i calculé grâce à la présence alors d'un grand nombre de points de mesures, était de 1,5 °/₀₀) et surtout un niveau piezométrique d'étiage à la cote 24,5 m, comparable à la cote voisine de 20 m du 24/12/81.

Il semble donc que les cônes de rabattement résultant des pompages n'ont qu'une faible responsabilité dans la morphologie déprimée de la nappe.

- La zone de l'Oued Ifni la plus méridionale paraît,d'après le peu de renseignements dont on dispose, drainer la nappe au droit de la vallée jusqu'au coude brutal de celle-ci vers le NE. La cote de la surface piezométrique est toujours supérieure ici à 40 m.

Ces deux zones, méridionale et septentrionale, respectivement donc à 20 m et à au moins 40 m, encadrent une zone mal définie où un point haut apparaît même le 23/4/82. Le drainage de la zone méridionale de la nappe doit donc se faire au droit du sondage S 7, à travers les massifs bordant l'Oued Ifni à l'Ouest.

Cet axe de drainage, qui recouperait la vallée de l'Oued Ifni à l'amont du site, expliquerait donc aussi la tendance au comblement par le SW de la dépression centrée sur la confluence Oued Ifni-Oued Krayma.

Enfin, le massif, situé au droit des sondages S 1 et S 13, est caractérisé par un écoulement convergent, qui descend à une cote inférieure à 20 m. Cette zone dessine un axe de drainage orienté vers le NW qui pourrait ainsi détourner les écoulement les plus septentrionaux en dehors de la vallée de l'Oued Ifni.

Pour pousser un peu plus loin l'analyse de la carte piezométrique, il est nécessaire d'observer les variations des caractéristiques hydrauliques qu'elle traduit, en particulier le gradient hydraulique et la perméabilité.

A vitesse d'écoulement constante, un fort gradient implique une zone de faible perméabilité et inversement.

L'analyse des valeurs de gradient est donc un moyen appproché mais rapide, pour hiérarchiser les perméabilités, là où le tracé d'une succession de courbes isopièzes a pu être établi avec suffisamment de précision.

Si l'on adapte ce raisonnement pour observer la carte piezométrique du 23/4/82 (Fig. 3.8.), date où l'observation fut la plus intéressante (les écoulements étant importants), on peut faire les remarques suivantes :

- Entre l'Oued Krayma et l'Oued Issougrad, deux axes de drainage apparaissent ; l'un, au Sud, a nettement une orientation N 70 ; l'autre, au Nord, à une direction beaucoup moins nette par manque de points de mesures. Surtout, ces deux axes chevauchent sensiblement deux couloirs de fracturation de direction N 70 (Fig. 2.20).
Cette observation ne fait que reprendre les observations classiques sur la liaison des écoulement souterrains avec la fracturation.

- Mais si l'on s'intéresse aux profils A et B, les hydroisohypses montrent des gradients successifs, d'Est en Ouest, élevés puis faibles ; ils traduisent donc une diminution rapide de la perméabilité suivie d'une augmentation de celle-ci.

Or ces zones correspondent approximativement (en raison de l'absence de points de mesure plus à l'Est) à la zone de décrochement N 20, qui tangente la vallée de l'Oued Ifni, et un des méandres de l'Oued Krayma.

Entre ces deux profils, le manque de mesures et l'influence du drainage au droit de l'Oued Issougrad masquent vraisemblablement (bien qu'une augmentation du gradient apparaisse entre le S 9 et S 10) une zone de faible perméabilité d'orientation N 20. Par contre, celle-ci semble se retrouver entre l'Oued Issougrad et le profil B.

Il apparaît donc relativement vraisemblable qu'il existe une relation entre la localisation d'un décrochement régionalement important (structure en compression ou qui a été en compression) et la distribution locale de la perméabilité, qui montrerait un minimun au droit de l'accident.

Peut-on pousser plus loin ce genre d'analyse à partir de données aussi fragiles ? Il est en tout cas permis de l'essayer pour voir juqu'à quel point certains traits structuraux sont susceptibles de se matérialiser sur la carte piezométrique.

La Fig. 3.9. présente donc les variations locales relatives de perméabilité. Celles-ci sont déterminées par l'observation :

- des zones de convergence et de divergence des écoulements ;
- des zones à surface piezométrique convexe (le gradient croît vers l'aval) et concave (le gradient décroît vers l'aval).

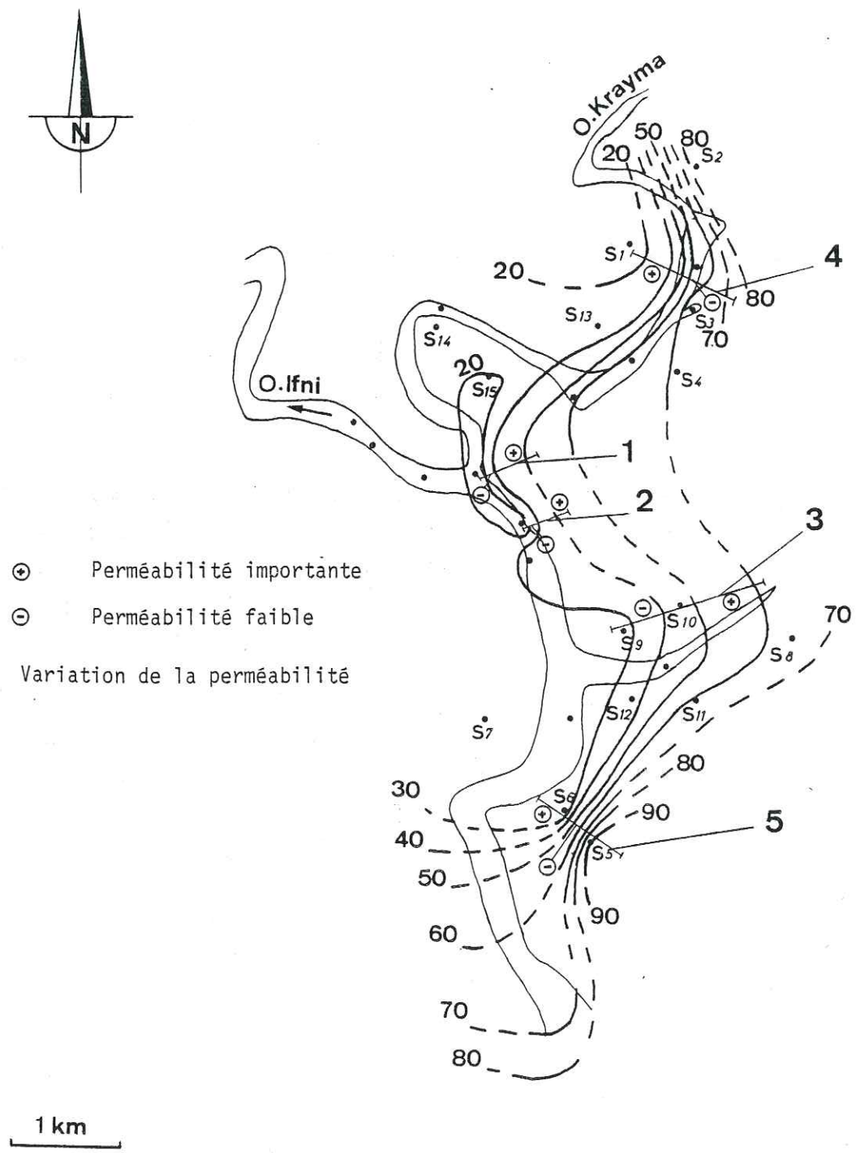


Fig. 3-9. Variation locale possible de la perméabilité

Trois profils (1, 2, 3) orientés ENE-WSW montrent que la perméabilité est plus forte dans les reliefs qu'au droit de la vallée, ce qui peut se comprendre dans la mesure où les vallées correspondent aux grandes fractures (de décrochements en particulier) et les massifs aux volumes isolés entre fractures (donc grossièrement aux amygdales (cf. Chapître III).

Sur le profil 5, une fois franchie la transversale à faible perméabilité, on retrouve des perméabilités plus élevées. Et d'autre part, si l'on se guide sur la forme concave des courbes, l'axe de drainage qui se dessine alors aurait une orientation voisine de l'ESE-WNW. Celui-ci coïnciderait donc assez bien avec la direction N 110, qui est celle d'une bande de fracturation T, dépendant d'un décrochement N 160 senestre.

Le contexte du profil 4 est comparable et procède peut-être de la même disposition structurale. Toutefois, la rareté des affleurements de cette zone ne nous a pas permis d'y déterminer la présence d'une fracturation N 110 équivalente.

Au niveau des profils 4 et 5, qui sont donc les mêmes que les zones A et B (Fig. 3.8.), deux effets superposent donc : une augmentation de la perméabilité d'Est en Ouest, lorsqu'on s'éloigne vers l'Ouest du décrochement N 20, à laquelle se superpose, toujours vers l'Ouest, une autre augmentation de la perméabilité, liée cette fois-ci à la présence de bandes de fracturation de type T.

Nous sommes conscients que ces remarques ne sont faites qu'à partir d'ébauches de données ; il n'est pas dans notre propos d'en tirer des conclusions définitives. Il apparaît cependant que des indices justifient la tentative de relier les caractéristiques hydrauliques de ces milieux fracturés, à leur structure tectonique.

Malgré les nombreuses lacunes de la carte piezométrique, à l'échelle du 1/50 000, il semble donc possible de considérer, dans une certaine mesure, le massif étudié comme un milieu poreux ; celui-ci montre quelques secteurs à fortes et faibles perméabilités qui correspondent à des zones structurales bien définies.

4. CONCLUSIONS

Les travaux de reconnaissance ont permis de vérifier certaines des hypothèses de départ tout en posant la question des drainages lointains.

- En premier lieu, il a été vérifié que les massifs sont perméables et qu'une véritable nappe les parcourt. Ces massifs sont fracturés, et une altération importante (de type latérite argileuse) se développe au contact des fractures ; ainsi une porosité des produits d'altération se subsistue-t-elle localement à la porosité matricielle.

- En second lieu, certaines relations ont pu être mises en évidence entre la structure tectonique de la région et les observations apportées par les travaux de reconnaissance :

  . Le développement de l'altération sur les fractures semble accompagner les grands décrochements et rester beaucoup plus faible ailleurs, inexistante même sur des zones épargnées par les décrochements (zones de tension en particulier) ;

  . La perméabilité pourrait dépendre étroitement des conditions structurales locales ; une zone de décrochement correspondrait alors à des valeurs faibles et une zone de tension à des valeurs plus élevées.

- Enfin, il apparaît que le choix de l'échelle de travail a une grande importance dans l'étude des écoulements en milieu fracturé.

  Nous avons vu qu'à l'échelle de la tranche d'essai Lugeon (3 m), le caractère discontinu du milieu est certain (sauf peut-être dans le cas où une fracture subverticale est recoupée par le sondage puisqu'alors le bloc rocheux élémentaire est de la taille de la fracture). A l'échelle du sondage, il semble bien qu'il en soit de même ; mais un élément de réponse pourrait être apporté par l'exécution d'un essai Lugeon généralisé à la totalité du sondage.

Nous avons examiné enfin le massif dans sa totalité, en le considérant comme un milieu continu : à cette échelle, nous avons pu déceler, dans certains cas, une relation assez évidente entre répartition de la perméabilité et localisation des structures majeures.

Cette dernière particularité explique qu'il soit difficile d'arriver à définir un "milieu poreux équivalent" à partir d'essais ponctuels : ceux-ci, en effet, ne prennent pas en compte les particularités des zones structurales; les traitements statistiques et pondérations diverses introduites pour choisir les familles de fractures à tester ne peuvent, nous semble-t-il, pallier l'absence de l'analyse structurale.

La recherche d'un tenseur de "perméabilité équivalente" ne nous paraît pas suffisante pour rendre compte en pareil cas des écoulements à l'échelle du massif.

Cette compréhension devrait passer par les stades suivants :

- mise en évidence des zones structurales (s'il n'y en a qu'une, le problème se ramène à l'obtention d'un tenseur de "perméabilité équivalente") ;
- réalisation d'essais dans des zones structurales bien définies ;
- obtention d'un tenseur de "perméabilité équivalente" pour chaque zone ;
- réalisation d'un modèle d'écoulement prenant en compte les propriétés de chaque zone.

QUATRIEME PARTIE

APPORTS DE L'ETUDE REALISEE

CHAP. VI. INCIDENCES DES CONDITIONS GEOLOGIQUES SUR LE PROJET

CHAP.VII. PROPOSITIONS POUR DES ETUDES ULTERIEURES

VI. INCIDENCES DES CONDITIONS GEOLOGIQUES SUR LE PROJET

L'étude de terrain, abordée dans la deuxième partie de ce mémoire, et les travaux de reconnaissance, dont les résultats sont présentés dans la troisième partie, ont permis de préciser le cadre géologique du projet.

Il convient maintenant d'aborder le détail technique de celui-ci en s'aidant des quelques données disponibles.

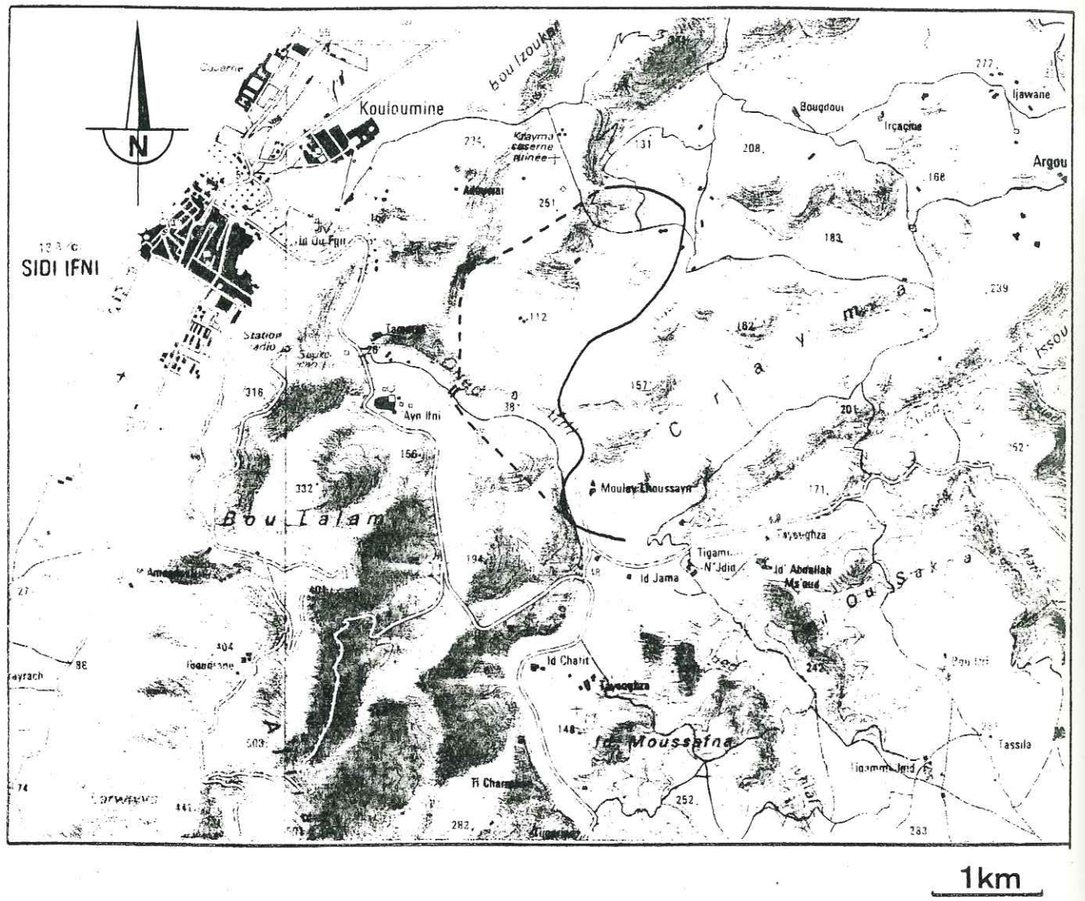
Le volume d'eau que l'on est susceptible d'emmagasiner en profondeur, à l'occasion de la submersion d'un substratum rocheux, dépend du volume de massif qui se trouve concerné et de sa porosité.

Etant donné que le volume envahi dépend de la charge de la retenue, l'optimisation économique de l'aménagement doit tenir compte simultanément de son coût, qui croît avec la hauteur du barrage, et du volume d'eau plus ou moins important qui se trouvera récupérable.

Il est donc nécessaire d'estimer, à partir des données hydrogéologiques disponibles, jusqu'à quel point il est rentable d'élever le plan d'eau de la retenue. Quant à la porosité du rocher fracturé, c'est une grandeur difficilement mesurable, et plus encore si on l'envisage à l'échelle d'un massif hétérogène étendu.

1. DEFINITION DE LA ZONE CONCERNEE PAR LE PROJET

1.1. La piezométrie



Site de coupure

Courbe isopieze 30 m

Limite hypothétique de la zone de surélévation

Fig. 4-1. Zone de surélévation

Les cartes piezométriques de la Fig. 3.8. ont permis de distinguer trois grandes zones qui diffèrent essentiellement par la cote moyenne de leur surface piezométrique.

Dans le cadre du projet, les zones, où cette cote est basse, sont les plus intéressantes, puisque le gain potentiel de capacité découlant d'une surélévation sera alors plus important.

Il apparaît donc que la zone qui occupe le dernier méandre de l'Oued Krayma et le confluent de celui-ci avec l'Oued Ifni (zone septentrionale de la nappe) est la plus prometteuse. Elle est située immédiatement à l'amont du site de coupure retenu, et surtout la cote de la surface piezométrique y est toujours aux alentours de 20 m.

L'extention vers l'Est, du domaine concerné par la surélévation, semble devoir se limiter vers la courbe 30 de la carte piezométrique de hautes eaux (le 23/4/82). Au-delà, en effet, les gains potentiels de capacité deviennent minimes par rapport aux travaux nécessaires (Fig. 4.1.).

En conséquence, la variante du barrage de 10 ou 20 m de hauteur, destiné à relever la nappe jusqu'à la cote 49 m (cote de l'oued au niveau du site : 29 m), et parfois envisagée par l'Administration, est sans grand intérêt.

1.2. L'hydrochimie

Il est évidemment nécessaire de stocker de l'eau de bonne qualité, et la composition chimique des eaux qui forment la nappe de cette zone est une donnée importante à prendre en compte.

Malheureusement, ne pouvant disposer des analyses de nos prélèvement des eaux de sondages, nous nous rapporterons dans ce domaine aux seules données fournies par la note DH-DRE-CRT-1976. Six sondages ont permis d'effectuer des prélèvements (Fig. 4.2.).

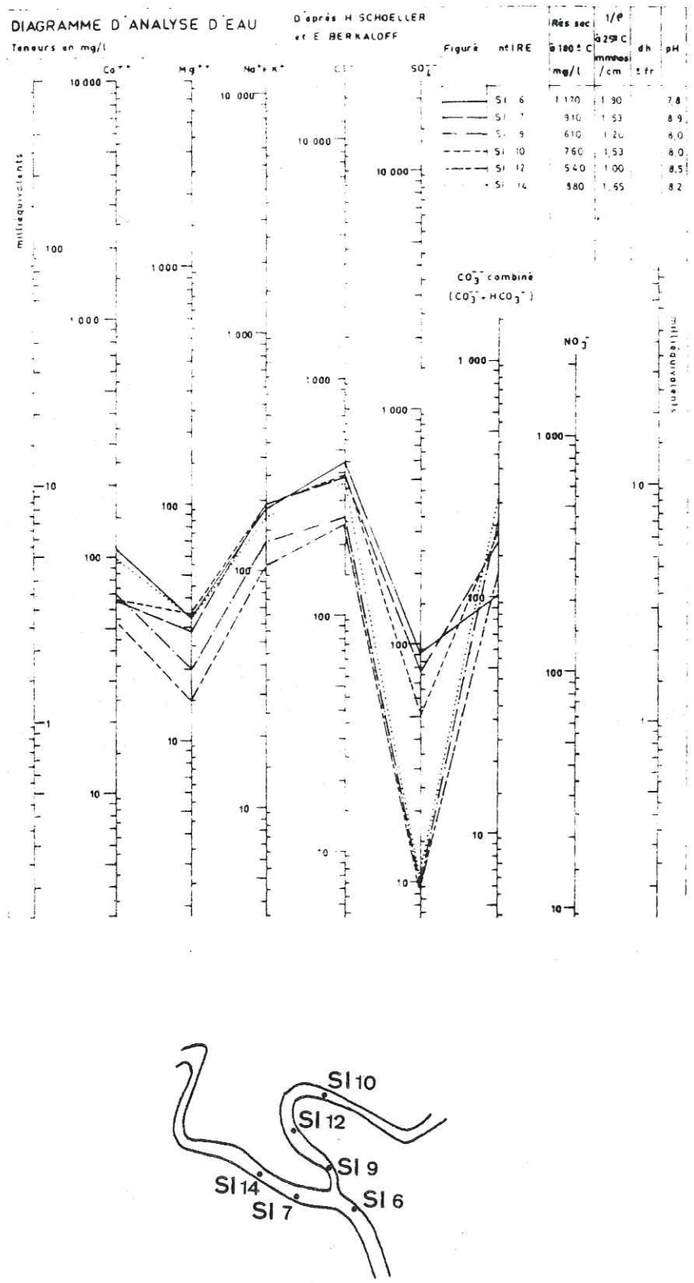


Fig. 4-2. Analyses chimiques des eaux de la zone de surélévation

Les résidus secs des eaux analysées sont presque toujours inférieurs à 1 g/l ; il s'agit là de valeurs très faibles pour la région. A titre de comparaison, les eaux de la zone méridionale du tronçon de l'Oued Ifni (zone où le niveau piezométrique est supérieur à 40 m), montrent un résidu sec toujours supérieur à 1,5 g/l, et atteignant même 3 g/l.

De plus les principaux rapports ioniques sont toujours très stables :

$$\frac{r\ Mg}{r\ Ca} \simeq 0{,}5 \quad , \quad \frac{r\ SO_4}{R\ Cl} \simeq 0{,}1 \quad , \quad \frac{r\ Na}{R\ Cl} \simeq 0{,}7$$

Cette stabilité confirme bien l'homogénéité remarquable des eaux de cette zone.

La qualité chimique de ces eaux, qui s'opposent ainsi à celles de la nappe méridionale, et les caractéristiques piezométriques favorables, constituent les meilleurs atouts de cette zone dans l'optique d'une recharge de la nappe.

Dans ces conditions, c'est à ce secteur qu'il convient de réserver l'intervention prévue, la variante comportant un barrage de 20 m se révélant beaucoup moins intéressante ; le projet doit alors être orienté vers la solution d'une coupure sous-alluviale rehaussant la nappe à la côte 30 m.

1.3. Volume concerné

Les données hydrogéologiques définies ci-dessus permettent d'appréhender une partie de la géométrie de la zone de surélévation la plus intéressante (Fig. 4.1.).

Celle-ci est limitée à l'Est et au Sud par la cote piezométrique 30 m du 23/4/81.

A l'Ouest, de part et d'autre du site, les données manquent pour définir avec précision les limites de la zone. Nous considérons donc, dans un premier temps, que l'écoulement général des nappes se concentre au droit de la vallée de l'Oued Ifni, au niveau du site. Dans cette hypothèse, nous admettons les tracés de la Fig. 4.1. :

- au Sud de la coupure, fermeture de la zone à surélever au point haut de la surface piezométrique (cote 30 m) du tronçon central de l'Oued Ifni ;

- au Nord de la coupure, extension maximale de cette zone vers l'Ouest, correspondant au relief à substratum ignimbritique, c'est-à-dire au cours de l'Oued Krayma.

Au Nord enfin, réside la plus grande incertitude sur le comportement des nappes. Y a-t-il drainage vers le Nord-Ouest comme cela est proposé au paragraphe V.3.2., ou y a-t-il écoulement vers le Sud-Ouest en direction de l'Oued Ifni, au niveau du sondage S 14 par exemple ? Nous adopterons à priori comme hypothèse de travail la seconde proposition, qui est la plus optimiste dans l'optique du projet. Le tracé de la Fig. 4.1. tient compte donc d'un écoulement vers le Sud-Ouest.

L'étendue de cette zone est de $3.10^6 m^2$. Si l'on admet, comme on peut le déduire des relevés piezométriques, que la nappe y est stable, subhorizontale, aux alentours de la cote 20 m, une coupure sous-alluviale au site retenu (cote 29 m) déterminera l'infiltration dans une tranche d'une épaisseur de 10 m.

Le volume total noyé sera donc de $3.10^7 m^3$, avec $4,5.10^5$ m^3 de remplissage sablo-graveleux et $2,95.10^7 m^3$ de granodiorite.

2. LA POROSITE

Dans un massif rocheux, il est nécessaire de distinguer la porosité de fracture, porosité utile, de la porosité matricielle.

Si la porosité matricielle peut être déterminée en laboratoire sur des échantillons, la porosité utile d'un massif est très difficile à appréhender. Elle dépend essentiellement de la fracturation et de l'altération.

Elle est en tout état de cause très faible, bien inférieure à celle qui est estimée pour les massifs calcaires (0,5 % à 1 %).

Nous conduirons donc les calculs approchés ci-dessous avec deux valeurs de porosité, 0,5 % et 0,1 %, qui peuvent constituer des valeurs extrêmes vraisemblables.

Le remplissage alluvial sablo-graveleux possède une porosité utile de 15 % (Note DH-DRE-CRT-1976). Celle-ci, déterminée par un essai de pompage, nous paraît être une valeur correcte, dans la mesure où les alluvions sont très propres.

3. LE VOLUME D'EAU STOCKABLE

Il peut être évalué ainsi :

- dans les granodiorites : $V_{(noyé)}$: $2,95.10^7 m^3$
  Porosité utile estimée : 0,1 % → V stockable : $3.10^4 m^3$
  Porosité utile estimée : 0,5 % → V stockable : $1,47.10^5 m^3$

- dans le remplissage : $V_{(noyé)}$: $4,5.10^5 m^3$
  Porosité utile : 15 % → V stockable : $6,75.10^4 m^3$

Ces résultats appellent deux remarques :

- si l'on retient une valeur de porosité utile des granodiorites de 0,1 %, on fait apparaître que le volume stockable dans les alluvions est deux fois plus important que dans les granodiorites, tout en considérant, hypothèse très optimiste, que des infiltrations vont pouvoir se faire à partir de la vallée jusqu'à 3 km à l'intérieur des massifs.

- si l'on retient une valeur de porosité utile des granodiorites de 0,5 %, le volume total stockable est de $2,15.10^5 m^3$. Il peut être comparé au volume de consommation estimée pour 1985 par exemple. A cette date un débit de 30 l/s en continu (Rapport ONEP-22/12/80) sera nécessaire, soit $9.10^5 m^3$/an.

Ainsi, en supposant, dans le meilleur des cas (porosité utile des granodiorites : 0,5 %), que chaque année à la fin de la saison des pluies, la nappe sera remontée à la cote 30 m (hypothèse optimiste), et que l'on puisse extraire la totalité des $2,5.10^5 m^3$ d'eau accumulée (ce qui nécessiterait des ouvrages de captage très nombreux et dispersés vu la faible perméabilité), il reste $6,85.10^5 m^3$ d'eau à mobiliser, soit 22 l/s en continu.

Or, ce déficit de 22 l/s, relativement à la quantité visée (30 l/s) représente le maximum déjà assuré par les captages actuels. On ne pourrait donc qu'atteindre, au mieux, cette hypothèse basse.

Ainsi, en dépit des nombreuses hypothèses optimistes retenues (écoulement de la nappe vers la barre d'ignimbrite, régulation interannuelle du stockage souterrain, facilité d'exploitation...) il apparaît qu'il serait très difficile de satisfaire de cette manière la consommation prévue. De plus le chiffre de 30 l/s de besoins en continu utilisé dans l'estimation ci-dessus passe à 35 l/s en 1990 et à long terme (2000) à 50 l/s.

VII. PROPOSITIONS POUR DES ETUDES ULTERIEURES

1. POURSUITE DE L'ETUDE ACTUELLE

L'étude tectonique a montré que la région est structurée par des bandes de fracturation correspondant soit au passage de décrochements, soit à des faisceaux serrés de fractures de tension.

Nous avons pu cartographier trois bandes (Fig 2.30.) de ces fractures T, nées dans une zone de décrochement N 160 senestre.

Ces bandes d'orientation NW-SE, correspondent bien souvent à des zones où l'on constate une augmentation locale de la perméabilité (Fig. 3.9.).

La disposition relativement simple de ces différentes bandes, et le fait qu'elles soient bien localisées, constituent un cadre d'étude intéressant pour acquérir une connaissance plus sûre de la liaison entre zones structurales et comportement hydraulique des massifs.

Cela nous conduit à proposer des études ultérieures, dont les résultats seraient pleinement représentatifs, leur définition et leur implantation reposant sur des critères géologiques précis.

Dans le cadre du projet, l'objet de ce programme de recherches paraîtra sans doute trop théorique. Mais il prendrait tout son sens si, dans l'hypothèse du recours à des retenues d'assez grande capacité, il s'agissait d'étudier le risque de contournement d'ouvrages.

Il permettrait surtout, plus généralement, d'obtenir des précisions supplémentaires sur l'importance du contexte structural quant aux caractéristiques hydrauliques.

L'organisation des études serait la suivante :

- confirmation du fait que les diverses bandes de fracturation se différencient en groupes de nature différente ;

- détection, parmi ces groupes, de ceux qui présentent une perméabilité plus élevée que la moyenne.

1.1. Vérification par la prospection sismique de la nature des bandes de fracturation

L'utilisation de la prospection sismique peut être très efficace dans ce type d'étude. Les profils étant implantés selon l'allongement des bandes de fracturation et perpendiculairement à celles-ci :

- dans le cas de bandes correspondant à des décrochements, les fractures auront tendance à être comprimées, et le milieu rocheux se rapprochera d'un milieu isotrope. On aura : $V_{\perp} \simeq V_{//}$; $V_{\perp}$: vitesse selon profils transversaux
  $V_{//}$: vitesse selon profils longitudinaux

- dans le cas de bandes correspondant à des fractures de type T, les fractures auront tendance à être ouvertes, et une anisotropie se manifestera avec $V_{//} \simeq V_{\perp}$.

Ces profils doivent être implantés sur des bandes de fracturation caractéristiques, permettant une interprétation indiscutable.

Les décrochements les plus récents et leurs fractures T associées, sont ceux qui ont le plus de chance d'illustrer les conditions théoriques de compression ou de tension.

Ce sont donc eux qui, idéalement, doivent être reconnus par des profils sismiques, sous réserve que leur contexte s'y prête.

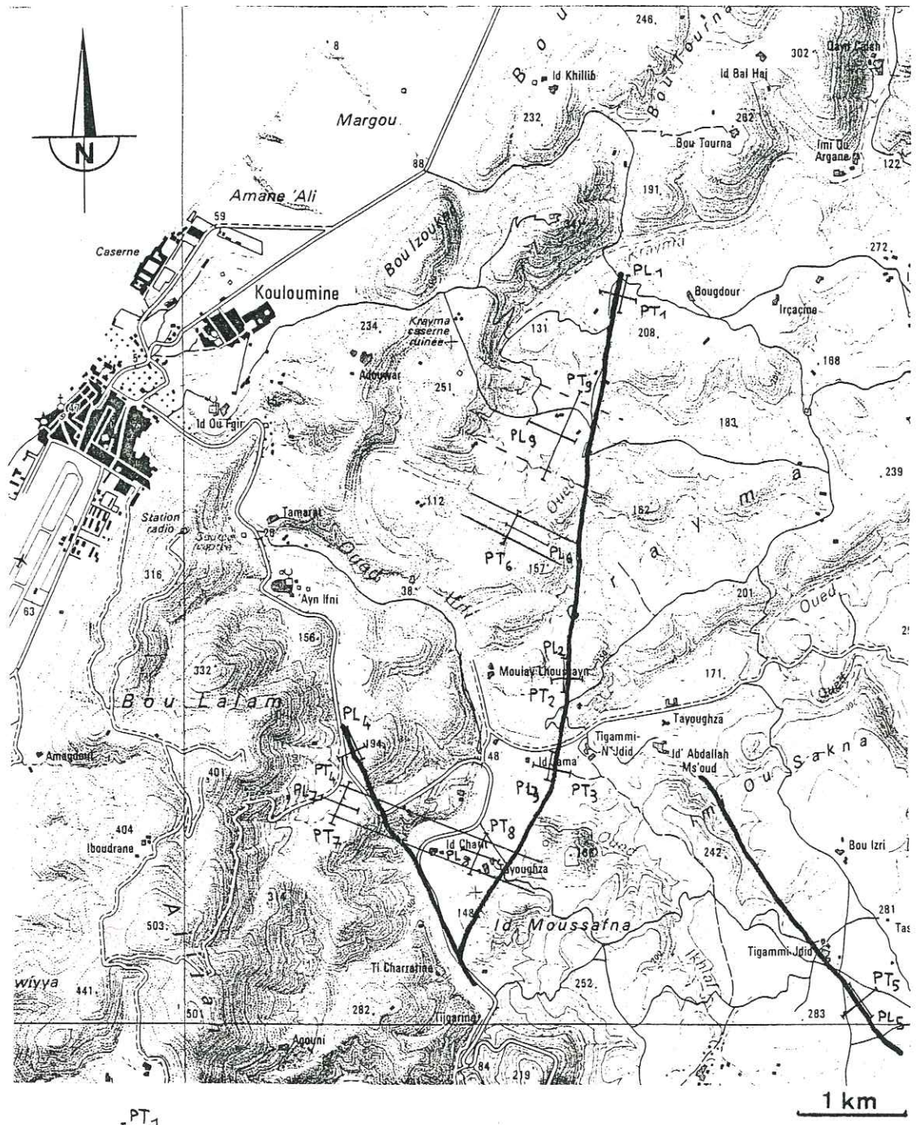


Fig. 4-3. Propositions d'implantation de profils sismiques

Nous proposons donc, Fig. 4.3., une série de profils sismiques destinés à caractériser sur le plan des vitesses transversales et longitudinales, les décrochements d'une part et les bandes de fractures T d'autre part.

. Décrochements

Cependant, il se trouve que les derniers décrochements, N 160 senestres, correspondent actuellement, dans la majorité des cas, aux vallées ; l'importance des versants de celles-ci peut amener des effets parasites qui rendraient difficile la localisation précise de leur limite latérale.

Nous proposons donc de réaliser certains profils sur la grande zone de décrochement N 20 senestre qui limite le granite de Mesti et la granodiorite d'Ifni (P_1 à P_3); plus ancienne, cette bande conserve son caractère de zone broyée, et elle s'éloigne des grandes vallées.

Nous proposons, malgré tout, quelques profils sur des bandes supposées de décrochements N 160 senestres (P_4 et P_5).

. Bandes de fractures T

Dans ce cas aussi, il y a intérêt à s'affranchir des effets parasites crées par les versants très pentés ; le choix des bandes à prospecter (Fig. 4.3.) tient compte de cet impératif ; il ne concerne que les bandes orientées selon une direction moyenne N 110, correspondant aux fractures T des décrochements N 160 senestres, reconnues sur le terrain (P_6 à P_8) et aussi suggérées par la carte piezométrique (P_9). Dans ce dernier cas, la méconnaissance de la position exacte de la bande, si elle existe, impose l'utilisation d'un profil transversal long, ce qui rend incertaine l'implantation du profil longitudinal.

Des résultats obtenus par cette campagne de prospection sismique, dépendront les propositions de reconnaissance suivantes, s'il est bien vérifié que ces bandes de fractures T sont une réalité, ce que les observations actuelles laissent penser (Chap.III)

1.2. Implantation de sondages sur les bandes de fractures T

La réalité de ces bandes T étant acquise, il s'agirait de vérifier que les propriétés hydrauliques que nous leur prêtons (forte perméabilité relative) sont bien réelles.

Dans cette optique nous proposons l'exécution de sondages de reconnaissance carottés, obliques (60-70°) permettant de réaliser :

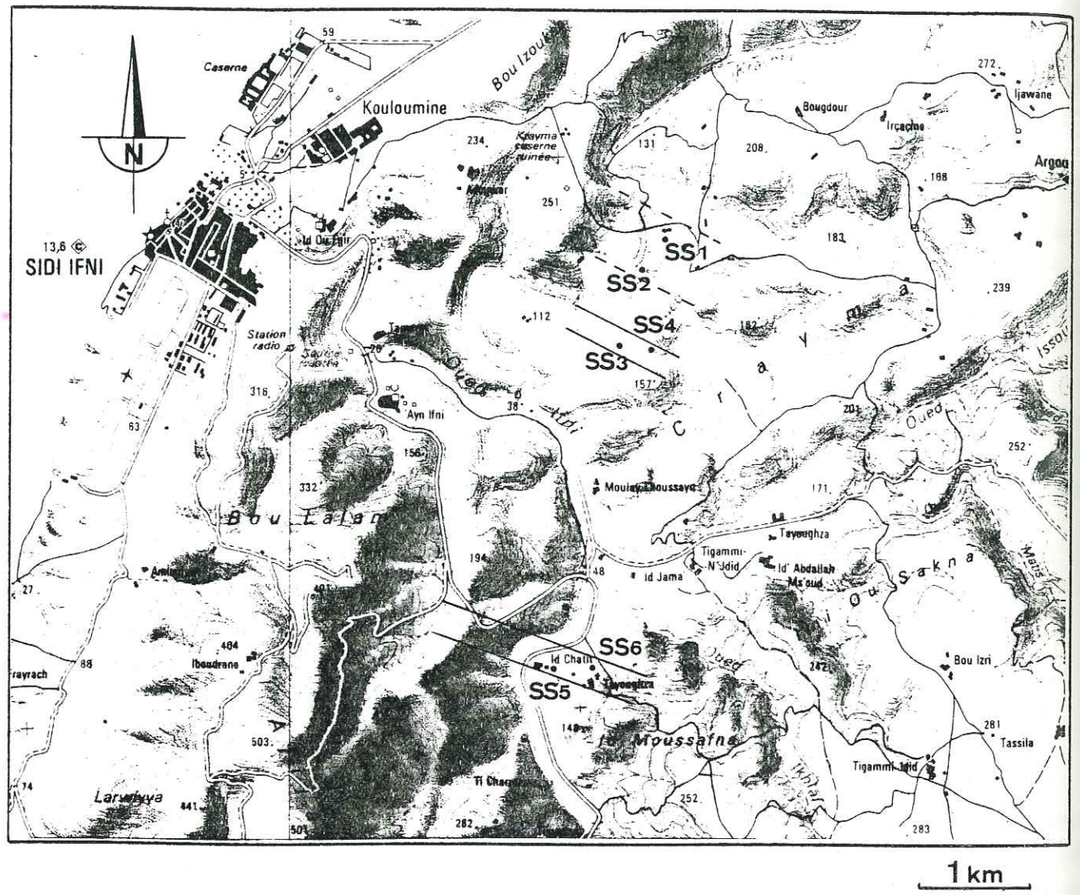
- des essais Lugeon à l'avancement, sur la totalité du sondage ;
- des essais de pompage en fin de travaux.

Ces deux types d'essais permettraient de mieux cerner la valeur des perméabilités de ces bandes.

Trois impératifs vont guider l'implantation des sondages. En premier lieu, il s'agit de réaliser le maximum d'essais Lugeon en milieu saturé, pour se rapprocher des conditions d'application de la relation de Darcy ; ils devront donc se situer à une cote la plus proche possible de celle du niveau piezométrique estimé. En second lieu, il s'agit de les disposer sur des zones qui soient aussi représentatives que possible des bandes de fractures T, pour que l'interprétation des résultats soit valable. Enfin, leur nombre doit être assez grand pour tenir compte du caractère aléatoire de la fissuration.

Nous proposons donc les sondages suivants (Fig. 4.4.) :

Sondage	X	Y	Z	Niveau piezométrique estimé	longueur
SS 1	40,950	274,250	85	30 m	80 m
SS 2	40,800	273,900	85	30 m	80 m
SS 3	40,750	273,300	60	50 m	50 m
SS 4	40,500	273,275	58	55 m	50 m
SS 5	39,700	270,350	85	30 m	80 m
SS 6	40,100	270,275	98	40 m	80 m



Bandes de fractures T

Sondages complémentaires proposés

Fig. 4-4. Propositions d'implantation de sondages complémentaires

La confrontation des résultats des deux types d'essais en sondage et de la prospection sismique avec les données de terrain, doit permettre de porter un jugement définitif sur la réalité d'une liaison entre la présence de bandes de fractures T et l'augmentation locale de la perméabilité.

2. LA RECHERCHE DES EAUX SOUTERRAINES

L'étude structurale qui a été menée sur la petite surface correspondant au cadre du projet permet de suggérer une nouvelle approche à la prospection des eaux souterraines en milieu fissuré non soluble.

Classiquement, dans les régions arides à substratum granito-gneissique, la prospection est menée de la manière suivante :

- reconnaissance du réseau de fracturation sur photographies aériennes ;
- détermination des noeuds principaux de fracturation ;
- implantation de sondages sur des noeuds de fracturation choisis dans les vallées.

Les résultats obtenus par cette méthode sont toujours voisins d'un tiers de sondages positifs (BEL et ZERYOUHI, 1982).

Ce tiers de sondages positifs, est en soi, une belle réussite compte tenu des conditions géologiques souvent défavorables (roches dépourvues de porosité primaire), et du caractère désertique des régions prospectées.

Il nous paraît vraisemblable que cette proportion serait accrue si l'implantation des sondages était réalisée à la suite d'une étude structurale interprétative telle que celle qui a été menée à Sidi-Ifni, et non suite à une détermination de la fracturation par photo-interprétation, présentée parfois abusivement sous le nom d'analyse structurale.

Nous avons vu en effet que les linéaments tectoniques repérables, nés dans un champ de contraintes bien défini, ont des significations diverses et parfois opposées s'ils résultent individuellement d'une compression ou au contraire d'une traction. Ils ne sauraient donc avoir le même comportement hydraulique, tout au moins si l'effort générateur se poursuit ou si des contraintes autrement orientées ne sont pas apparues par la suite.

A notre sens, c'est la méconnaissance de ces faits qui laisse sans explication mainte constatation exposée dans les rapports qui concluent les campagnes de recherche d'eau :

- "Les grandes failles régionales étaient le plus souvent stériles jusqu'à la limite de profondeur d'investigation imposée par le matériel employé" - "l'accent a été alors mis sur le traçage des lignes tectoniques mineures n'ayant en général pas provoqué un rejet notable" - "les zones de broyages auraient dû constituer des drains et des collecteurs d'eau privilégiés. Mais cela n'est manifestement pas le cas". (Note DH-DRE-CRT-1977).

- "drainage préférentiel à travers la proéminence du granite sain décelé par le sondage S 13, peut-être grâce à un système de fracturation" - "L'essentiel de la perméabilité des granites est obtenu par un réseau de diaclases, certes très dense dans son ensemble, mais aussi très inégalement développé" - (Note DH-DRE-CRT-1976).

Ces extraits de rapports montrent bien que l'implantation de certains sondages sur le réseau de fracturation, déduite de la photo-interprétation, a donné lieu à des échecs inattendus; et d'autre part que des drainages ont été démontrés dans les granites sains, c'est-à-dire non fracturés : dans ce cas, la photo-interprétation n'est d'aucun secours pour déceler des circulations souterraines.

Nous pensons donc pouvoir proposer une variante de la méthode de prospection traditionnelle, qui se déroulerait ainsi ;

- reconnaissances sur photographies aériennes du réseau de fracturation ;
- étude de la fracturation sur le terrain, dans le but de remonter au mécanisme de la déformation, et de différencier ainsi les fractures en fonction

d'une propriété définie (en l'occurence, la perméabilité). Ce type d'étude peut se mener dans un contexte de décrochements, mais aussi plus généralement dans tous les contextes de fracturation : tectonique distensive (horsts et grabens), tectonique de plissement (fractures d'intrados, d'extrados), régime régional de compression ou de distension ;

- détermination des directions de compression et de distension ;

- détermination des directions de fracturation qui peuvent se révéler siège d'écoulements et de celles qui seraient à priori stériles ;

- détermination des zones où les fractures intéressantes croisent les vallées ;

- implantation de sondages sur ces zones.

Cette prise en compte des mécanismes de la déformation pour hiérarchiser les fractures de la photo-interprétation en fonction des propriétés recherchées, doit trouver son plein rendement dans les régions de socles où la photo aérienne est d'un emploi fructueux.

CINQUIEME PARTIE

CHAP. VIII. CONCLUSIONS GENERALES

VIII. CONCLUSIONS GENERALES

L'étude que nous avons réalisée a largement débordé le cadre initial d'un projet d'accumulation souterraine au sein de massifs rocheux.

Les conditions géologiques locales (lithologie et tectonique) nous ont conduit à tenter de mettre en évidence les relations qui peuvent exister entre l'organisation structurale d'un massif et les écoulements souterrains.

Dans le cas présent, la grande homogénéité lithologique de la région étudiée (granites, granodiorites et rhyolites) implique la totale sujétion des circulations d'eau au contexte structural.

Nous avons montré que celui-ci est caractérisé par une série de décrochements qui se sont vraisemblablement manifestés depuis le Précambrien jusqu'au Tertiaire avec des rejeux successifs.

L'échelle de l'étude (1/50 000) permet de mettre en évidence la façon dont ils se répartissent géométriquement en "couloirs de fracturation", eux-mêmes groupés en "bandes de fracturation" d'épaisseur hectométrique ; de la même manière, des fractures bien particulières (fractures de tension T) se concentrent, elles aussi, en "bandes de fracturation".

L'orientation et la géométrie de ces différentes bandes de fracturation permettent d'aborder le problème des écoulements souterrains à l'échelle du massif.

Les moyens de reconnaissance dont nous disposions, insuffisants (15 sondages non carottés totalisant 960 m, 71 essais Lugeon) et surtout irrégulièrement répartis sur la zone d'étude et implantés sans référence à une quelconque donnée géologique, nous ont simplement permis de constater que le massif comporte de nombreuses discontinuités, généralement très peu ouvertes ; ils n'ont guère rencontré par ailleurs de terrains altérés franchement poreux.

Toutefois, certains d'entre eux, aquifères en profondeur, utilisés comme piezomètres durant une période de 13 mois, ont montré, par une fluctuation saisonnière relativement concomitante, qu'ils avaient atteint une nappe.

La continuité de cette nappe de fissures ne pouvant être établie au moyen des observations du type précédent, bien trop dispersées, nous avons tenté de la replacer dans le cadre structural régional. Une relation claire est alors apparue entre certaines zones de faible ou de plus forte perméabilité, et respectivement le tracé des bandes de décrochement ou des faisceaux de fractures T.

On a là un argument permettant de considérer le massif rocheux, dans son ensemble, comme un aquifère unique dont les caractéristiques structurales doivent se refléter assez fidèlement dans la répartition des perméabilités, et donc la piezométrie.

L'expérience tirée de ces approches différentes du problème qui nous était posé est double :

- les résultats apportés par les divers moyens de reconnaissance doivent être considérés en fonction de l'échelle à laquelle ils ont été effectués. La notion de continuité ou de discontinuité du milieu, essentielle si l'on veut modéliser les phénomènes d'écoulement, nous paraît dépendre étroitement de l'échelle du phénomène considéré. Il semble donc illusoire de vouloir extrapoler à un massif des résultats d'essais ponctuels, même si ceux-ci sont réalisés sur des fractures statistiquement sélectionnées (les pondérations souvent faites à ce niveau ne nous paraissent pas déterminantes pour prendre en compte le contexte structural) ;

- sur le plan de la méthode, si l'on veut malgré tout obtenir des valeurs vraisemblables de la conductivité hydraulique, il convient de le faire en sélectionnant des zones définies préalablement à partir de leurs caractéristiques structurales. De cette façon, les résultats obtenus seront pleinement représentatifs des différentes zones structurales.

Cette approche de l'étude d'un massif rocheux, à partir des mécanismes de la déformation, peut permettre d'aborder plus rationnellement les études de contournement d'ouvrage dans le cas des grandes retenues, ainsi que la prospection hydrogéologique en pays aride.

Quant au problème concret qui nous était soumis, il est vite apparu que l'hypothèse sur laquelle il reposait était exagérément optimiste. L'étude de factibilité, sujet du présent mémoire, a démontré qu'il était illusoire de prétendre stocker puis prélever un important volume d'eau en submergeant périodiquement et partiellement par une retenue le massif de granodiorite.

A N N E X E S

Annexe 1 : Carte géologique à 1/10 000 (hors texte)

Annexe 2 : Lames minces Ech. J_4, J_3, J_2

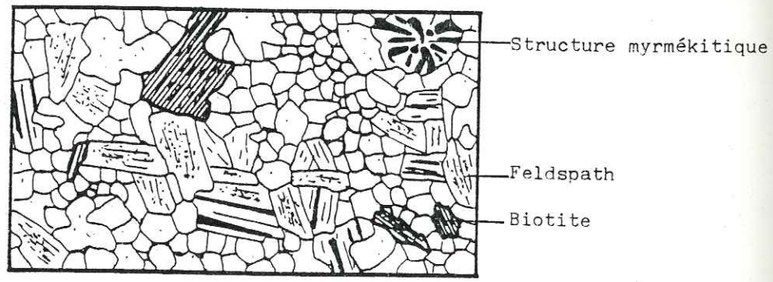
Annexe 3 : Canevas de Wülff

Annexe 4 : Coupes des sondages

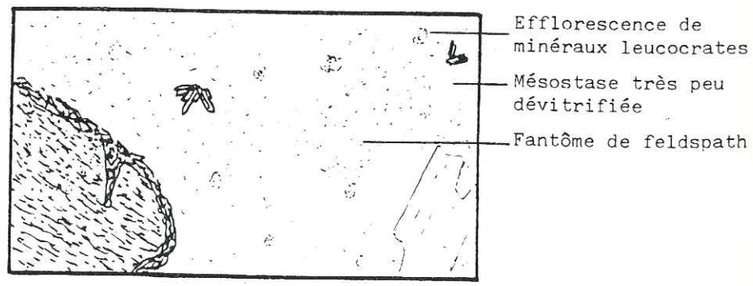
Annexe 5 : Courbes des essais Lugeon

ANNEXE n° 2

Lm. éch. J-4 . Granodiorite

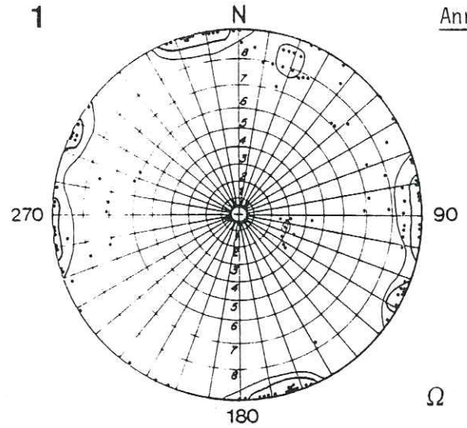


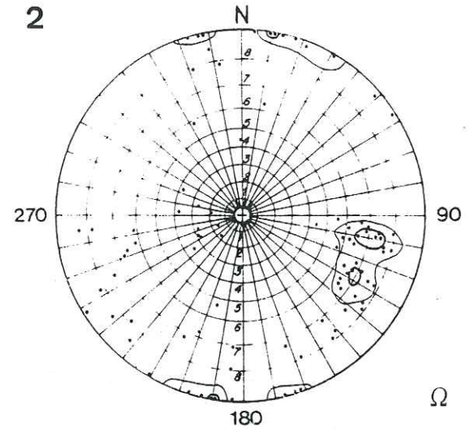
Lm. éch. J-3 . Microgranite

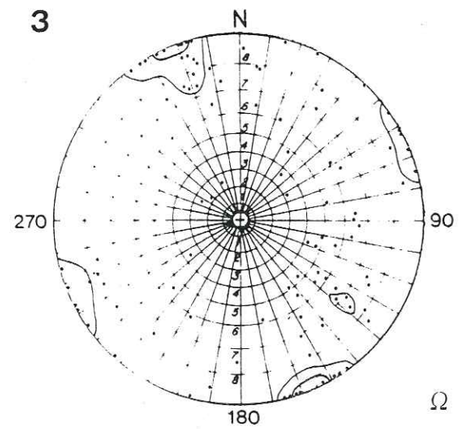


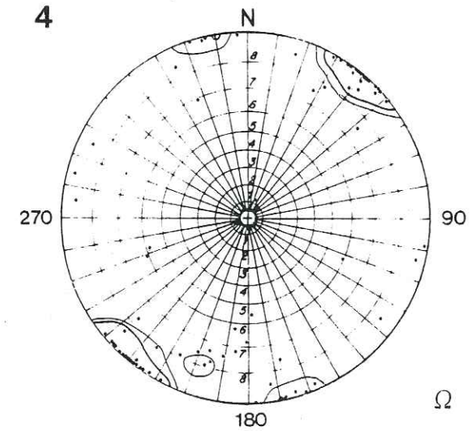
Lm. éch. J-2 . Rhyolite

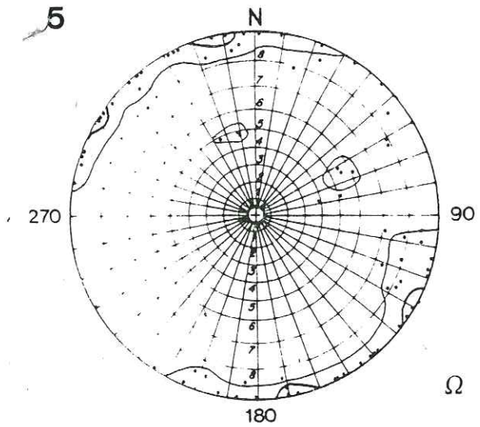
Annexe 3

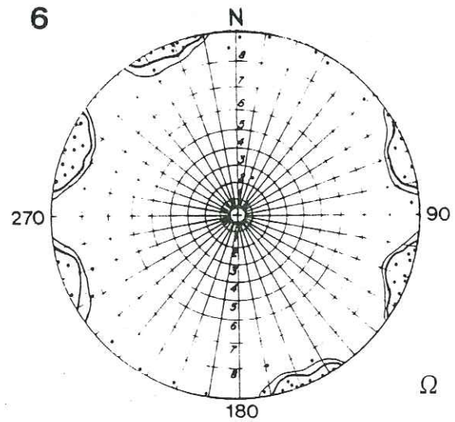




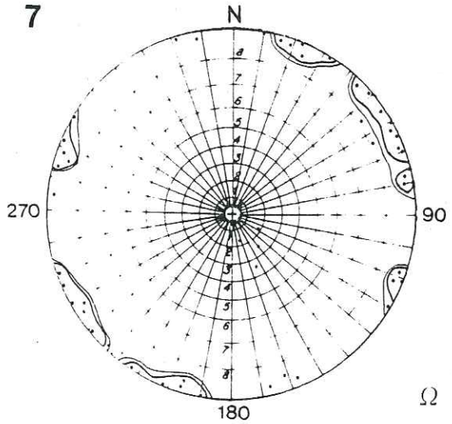




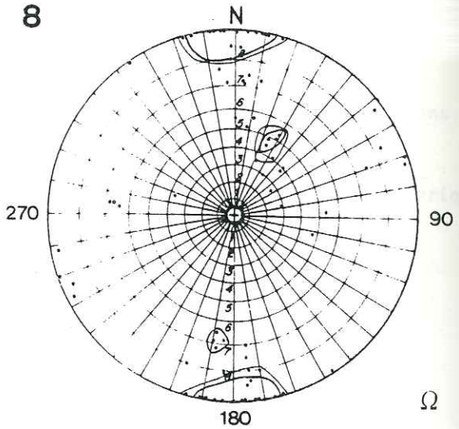




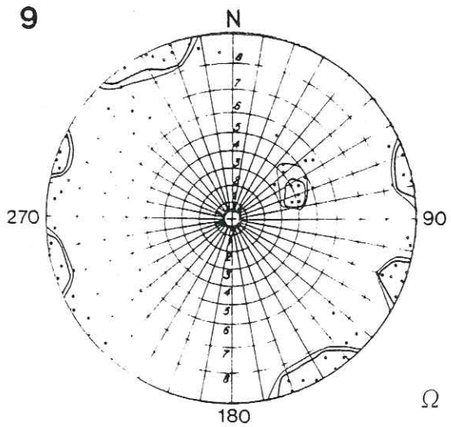
7



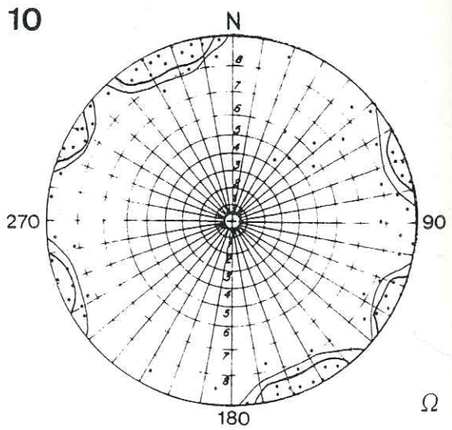
8



9



10



ANNEXE 4

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 1

X: 40,750
Y: 274,325
Z: 99

LONGUEUR: 80 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 23/4/81 **AU:** 25/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
99	0	Croute carbonatée		Blanc	Dur						Croute carb.		
		Granodiorite altérée		Grise	Tendre		6"				Granodiorite altérée		
89	10	Granodiorite saine			Dur		4" ¼				Granodiorite saine		
79	20	Granodiorite très altérée et traces d'argile			Tendre						Niveau fract. et altéré		
		Granodiorite altérée			Dur		4" ¼				Granodiorite altérée		
69	30				Tendre / Dur						Niveau fract. à remplissage argileux		
		Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques			Tendre								
59	40	Granodiorite saine			Dur						Granodiorite saine		
					Tendre / Dur		4" ¼						
49	50	Granodiorite altérée			Tendre / Dur			12,7 / 15	1,6 / 2		Granodiorite altérée		
					Tendre			15 / 16	1,3 / 3,4				
39	60	Granodiorite saine présentant localement des fractions argileuses			Dur			16 / 16 / 16	1,2 / 1 / 1,3		Granodiorite saine fract.		
					Tendre		4" ¼	17	1,6				
29	70				Dur		4" ¼	12 / 17	12 / 20				
19	80							18	6				

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 2

X: 41,350
Y: 274,800
Z: 94

LONGUEUR: 33 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 26/4/81 **AU:** 27/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
94	0	Granodiorite altérée		Grise rouge	Tendre		6"				Granodiorite altérée		
84	10			Rouge			4" ¼						
		Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques		Grise rouge							Niveau fract. à remplissage argileux		
74	20				Dur								
64	30			Rouge	Tendre		4" ¼						

ETUDE: IFNI

SONDAGE: S - 3

X: 41,230
Y: 273,880
Z: 69

LONGUEUR: 34 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 27/4/81 AU: 28/4/81

Cote	Profondeur	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
N.G.M	m							bar	l/m				
69	0	Limon									Sol d'altérat.		
		Granodiorite saine		Grise	Tendre		6"				Granodiorite saine		
				Brune	Dur								
		Granodiorite altérée									Granodiorite altérée		
59	10	Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques		Grise	Tendre		4"	11	35		Niveau fract. à remplissage argileux		
		Granodiorite saine			Dur			11	33		Granodiorite saine		
		Gangue argilo-sableuse à grains quartzofeldspath.						11	12				
49	20				Tendre		4"	11	26		Niveau fract. à remolissage argileux		
				Rouge				11	8,5				
								11	1,3				
39	30			Grise rouge	Dur		4"	11	3,8				
								10	72				

ETUDE: IFNI

SONDAGE: S - 4

X: 41,140
Y: 273,500
Z: 91

LONGUEUR: 53 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 29/4/81 AU: 30/4/81

Cote	Profondeur	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
N.G.M	m							bar	l/m				
91	0	Limon argileux									Sol d'altérat.		
		Granodiorite très altérée			Tendre		4"				Granodiorite très altérée		
81	10												
71	20	Granodiorite saine			Dur		4"				Granodiorite saine		
				Rouge grise									
61	30	Gangue sablo-argileuse et grains quartzofeldspathiques					4"	13	4,8		Niveau fract. à remplissage argileux		
51	40							13	2,2				
					Tendre			13	18				
								12,5	62				
41	50	Granodiorite altérée					4"	5,8	80				
								13	5,5		Granodiorite altérée		

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 5

X: 40,300
Y: 270,076
Z: 103

LONGUEUR: 80 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 18/4/81 **AU:** 21/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
103	0	Limon argileux			Dur		6"				Sol d'altérat		
		Granodiorite saine									Granodiorite saine		
		Granodiorite saine présentant quelques niveaux altérés		Grise	Tendr		4" 1/4				Granodiorite saine fracturée		
93	10				Dur								
					Tendr		4" 1/4						
83	20				Dur								
73	30				Dur		4" 1/4						
63	40	Granodiorite très altérée et traces de produits argileux		Rouge	Tendr		4" 1/4				Granodiorite très fracturée et altérée		
53	50	Granodiorite saine présentant quelques niveaux altérés			Dur					Humidité	Granodiorite saine fracturée		
					Dur		4" 1/4						
43	60						4" 1/4						
					Tendr								
33	70	Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques		Rouge	Dur		4" 1/4				Niveau fracturé et altéré		
23	80	Granodiorite saine		Grise							Granodiorite saine		

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 6

X: 40,250
Y: 270,280
Z: 82

LONGUEUR: 60 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 16/4/81 **AU:** 17/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
82	0	Limon argileux									Sol d'altérat		
		Granodiorite saine		Grise	Dur		6"				Granodiorite saine		
72	10	Diabase			Tendr		4" 1/4				Filon de diab.		
		Granodiorite altérée			Dur						Granodiorite altérée		
		Diabase		Noire	Tendr						Filon de diab.		
62	20	Granodiorite saine		Grise	Dur		4" 1/4	15	0		Granodiorite saine		
								15	0,4				
52	30	Diabase		Noire	Tendr			15	0		Filon de diabase		
					Dur		4" 1/4	15	0				
					Tendr			15	0				
42	40	Granodiorite altérée		Grise	Dur			15	0,5				
							4" 1/4	15	1		Granodiorite altérée		
				Rouge	Tendr			6,5	80	Humidité			
32	50			Grise				14,5	25				
		Gangue sablo-argileuse et grains quartzofeldspathiques			Tendr			9	80		Niveau fract. à remplissage argileux		
				Rouge			4" 1/4	7	82				
22	60												

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 7

X: 39,630
Y: 271
Z: 89

LONGUEUR: 60 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 14/4/81 **AU:** 15/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
89	0	Limon sablo-argileux									Sol d'altérat.		
		Granodiorite altérée		Grise	Dur		6"				Granodiorite altérée		
79	10	Granodiorite très altérée		Rouge	Tendre						Grqnodiorite très altérée		
				Grise	Dur								
				Rouge									
				Grise									
69	20			Rouge	Tendre								
					Dur								
59	30			Grise			4"¼						
49	40			Brune	Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux		
				Grise							Granodiorite très altérée		
				Rouge							Niveau fract. à remplissage		
39	50	Minéralisations Fe-Mg									Granodiorite		
											Filon de ferromagnés.		
		Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques		Grise			4"¼				Niveau fract. à remplissage argileux		
29	60												

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 8

X: 41,850
Y: 271,580
Z: 107

LONGUEUR: 80 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 7/4/81 **AU:** 10/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
107	0	Croute carbonatée		Blanc							Croute carb.		
		Granite altéré		Grise	Tendre		6"				Granite altéré		
97	10												
					Dur								
		Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques		Brune	Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux		
		Granite altéré			Dur		4"¼				Granite altéré		
87	20	Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques		Rouge	Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux		
		Granite sain									Granite sain		
77	30				Dur								
		Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques		Grise							Niveau fract. à remplissage argileux		
		Granite sain									Granite sain		
67	40				Tendre							2	
					Dur					Q = 0,15 l/s			
57	50	Gangue sablo-argileuse à grains quartzofeldspath.					4"¼				Niveau fract. à remplissage argileux		
47	60				Tendre								
				Rouge			4"¼			Q = 0,4 l/s			
37	70	Granite altéré									Granite altéré		
				Grise			4"¼						
					Dur								
27	80												

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 9

X: 40,530
Y: 271,760
Z: 82

LONGUEUR: 50 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 13/4/81 AU: 14/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Couleur	Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (max.) (bar)	Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
82	0	Croute carbonatée		Blanc							Croute carb.		
		Granodiorite altérée		Grise	Tendre		6"				Granodiorite altérée		
72	10	Rhyolite					4"¼						
				Rose brun	Dur						Filon de rhyolite		
					Tendre		4"¼						
62	20	Granodiorite altérée		Grise	Dur						Granodiorite altérée		
		Gangue sablo-argileuse à grains quartzofeldspathiques		Rouge	Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux		
		Granodiorite altérée											
52	30							13	22		Granodiorite fracturée et altérée		
								13	7,8				
					Dur			13,5	6,7				
				Grise	Tendre			6,5	32				
42	40				Dur		4"¼	7,5	82				
					Tendre			14	18				
					Dur								
								14	9,5				
32	50	Gangue argileuse à grains quartzofeldspathiques		Rouge	Tendre		4"¼	15	2,6		Niveau fract. à remplissage argileux		

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 10

X: 41,035
Y: 271,760
Z: 104,50

LONGUEUR: 80 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 10/4/81 AU: 13/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Couleur	Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (max.) (bar)	Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
104	0	Croute carbonatée									Croute carb.		
		Granite altéré et nombreux grains de quartz			Dur		6"				Granite altéré et nombreux filonnets de quartz		
94	10	Gangue argileuse et grains quartzofeldspathiques			Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux		
		Granite altéré		Grise							Granite altéré		
					Dur								
84	20	Granite sain					4"¼				Granite sain		
74	30	Granite très altéré			Tendre						Granite très altéré		
					Dur								
					Tendre								
					Dur								
64	40				Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux Granite sain altéré par endroits		
		Granite sain présentant quelques passages altérés											
					Dur								
54	50						4"¼						
44	60												
		Gangue sablo-argileuse et grains quartzofeldspathiques									Niveau fract. à remplissage argileux		
34	70						4"¼						
				Rouge	Tendre								
24	80												

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 11

X: 41,126
Y: 271,080
Z: 96

LONGUEUR: 80 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 3/4/81 AU: 7/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Couleur	Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression max. (bar)	Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
96	0	Croute carbonatée		Blanc							Croute carb.		
		Granite altéré		Grise			6"				Granite altéré		
				Rose	Tendre								
86	10	Granite sain		Grise	Dur		4"				Granite sain		
				Brune	Tendre								
		Granite en partie altéré			Dur						Alternance d'horizons de granite sain et de granite altéré		
					Tendre								
76	20												
					Dur		4"						
		Granite altéré et nombreux débrits carbonatés		Grise							Niveau de granite fract et croute de fracture		
66	30	Granite en partie altéré			Tendre			13	1,1		Alternance de d'horizons de granite sain et de granite altéré		
					Dur				0				
					Tendre			13	0,5				
		Gangue sablo-argileuse et grains quartzofeldsp.			Dur						Niveau fract. à remplissage argileux		
56	40							13	1,2				
					Tendre								
					Dur								
					Tendre								
					Dur		4"						
46	50			Rouge	Tendre								
				Rouge	Dur								
					Tendre								
36	60			Grise	Dur								
		Diabase									Filon de diab		
		Gangue sablo-argileuse et grains quartzofeldsp.			Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux		
26	70				Dur								
					Tendre								
					Dur								
16	80			Rouge	Tendre								

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 12

X: 40,689
Y: 271,150
Z: 87

LONGUEUR: 50 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 31/3/81 AU: 7/4/81

Cote (N.G.M)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Couleur	Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression max. (bar)	Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
87	0	Croute carbonatée		Blanc Rouge							Croute carb.		
		Diabase		Grise Noire							Filon de diab.		
		Granodiorite et débrits carbonatés			Tendre		4"				Granodiorite et croute carb de fracture		
77	10	Granodiorite saine		Grise							Granodiorite saine		
					Dur								
					Tendre		4"						
67	20												
					Dur								
		Granodiorite altérée			Tendre						Granodiorite altérée		
57	30	Gangue argileuse et grains quartzofeldspathiques		Grise	Dur						Niveau fract. à remplissage argileux		
					Tendre								
		Granodiorite saine			Dur		4"				Granodiorite saine		
47	40												
		Gangue argileuse et grains quartzofeldspathiques Fine partie carbonatée		Rouge Blanc.	Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux et croute carb. de fracture		
37	50			Rouge	Dur								

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 13

X: 40,620
Y: 273,850
Z: 90

LONGUEUR: 80 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: 1/5/81 AU: 4/5/81

Cote (N.G.M.)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
90	0	Croute carbonatée									Croute carb.		
		Granodiorite saine					4"1/4				Granodiorite saine		
		Gangue argileuse et grains quartzofeldspathiques		Grise	Tendre						Niveau fract. à remplissage argileux		
80	10	Granodiorite saine et gangue argileuse		G.Rouge							Granodi. saine		
		Granodiorite saine			Dur						Niveau fract. à remplis. argileux		
					Tendre		4"1/4						
70	20										Granodiorite saine		
					Dur								
60	30												
		Granodiorite altérée			Tendre		4"1/4				Granodiorite altérée		
					Dur								
					Dur			14	2				
50	40				Tendre			17	1,7				
					Dur								
					Dur			17	1,1				
					Dur			17	4,5				
		Granodiorite saine		Grise	Tendre			17	5		Granodiorite saine		
40	50							14	0,7				
								17	0,1				
					Dur			17	2,8				
30	60						4"1/4	17	0,2				
					Tendre			17	3,6				
					Dur			17	9,5				
20	70	Granodiorite très altérée et gangue argileuse Nombreux débrits carbonatés très fins						17	4,2		Niveau fract. à remplissage argileux et croute carb. de fracture		
								17	11				
					Tendre			17	6				
10	80							17	2,5				

ETUDE: IFNI
SONDAGE: S - 14

X: 39,375
Y: 273,770
Z: 72

LONGUEUR: 60m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: AU:

Cote (N.G.M.)	Profondeur (m)	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
72	0	Croute carbonatée		Blanc							Croute carb.		
		Gangue argileuse et grains quartzofeldspathiques		Marron							Niveau fract. à remplissage argileux		
				Jaune			4"1/4						
		Granodiorite altérée et ignimbrite									Alternance de granodior. altérée et d ignimbrite dure		
62	10				Tendre								
					Dur								
52	20				Tendre		4"1/4						
					Dur								
					Tendre								
					Dur								
42	30	Granodiorite altérée		Grise	Tendre						Granodiorite altérée		
					Dur								
32	40	Granodiorite altérée et ignimbrites					4"1/4				Alternance de granodior. altérée et d'ignimbrite dure		
		Granodiorite altérée									Granodiorite altérée		
22	50				Tendre								
		Gangue argileuse et grains quartzofeldspathiques					4"1/4				Niveau fract. à remplissage argileux		
12	60												

ETUDE: IFNI

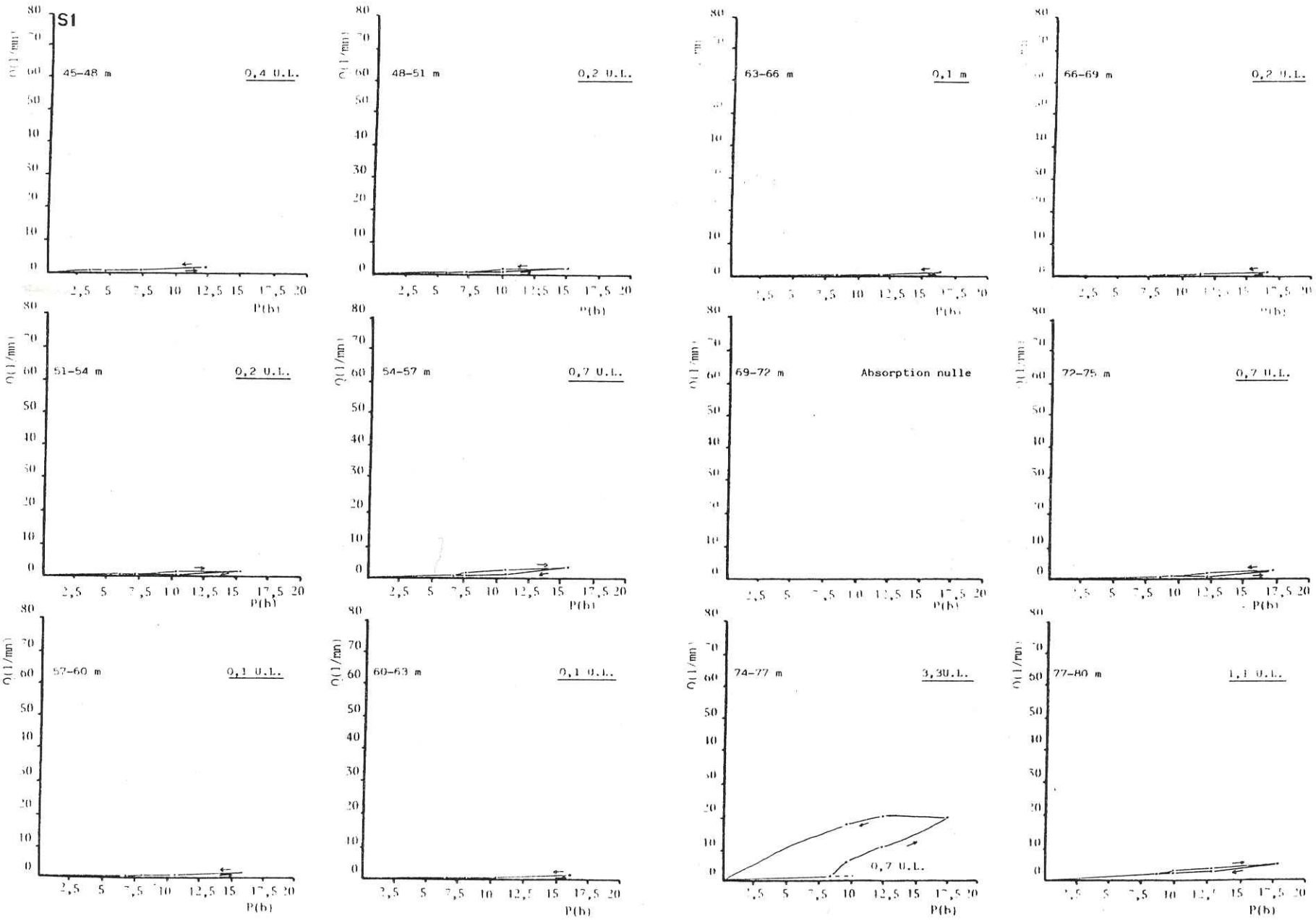
SONDAGE: S- 15

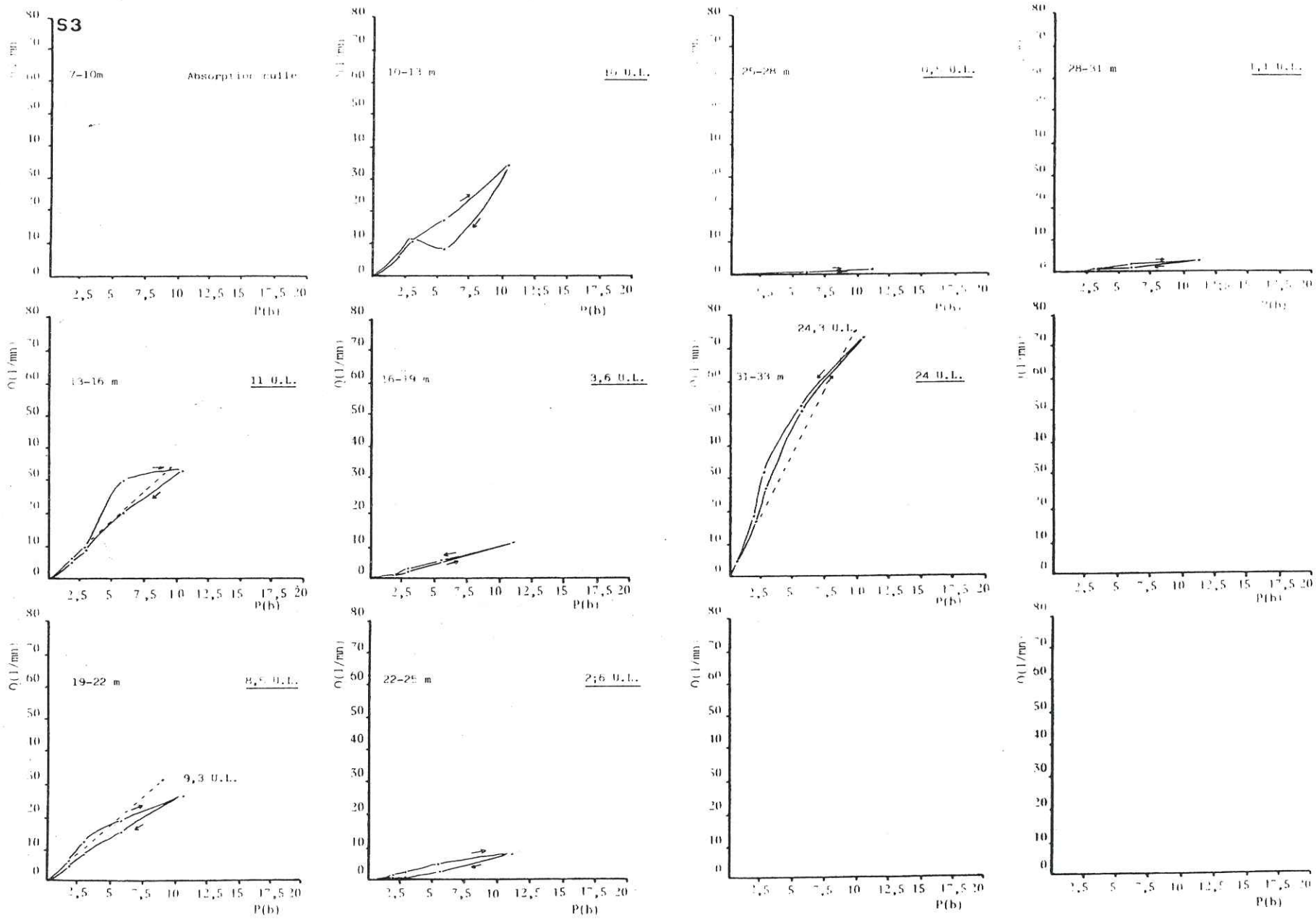
X: 39,750
Y: 273,425
Z: 99

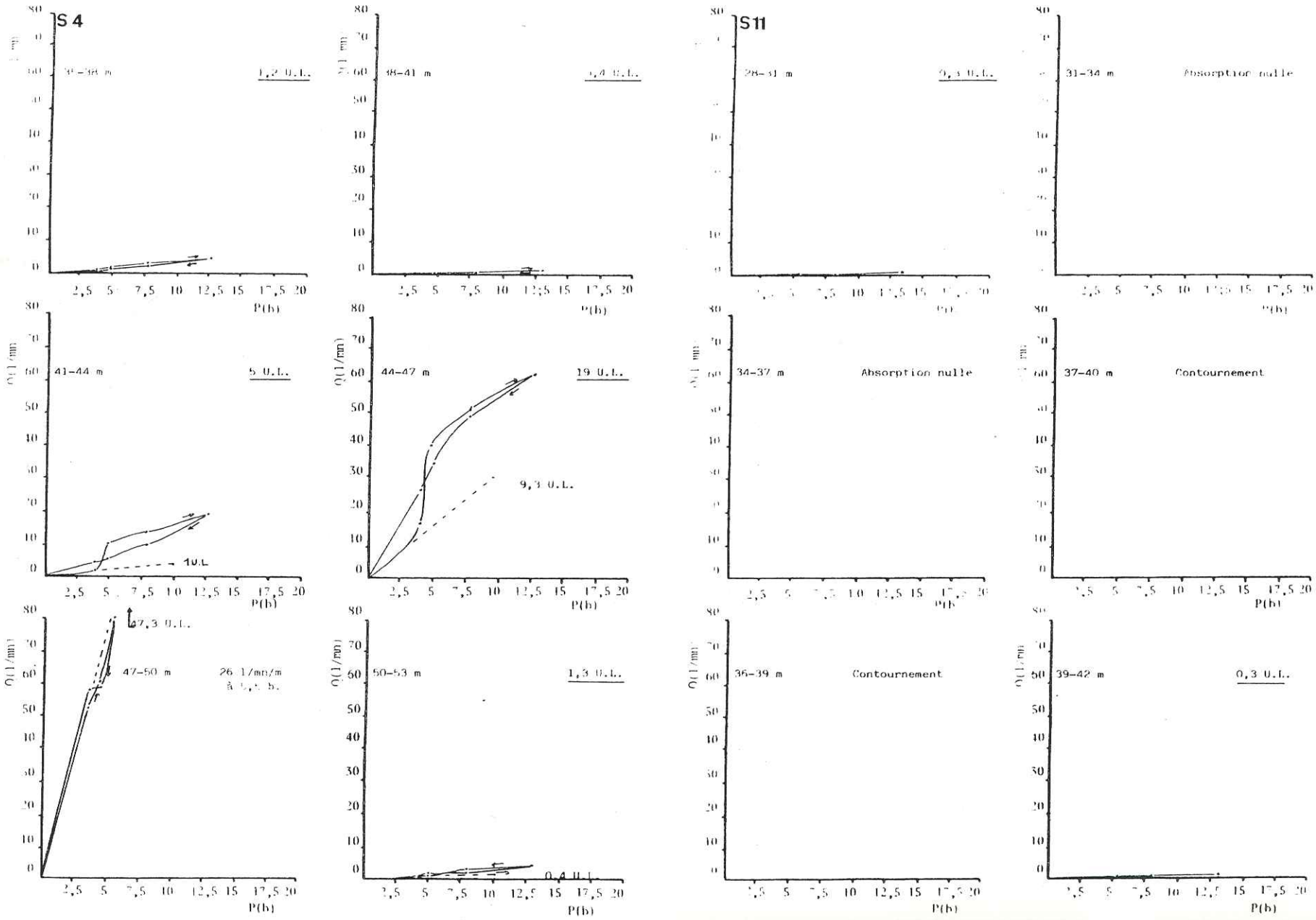
LONGUEUR: 80 m
INCLINAISON: VERTICAL
EXECUTE PAR: B.R.P.M.
DU: **AU:**

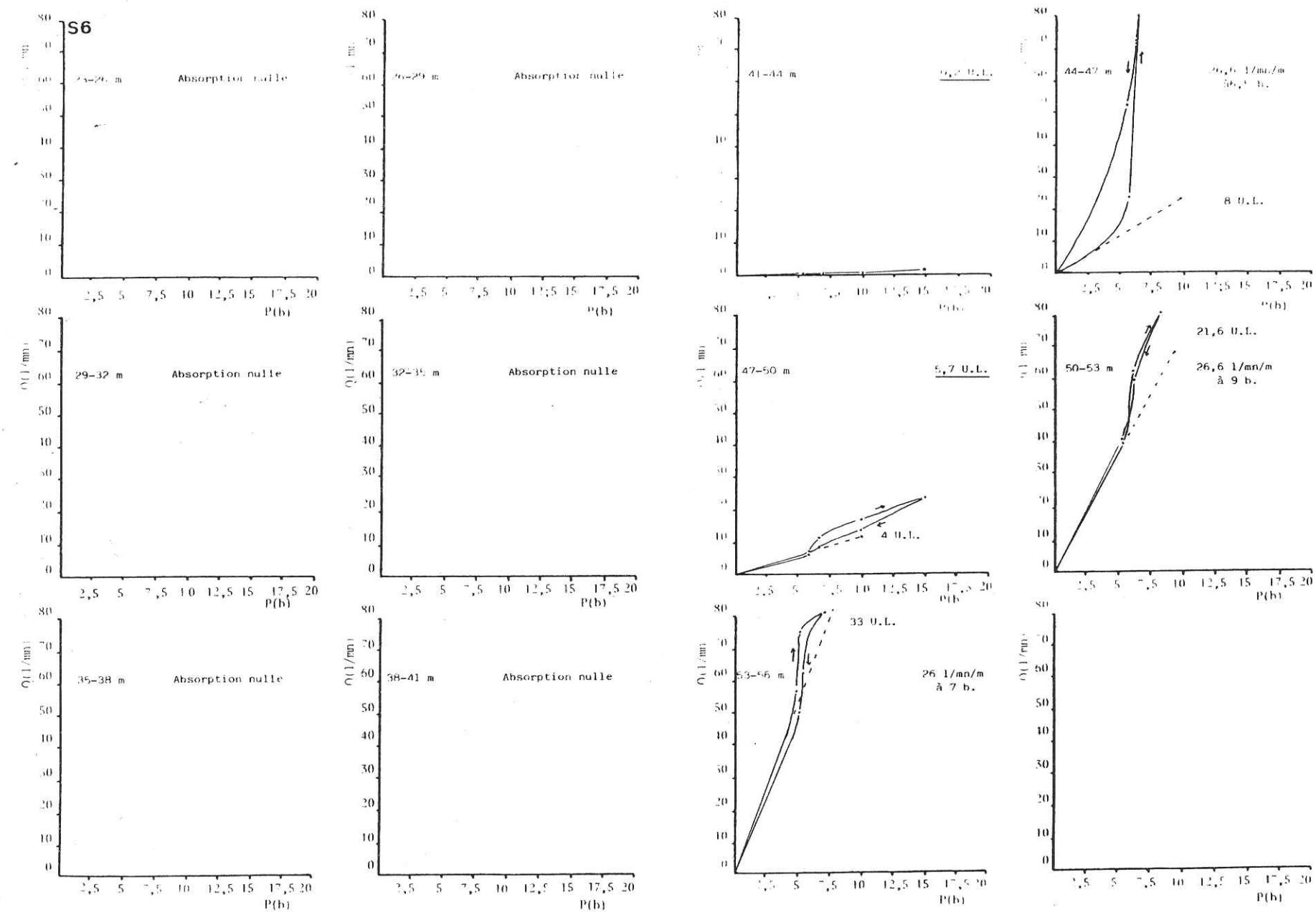
Cote	Profondeur	Description des cuttings	Observations de sondage: Fracture	Observations de sondage: Couleur	Observations de sondage: Dureté	Avancement mn/m (10 20 30)	Outils	Essai d'eau: Pression (bar)	Essai d'eau: Débit (l/m)	Venue d'eau	Coupe Synthetique	Piezometrie	Lithologie
N.G.M	m												
	0	Limon		Marron									
		Granodiorite altérée		Marron Grise	Tendre		4"¼				Granodiorite altérée		
					Dure								
		Granodiorite saine			Dure						Granodiorite saine		
89	10												
					Dure		4"¼						
79	20												
		Alternance de granodiorite altérée et de niveaux argileux à grains quartzofeldspathiques			Dure						Alternance de niveaux de granodiorite altérée et de niveaux fract à remplissage argileux		
69	30												
59	40				Dure		4"¼						
								9,8	76				
49	50							6,5	82				
				Rouge Grise				7,8	80				
								18,5	43				
								15	55				
39	60						4"¼	16	62				
								13	78				
								16	62				
29	70							11	78				
					Tendre Dure			9,5	76				
					Tendre			17	70				
19	80							10	90				

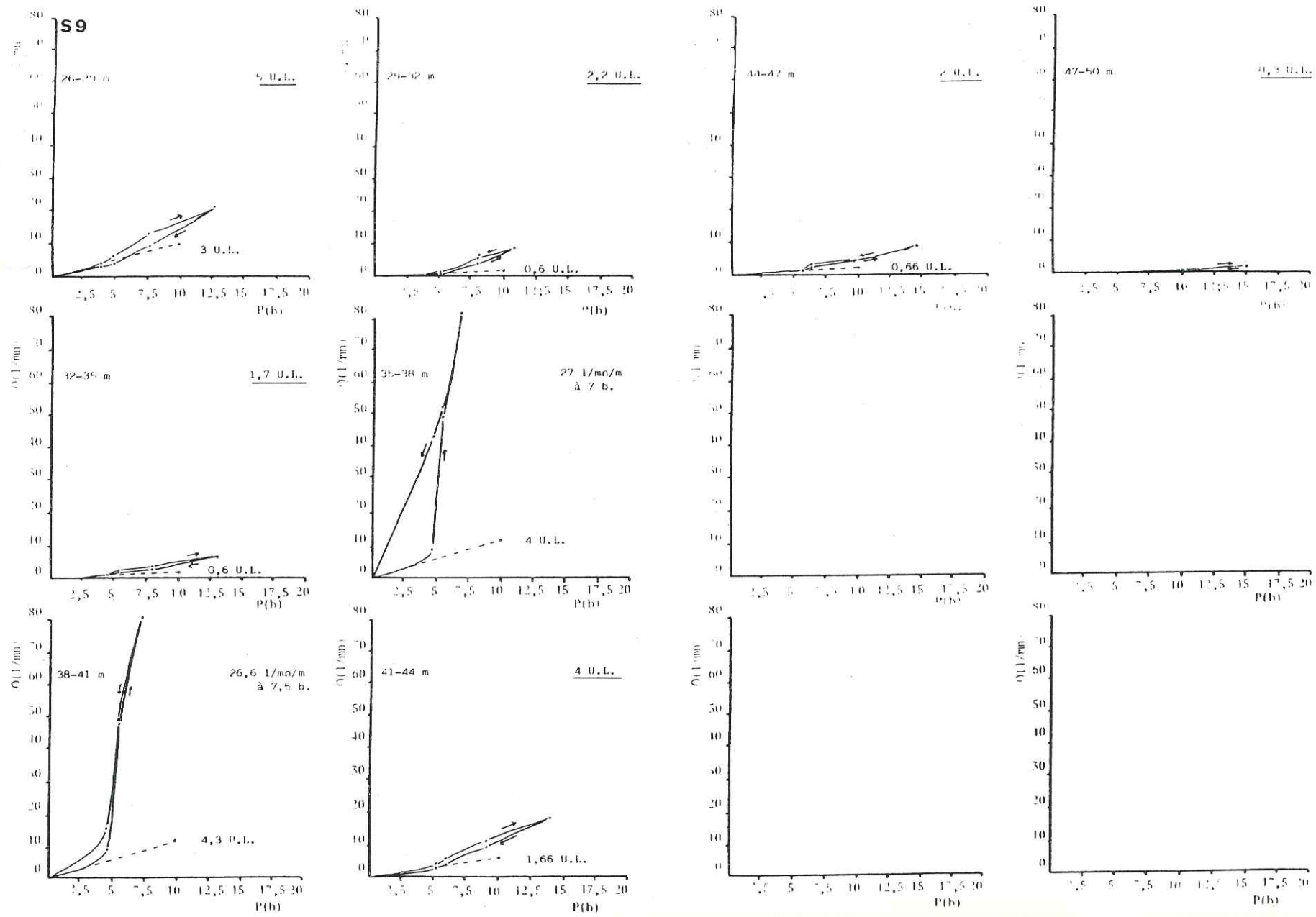
ANNEXE 5

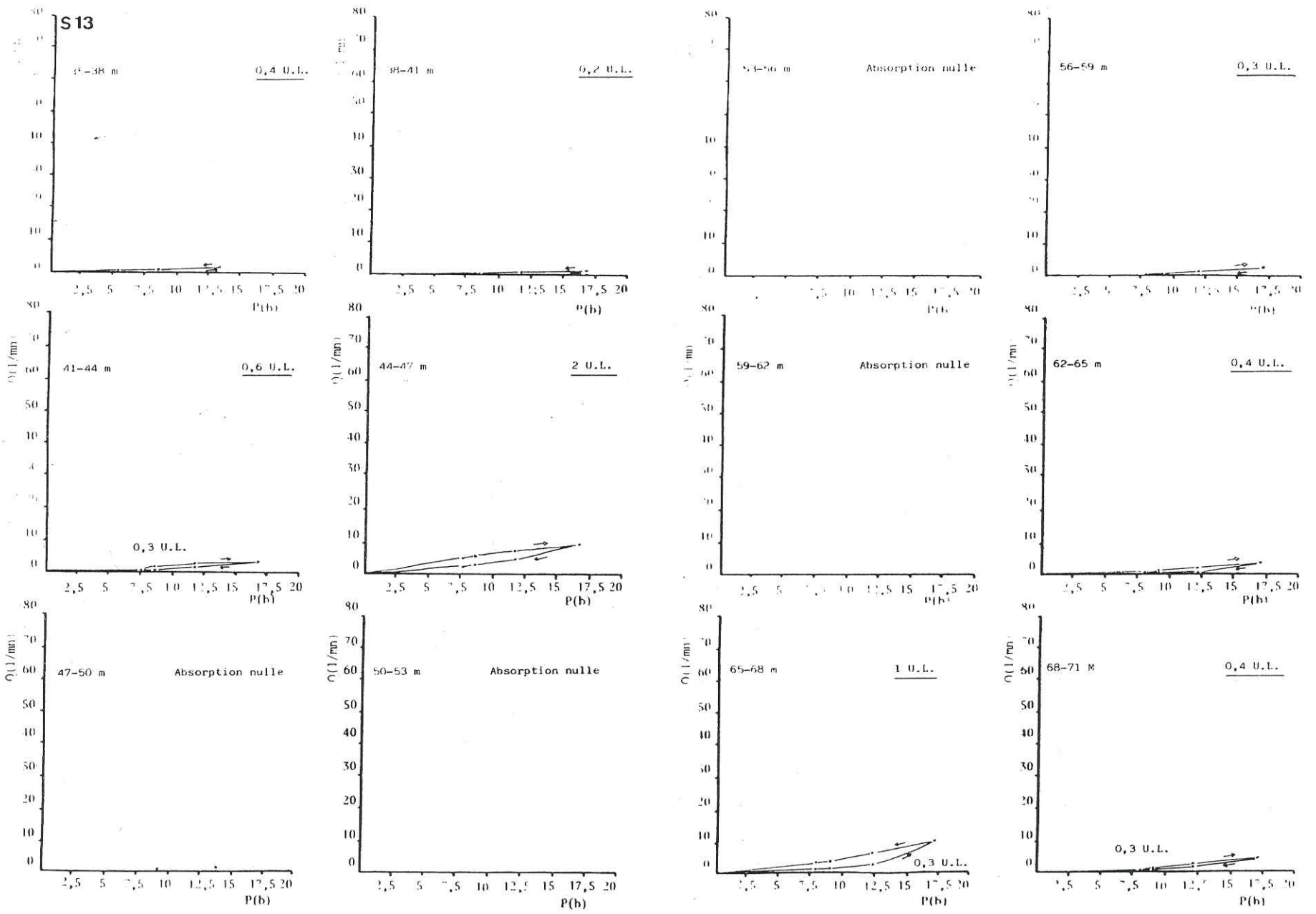

S1
45-48 m
0,4 U.L.
48-51 m
0,2 U.L.
63-66 m
0,1 m
66-69 m
0,2 U.L.
51-54 m
0,2 U.L.
54-57 m
0,7 U.L.
69-72 m
Absorption nulle
72-75 m
0,7 U.L.
57-60 m
0,1 U.L.
60-63 m
0,1 U.L.
74-77 m
3,3U.L.
0,7 U.L.
77-80 m
1,1 U.L.
Q(l/mn)
P(b)

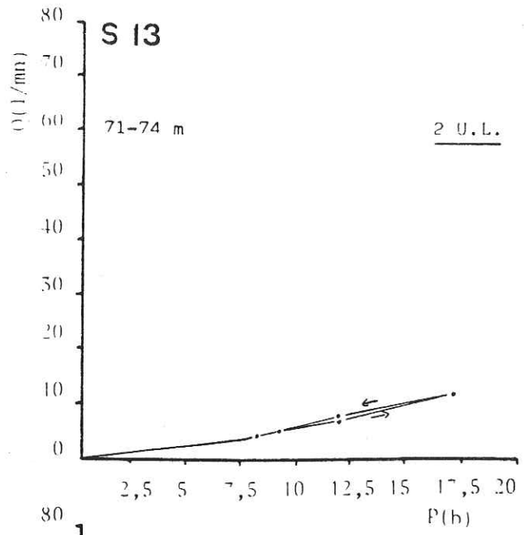

S3
7-10m
Absorption nulle
10-13 m
13-16 m
11 U.L.
16-19 m
3,6 U.L.
25-28 m
28-31 m
31-33 m
24,3 U.L.
24 U.L.
19-22 m
9,3 U.L.
22-25 m
2;6 U.L.
Q(l/mn)
P(b)

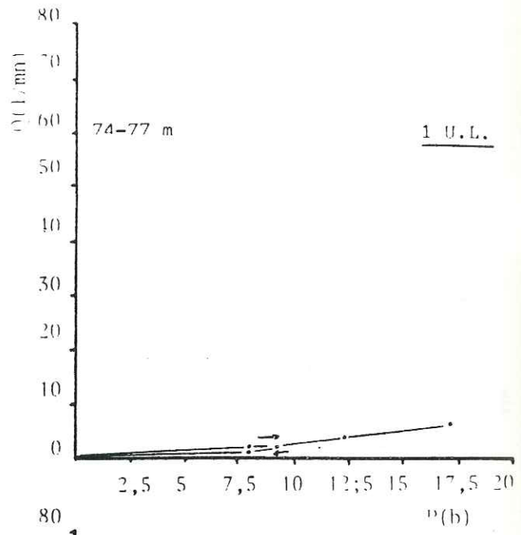

S 4
38-41 m
1,4 U.L.
41-44 m
5 U.L.
10 L
44-47 m
19 U.L.
9,3 U.L.
47-50 m
7,3 U.L.
26 l/mn/m
à 9 b.
50-53 m
1,3 U.L.
0,4 U.L.
S11
28-31 m
0,3 U.L.
31-34 m
Absorption nulle
34-37 m
Absorption nulle
37-40 m
Contournement
36-39 m
Contournement
39-42 m
0,3 U.L.
Q(l/mn)
P(b)

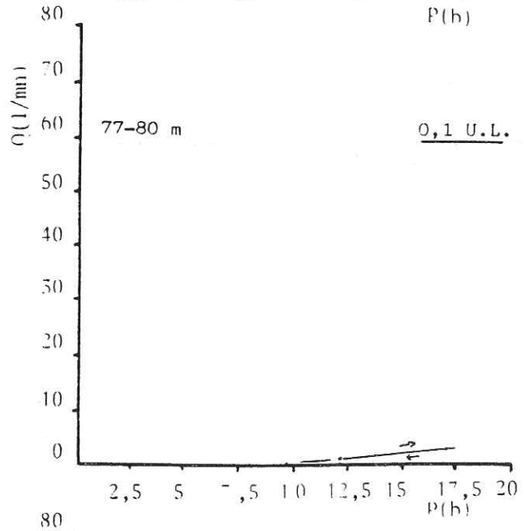

S6
Absorption nulle
29-32 m
Absorption nulle
32-35 m
Absorption nulle
35-38 m
Absorption nulle
38-41 m
Absorption nulle
41-44 m
44-47 m
8 U.L.
47-50 m
5,7 U.L.
4 U.L.
50-53 m
21,6 U.L.
26,6 l/mn/m
à 9 b.
53-56 m
33 U.L.
26 l/mn/m
à 7 b.
Q(l/mn)
P(b)

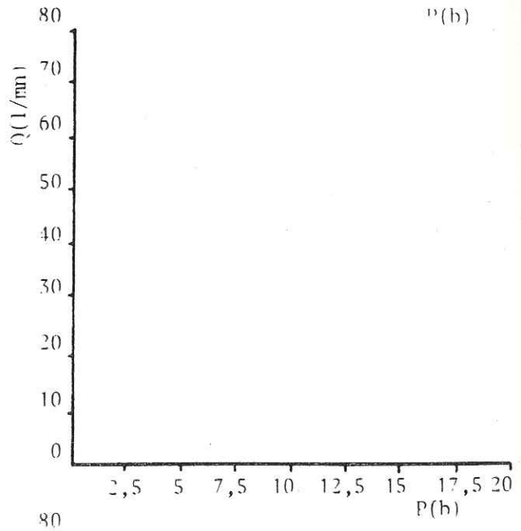

S9
26-29 m
5 U.L.
3 U.L.
29-32 m
2,2 U.L.
0,6 U.L.
44-47 m
2 U.L.
0,66 U.L.
47-50 m
32-35 m
1,7 U.L.
0,6 U.L.
35-38 m
27 l/mn/m
à 7 b.
4 U.L.
38-41 m
26,6 l/mn/m
à 7,5 b.
4,3 U.L.
41-44 m
4 U.L.
1,66 U.L.
Q(l/mn)
P(b)

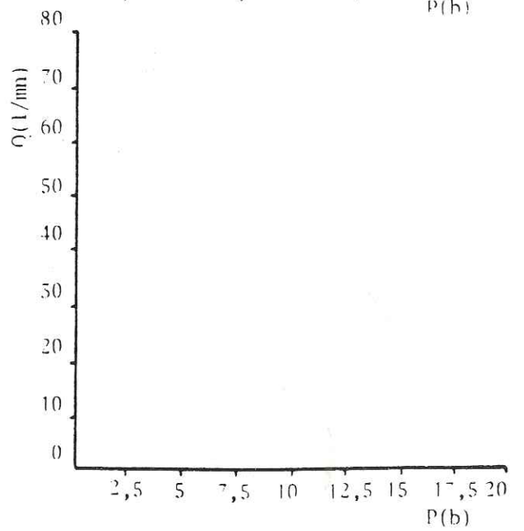

S13
35-38 m
0,4 U.L.
38-41 m
0,2 U.L.
53-56 m
Absorption nulle
56-59 m
0,3 U.L.
41-44 m
0,6 U.L.
0,3 U.L.
44-47 m
2 U.L.
59-62 m
Absorption nulle
62-65 m
0,4 U.L.
47-50 m
Absorption nulle
50-53 m
Absorption nulle
65-68 m
1 U.L.
0,3 U.L.
68-71 M
0,4 U.L.
0,3 U.L.
Q(l/mn)
P(b)

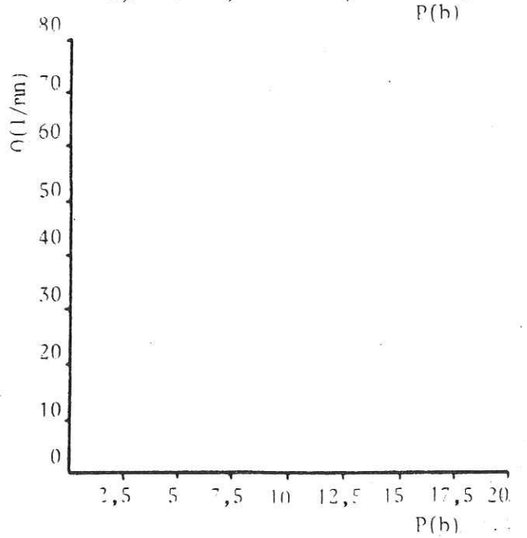

S 13
71-74 m
2 U.L.
Q(l/mn)
P(b)

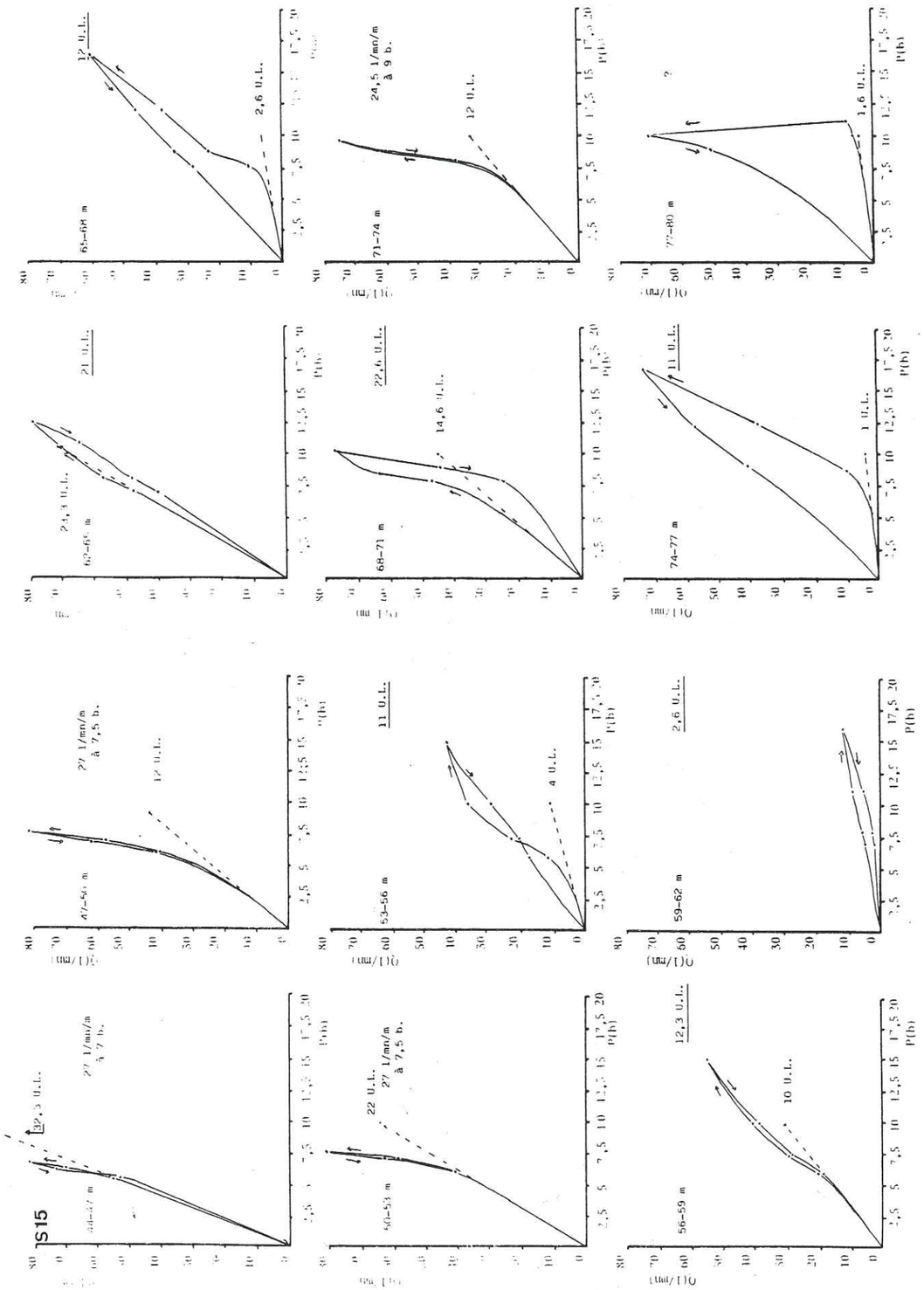

74-77 m
1 U.L.
Q(l/mn)
P(b)


77-80 m
0,1 U.L.
Q(l/mn)
P(b)


Q(l/mn)
P(b)


Q(l/mn)
P(b)


Q(l/mn)
P(b)


S15
65-68 m
12 U.L.
2,6 U.L.
71-74 m
24,5 l/mn/m
à 9 b.
12 U.L.
77-80 m
1,6 U.L.
62-65 m
21 U.L.
24,3 U.L.
68-71 m
22,6 U.L.
14,6 U.L.
74-77 m
11 U.L.
1 U.L.
47-50 m
27 l/mn/m
à 7,5 b.
12 U.L.
53-56 m
11 U.L.
4 U.L.
59-62 m
2,6 U.L.
50-53 m
22 U.L.
27 l/mn/m
à 7,5 b.
56-59 m
12,3 U.L.
10 U.L.
Q(l/mn)
P(b)

LISTE DES FIGURES

PREMIERE PARTIE

Fig. 1-1 . - Schéma structural du Maroc
Fig. 1-2 . - Géographie sommaire de la boutonnière d'Ifni
Fig. 1-3 . - Situation géographique de la région étudiée
Fig. 1-4 . - Schéma de répartition des boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas
Fig. 1-5 . - Principales zones d'affleurement du craton Ouest Africain
Fig. 1-6 . - Carte géologique schématique de la boutonnière d'Ifni
Fig. 1-7 . - Coupes des formations du Précambrien supérieur de la boutonnière d'Ifni

DEUXIEME PARTIE

Fig. 2-1 . - Carte géologique de la zone du site de coupure
Fig. 2-2 . - Environnement paléogéographique au moment de la mise en place du pluton
Fig. 2-3 . - Disposition des différents types de croûtes
Fig. 2-4 . - Coupe d'une dalle carbonatée compacte
Fig. 2-5 . - Rapport entre formation carbonatée de discontinuité et encaissant
Fig. 2-6 . - Schéma de la discordance de la calcitisation sur l'ensemble "roche-mère - phyllitisation"
Fig. 2-7 . - Structure schématique du remplissage alluvial
Fig. 2-8 . - Profil type d'altération du granite sous climat hydrolysant
Fig. 2-9 . - Schéma de la répartition des formations superficielles
Fig. 2-10 . - Relation possible de l'altération, de la fracturation et des mouvements eustatiques depuis le Miocène
Fig. 2-11 . - Discontinuités élémentaires d'une zone de cisaillement senestre
Fig. 2-12 . - Evolution sigmoïde des discontinuités D et R
Fig. 2-13 . - Distribution des fractures associées de cisaillement de quatre ordres successifs à partir d'un cisaillement initial dextre
Fig. 2-14 . - Carte géologique de la boutonnière d'Ifni à petite échelle
Fig. 2-15 . - Critères retenus pour définir le sens de mouvement et la chronologie des accidents
Fig. 2-16 . - Carte topographique de la région de Sidi-Ifni
Fig. 2-17 . - Rosace des directions topographiques de la Fig. 2-16
Fig. 2-18 . - Schéma théorique de deux décrochements N 60 dextre et N 160 senestre, et de leurs discontinuités élémentaire
Fig. 2-19 . - Aspect général des affleurements
Fig. 2-20 . - Bandes de fracturation correspondant à des décrochements
Fig. 2-21 . - Stations de mesure
Fig. 2-22 . - Décalage de couloirs de fracturation
Fig. 2-23 . - Localisation des plans de fractures de la famille N 135-160 pentée 35-60 NE
Fig. 2-24 . - Plan de situation du décrochement N 150-60 NE dextre de la station 16
Fig. 2-25 . - Structures associées dans un couloir N 140-50 NE
Fig. 2-26 . - Décrochement N 30 senestre et fractures associées
Fig. 2-27 . - Discontinuités associées à un accident principal N 15 subvertical
Fig. 2-28 . - Discontinuités sur une dalle horizontale du granite de Mesti, associées à une direction de fracturation principale N 20
Fig. 2-29 . - Discontinuités sur une dalle horizontale du granite de Mesti, associées à une direction de fracturation principale N 160
Fig. 2-30 . - Bandes de fracturation NW-SE
Fig. 2-31 . - Cristallisation de quartz dans des fractures N 100 (station 22)
Fig. 2-32 . - Figures au sein des dépôts carbonatés des fractures N 110
Fig. 2-33 . - Fractures de mise en place d'un pluton
Fig. 2-34 . - Localisation d'apex d'intrusion
Fig. 2-35 . - Tableau synthétique des caractéristiques des systèmes de décrochements mis en évidence
Fig. 2-36 . - Mouvement relatif de l'Afrique par rapport à l'Eurasie

TROISIEME PARTIE

Fig. 3-0 . - Implantation des sondages de reconnaissance
Fig. 3-1 . - Surface de grain de quartz lavé
Fig. 3-2 . - Principe de l'essai Lugeon
Fig. 3-3 . - Absorption des tranches d'essai (S 1, S 3, S 4, S 6)
Fig. 3-4 . - Absorption des tranches d'essai (S 9, S 11, S 13, S 15)
Fig. 3-5 . - Grandeurs intervenant dans le calcul de K (LOUIS, 1972)
Fig. 3-6 . - Conductivité hydraulique, et perméabilité, en m/s, au niveau de chaque tranche
Fig. 3-7 . - Variation relative des niveaux piezométriques
Fig. 3-8 . - Cartes piezométriques
Fig. 3-9 . - Variation locale possible de la perméabilité

QUATRIEME PARTIE

Fig. 4-1 . - Zone de surélévation
Fig. 4-2 . - Analyses chimiques des eaux de la zone de surélévation
Fig. 4-3 . - Propositions d'implantation de profils sismiques
Fig. 4-4 . - Propositions d'implantation de sondages complémentaires

B I B L I O G R A P H I E

ANDERSON E.M., (1951). - The dynamics of faulting. London, Oliver and Boyd.

ANTOINE P., FABRE D., (1979). - Réflexions sur le rôle et l'orientation des études de fracturation pour la fondation d'un barrage en béton (Site de Vinça). Bull. AIGI, n°20. Krefeld.

ANTOINE P., GIRAUD A., (1982). - Mise en évidence de structures tangentielles en Arabie Saoudite et conséquences sur les caractéristiques géotechniques d'un site de barrage. Bull. AIGI n°25. Paris.

BARD J.-P., LEMOINE S., (1976). - Phases tectoniques superposées dans les métasédiments précambriens du domaine côtier occidental de la Côte d'Ivoire. Prec. Res., 3,3.

BASSOT J.-P., (1966). - Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. Mémoire B.R.G.M., 40 Paris.

BEADET G., MICHEL P., NAHON D., OLIVA P., RISER J., RUELLAN A., (1976). - Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara occidental. Rev. Géol. dyn. et de Géogr. phys. (2). Vol XVIII, Fas, 2.3.

BENZIANE F., (1974). - Etude pétrographique et géochronologique des granites de la boutonnière précambrienne d'Ifni, Thèse, Grenoble.

BERTRAND L., BEUCHER H., CREUTIN D., FEUGA B., LANDRY J., THIERY D., (1982). - Essai de détermination de la distribution régionale du tenseur de perméabilité du "milieu poreux équivalent". Colloque sur l'hydrogéologie des roches fissurées. BRGM. Orléans

BISCALDI R., (1968). - Roches éruptives et métamorphiques sous climat tropical. Bull. B.R.G.M. (2), III, n°2.

BONHOMME M., (1962). - Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest Africain. Thèse, Clermont-Ferrand.

BRONNER G., SOUGY J., (1969). - Extension de la glaciation fini-ordovicienne à la région d'Aouert (Sahara espagnol méridional). Géol. Min., Fasc. 19.

BULLARD E.C., EVERETT J.E., SMITH A.G., (1965). - The fit of the continents around the Atlantic. Symposium on Continental Drift. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 258.

CABY R., (1970). - La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar ; sa place dans l'orogenèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse, Montpellier.

CHARLOT A., (1978). - Caractérisation des événements panafricains et éburnéens dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Thèse, Rennes

CHOUBERT G., (1952). - Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. 19ème Congès Géol. Int. 3ème série, Maroc, n°6.

CHOUBERT G., (1970). - Actes du colloque international sur les corrélations du Précambrien. Rabat-Agadir. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc. n°236.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A., (1970). - Les corrélations du Précambrien. Anti-Atlas occidental et central. Coll. Int. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc n°229.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A., BOUDDA A., (1973). - Essai de chronologie du Précambrien supérieur du sud marocain. C.R. somm. S.G.F. p. 123.

CLOOS E., (1928). - Experimente zur inneren Tektonik. Centralbl. Mineral. Geol. u. Pal, B.

COMBE M., DUROZOY G., EL HEBIL A. , (1977). - Le massif Anti-Atlasique. Ressources en eau du Maroc. Tome 3. Editions du Service géologique du Maroc

DEWEY J.-F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F., BONNIN J., (1973). - Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. Geol. Soc Am. Bull. 84.

DILLON W.P., SOUGY J., (1974) - Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. The Ocean basins and Margins. Vol 2. A.E.M. NAIRN and F.G. STEHLI Ed.

FABRE D., ROBERT J.-P., (1975). - Analyse expérimentale de ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant de socle et applications. Ann. Soc. Géol. Nord XCV, 3.

FRANCISS F.O., (1970). - Contribution à l'étude du mouvement de l'eau à travers les milieux fissurés. Thèse, Grenoble.

GAMOND J.-F., GIRAUD A., (1982). - Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. Bull. Soc. Géol. France (7), XXIV, n° 4.

GIRAUD A., BARBIER R., (1982). - Réflexions sur le rôle de la géologie structurale dans l'étude des fondations d'un barrage en béton : exemple du barrage de Mudhiq (Arabie Saoudite). Bull. AIGI, n°25, Paris.

GROS Y., (1982). - Distribution de la fracturation d'un massif granitique sur 1000 m de profondeur (Auriat-Creuse). Colloque sur l'hydrogéologie des roches fissurées, B.R.G.M. Orléans.

HASSENFORDER B., (1978). - Evolution tectono-métamorphique du socle du Kerdous (Anti-Atlas occidental. Maroc) dans le cadre des orogénèses éburnéennes et panafricaines. Sci. Géol. , Bull., 31.

HAYES D., RABINOWITZ P., (1975). - Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone of NW Africa. Earth and Plan. Sc. Let., 28.

JEANNETTE D., TISSERANT D., (1977). - Les épisodes tectoniques et intrusifs du Précambrien supérieur de l'Anti-Atlas occidental. Estudios géol., 33.

JEANNETTE D., BENZIANE F., YASIDI A., (1981). - Lithostratigraphie et datation du Protérozoïque de la boutonnière d'Ifni. Prec. Res., 14.

KANES W.H., SAADI M., EHRLICH E., ALEM A., (1973). - Moroccan crustal response to continental drift. Sciences, 180.

KIRALY L., (1975). - Statistical analysis of fractures (orientation and density). Geol. Rundschau vol.59, T 1.

LEBLANC M. , (1975). - Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer). Thèse, Montpellier.

LELONG F., LEMOINE J., (1968). - Les nappes phréatiques des arènes tropicales et des altérations argileuses. Leur importance en zone intertropicale. Bull. B.R.G.M., (2), II, n°2.

LOUIS C.,(1968). - Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. Bull. Direction études et recherches EDF. Série A. n°3.

LOUIS C.,(1972). - Caractéristiques hydrauliques du massif de Grand-Maison. Bull. B.R.G.M., (2), III, n°4.

LOUIS C.,(1974). - Introduction à l'hydraulique des roches. Bull. B.R.G.M. (2), III n° 4.

MATTAUER M., PROUST F., TAPONNIER P., (197?). - Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. Nature, 237.

MICHARD A., WESTPHAL M., BOSSERT A., HAMZEH R., (1975). - Tectonique de blocs dans le socle atlaso-mésétien du Maroc ; une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. Earth and Plan. Sc. Let., 24.

MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A, TARDY Y., (1977). - Epigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements-carbonatés. Sci. Géol., Bull., 30, fasc. 3.

OLIVA P., (1974). - La distribution des croûtes et encroûtements dans l'Anti-Atlas occidental. CNRS, Travaux RCP 249.

OLIVA P., (1977). - La plate-forme moghrébienne : néotectonique et eustatisme sur le littoral de l'Anti-Atlas. Méditerranée, n°2.

PAPON A., ROQUES M., VACHETTE M., (1969). - Géologie et géochronologie dans le Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. Ann. Fac. Sci., Université de Clermont-Ferrand, n°41.

PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J., BEUZART P., BONNIN J., OLIVET J.L., (1982). - Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. Bull. Soc. géol. France, (7), XXIV, n°2.

PIQUE A., MICHARD A., (1981). - Les zones structurales du Maroc hercynien. Sci. Géol., Bull., 34, fasc.2.

PITTMAN W.C., TALWANI M., (1972). - Sea-floor spreading in the North Atlantic. Géol. Soc. Am. Bull. 83.

RAGUIN M., (1976). - Géologie du granite. Paris, Masson.

RIEDEL W., (1929). - Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Centralbl. Mineral geol. u.Pal., B

ROBERT J.-P., (1976). - Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins dauphinois. Thèse, Grenoble.

ROBERT J.-P., VIALON P., (1976). - Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par cisaillement. Bull. Soc. géol. France, (7), XVIII, n°6.

ROD E., (1962). - Fault pattern, northwest corner of Sahara shield. Bull Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., V, 46, n°4.

RUHLAND M., (1973). - Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. Sci. géol., Bull., 26, fasc. 2-3.

SAADI M., (1972). - Relations des alignements structuraux au Maroc avec différents phénomènes géologiques et leur contribution à la compréhension de l'évolution structurale du pays. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, n°236.

SABARLY F., (1968). - Les injections et les drainages de fondation de barrages en roches peu perméables. Géotechnique, vol 18.

SHERBON-HILLS E., (1970). - Elements of structural Geology. London, Chapman and Hall ltd and Science Paperbacks.

SKEMPTON A.W., (1966). - Some observations on tectonic shear zones. Congrès de la S.I.M.R. Thème 3.

Société internationale de mécanique des roches,(1977). - Commission on classification of rock masses : Basic Geotechnical Description of rock masses (BGD), revised.

TAPPONNIER P., (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerrannée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. géol. France, (7), XIX, n°3.

TCHALENKO J.S., AMBRASEYS N., (1970). - Structural analysis of the Dasht e Bayaz earthquakes fractures. Géol. Soc. Am. Bull. 81

VACHETTE M., ROCCI G., SOUGY J., CARON J.P., MARCHAND J., SIMON B., (1973). - Ages radiométriques Rb/Sr de 2000 à 1700 Ma de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la dorsale Reguibat. C.R. 7ème Coll. Géol. Africaine. Florence.

VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J., (1976). - Eléments de tectonique analytique. Paris, Masson.

VIALON P., (1979). - Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. Eclogae geol. Helv., Vol 72/2.

WILCOX R., HARDING T.P., SEELY R., (1973). - Basic Wrench Tectonics. Am. Ass. Petrol. geol. Bull., V.57, n°1.

YASIDI A., (1976). - Les formations sédimentaires et volcaniques de la boutonnière d'Ifni. Lithostratigraphie et chronologie du Précambrien supérieur. Thèse, Grenoble.

NOTES ET RAPPORTS DE LA DIRECTION DE L'HYDRAULIQUE (RABAT)

DH-DRE-CRT-1976. - Programme spécial de recherche d'eau en zones déshéritées. Résultats de 15 sondages à l'air réalisés pour l'alimentation en eau de Sidi-Ifni. (Province de Tiznit). - Division des ressources en eau. Centre régional de Taroudant.

DH-DRE-CRT-1977. - Programme spécial de recherche d'eau en zones déshéritées. Campagne de 60 sondages à l'air pour l'alimentation en eau du milieu rural sur la boutonnière précambrienne d'Ifni. - Division des ressources en eau. Centre régional de Taroudant.

DH-1977. - Alimentation en eau potable de Sidi-Ifni. Barrage réservoir sur l'Oued Ifni. Etude préliminaire d'inventaire. Division de l'Equipement.

DH-1980. - Procès-verbal de la réunion tenue le 3 Juin 1980 concernant l'alimentation en eau potable de Sidi-Ifni. Choix des travaux à réaliser. - Division de l'Equipement.

DH-1980. - Etude hydrologique du bassin versant de l'Oued Ifni. - Division des ressources en eau.

DH - CGG, T_1-5/81. - Alimentation en eau potable de Sidi-Ifni. - Division de l'Equipement. Cellule Géologie-Géotechnique

DH-CGG, T_1- 9/81. - Aménagement de Sidi-Ifni. Etude géologique préliminaire. Division de l'Equipement. Cellule Géologie-Géotechnique.

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 16 février 1983

Le Président de la thèse

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 23-2-83

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale

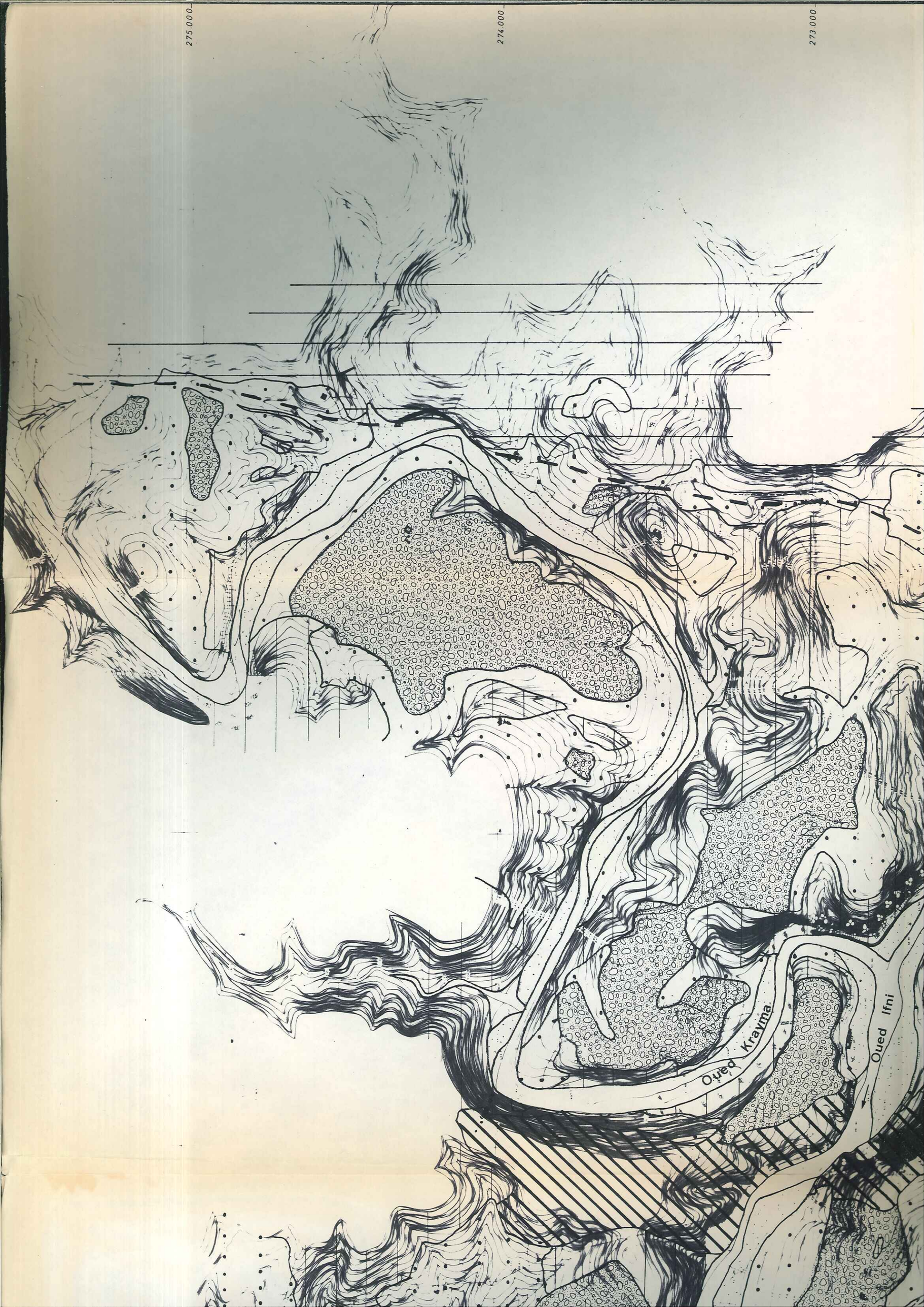
Le Président

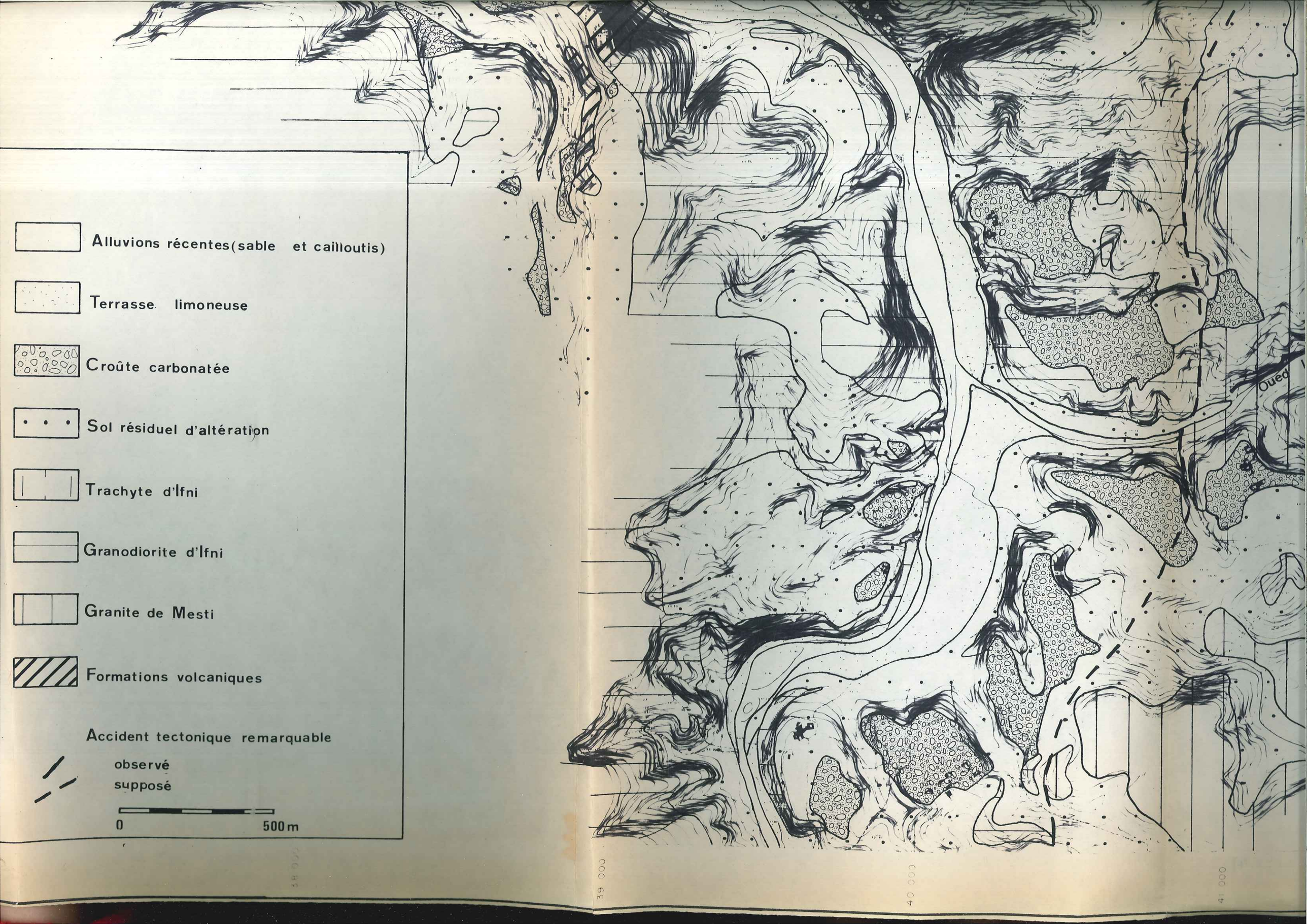
M. TANCHE

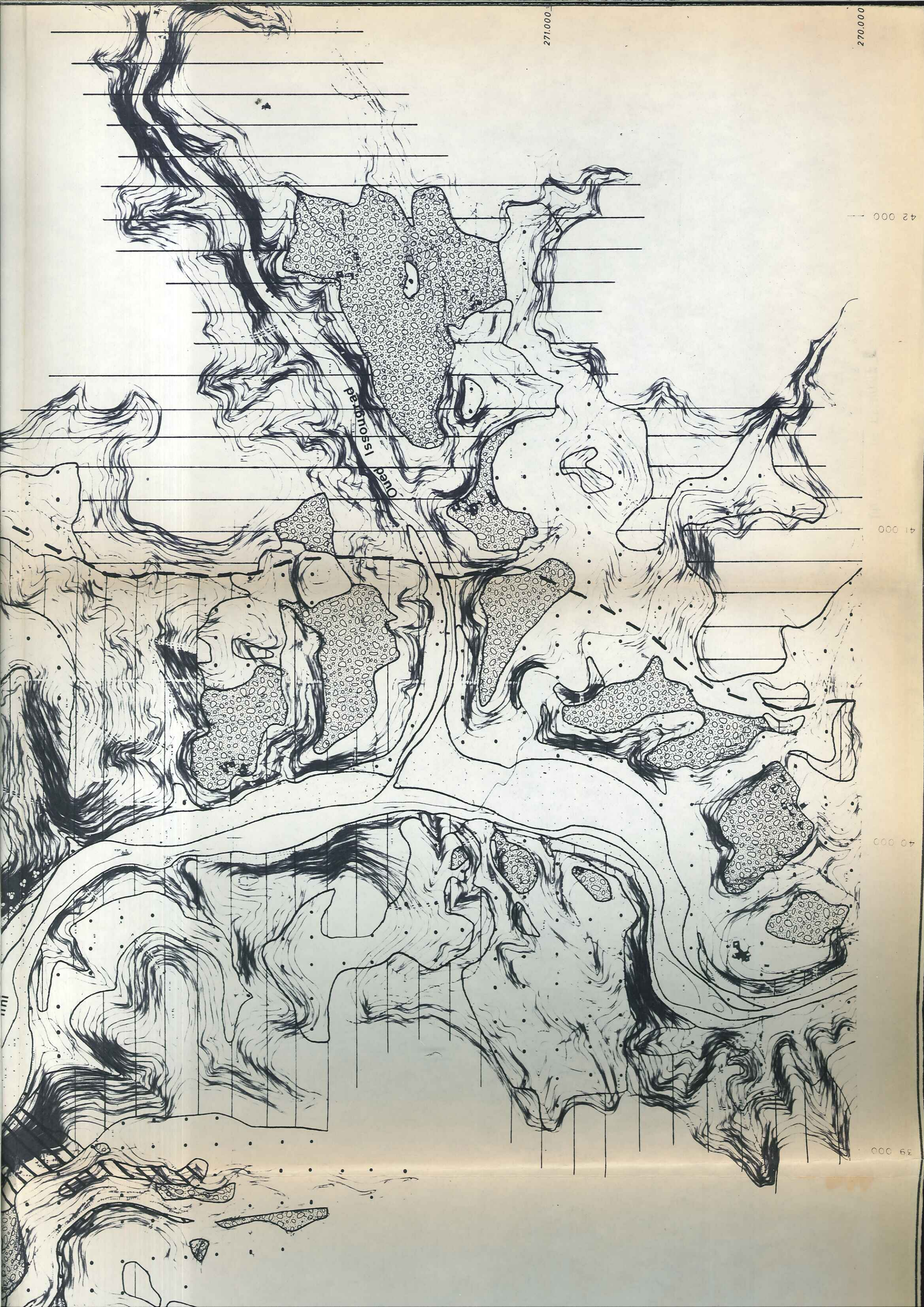
UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

Annexe 1

CARTE GEOLOGIQUE


275.000
274.000
273.000
Oued Krayma
Oued Ifni


Alluvions récentes(sable et cailloutis)
Terrasse limoneuse
Croûte carbonatée
Sol résiduel d'altération
Trachyte d'Ifni
Granodiorite d'Ifni
Granite de Mesti
Formations volcaniques
Accident tectonique remarquable
observé
supposé
0
500m
Oued
39 000
40 000
41 000


271.000
270.000
42 000
41 000
40 000
39 000
Oued Issouqrad

RESUME

L'étude géologique préliminaire de la retenue d'accumulation souterraine de Sidi-Ifni (Anti-Atlas, Maroc), a été menée en considérant que la connaissance de l'organisation structurale régionale est fondamentale pour analyser les écoulements souterrains en milieu rocheux.

Pour cela, les systèmes de décrochement qui ont façonné la région, ont été analysés ; ainsi, ont été établies la genèse et la géométrie de ces décrochements.

Les travaux de reconnaissances (sondages, essais Lugeon, mesures piezométriques) ont permis de préciser l'importance de la notion de « maille de fracturation » en milieu rocheux fracturé. Il apparaît que les données de reconnaissance doivent toujours être interprétées en fonction de l'objet géologique considéré.

La confrontation des cartes piezométriques et du schéma de répartition de la fracturation semble indiquer qu'il existe une relation claire entre la position de zones structurales de nature différente et la distribution de la perméabilité à l'échelle régionale.

Quant au projet initial, les données acquises montrent qu'il était très optimiste quant à la possibilité d'accumuler ainsi, puis d'exploiter les volumes d'eau envisagés.

MOTS-CLES

Maroc ; Anti-Atlas ; Boutonnière d'Ifni ; Croûte calcaire ; Décrochement ; Répartition de la fracturation ; Evolution structurale ; Sondage destructif ; Essai Lugeon ; Piezométrie ; Anisotropie de perméabilité ; Milieu continu - Milieu discontinu ; Ecoulement souterrain ; Prospection hydrogéologique.