



JAAMACADDA
UMMADDA
SOOMAALIYEED

KULLIYADDA
JOLOJIYADA

UNIVERSITA'
NAZIONALE
SOMALA

FACOLTA' DI
GEOLOGIA

Mogadiscio 1983

1

CARMIGNANI LUIGI

Quaderni di Geologia della Somalia

Volume 7

Quaderni di Geologia della Somalia

Volume 7

Mogadiscio 1983

DIPARTIMENTO STAMPA DELL'U.N.S.

Presentazione

Il volume 7 dei Quaderni di Geologia della Somalia esce, con l'ormai abituale cadenza annuale, in un periodo nel quale la Facoltà sta facendo un grande sforzo nel campo della ricerca scientifica.

Tale sforzo è da un lato inteso ad incrementare l'acquisizione di dati "freschi" di campagna, moltiplicando il numero di spedizioni scientifiche nell'interno del Paese, dall'altro a polarizzare l'attenzione e gli investimenti sulle tematiche maggiori, evitando dispersione e casualità.

La scelta delle tematiche maggiori è stata effettuata dando priorità a problemi di interesse pratico, nonché alle esigenze di addestramento scientifico dei docenti somali.

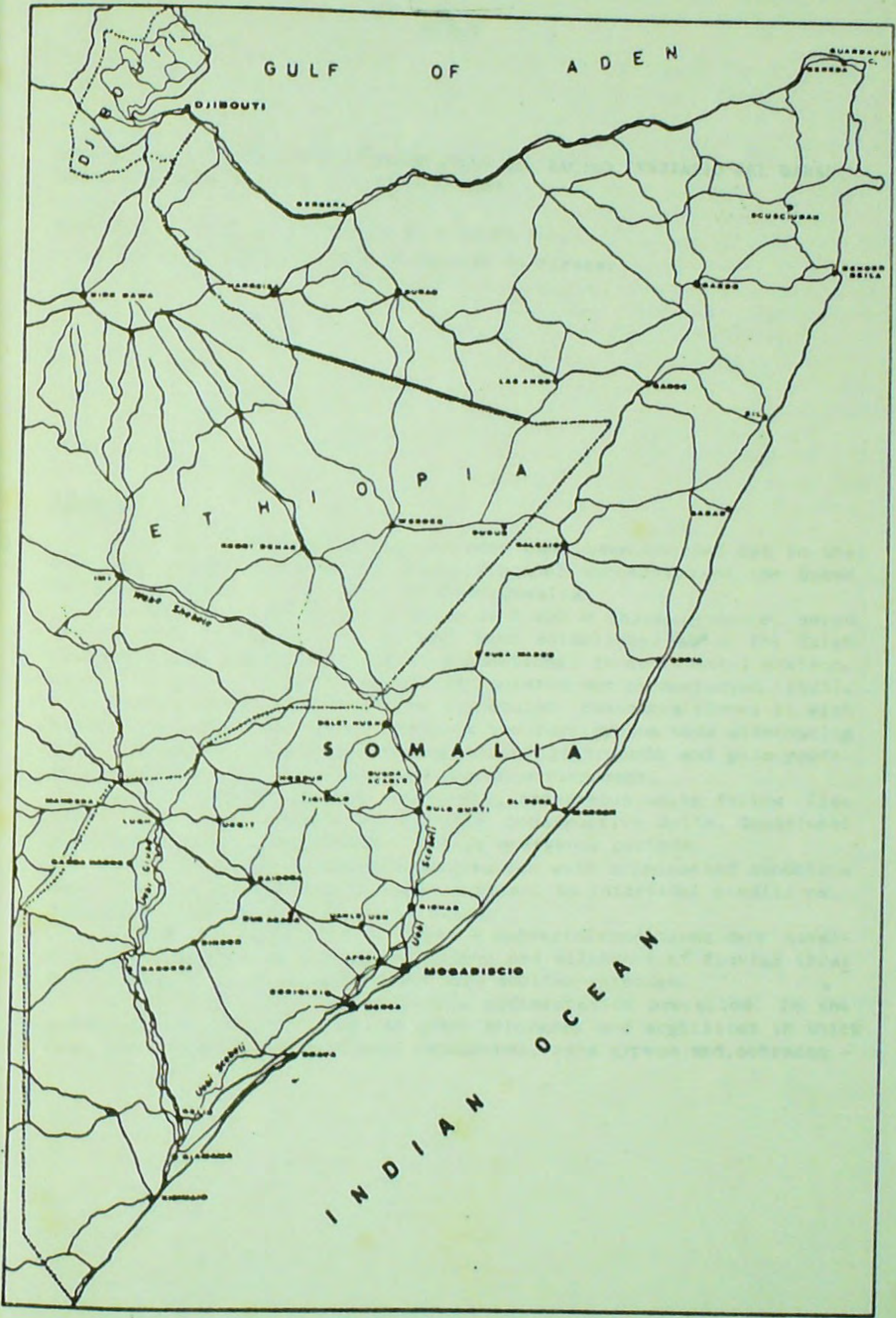
La presente edizione è stata curata dal Prof. G.O. Gatto, al quale la Facoltà esprime riconoscenza.

Prof. F.P.SASSI

Presidente del C.T. della Facoltà

Prof. M.A.ARUSH

Preside della Facoltà



LE FACIES DI TRANSIZIONE E CONTINENTALI NEL BACINO TERZIARIO DEL DABAN,
SOMALIA SETTENTRIONALE. DATI PRELIMINARI.

ABBATE E., BRUNI P., FAZZUOLI M. & SAGRI M.

Istituto di Geologia dell'Università di Firenze

ABSTRACT

Detailed sedimentological analyses have been carried out in the Tertiary (Middle Eocene to ?Early Miocene) succession of the Daban basin, southeast of Berbera, Northern Somalia.

Across the basin, which shows a 2.400 m thick ~~sequence~~, seven subdivisions (levels 1 to 7) have been established ~~above~~ the Taleh Evaporites. A general trend from transitional to continental environment has been recognized as already pointed out by MacFadyen (1933).

In the Biyoguure section the succession commences (level 1) with bioturbated argillites and siltstones and rare gypsum beds alternating with calcareous layers containing marine gastropods and pelecypods. It suggests partially restricted lagoon environment.

Upward -thickening and -coarsening arenaceous units follow (level 2) and are indicative of a highly constructive delta. Occasional palaeosols and rooted horizons testify emergence periods.

Level 3 records a marine transgression with siltstones and sandstone deposition in an open lagoon under subtidal to intertidal conditions. Nautiloids and ostreids occur locally.

During the deposition of level 4 subaerial conditions were attained, as evidenced by reddish sandstones and siltstones of fluvial (braided streams) origin, palaeosols and rare aeolian episodes.

Since level 5 to 7 lacustrine sedimentation prevailed. In the lower portion (level 5) red and green siltstones and argillites in thick beds are interlayered with thin sandstones, rare gypsum and ostracod -

bearing limestones. The intermediate portion (level 6) displays typical cycles of about 10-15 m. Each cycle is composed, from bottom to top, by red siltstones, green siltstones and laminated gypsum beds. A playa or inland sebkha environment with periodic dissections (red pelites) is assumed. Upward, the section becomes more sandy (level 7) with chalk-like thick beds, which can be followed for a long distance. Fresh-water fishes, ostracods, gastropods and wood remains as well as ash layers are sometimes present. This succession, which can be referred to a permanent lake, makes transition westward to a thick deltaic sequence (togga Kalajab) with peculiar upwards -thickening and -coarsening. Proximal and distal mouth bars, interdistributary channels, crevasse splays and prodelta pelites can be recognized.

A blanket of alluvial fan gravels (Boulder Beds), which originated from nearby fault escarpments, rests unconformably on the Daban sequence.

The Daban basin was a fast subsiding area while the adjacent gulf of Aden was opening in connection with the rifting of the Somali-Arabian plate. Daban deposition was influenced by the paleogeographic changes induced by this event.

As to structural and depositional framework, close comparisons can be made among the Daban basin, the Miocene Red Series basin of northern Afar, and the Pliocene to Recent lakes of southern Afar.

1. INTRODUZIONE

In questa nota vengono riportati i primi risultati delle ricerche condotte nel bacino del Daban, esteso per circa 600 kmq e ubicato a circa 25 km a SE di Berbera (Fig. 1). Si tratta di una spessa serie di depositi continentali e di transizione, di età compresa tra l'Eocene medio e, dubitativamente, il Miocene inferiore (MacFadyen, 1933; Soec, 1954). Questi riposano in concordanza e in continuità di sedimentazione sulle Evaporiti di Taleh dell'Eocene medio.

L'area di studio è coperta dai fogli NC-38-67 BIXINDUULE e NC-38-55 BERBERA della carta topografica della Somalia alla scala 1:100.000.

La struttura del bacino (Fig. 1) è costituita da una blanda sinclinale asimmetrica. L'inclinazione degli strati, che nel bordo settentrionale del bacino è di circa 15°-20° con immersione verso S, diminuisce gradatamente nella parte centrale. Verso il margine meridionale del bacino gli strati immergono verso N, con inclinazioni talora anche notevoli (Soec, 1954), e sono giustapposti ai terreni del basa-

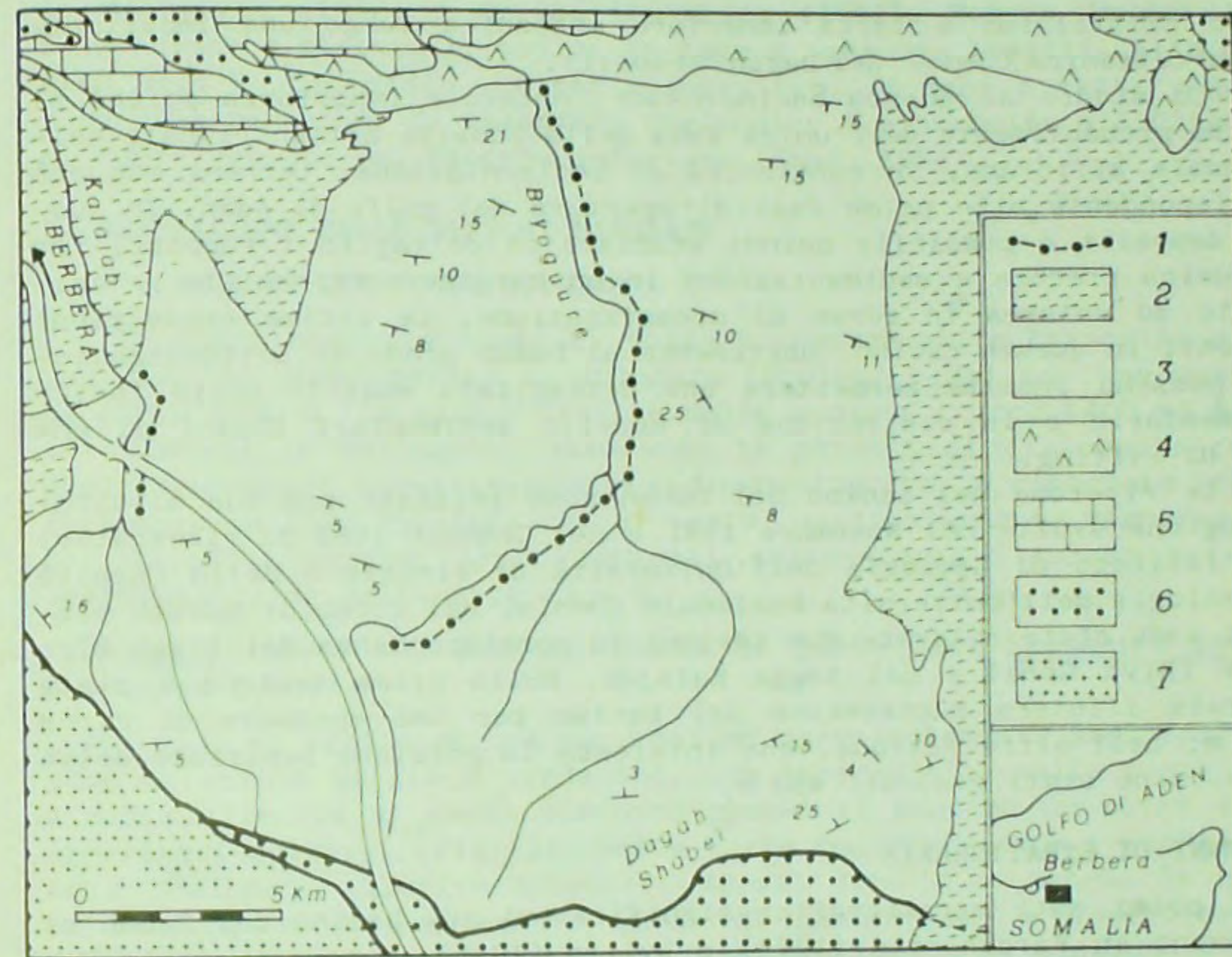


Fig. 1 - Carta geologica schematica del Bacino del Daban (da HUNT, 1960, semplificata).

1: traccia delle sezioni rilevate; 2: coperture detritiche e depositi quaternari; 3: successione sedimentaria del Daban; 4: Evaporiti di Taleh; 5: Calcari dell'Auradu; 6: Arenarie di Iesomma; 7: basamento metamorfico.

mento cristallino e della copertura mesozoica lungo una importante linea tettonica (faglia del Dagan Shabell).

Lo studio di questo bacino veste notevole importanza poiché si tratta probabilmente dell'unica zona della Somalia settentrionale nella quale affiorano, in continuità di sedimentazione, terreni con età corrispondente alle prime fasi di apertura del golfo di Aden. In questi depositi è possibile quindi studiare in dettaglio i rapporti tra tettonica precoce e sedimentazione in un margine continentale prospiciente ad un'area in corso di oceanizzazione. Le ottime esposizioni presenti in questo bacino, unitamente al basso grado di tettonizzazione, possono inoltre permettere una dettagliata analisi delle facies sedimentarie e la costruzione di modelli sedimentari tipici di una zona di rifting.

Le ricerche nel bacino del Daban sono iniziate con due missioni geologiche svolte nel Novembre 1981 e nel Gennaio 1983 da ricercatori dell'Istituto di Geologia dell'Università di Firenze e della Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala. Nel corso di queste missioni sono state rilevate due sezioni in corrispondenza del togga Biyoguure (Biyo Gora) e del togga Kalajab. Nella prima sezione è stata misurata l'intera successione del bacino per uno spessore di circa 2400 m; nell'altra sezione, che interessa la porzione superiore della serie, sono stati misurati 450 m.

2. CENNI DI STRATIGRAFIA

I primi dati stratigrafici significativi sul bacino del Daban si ritrovano in Farquharson (1924) e Wyllie (1925). Successivamente MacFadyen (1933) ha descritto l'intera serie del Daban, misurata con estremo dettaglio lungo il togga Biyoguure. Lo spessore misurato da questo autore (2290 m) è leggermente inferiore a quello riportato in Soec (1954) (2450 m) ed a quello da noi riscontrato (2400 m).

MacFadyen suddivide la successione in tre parti (Fig. 2A): Lower, Middle e Upper Daban (345m, 733 m e 1212 m, rispettivamente). La parte inferiore è ulteriormente suddivisa da questo autore, dal basso in: Estuarine beds (64 m), Middle Sandstones (216 m) e Nautilus beds (65 m). In MacFadyen inoltre si trovano interessanti considerazioni su alcuni ambienti sedimentari della successione, che concordano sostanzialmente con i primi risultati delle nostre ricerche.

Per quanto riguarda l'età dei terreni del bacino del Daban, non ci sono a tutt'oggi novità rispetto alle datazioni proposte da MacFadyen (1933) e riprese successivamente con maggior dettaglio dallo stesso

so MacFadyen (1952) e da Van Couvering (1982). Mentre la base della successione è stata attribuita, in base a numerosi fossili, alla parte alta dell'Eocene medio, la parte superiore, in base a resti vegetali e su considerazioni di carattere regionale, è attribuita all'Oligocene e, dubitivamente, al Miocene inferiore (Soec, 1954).

3. DESCRIZIONE DELLE SEZIONI MISURATE

3.1. - SEZIONE DEL TOGGA BIYOGUURE

E' stata misurata lungo il togga Biyoguure dalle Evaporiti di Taleh fino ai conglomerati di chiusura (Boulder beds) per uno spessore di circa 2400 m. La metà inferiore della sezione (circa 1400 m) è stata rilevata in dettaglio, misurando la potenza di ciascuno strato e descrivendone le caratteristiche sedimentologiche, e riportata schematicamente in Fig. 2c. Porzioni di serie, particolarmente significative per l'individuazione degli ambienti sedimentari, figurano nei logs sedimentologici delle Figg. 3 e 4.

Livello 1. (0-45 m). Corrispondente in parte agli Estuarine beds di MacFadyen (1933).

Litologia: si tratta di una successione prevalentemente argilloso-siltosa di colore grigio o verdastro, con intercalati, nella parte bassa e media, livelli di gesso laminato spessi al massimo un metro e rari livelletti calcarei (Fig. 3). Nella parte superiore sono presenti strati di calcari, talvolta arenacei, spessi fino a un metro. In questi si rinvennero frequentemente gusci di gasteropodi e lamellibranchi marini. Le microfacies dei calcari sono costituite da mudstone e wackestone bioclastici; sono frequenti fenomeni diagenetici, come granuli sostituiti da quarzo e calcedonio. Presenti anche granuli di quarzo e di glauconite.

I limite inferiore del livello è stato posto in corrispondenza del termine della deposizione evaporitica e dell'inizio degli apporti terrigeni fini (argilliti), mentre il limite superiore corrisponde ai primi apporti terrigeni più grossolani (arenarie in grossi banchi).

Strutture sedimentarie. Tutti i litotipi si presentano con aspetto massiccio o risultano intensamente bioturbati (Fig. 3).

Ambiente di deposizione. La presenza di livelli gessosi, con caratteristiche simili alle sottostanti Evaporiti di Taleh (nelle quali MacFadyen, 1933, rinvenne fossili marini), indica per la porzione inferiore

Fig. 2 - A: La successione del Deban lungo il Biyoguure disegnata in base ai dati di MacFadyen (1933).
 B: Sezione misurata lungo il Kalajab (porzione superiore della successione nell'area occidentale del Daban).
 C: Porzione inferiore e media della successione del Daban, lungo il togga Biyoguure. Del livello 7, con il quale termina la successione e che non compare in questa figura (dati in elaborazione), è riportato solo un piccolo tratto in Fig. 4.
 Logs sedimentologici di dettaglio delle sezioni rilevate sono riportati in Figg. 3, 4.
 A fianco di alcuni livelli sono riportati i diagrammi riassuntivi delle paleocorrenti (con al centro il numero delle misure), le associazioni faunistiche prevalenti (l = lamelli-branchi; g = gasteropodi; n = nautiloidi; p = pesci; o = ostracodi) e i livelli cineritici (v).

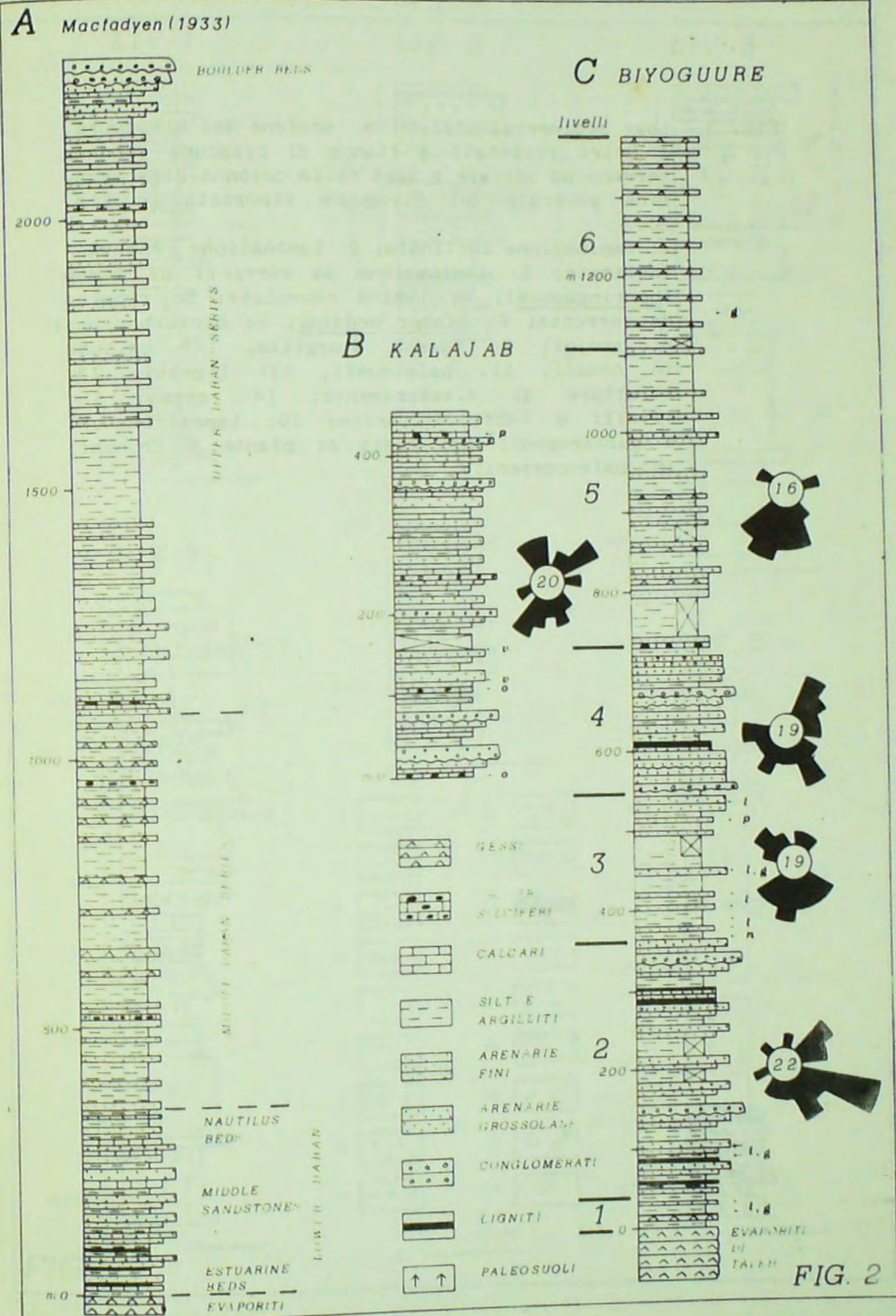


Fig. 3 - Logs sedimentologici della sezione del Biyoguure. I metri riportati a fianco di ciascuna colonna servono ad ubicare i logs nella colonna stratigrafica generale del Biyoguure riportata in Fig. 2C.

- 1: laminazione inclinata;
- 2: laminazione concava inclinata;
- 3: laminazione da correnti di marea (herringbones);
- 4: lamine convolute;
- 5: ripples da corrente;
- 6: Flaser bedding;
- 7: bioturbazioni;
- 8: radici;
- 9: clasti d'argilla;
- 10: caliche in noduli;
- 11: paleosuoli;
- 12: ligniti;
- 13: strutture di disseccamento;
- 14: gesso;
- 15: livelli e lenti di selce;
- 16: lamellibranchi e gasteropodi;
- 17: resti di piante e tronchi;
- 18: paleocorrenti.

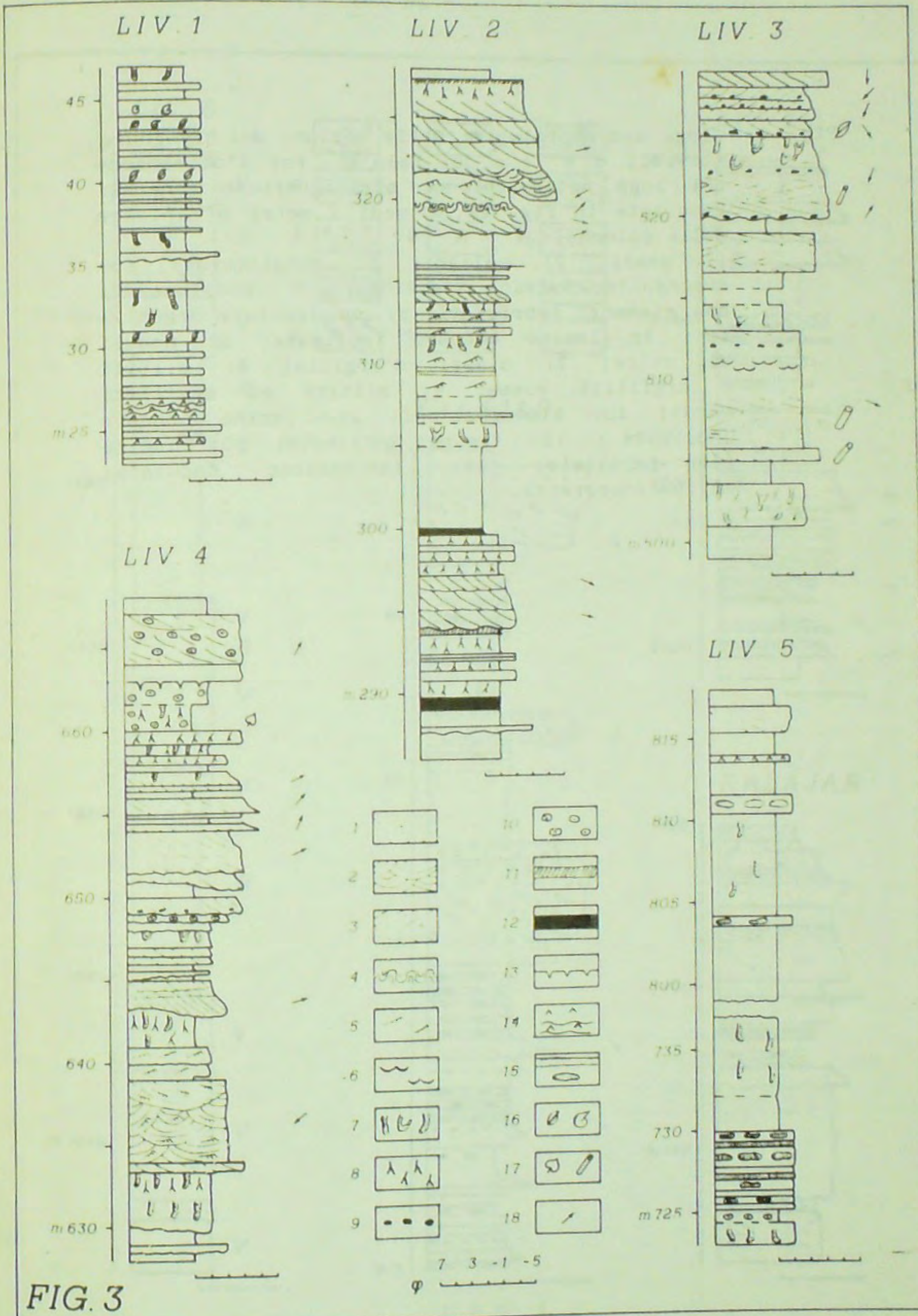


FIG. 3

di questo livello ancora un ambiente di mare ristretto nel quale ciavano ad affluire materiali terrigeni fini. L'apporto di acque dolci che trasportavano i sedimenti terrigeni, ripristinò gradatamente condizioni di salinità normale come testimoniato dai numerosi livelli calcarei ricchi di gasteropodi e lamellibranchi.

Livello 2. (45-365 m). Corrisponde alla porzione sommitale degli Estuarine beds ed alle Middle sandstones di MacFadyen (1933).

Litologia. Si tratta di grossi corpi arenacei di colore bruno o rossastro intercalati a livelli siltitico-argillitici grigio-verdi e raramente di colore viola. Questi ultimi, che rappresentano circa il 50% di questo livello, contengono soprattutto verso la base livelli di lignite spessi qualche dm e banchi di calcare detritico. Le arenarie sono costituite prevalentemente da granuli di quarzo e feldspati con cemento calcareo-siliceo o, più raramente, ematitico. Gli strati calcarei alla base del livello contengono abbondanti granuli di quarzo e glauconite. Nella parte basale sono presenti gasteropodi e lamellibranchi marini, insieme a frammenti vegetali, mentre superiormente si rinvengono solo resti vegetali e livelli a radici.

Il limite superiore del livello è posto sotto al primo banco di ostreidi appartenente al livello 3.

Strutture sedimentarie. I corpi arenacei, nella parte media e alta, sono tipicamente organizzati in sequenze negative spesse da 10 a 50 m (Fig. 3). Alla base di ciascuna sequenza si ha una porzione argilloso-siltosa fortemente bioturbata (tav. 1A), nella quale si riconoscono ripples da onda e da corrente. A questa porzione basale fanno seguito arenarie medio-sottili in strati fino a 60 cm con lamine piano-parallele orizzontali o inclinate. Gli strati arenacei si fanno via via più potenti verso l'alto dove, con contatto erosivo marcato in genere da livelli microconglomeratici, sono sovrastati da bancate arenacee grossolane (fino a 10 m di spessore) caratterizzate da pacchi spessi fino ad un metro di lamine piano-parallele inclinate e "a festoni". Le bancate al tetto della sequenza sono spesso amalgamate ed è frequente la distorsione delle lamine per fuoriuscita dei fluidi (escape structures); ricorrente inoltre (ed in genere al tetto dei banchi più potenti) la presenza di paleosuoli arrossati e livelli a radici (Fig. 3).

I cicli alla base del livello hanno invece spessori ridotti (4-5 metri) e terminano in genere con strati di arenarie medie con struttura a lamine piano-parallele inclinate, in sets spessi fino a un metro, prive di sicuri contatti erosivi o amalgamati.

Paleocorrenti. Le paleocorrenti indicano prevalenza di apporti dai quadranti occidentali (Fig. 2).

Ambiente di sedimentazione. Nella porzione inferiore del livello sono riconosciute barre di foce distali progradanti in lame d'acqua marina non profonda in condizioni protette e riducenti, come suggerito dai frequenti livelli lignitiferi.

Verso l'alto la deposizione terrigena abbondante e grossolana ed i corpi arenacei organizzati in sequenze negative suggeriscono la presenza di un delta altamente costruttivo (Fisher et al., 1969; Coleman & Wright, 1975) capace di accumulare estese e potenti barre di foce e di crevassa intagliate, via via, dai canali distributori. Le parti più alte delle barre e, in particolare, dei canali raggiungevano spesso l'emersione con conseguente pedogenesi delle aree emerse.

Livello 3. (365-550 m). Corrisponde ai "Nautilus-beds" di MacFadyen (1933).

Litologia. Siltiti e argilliti verdi e grige alternate ad arenarie calcaree e calcari arenacei giallastri, medio-fini, dello spessore massimo di qualche metro (Fig. 3), con abbondanti resti di foraminiferi (Nuttall Brighton, 1931), lamellibranchi (in prevalenza ostreidi), gasteropodi, nautiloidi (tav. 1B), vertebrati (sirenidi e altri mammiferi), nonché resti di tronchi silicizzati (MacFadyen, 1933; 1952). Le microfacies dei calcari sono rappresentate da wackestone quarzosi.

Le arenarie, da poco a ben selezionate, contengono in prevalenza clasti di quarzo e feldspati.

Il limite superiore è dato dalla comparsa di livelli arenaceo-conglomeratici intensamente arrossati.

Strutture sedimentarie. Tutti i tipi litologici presenti in questo livello risultano intensamente bioturbati. Negli strati arenacei (Fig. 3) prevalgono le lamine piano-parallele inclinate, laminazioni da marea (herringbones), increspature da onda, flaser bedding e, alla base degli strati più potenti, clay chips. Questi ultimi si trovano in genere sopra contatti erosivi seguiti da sequenze positive, che rappresentano probabilmente depositi in canali di marea.

Paleocorrenti. Le strutture sedimentarie presenti negli strati arenacei indicano spostamenti di materiali in senso nord-sud (Fig. 2).

Ambiente di sedimentazione. I fossili e le strutture sedimentarie indicano un ambiente marino non molto profondo, passante da subtidale a

intertidale, protetto da barre sabbiose e interessato da canali di marea. I livelli arrossati al tetto di alcuni corpi sabbiosi suggeriscono periodi di emersione prolungata delle barre.

Questo ambiente lagunare poco profondo e forse, a momenti, anche leggermente iposalino era particolarmente favorevole allo sviluppo dei nautiloidi, che in questa località risultano particolarmente abbondanti e di dimensioni notevoli (MacFadyen, 1933; Haas & Miller, 1952).

Livello 4. (450-728 m). Corrisponde alla Middle Daban Series (MacFadyen, 1933) pro parte.

Litologia. Arenarie rosse grossolane e microconglomerati, in strati spessi fino a qualche metro, intercalate con bancate di siltiti e argilliti (Fig. 3) molto arrossate e con qualche livello di argilliti lignitifere. Nelle siltiti e nelle argille, che complessivamente costituiscono circa un terzo del livello, sono frequenti resti di legni silicizzati. Le arenarie sono ricche di elementi di quarzo e feldspati in granuli poco arrotondati, cementati da abbondante ematite.

Il limite superiore è stato posto immediatamente al di sotto del primo banco come calcareo-siliceo.

Strutture sedimentarie. Le arenarie presentano frequentemente contatti erosivi ed amalgamati, in genere marcati da livelli discontinui di conglomerati. Le strutture più comuni nelle arenarie sono la laminazione piano-parallela inclinata in pacchi spessi fino a un metro e la laminazione concava inclinata (Fig. 3). Le argilliti e le siltiti sono molto bioturbate con livelli a radici ed orizzonti profondamente pedogenizzati contenenti lenti di caliche e noduli di manganese (tav. 2B).

Verso la metà del livello si intercalano alcuni orizzonti di 3-10 m di arenarie molto ben cernite, chiare, caratterizzate da ampie lamine a festoni (tav. 2A), con sovrapposte strutture a ripples (Fig. 3), con sottili e lenticolari intercalazioni di siltiti rosse. Nelle arenarie sono presenti tracce fossili ad andamento verticale tipiche di ambiente eolico (Clemmensen & Abrahamsen, 1983).

Paleocorrenti. Le paleocorrenti in questo livello risultano abbastanza disperse con apporti verso i quadranti meridionali ed orientali (Fig. 2). Più in particolare nella porzione inferiore del livello prevalgono apporti verso SE e SW mentre in quella superiore verso NE.

Ambiente di sedimentazione. Si tratta di depositi di ambiente continen-

tale caratterizzati da corpi arenacei sedimentari in fiumi intrecciati ed in piane alluvionali con apporti di materiali sabbiosi ad opera di lame di piena (sheet flood). Dato il clima probabilmente arido i depositi venivano spesso rimaneggiati dal vento e formavano campi di dune che si intercalavano ai sedimenti alluvionali. Depositi eolici fini potevano aver contribuito in modo consistente, insieme a materiali fini di esondazione, a costruire gli spessi (10-15 m) banchi massicci di siltiti ed argilliti rosse che si intercalavano ai livelli arenacei, e che presentano intensi fenomeni di pedogenizzazione, estesi livelli a caliche e noduli di manganese.

Livello 5. (728-1102 m). Corrisponde alla Middle Daban Series pro parte.

Litologia. La base di questo livello è rappresentata da una potente bancata, costituita da calcari bianchi farinosi, spessa 3 m, intensamente silicizzata nella parte superiore (Fig. 3). Questa costituisce uno strato guida esteso in gran parte del bacino e mappato da Hunt (1960) nel foglio Berbera. Dove la sostituzione da parte della silice non si è verificata, lo strato calcareo risulta intensamente ricristallizzato con strutture grumolose e pisolitiche, forse riferibili a processi pedogenetici. Le rare porzioni non ricristallizzate sono invece costituite da micrite con ostracodi e probabilmente resti vegetali. Sono presenti inoltre noduli calcarei ovoidali di dimensioni centimetriche, inglobanti granuli di quarzo, di dubbia interpretazione.

Allo strato calcareo-siliceo fanno seguito siltiti e argilliti rosse e verdi (Fig. 3) in potenti bancate (fino a 20 m). Queste alternano con rare intercalazioni di arenarie rosse e verdi medio-fini in strati da pochi dm fino a 4 m, con livelletti calcarei (verso la base del livello) contenente sparsi granuli quarzoso-feldspatici, talora intensamente silicizzati (sostanzialmente simili alla bancata basale) ed infine con sottili strati di gesso laminato. Il gesso è presente inoltre in vene discordanti con la stratificazione ed anche in "fiocchi" e noduli all'interno degli strati.

Il passaggio al livello 6 è graduale ed il limite segna la fine degli sporadici apporti terrigeni grossolani (arenarie) e l'inizio di cicli ben individuati (vedi oltre).

Strutture sedimentarie. La struttura sedimentaria più comune nelle siltiti e argilliti è rappresentata da una intensa bioturbazione con gallerie cm-metriche e dm-metriche. Nelle arenarie si osserva spesso la laminazione piano-parallela orizzontale e concava inclinata e super

fici erosive alla base di qualche strato.

Paleocorrenti. Le strutture sedimentarie suggeriscono una prevalenza degli apporti verso sud (Fig. 2).

Ambiente di sedimentazione. I rari fossili costituiti solamente da ostracodi e probabili resti di piante, unitamente alla rilevante estensione e uniformità di spessore dei corpi carbonatici, suggeriscono per i primi 20 m del livello un ambiente lacustre con deposizione carbonatica, soggetto a periodi di prosciugamento. Durante questi ultimi i calcari subivano processi di pedogenesi.

Successivamente si è impostato un ambiente tipo playa (Glennie, 1970) nel quale prevalevano apporti di materiali sottili arrossati. Solo sporadicamente i canali fluviali raggiungevano la piana fangosa apportando sabbie medio-fini. Altrettanto rari risultavano gli episodi evaporitici.

Livello 6. (1102-1370 m). Corrisponde alla Middle Daban Series pro parte.

Litologia. Questo livello è caratterizzato dalla tipica alternanza di cicli (Fig. 4) spessi 3-12 m, costituiti, dal basso, da i) argilliti e siltiti rosse, ii) argilliti e siltiti verdi, iii) strati di gessi laminati con interstrati millimetrici di argilliti verdi (tav. 2C). Le porzioni arrossate costituiscono in genere i 2/3 dell'intero ciclo, mentre gli strati gessosi danno luogo a sequenze al massimo di 2 m.

Alla base del livello i primi cicli mostrano associati ai banchi gessosi sottili strati calcarei farinosi con resti di gasteropodi di acqua dolce e qualche strato di arenaria fine.

Ambiente di sedimentazione. Si tratta di depositi di un lago effimero del tipo playa o inland sebkha (cfr. Glennie, 1970) soggetto a periodiche inondazioni ad opera di acque ricche di sali (prevalentemente solfati provenienti da livelli evaporitici più vecchi, es. Evaporiti di Taleh, Soec, 1954).

Più in particolare, i livelli di siltiti intensamente arrossati corrispondono a depositi di ambiente subaereo durante i periodi di completo disseccamento, mentre le siltiti verdi rappresentano le fasi di generale inondazione della playa con apporti di materiali terrigeni fini che decantavano in lame d'acqua più o meno profonde. L'evaporazione di queste acque ricche in solfati e la diminuzione di apporti fluviali, davano luogo infine alla deposizione dei banchi gessosi. I sot-

tili interstrati argillosi, che si intercalano ai gessi, rappresentano sporadici apporti di acqua, contenente anche materiali fini, durante i periodi di disseccamento del lago.

Una volta raggiunto il completo prosciugamento della lama d'acqua si instauravano nuovamente condizioni subaeree, che perduravano per lunghi periodi con accumulo di argilliti e siltiti rosse. Con queste iniziava un nuovo ciclo.

Livello 7. (1370- circa 2400 m). Questo livello, che comprende la porzione superiore della sezione togga Biyoguure, è stato rilevato con minor dettaglio rispetto alla porzione media e inferiore. Pertanto viene così descritto nel suo insieme riservandoci nelle prossime ricerche di effettuare osservazioni più dettagliate che potrebbero portare a definire ulteriori suddivisioni. Corrisponderebbe alla Upper Daban Series.

Litologia. I cicli siltoso-argillosi con gesso, del precedente livello 6, vengono gradatamente sostituiti da siltiti rosse e verdi alle quali si intercalano livelli di arenarie, bancate di calcari bianchi straterellati con lenti e livelli di selce e straterelli di lignite. Questi ultimi caratterizzano soprattutto la porzione inferiore del livello.

A questa porzione basale, spessa circa 250 m, segue una monotona successione di siltiti verdi, calcari bianchi farinosi e straterellati (tipo chalk) in bancate molto spesse (fino a 10 m), nonché strati di arenarie medio fini (Fig. 4). Queste ultime diventano più frequenti e grossolane verso il tetto del livello dove compaiono anche bancate di siltiti arrossate. Sono presenti inoltre livelli di cineriti e siltiti varvate. I calcari sono dei mudstones talvolta ricristallizzati, contenenti rari granuli di quarzo. Molto frequenti nei calcari i nesti di ostracodi, gasteropodi, rari lamellibranchi, pesci di acqua dolce (MacFadyen, 1933; Van Couvering, 1982) e frammenti di piante.

Strutture sedimentarie. Le bancate argilloso-siltose presentano un aspetto massivo dovuto ad intensa bioturbazione e raramente varve centimetriche. Nelle arenarie si osserva talvolta la gradazione verticale e, in qualche caso, ripples da onda. Gli strati arenacei sono spesso organizzati in piccoli cicli negativi, soprattutto verso il tetto del livello (Fig. 4). Nei calcari, oltre ad una fitta laminazione parallela che determina una tipica fissibilità, si osservano anche rari livelli a slumps.

e frammenti litici, di solito carbonatici, immersi in abbondante matrice. Le siltiti, generalmente di colore verde, si presentano in banchi massicci spessi qualche metro. I calcari sono di colore bianco, farinosi, spesso con noduli di selce, e si presentano fittamente straterellati in banchi al massimo di 2 m. Al microscopio i calcari si presentano come mudstones bioclastici con granuli di quarzo, a vario grado di porosità (chalk). I bioclasti sono rappresentati da ostracodi, rari lamellibranchi e foraminiferi rimaneggiati.

In uno strato calcareo al tetto della serie è stato rinvenuto uno scheletro di pesce, non ancora determinato (tav. 3B).

Nella porzione intermedia della serie risultano intercalati nelle bancate di siltiti verdi due livelli cineritici, spessi circa 20 cm. Questi sono in studio presso la Facoltà di Chimica della Università Nazionale Somala per una eventuale utilizzazione industriale.

Strutture sedimentarie. I tipi litologici sopra descritti sono organizzati in sequenze negative così costituite (Fig. 4): alla base si hanno bancate di siltiti verdi, talvolta bioturbate, nelle quali si intercalano i livelli calcar-ei; seguono strati di arenarie fini a laminazione piano-parallela molto debolmente inclinata (Fig. 4A), nelle quali si possono riconoscere ripples da onda (tav. 4B) e treni di ripples da corrente; nella parte medio-alta dei cicli le arenarie si fanno più grossolane, in bancate massicce o con laminazione piano-parallela, inclinata o a festoni; nella laminazione piano-parallela si osservano talvolta gruppi di ciottoli che formano strutture a cluster (tav. 5A); verso l'alto le bancate arenacee sono spesso troncate da una superficie di erosione, marcata da lenti o livelli conglomeratici (tav. 3A), cui fa seguito la parte terminale del ciclo, rappresentata da arenarie conglomeratiche a stratificazione concava inclinata, che si rastrema e si orizzontalizza sotto corrente, con progressiva diminuzione delle dimensioni dei clasti; al tetto delle sequenze si ha spesso un intervallo conglomeratico massiccio ad andamento suborizzontale (tav. 3A).

Nei corpi arenaceo-conglomeratici si osservano inoltre clasti d'argilla, strutture di fuoriuscita di fluidi (tav. 5B) e sottili livelli a slump. Gli strati calcarei hanno generalmente una laminazione orizzontale e talvolta mostrano fratture da contrazione ad andamento poligonale, aperte verso il basso.

Paleocorrenti. Le paleocorrenti risultano molto disperse (Fig. 2).

Ambiente di sedimentazione. La ricorrente organizzazione dei sedimenti in cicli negativi, che terminano con corpi arenaceo-conglomeratici

canalizzati e con chiare strutture da correnti trattive, indicano un ambiente deltizio nel quale si possono riconoscere barre di foce distali e prossimali, canali distributori e depositi di rotta, nonché sedimenti fini di prodelta. I caratteri presenti nelle bancate calcaree e siltose, molto simili a quelli riconosciuti nei sedimenti lacustri della parte alta (liv. 7) della serie del Biyoguure, ai quali passano lateralmente sotto corrente, indicano che l'edificio deltizio progrediva in un lago permanente. La profondità delle acque doveva essere consistente data l'assenza di chiare evidenze di emersione (suoli, depositi intensamente ossidati e livelli a radici). La notevole dispersione delle paleocorrenti in questi depositi deltizi può essere dovuta, oltre che alla sinuosità dei canali distributori, anche alla presenza di numerosi episodi di rotta degli argini, tipici di delta altamente costruttivi (Fisher et al., 1969), come doveva essere l'apparato in esame. La dispersione inoltre può essere messa in relazione anche con variazioni del reticolo idrografico controllato da una tettonica attiva che mutava la configurazione orografica delle aree circostanti il lago.

4. BOULDER BEDS

La successione del bacino del Daban termina con un livello conglomeratico in giacitura discordanti sui terreni sottostanti (Older Boulder Beds di MacFadyen, 1933, attribuiti dubitativamente al Miocene). Si tratta di depositi molto grossolani di conoide alluvionale con clasti calcarei prevalenti e subordinatamente metamorfici.

I Boulder Beds evidenziano importanti movimenti verticali lungo fratture che hanno portato al sollevamento dell'altopiano somalo. Tali movimenti, forse di entità minore, si sono verificati anche durante le ultime fasi di colmamento del bacino del Daban come risulta dai grossi clasti presenti nei depositi deltizi del Kalaiab.

5. CONCLUSIONI

Il bacino del Daban costituiva nell'Eocene medio-superiore, al tempo della deposizione dei livelli 1, 2, 3, una rientranza della linea di costa che verso la Somalia centro-settentrionale e verso l'Arabia meridionale era ubicata un centinaio di chilometri più ad est (vedi limiti occidentali dei Calcari del Karkar e della Formazione di Habshiya, Beydoun, 1970; Altichieri et al., 1981). Questa insenatura si era impostata in una zona di debolezza crustale interessata già

dal Mesozoico da notevole accumulo di sedimenti (fino ad un massimo di 2000 m; cf. Fig. 3 in Bruni & Fazzuoli, 1980).

In questo braccio di mare sottile sfociavano corsi d'acqua importanti, provenienti da ovest, che per un certo periodo costruivano estesi apparati deltizi (liv. 2). Successivamente gli apporti terrigeni si fecero più scarsi (liv. 3 a Nautilus), ma l'ambiente rimase sempre di mare relativamente poco profondo (Fig. 5).

Durante l'Oligocene, alla fine della deposizione del livello a Nautilus, la depressione del Daban perdette ogni comunicazione con il mare aperto a causa di un ulteriore ritiro verso est della linea di costa (Azzaroli & Fois, 1964). Da questo momento si instaurò una franca deposizione continentale (liv. 4), costituita da sedimenti alluvionali (prevalentemente fiumi intrecciati) e da sporadici accumuli di materiali eolici, sia sotto forma di dune sabbiose, che di materiali più fini.

I sedimenti fluviali ed eolici furono ricoperti da una potente successione, sempre di depositi continentali, accumulati in laghi effimeri (livelli 5 e 6). Il frequente prosciugamento di questi laghi era dovuto principalmente a condizioni locali di clima continentale arido, instauratosi nella zona del Daban in seguito alla regressione del mare verso est (Azzaroli & Fois, 1964).

Ai depositi di laghi effimeri segue una potente pila di sedimenti riferibili ad apparati deltizi (sezione del Kalajab) e a laghi permanenti (liv. 7, sezione Biyoguure), con i quali termina la deposizione nel bacino del Daban. Le condizioni climatiche che permisero l'instaurarsi di un lago permanente abbastanza profondo ed esteso, e la ripresa di notevoli apporti terrigeni (apparati deltizi altamente costruttivi), possono essere messe in relazione, oltre che ad un deterioramento climatico che raggiunse a livello mondiale uno dei suoi apici proprio nell'Oligocene (Savin, 1977; Kennett, 1982), anche a notevoli variazioni paleogeografiche. Si verificò infatti l'inizio dell'apertura del Golfo di Aden (Fisher, Bunce et al. 1974; Girder & Styles, 1978) che riportò la zona del Daban a condizioni meno continentali caratterizzate da una maggiore umidità. A questo si aggiunse l'inizio del sollevamento dell'altopiano somalo che determinò condizioni orografiche favorevoli alla condensazione di masse d'aria umide provenienti dall'Oceano Indiano e dal proto-Golfo di Aden ed una erosione più attiva.

Durante le ultime fasi di riempimento del bacino del Daban, nelle zone circostanti, interessate anch'esse da importanti movimenti tettonici

connessi con la lacerazione della crosta continentale, si verificarono importanti fasi di attività vulcanica esplosiva. A queste ultime possono essere riferiti i vari livelli di cineriti presenti nella sezione del Kalajab ed al tetto della sezione del Biyoguure. Possibili aree di provenienza di questi materiali vulcanici potrebbero essere la zona dell'horst di Aisha-Ali Sabieh a sud di Gibuti, il margine dell'altopiano somalo (zona Asba Tafari-Dire Dawa), o, a maggior distanza, il margine orientale dell'altopiano etiopico. In tutte queste zone si trovano infatti estese coltri di rioliti ignimbriche di età compresa fra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore (Merla et al., 1979).

Probabilmente, con l'inizio del Miocene, termina la subsidenza e la deposizione nel bacino del Daban, il quale viene ricoperto in discordanza dai conglomerati di conoidi alluvionali (Boulder Beds).

L'assottigliamento della crosta continentale in corrispondenza del margine somalo, che ha portato successivamente all'apertura del Golfo di Aden, determinò anche la notevole subsidenza del bacino del Daban (impostato, come abbiamo visto, in una zona di debolezza crustale). In esso si sono depositi dall'Eocene medio-superiore al Miocene oltre 2500 m di sedimenti con una velocità di accumulo valutabile a 10 cm ogni 1000 anni. Il Daban potrebbe pertanto essere considerato come un bacino vicariante rispetto al rift principale. A differenza di quest'ultimo non ha però raggiunto lo stadio di oceanizzazione.

Fra l'Oligocene superiore ed il Miocene, si assiste alla fine della subsidenza del bacino del Daban, il quale, coinvolto nei movimenti del margine continentale somalo, viene deformato e ricoperto in discordanza dai depositi sintettonici (Boulder Beds).

Non mancano in aree circostanti il Golfo di Aden altri esempi di bacini vicarianti rispetto all'asse principale del rift oceanico, confrontabili con il bacino del Daban. In questi sono state raggiunte fasi più o meno avanzate di lacerazione della costa continentale. Per citarne alcuni, possiamo ricordare il bacino miocenico della "Red Series" nella Dancalia settentrionale, i bacini lacustri attuali e subattuali della Dancalia meridionale e, a livello di ipotesi, la vallata del Nogal. Per i primi due sono documentati spessori di sedimenti paragonabili a quelli del Daban.

Infine è da sottolineare che la continuità areale della facies riscontrata negli affioramenti del bacino del Daban fa ritenere che esso doveva estendersi ben al di là degli attuali affioramenti. In effetti, in letteratura esiste qualche riferimento a depositi correlati

bili con quelli del Daban e situati in vicinanza della costa del Golfo di Aden (Soec, 1954; Azzaroli, 1958; Beydoun, 1970).

L'estensione originaria del bacino ed una più precisa caratterizzazione degli ambienti sedimentari costituiranno argomenti di future ricerche.

RINGRAZIAMENTI

Questa ricerca è stata resa possibile attraverso la fattiva collaborazione del Prof. M.A. Arush, Preside della Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala e del suo predecessore Prof. H.A. Ibrahim.

Gli autori ringraziano anche il Dr. Eljo ed i laureandi somali che li hanno accompagnati sul terreno.

Un particolare ringraziamento al Prof. G. Mezzadri per l'esame preliminare dei livelli cineritici. C. Marri ha eseguito i disegni.

Ricerca eseguita con i contributi M.P.I. 12-01-01702 C.N.R. 81.01838. Il ciclo di ricerche sul bacino del Daban rientra nel progetto Finalizzato "Studio geologico delle coperture sedimentarie mesozoiche e cenozoiche della Somalia" del Ministero Affari Esteri italiano, coordinatore Prof. Antonello Angelucci.

BIBLIOGRAFIA

- ALTICHERI L., ANGELUCCI A., BOCCALETTI M., CABDULQAADIR M.M., CARUSH M.C., PICCOLI G. & ROBBA E., 1981 - Preliminary study on the Paleogene formations of Central Somalia (Hiiraan, Galgaduug, Mudug and Nugaal regions) Quad. Geol. Somalia, 5, 1-26.
- AZZAROLI A., 1958 - L'Oligocene e il Miocene della Somalia. Stratigrafia, tettonica, paleontologia (Macroforaminiferi, Coralli, Molluschi). Palaont. Italica, 52, 1-142.
- AZZAROLI A. & FOIS V., 1964 - Geological outlines of the Northern End of the Horn of Africa. Int. Geol. Congr. Rep. XXII Sess., India, 4, 293-314.
- BEYDOUN Z.R., 1970 - Southern Arabia and Northern Somalia: comparative geology. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 267, 267-292.

- BRUNI P. & FAZZUOLI M., 1980 - Mesozoic structural evolution of the Somali Coast of the Gulf of Aden. Acc. Naz. Lincei Atti Conv. Lincei, 41, 193-207.
- CLEMMENSEN L.B. & ABRAHANSEN K., 1983 - Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. Sedimentology, 30, 311-339.
- COLEMAN J.M. & WRIGHT L.D., 1975 - Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: Deltas, Models for Explorations (Ed. by M.B. Broussard), Houston Geol. Soc., 99-149.
- FARQUHARSON R.A., 1924 - First Report on the Geology and Mineral Resources of the British Somaliland. London, 53 pp.
- FISHER W.L., BROWN L.F., SCOTT A.J. & MAC GOWEN J.H., 1969 - Delta systems in the exploration for oil and gas. Bur. Econ. Geol., Univ. Texas, Austin, 18 pp.
- FISHER R.L. & BUNCE E.T. et al., 1974 - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 24, Washington, U.S. Government Printing Office, 1183 pp.
- GIRDLER R.W. & STYLES P., 1978 - Seafloor spreading in the Western Gulf of Aden. Nature, vol. 271, 615-617.
- GLENNIE K.W., 1970 - Desert Sedimentary Environments. Elsevier Publ., Co., Amsterdam, 222 pp.
- HAAS O. & MILLER A.K., 1952 - Eocene Nautiloids of British Somaliland. Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 99, 317-354.
- HUNT J.A., 1960 - Report on the geology of the Berbera-Shikh area, Berbera and Burao districts. Geol. Surv. Somaliland. Rep. 4, 27 pp.
- KENNETT J., 1982 - Marine Geology. Prentice Hall, London, 813 pp.
- KUKAL Z., 1971 - Geology of Recent Sediments. Academic Press, London, 490 pp.
- MACFADYEN W.A., 1933 - Geology of British Somaliland. Crown Agents, London, 87 pp.
- MACFADYEN W.A., 1952 - Note on the Geology of the Daban Area and the

localities of the described Nautiloids. In: Eocene Nautiloids of British Somaliland (Haas O. & Miller A.K.), Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 99, 347-349.

MERLA G., ABBATE E., AZZAROLI A., BRUNI P., CANUTI P., FAZZUOLI M., SAGRI M. & TACCONI P., 1979 - A geological map of Ethiopia and Somalia (1973) and Comment. C.N.R. Centro Stampa, Firenze, 95 pp.

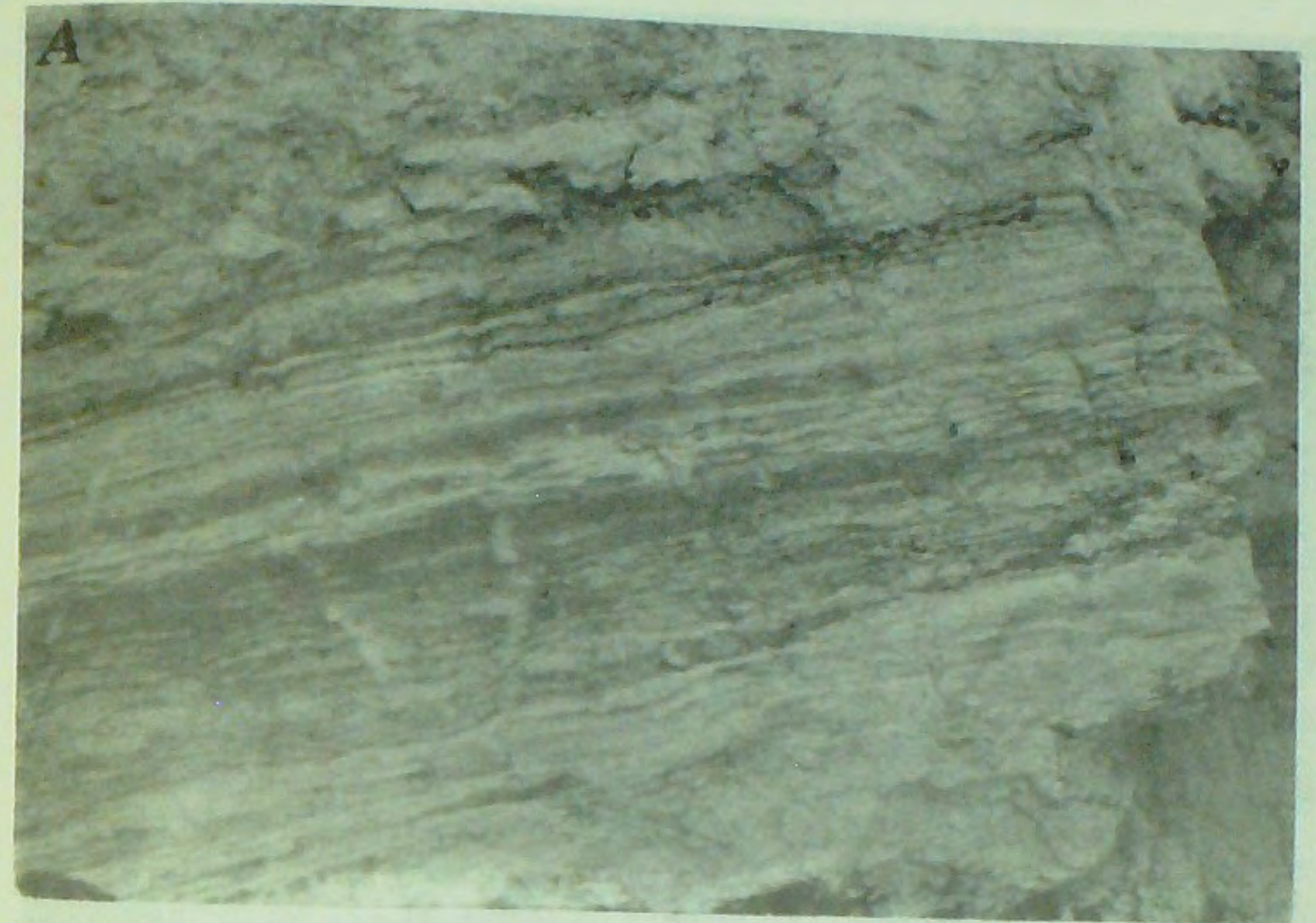
NUTTAL W.L.F. & BRIGHTON A.G., 1931 - Larger foraminifera from the Tertiary of Somaliland. Geol. Mag., 68, 49-64.

SAVIN S.M., 1977 - The history of the Earth's surface Temperature during the last 100 million years. In: Ann. Rev. Earth Planet Sci. (Ed. by F.A. Donath, F.G. Stehli & G.A. Wethenill, 5, 319-355.

S.O.E.C., 1954 - A geological reconnaissance of the sedimentary deposits of the protectorate of British Somaliland. Crown Agents, London, 42 pp.

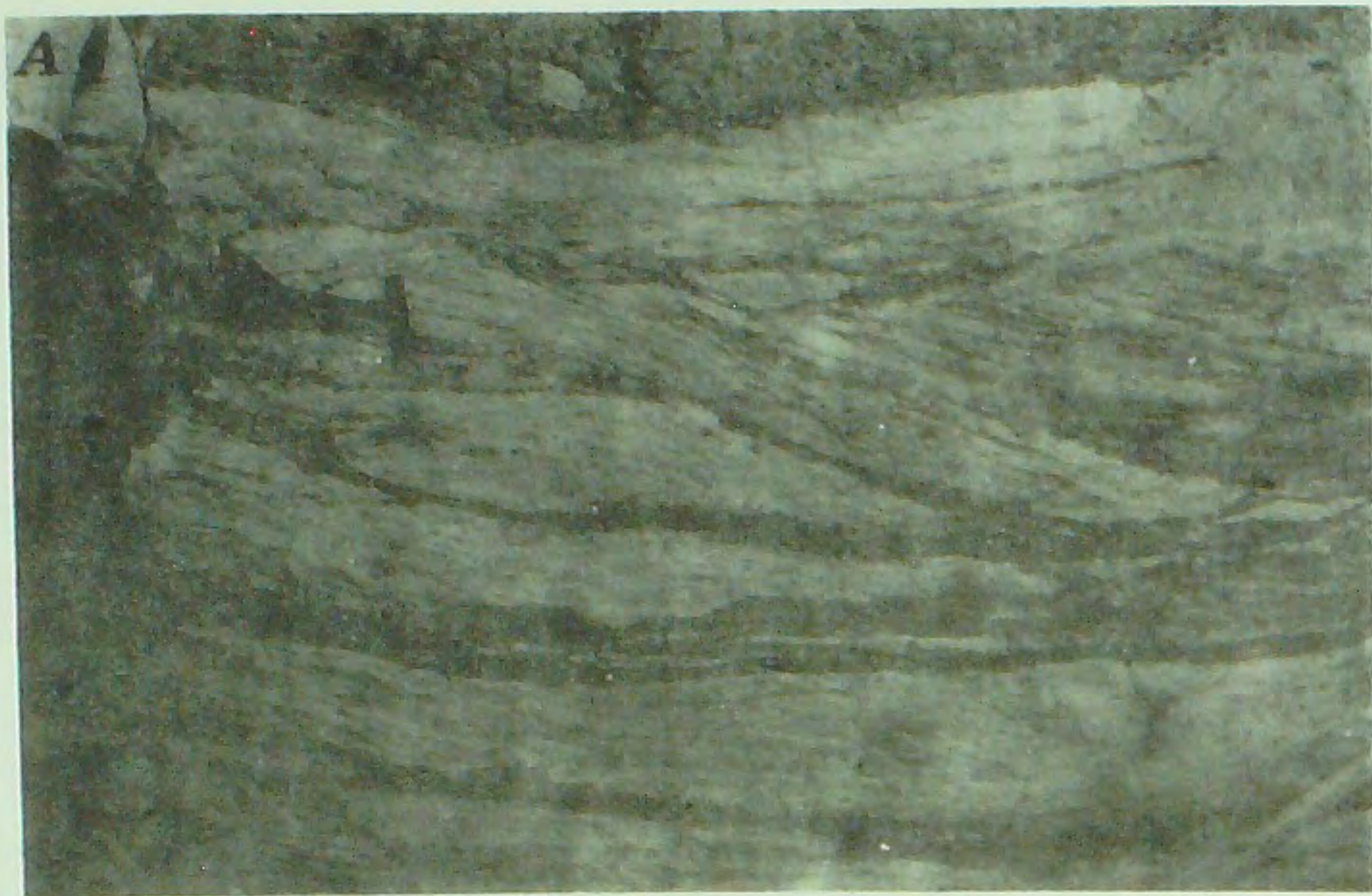
VAN COUVERING J.A., 1982 - Fossil Cichlid Fish of Africa. Spec. Pap. Palaeont., Palaeont. Ass., London, 29, 103 pp.

WYLLIE B.K.N., 1925 - Geology of a Portion of British Somaliland. In: The collection of fossils and rocks from Somaliland, by J.W. Gregory et al., Mon. Geol. Dept. Hunterian Museum, Glasgow Univ., 8-14.



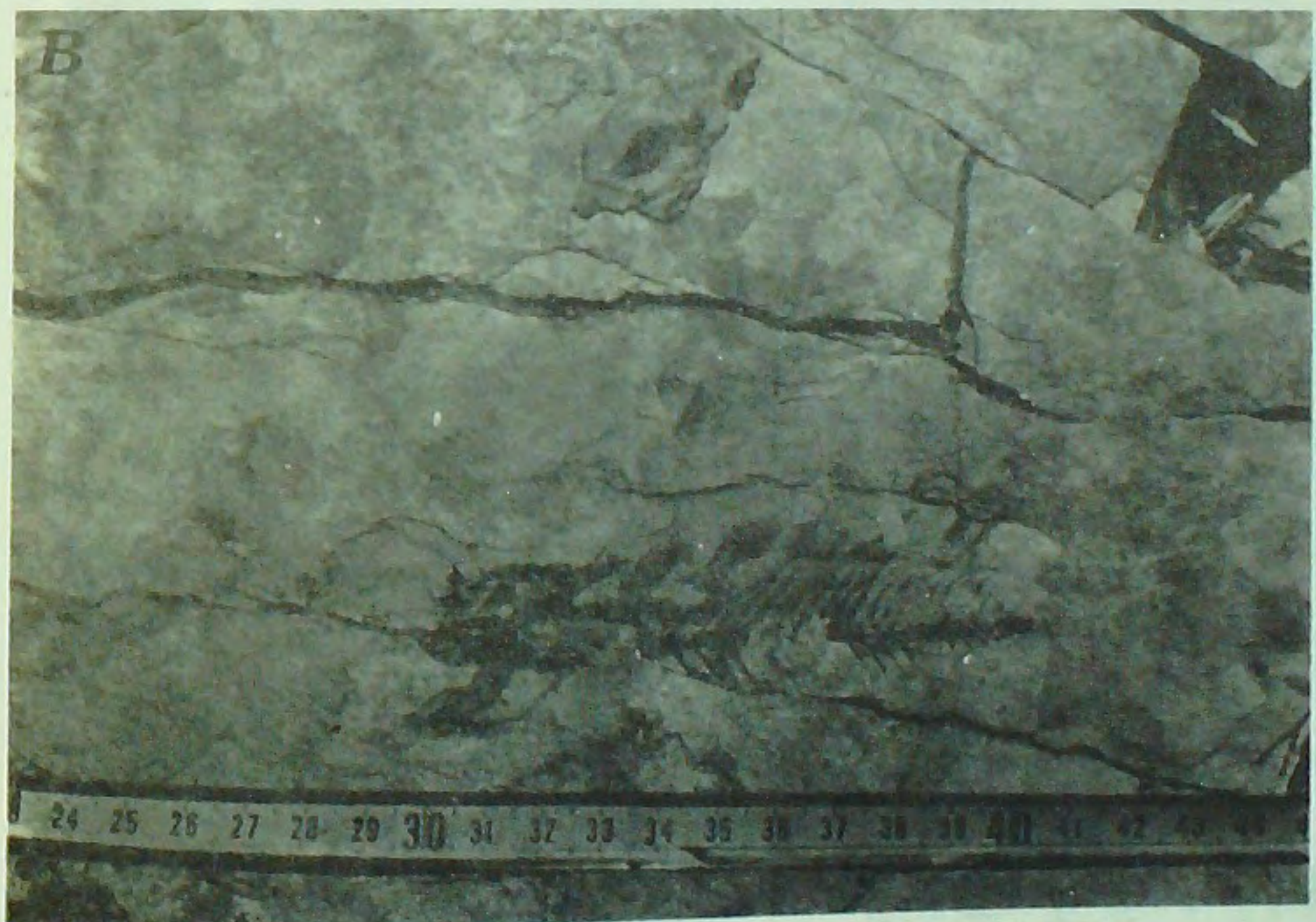
Tav. 1

- Fig. 1A - Argilliti e siltiti intensamente bioturbate base dei cicli deltici del livello 2 della sezione Biyooguure.
- Fig. 1B - Nautiloide rinvenuto nella porzione basale del livello 3 della sezione Biyooguure.



Tav. 2

- Tav. 2A - Arenarie ben selezionate organizzate in grossi festoni interpretate come depositi eolici (liv. 4, sezione Biyoguure).
- Tav. 2B - Siltiti intensamente pedogenizzate con caliches a noduli, appartenenti ai depositi fluviali del livello 4 della sezione Biyoguure.
- Tav. 2C - Alternanze centimetriche di livelli di gesso e argilliti verdi tipiche dei banchi gessosi del livello 6 della sezione Biyoguure.



Tav. 3

- Tav. 3A - Grosso banco conglomeratico al tetto di arenarie deltizie a laminazione parallela nella sezione del Kalajab.
- Tav. 3B - Resto di pesce di acqua dolce in uno strato calcareo del livello 7 della sezione Biyoguure.



Tav. 4

Tav. 4A - Laminazione piano-parallela, interrotta da una piccola faglia sinsedimentaria, nelle arenarie fini e siltiti alla base dei cicli deltizi nella sezione del Karajab.

Tav. 4B - Ripples da onda intercalate a lamine piano-parallela e ciottoli nelle arenarie dei cicli deltizi della sezione del Kalajab.



Tav. 5

Tav. 5A - Strati arenaceo deltizi con laminazione piano-parallela e ciottoli calcarei organizzati in Cluster. Corrente da sinistra a destra. Sezione Kalajab.

Tav. 5B - Arenarie con grosse strutture di espulsione dei fluidi. Sezione del Kalajab.

CONTRIBUTO ALLA CONOSCENZA DELLE MASSE GRANITOIDI DEI BUUR (SOMALIA MERIDIONALE)

ABDULLAHI HAYDER M.

Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somalia

INTRODUZIONE

Nella Somalia meridionale, a 90 km a W di Mogadiscio, affiora per un'area di circa 30.000 kmq il basamento cristallino (Fig. 1). Esso è costituito da gneiss di vario tipo, anfiboliti, migmatiti, marmi, quarziti e masse granitoidi.

In questa area caratterizzata da una superficie pianeggiante spiccano piccoli e isolati rilievi (Buur) costituiti da rocce metamorfiche e magmatiche.

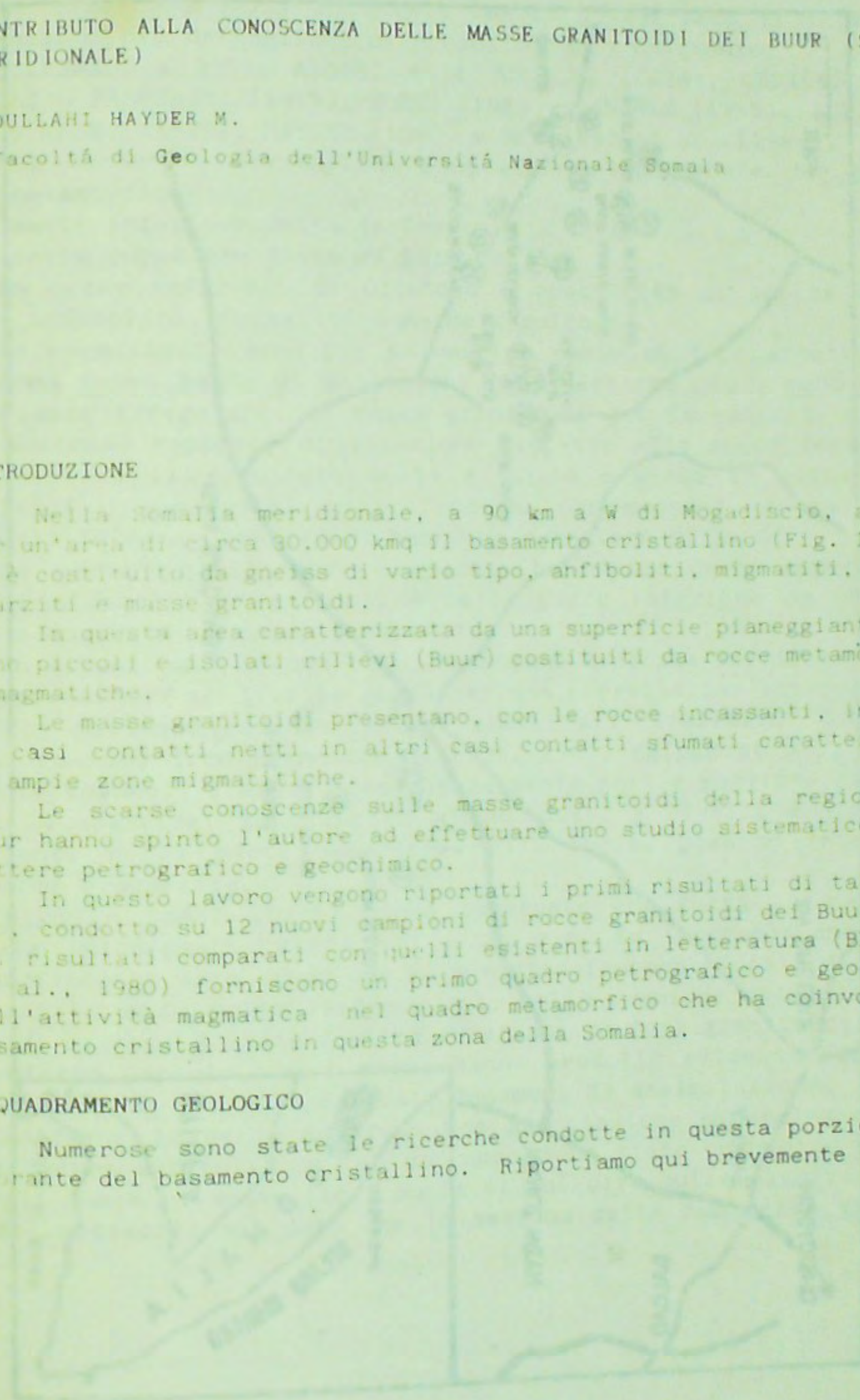
Le masse granitoidi presentano, con le rocce incassanti, in alcuni casi contatti netti in altri casi contatti sfumati caratterizzati da ampie zone migmatitiche.

Le scarse conoscenze sulle masse granitoidi della regione dei Buur hanno spinto l'autore ad effettuare uno studio sistematico a carattere petrografico e geochimico.

In questo lavoro vengono riportati i primi risultati di tale studio, condotto su 12 nuovi campioni di rocce granitoidi dei Buur; questi risultati comparati con quelli esistenti in letteratura (BELLIENI et al., 1980) forniscono un primo quadro petrografico e geochimico dell'attività magmatica nel quadro metamorfico che ha coinvolto il basamento cristallino in questa zona della Somalia.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Numerose sono state le ricerche condotte in questa porzione affiorante del basamento cristallino. Riportiamo qui brevemente le noti



rinvenuti minerali caratteristici (come cianite, andalusite).

L'intensità di questo evento metamorfico ed anatettico Precambriano è stata tale da cancellare ogni traccia di eventuali precedenti eventi metamorfici che, come è ragionevole ammettere, possono aver per lo meno interessato la serie inferiore di Olontole, prima della sedimentazione dell'attuale serie di Diinsor (BAKOS e SASSI, 1975).

Per quanto riguarda le masse granitoidi, esse presentano, come già detto, caratteri sia circoscritti che diffusi e mostrano una tendenza a concentrarsi nel settore sud-occidentale del basamento.

Una indagine radiometrica effettuata con il metodo Rb/Sr, sulle rocce magmatiche e sulle rocce granitoidi affioranti nella zona di Buur Hakaba ha fornito età di raffreddamento della muscovite di 531 m.a. e della biotite di 490 m.a. (BORSI et al.). Questi dati indicano che la regione dei Buur non subì, in epoche successive a quelle di cui sopra, riscaldamenti superiori ai 300°C.

Una recente datazione effettuata su un campione di granito affiorante a Buur Muun ha dato età di 652 ± 12 m.a. (vedi lavoro di HAYDER et al. nel presente volume).

Un primo studio effettuato da BELLINI et al. (1980) su un limitato numero di campioni di rocce granitoidi ha messo in evidenza l'esistenza di differenze petrografiche tra i campioni provenienti dalla zona di Buur Akaba (Gruppo A), dalla zona di Diinsor (Gruppo C) e dell'area compresa tra le due zone precedenti (Gruppo B).

Mediante l'applicazione dei sistemi sperimentali Q-Or-Ab-An-H₂O di Winkler i diversi gruppi di rocce sembrerebbero essere cristallizzati a P_{H₂O} diverse; nell'ambito di questa ipotesi la posizione topografica attuale è stata interpretata come una possibile risposta ad una successiva e intensa tettonica a faglie.

Per quanto riguarda la genesi di queste masse intrusive secondo AZZAROLI e PASSERINI (1965) sarebbe il risultato di un processo di metasomatizzazione. In un successivo lavoro BAKOS e SASSI (1975) proposero una genesi anatettica pur ammettendo l'intervento di fenomeni di sostituzione tardiva i quali se rilevanti da un punto di vista metallogenico hanno avuto importanza marginale nella genesi di dette masse.

Nelle formazioni metamorfiche infine non sono state riconosciute paragenesi sviluppatesi per effetti termometamorfici indotti dalla messa in posto dei corpi intrusivi.

Dal punto di vista strutturale BAKOS e SASSI (1975) hanno suddiviso il basamento della regione dei Buur in due settori principali:

1) Un settore sud-occidentale caratterizzato da una tettonica plicativa ad assi prevalentemente WNW-ESE e meno comunemente NE-SW (questi ultimi sembrano appartenere ad una fase tardiva di ripiegamento).

2) Un settore nord-orientale caratterizzato da una tettonica plicativa ad assi con direzione variabile da NNW-SSE a WNW-ESE. Questa tettonica plicativa ha interessato entrambe le serie di Diinsor e Olontole.

Una successiva tettonica disgiuntiva ha interessato tutto il basamento e gli effetti di questa sono visibili sotto forma di superfici di taglio, superficie di scorrimento, zone brecciate, zone cataclastiche e/o milomitiche. La direzione prevalente di detta tettonica è NW-SE e meno comunemente NE-SW, mentre il rigetto non è facilmente valutabile dato che le rocce al letto ed al tetto sono sempre dello stesso tipo litologico (BAKOS e SASSI, 1975).

CARATTERI PETROGRAFICI

Su 12 nuovi campioni rappresentativi delle masse granitoidi che affiorano nella zona di Diinsor (campioni BA58,60 e nell'area delimitata dai Buur Kolwada, Muun, Goray, Balkoley, Qalin e Robo Rogo (campioni BA 51,52, 53, 54, 56, 57, 59, 61, 63, 65) è stato effettuato uno studio petrografico in sezione sottile.

L'ubicazione di detti campioni è riprodotta in Fig. 1; in questa figura, inoltre, è stata riportata l'ubicazione dei campioni studiati da BELLINI et al. (1980).

Al microscopio le rocce presentano una struttura olocristallina granulata con spiccata tendenza all'autoalotriomorfismo di tutti i campioni mineralogici ed una grana variabile.

L'associazione mineralogica è tipica di rocce granitoidi ed è data da quarzo, plagioclasio, k-feldspato, biotite ed in quantità del tutto subordinata anfibolo. Come minerali accessori si rinvennero apatite, zircone e ossidi di Fe.

La potenza e le abbondanze delle singole fasi mineralogiche risultano variabili entro i campioni esaminati.

Il Plagioclasio si presenta in cristalli generalmente allotriomorfi dall'aspetto fresco e di dimensioni variabili da medie a piccole. E' sempre geminato polisinteticamente secondo la legge albite e albite e periclino e solo in alcuni casi presenta una quasi impercettibile zonatura limitata per lo più ad un sottile bordo periferico.

La determinazione del contenuto % An effettuata in modo statistico su geminati albite ha fornito valori angolari massimi di ~10° corri-

spondenti ad una miscela albite-oligoclasica.

Il contatto tra plagioclasio e k-feldspato è talvolta sottolineato da un sottile bordo mirmekitico.

Il k-feldspato, del tipo microclinopertite, è presente in quantità variabile sottoforma di cristalli allotriomorfi di medie e piccole dimensioni. Presenta geminazione albite e periclino, tipica della modificazione microclino e abbondanti smistamenti pertitici.

Il Quarzo si presenta in pieghe allotriomorfe di medie e piccole dimensioni.

La Biotite si rinviene in lamine isolate con pleocroismo $\alpha = \text{giallo}$ $\beta = \gamma = \text{marron-bruno}$ e schema di assorbimento $\alpha < \beta = \gamma$. Essa è generalmente fresca e solo in alcuni casi deboli alterazioni in clorite si localizzano di preferenza lungo le tracce dei piani di sfaldatura.

In alcuni campioni la biotite forma anche aggregati polilamellari di piccole dimensioni associati per lo più a cristalli relitti di anfibolo.

L'Anfibolo quando è presente è sempre in scarsa quantità e in cristalli dall'aspetto relitto con caratteristiche ottiche tali da poterlo attribuire alla famiglia delle orneblende comuni verdi.

Caratteristiche petrografiche quali granulometria, associazione mineralogica ed abbondanza delle singole fasi cristalline ci permettono di individuare l'esistenza di caratteri distintivi tra i vari campioni. Infatti:

- i campioni BA 58 e 60 sono caratterizzati da una grana minuta e dalla presenza di abbondante plagioclasio;
- i campioni BA 51, 52, 53, 54, 56, 57, 59, 61, 63, 65 sono caratterizzati da una grana media, dalla frequente presenza di abbondante quarzo e di scarso anfibolo.

Queste caratteristiche si identificano in quelle definite per i gruppi C e B da BELLINI et al. (1980).

L'ubicazione in campagna dei campioni esaminati in questo lavoro concorda inoltre pienamente con la distribuzione areale dei campioni che definiscono i due gruppi di cui sopra. I campioni B 58 e 68 provengono infatti dalla zona di Diinsor mentre gli altri provengono dalla area compresa tra Safarnoleye, Buur Muun e Buur Qalin.

Viene così confermata l'esistenza di sistematiche differenze petrografiche nelle rocce granitoidi affioranti in aree diverse della

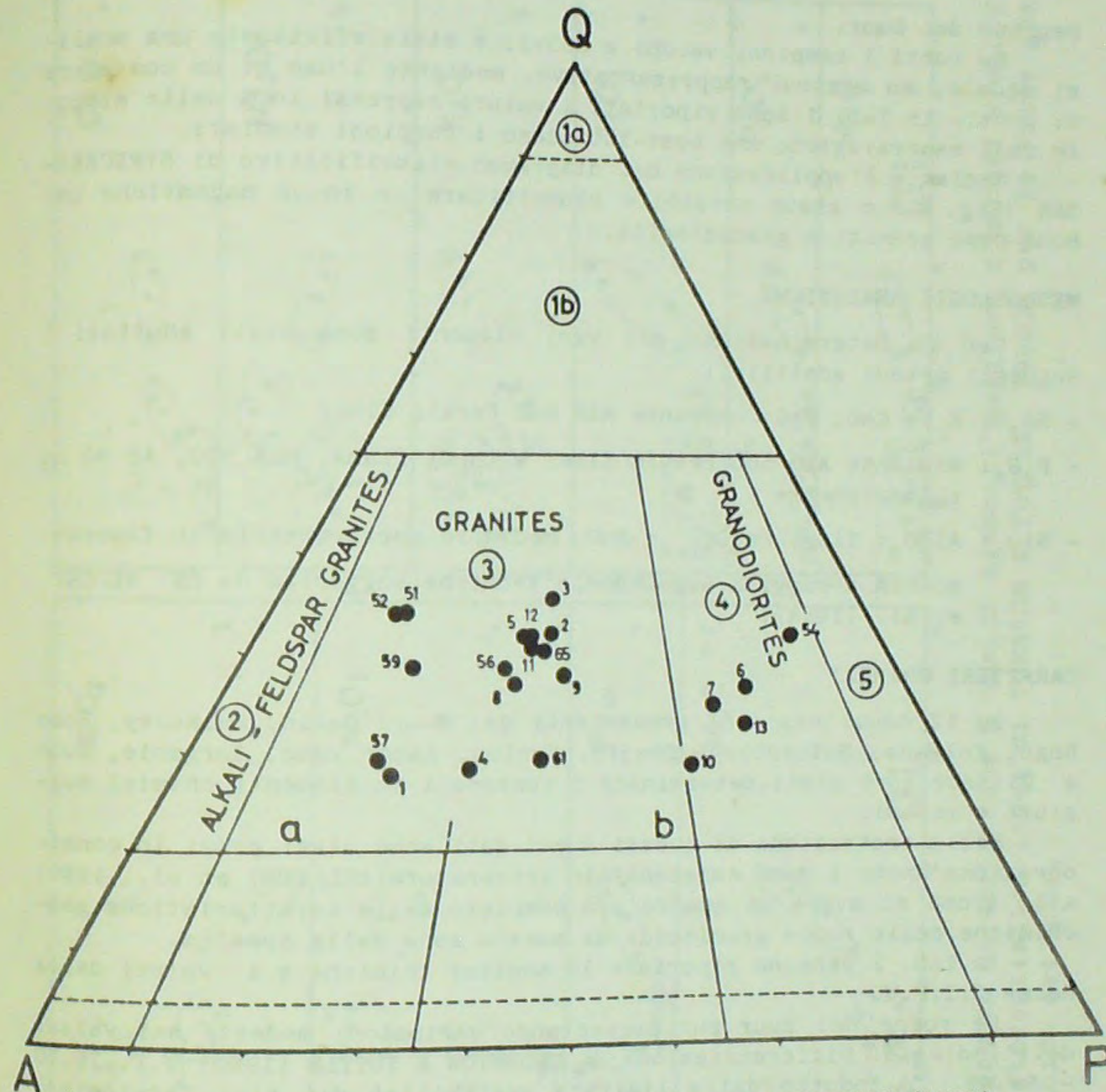


Fig. 2 - Diagramma classificativo QAP moduli di STRECKEISEN (1976) per le rocce granitoidi del Buur.

regione dei Buur.

Su tutti i campioni vecchi e nuovi, è stata effettuata una analisi modale, su sezioni rappresentative, mediante l'uso di un contatore di punti. In Tab. 1 sono riportati i valori espressi in % delle singole fasi mineralogiche che costituiscono i campioni studiati.

Mediante l'applicazione del diagramma classificativo di STRECKEISEN (Fig. 2) è stato possibile classificare le rocce magmatiche dei Buur come graniti e granodioriti.

METODOLOGIE ANALITICHE

Per la determinazione dei vari elementi sono stati adottati i seguenti metodi analitici:

- Na_2O ; K_2O ; CaO ; MgO : mediante AAS 500 Perkin Elmer
- P_2O_5 : mediante AAS 500 Perkin Elmer without flame, HGA 500, AS 40 autocampionatore
- SiO_2 ; Al_2O_3 ; TiO_2 ; $\text{Fe}_{2\text{O}_3\text{tot}}$; MnO : mediante spettrometria in fluorescenza a raggi X seguendo le tecniche suggerite da DE VECCHI et al. (1968).

CARATTERI CHIMICI

Su 12 nuovi campioni provenienti dai Buur: Qalin, Balkoley, Robo Rogo, Kolwada, Safarnoleye, Dhejis, Kunlow, Xamar Wado, Gorgaole, Muun e Diinsor sono stati determinati i contenuti in elementi chimici maggiori e minori.

Nella trattazione di questi nuovi dati sono stati presi in considerazione anche i dati esistenti in letteratura (BELLIENI et al., 1980) allo scopo di avere un quadro più completo delle caratteristiche geochimiche delle rocce granitoidi di questa zona della Somalia.

In Tab. 2 vengono riportate le analisi chimiche e i valori della norma C.I.P.W.

Le rocce dei Buur pur presentando variazioni modeste nei valori dell'Indice di Differenziazione di THORNTON & TUTTLE (1960) D.I. 75.10 - 96.49, indotto dalla limitata variabilità dei tipi litologici, mostrano variazioni, talora anche sensibili, nei contenuti di alcuni elementi (es. $\text{SiO}_2 = 68.44 - 78.69$; $\text{TiO}_2 = 0.07 - 0.56$; $\text{Na}_2\text{O} = 2.07 - 6.86$; $\text{K}_2\text{O} = 1.96 - 5.67$ %).

Nei diagrammi di variazione % ossidi elementi v.s. D.I. di Fig.

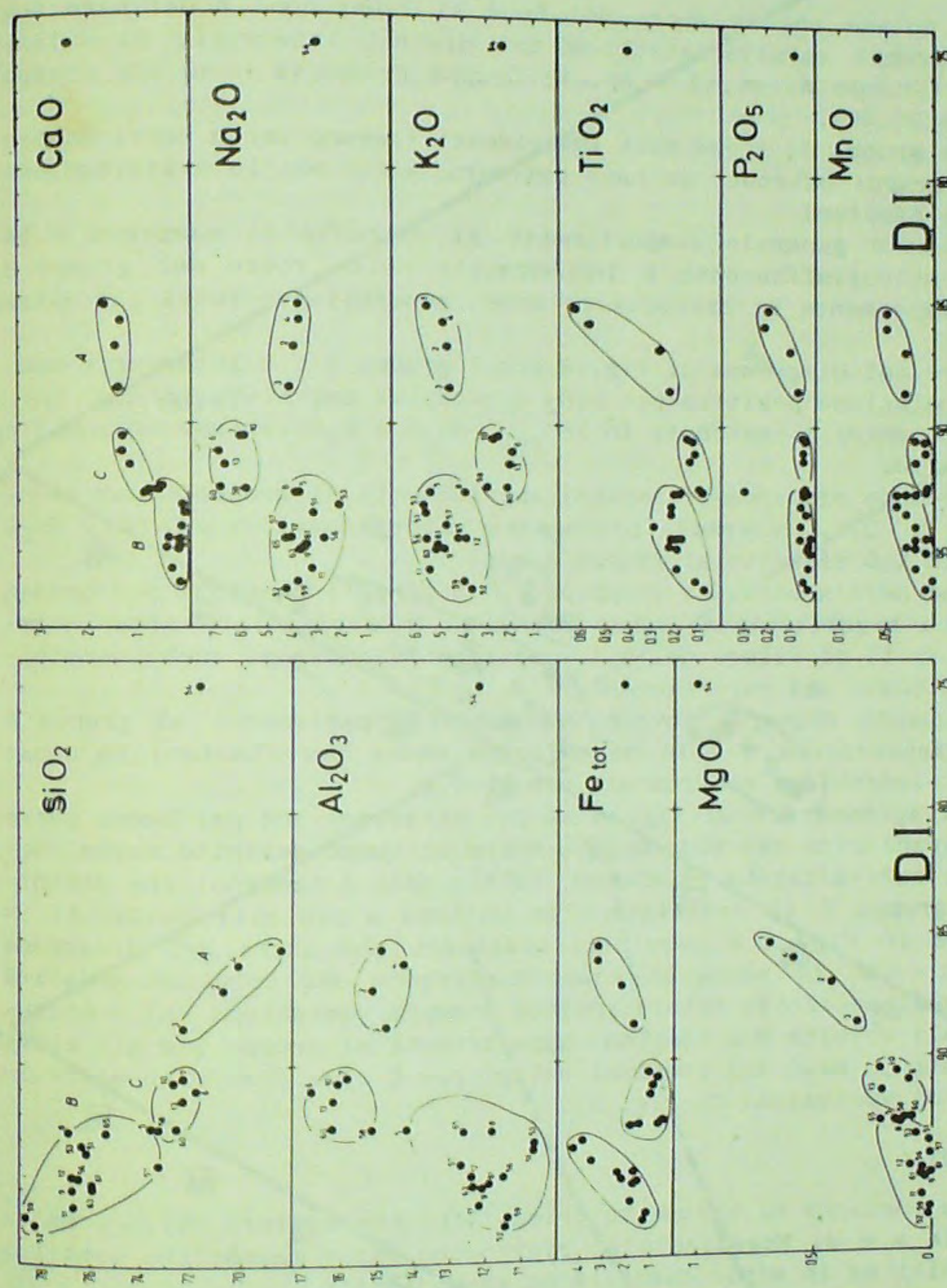


Fig. 3 - Diagramma di variazione % ossidi elementi maggiori e minori v.s. D.I. (Differentiation Index di THORNTON & TUTTLE, 1960), per le rocce granitoidi dei Buur.

3 si può notare che le rocce dei Buur si riuniscono a definire tre distinti gruppi caratterizzati da tre diversi intervalli di valori del D.I. (Gruppo A: 85.43 - 88.61; Gruppo C: 90.49 - 92.57; Gruppo B: 92.67 - 96.49).

I tre gruppi di rocce così individuati trovano ampia corrispondenza con i gruppi ottenuti su base petrografica e con la distribuzione areale dei campioni.

Da questo generale comportamento si discosta il campione B 54 il quale petrograficamente è inquadrabile nelle rocce del gruppo B mentre chimicamente si discosta in modo sensibile da tutti gli altri campioni.

Sempre nel diagramma di Fig. 3 tra i gruppi A e B intercorre una buona correlazione positiva per SiO_2 e negativa per $Al_2O_3, MgO, CaO, TiO_2, P_2O_5$ e MnO mentre i contenuti in FeO_{tot}, Na_2O e K_2O variano in uno stesso intervallo.

Per quanto riguarda i campioni appartenenti al gruppo C pur avendo valori di D.I. intermedi presentano valori maggiori in Al_2O_3 e Na_2O e minori in K_2O rispetto ai gruppi A e B.

Infine nell'ambito dei gruppi B e C i singoli campioni non presentano alcuna significativa correlazione ed in particolare alcuni campioni, a parità di valore del D.I., mostrano variazioni anche sensibili nei contenuti dei vari elementi.

Per quanto riguarda invece i campioni appartenenti al gruppo A la loro disposizione è tale da definire buone correlazioni in quasi tutti gli elementi se confrontati con il D.I.

Nel diagramma AFM di Fig. 4 si può osservare che per buona parte le rocce granitoidi dei Buur cadono entro il campo definito dalle rocce di serie calc-alcalina (RINGWOOD, 1975); solo i campioni che definiscono il gruppo C si localizzano in un'area a più alti contenuti in A. Sempre in Fig. 4 è possibile osservare che anche nel diagramma $Na_2O - K_2O - CaO$ le rocce in esame mantengono una triplice modalità di distribuzione. E' da notare inoltre l'ampia variazione nel contenuto in alcali esibita dai campioni appartenenti al gruppo B e gli elevati contenuti in Na_2O dei campioni del gruppo C come osservato anche nei diagrammi di variazione di Fig. 3.

CONCLUSIONI

Nella porzione di basamento cristallino che affiora nella Somalia meridionale a W di Mogadiscio si rinvencono rocce magmatiche costituite da graniti ed in minor quantità da granodioriti.

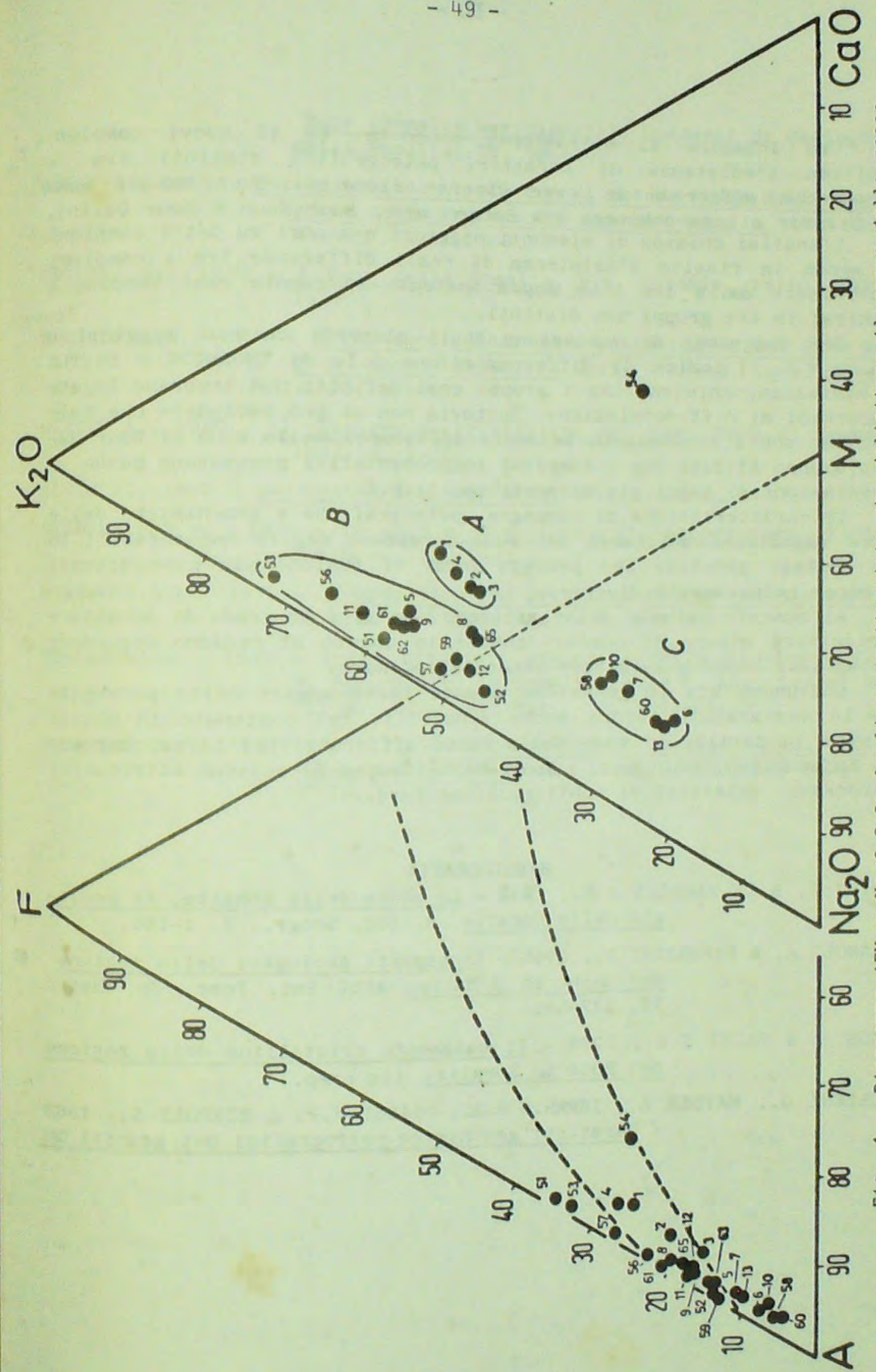


Fig. 4 - Diagramma AFM e Na_2O-CaO . Le linee tratteggiate che delimitano il campo delle rocce calc-alcaline sono state tratte da RINGWOOD (1975).

Una indagine al microscopio condotta su 12 nuovi campioni, conferma l'esistenza di caratteri petrografici distinti tra le rocce che affiorano in aree diverse (zone di Buur Hakaba zona di Diinsor e zona compresa tra Safarnoleye, Buur Muun e Buur Qalin).

L'analisi chimica di elementi maggiori e minori su detti campioni ha messo in risalto l'esistenza di reali differenze tra i campioni provenienti dalle tre zone sopra indicate in quanto essi tendono a riunirsi in tre gruppi ben distinti.

Nei diagrammi di variazione degli elementi chimici maggiori e minori v.s. l'indice di differenziazione D.I. di THORNTON e TUTTLE le variazioni chimiche tra i gruppi così definiti non sembrano legate a processi di differenziazione. Tuttavia non si può escludere che tale processo abbia interessato le rocce affioranti nella zona di Buur Hakaba (Gruppo A) dato che i campioni rappresentativi presentano buone correlazioni di tutti gli elementi con il D.I.

Le caratteristiche di campagna, petrografiche e geochemiche delle rocce magmatiche dell'area dei Buur sarebbero meglio inquadrabili in una ipotesi genetica che preveda gradi di fusione sia pure diversi di rocce chimicamente diverse.

Al momento attuale delle ricerche non si è in grado di accettare o rigettare alcuna di queste ipotesi in quanto si rendono necessari dettagliati studi a carattere interdisciplinare.

Qualunque sia la genesi di queste rocce appare molto probabile che le variazioni, talora anche sensibili, nel contenuto in alcali esibite in particolar modo dalle rocce affioranti nell'area compresa tra Safarnoleye, Buur Muun e Buur Qalin (Gruppo B) possono attribuirsi a processi selettivi di mobilizzazione tardiva.

BIBLIOGRAFIA

- ALOISI P. & DE ANGELIS A.M., 1938 - Le rocce della Somalia; in geologia della Somalia. R. Soc. Geogr., 2, 1-166.
- AZZAROLI A. & PASSERINI P., 1965 - Lineamenti geologici della regione dei Buur in Somalia. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 72, 537-545.
- BAKOS & SASSI F.P., 1975 - Il basamento cristallino della regione dei Buur in Somalia. (in prep.)
- BELLIENI G., HAYDER A., IBRAHIM H.A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G., 1980 - Caratteri geochemico-petrografici dei graniti dei

Buur (Somalia meridionale). Quaderni di Geologia della Somalia, IV, 98-114.

- BORSI S., 1965 - Determinazioni di età con il metodo Rb/Sr di alcune rocce della regione dei Buur in Somalia. Atti Soc. Nat. Sc. A. 72, 3-6.
- CECIONI G., 1940 - I Buur della Somalia. Riv. Colonie, 14/10, 1427-1437.
- DANIELS J.L., 1965 - A Photogeological Interpretation of the Buur Region, Somali Republic. Boll. Oversea Geol. Miner. Res 9, 427-437.
- HAYDER A., 1980 - Il chimismo del cristallino dei Buur. Tesi di Laurea inedita. 1-70.
- ILYIN A., 1967 - Geology of the Buur Area. UNDP inedito, 1-67.
- STRECKEISEN A., 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth-Sci.Rev., 12, 1-33.
- RINGWOOD A.E., 1975 - Composition and petrology of the earth's mantle. Mc Graw Hill Inc. New York, 618 pp.
- STEFANINI G., 1925 - Primi risultati geologici della missione della R. Soc. Geogr. in Somalia. Atti R. Acc. Lincei, Ren. Cl. Sc. Fis. Nat. Mat., VI, 182-188.
- THORNTON C.P. & TUTTLE O.F., 1960 - Chemistry of igneous rocks.-I Differentiation Index. Am. J. Sci., 258, 664-684.

TABELLA N. 1

Analisi modali (esprese in % in volume) delle rocce granitoidi dei Buur.

| Campioni | Qz | Plag | K field | Biot | Anf | Apat | Access | A | P | Q |
|----------|------|------|---------|------|------|------|--------|------|------|------|
| B1 | 23.3 | 16.2 | 46.2 | 7.1 | - | 3 | 4.2 | 53.9 | 18.9 | 27.2 |
| B2 | 38.1 | 24.5 | 28.2 | 5.7 | - | 1.8 | 1.7 | 31.1 | 27 | 42 |
| B3 | 41.2 | 22.7 | 26.9 | 5.7 | - | 2.2 | 1.3 | 29.6 | 25 | 45.4 |
| B4 | 25.3 | 23.4 | 41.4 | 6.3 | 1 | 1.3 | 1.3 | 45.9 | 26 | 28.1 |
| B5 | 36.5 | 21.2 | 29.5 | 5.8 | - | 2.7 | 4.3 | 33.8 | 24.3 | 41.9 |
| B6 | 33.3 | 43.5 | 14.9 | 5.4 | - | 2.5 | 1.2 | 15.5 | 47.9 | 36.6 |
| B7 | 31.9 | 42 | 17.6 | 5.4 | - | 1.8 | 1.3 | 19.2 | 45.9 | 34.9 |
| B8 | 34.8 | 29.3 | 33.6 | 5.7 | 1.2 | - | 2.4 | 37 | 24.6 | 38.4 |
| B9 | 35 | 27.8 | 29.5 | 5.4 | - | - | 2.3 | 32 | 30.1 | 37.9 |
| B10 | 26 | 42.5 | 21.8 | 5.7 | - | 2.5 | 1.6 | 24.1 | 47.1 | 28.8 |
| B11 | 36.5 | 23.9 | 30.6 | 5.9 | - | - | 3 | 33.7 | 26.2 | 40.1 |
| B12 | 37.9 | 23 | 29.7 | 6.4 | - | - | 3 | 32.8 | 25.4 | 41.8 |
| B13 | 28.9 | 44.5 | 15.2 | 5.8 | - | 3 | 2.6 | 17.2 | 50.2 | 32.6 |
| BA51 | 41.8 | 10.7 | 42 | 0.9 | - | 0.3 | 4.3 | 44 | 11.2 | 43.8 |
| BA52 | 41.9 | 11.2 | 42.4 | 0.7 | - | 0.1 | 3.8 | 44.4 | 11.7 | 43.9 |
| BA54 | 55.2 | 64.6 | 10.4 | 2.7 | 24.8 | 2 | 5 | 8 | 49.6 | 42.4 |
| BA57 | 28.2 | 16.6 | 51.5 | - | - | 0.8 | 2.9 | 53.5 | 17.2 | 29.3 |
| BA59 | 36.1 | 14.9 | 44.4 | 0.4 | - | 1.3 | 2.9 | 46.5 | 15.6 | 37.8 |
| BA61 | 27.9 | 31.3 | 37.1 | - | - | 0.8 | 2.9 | 38.5 | 32.5 | 29 |
| BA65 | 33 | 22 | 28 | 2.5 | 9.4 | 2 | 3.1 | 33 | 26.5 | 39.8 |
| BA63 | 33.9 | 23.4 | 34.3 | 4.6 | - | - | 3.8 | 37.5 | 25.5 | 37 |

TABELLA N. 2
Analisi chimiche sugli elementi maggiori e minori e norme C.I.P.W. delle rocce granitoidi dei Buur. Le analisi dal n° 1 al n° 13 sono tratte da BELLINI et al. (1981).

| Campioni | B1 | B2 | B3 | B4 | B5 | B6 | B7 | B8 | B9 | B10 | B11 | B12 | B13 | BA51 | BA52 | BA53 | BA54 | BA56 | BA57 | BA58 | BA59 | BA60 | BA61 | BA63 | BA65 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 68.44 | 70.74 | 72.28 | 70.10 | 73.55 | 71.78 | 72.22 | 76.89 | 76.77 | 72.89 | 76.70 | 76.78 | 72.36 | 76.13 | 78.33 | 76.38 | 71.67 | 76.45 | 73.30 | 73.29 | 78.69 | 72.58 | 75.96 | 75.91 | 75.39 |
| TiO ₂ | 0.62 | 0.26 | 0.22 | 0.56 | 0.20 | 0.11 | 0.14 | 0.18 | 0.19 | 0.12 | 0.19 | 0.19 | 0.13 | 0.21 | 0.07 | 0.21 | 0.40 | 0.21 | 0.29 | 0.08 | 0.11 | 0.09 | 0.22 | 0.19 | 0.17 |
| Al ₂ O ₃ | 14.92 | 15.14 | 14.76 | 14.35 | 14.19 | 16.73 | 15.88 | 11.86 | 12.11 | 16.10 | 12.19 | 12.43 | 15.98 | 10.66 | 11.46 | 10.62 | 12.28 | 11.47 | 12.68 | 15.17 | 11.38 | 16.02 | 11.90 | 12.36 | 12.66 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.72 | 1.00 | 0.64 | 1.20 | 0.94 | 0.45 | 0.57 | 0.75 | 1.33 | 0.31 | 1.23 | 0.95 | 0.49 | 3.33 | 1.07 | 2.96 | 2.28 | 2.45 | 3.74 | 0.35 | 0.94 | 0.11 | 1.57 | 0.98 | 0.72 |
| FeO | 1.64 | 1.30 | 1.12 | 1.94 | 0.62 | 0.41 | 0.51 | 1.18 | 0.52 | 0.39 | 0.70 | 0.86 | 0.53 | 1.24 | 0.30 | 1.17 | 0.06 | 0.19 | 0.12 | 0.29 | 0.31 | 0.37 | 0.79 | 0.65 | 1.15 |
| MnO | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.43 | 0.06 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | - | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.04 |
| MgO | 0.69 | 0.43 | 0.33 | 0.59 | 0.15 | 0.10 | 0.22 | 0.18 | 0.03 | 0.15 | 0.04 | 0.09 | 0.21 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 1.03 | 0.04 | - | 0.12 | - | 0.09 | - | 0.05 | 0.22 |
| CaO | 1.70 | 1.48 | 1.40 | 1.46 | 0.86 | 1.32 | 1.32 | 0.78 | 0.45 | 1.35 | 0.35 | 0.41 | 1.16 | 0.20 | 0.30 | 0.22 | 4.85 | 0.39 | 0.33 | 1.22 | 0.40 | 1.12 | 0.46 | 0.49 | 0.81 |
| Na ₂ O | 3.72 | 3.98 | 4.07 | 3.74 | 3.71 | 6.86 | 6.08 | 3.76 | 3.51 | 5.80 | 3.19 | 4.08 | 6.68 | 3.12 | 4.24 | 2.07 | 3.00 | 2.73 | 4.34 | 5.77 | 3.78 | 6.80 | 3.45 | 3.58 | 4.18 |
| K ₂ O | 5.56 | 4.71 | 4.53 | 4.91 | 5.43 | 1.96 | 2.57 | 3.97 | 4.79 | 2.77 | 5.44 | 3.89 | 2.03 | 4.56 | 3.62 | 5.67 | 2.37 | 5.57 | 4.69 | 2.90 | 3.95 | 2.21 | 5.10 | 5.09 | 4.21 |
| P ₂ O ₅ | 0.20 | 0.10 | 0.07 | 0.21 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.06 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.30 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.05 |
| H ₂ O | 0.75 | 0.66 | 0.44 | 0.75 | 0.57 | 0.14 | 0.25 | 0.38 | 0.31 | 0.25 | 0.26 | 0.29 | 0.30 | 0.17 | 0.22 | 0.23 | 0.71 | 0.13 | 0.14 | 0.53 | 0.31 | 0.24 | 0.24 | 0.28 | 0.20 |
| TOT. | 100.01 | 99.83 | 99.89 | 99.86 | 100.28 | 99.92 | 99.83 | 100.00 | 100.04 | 99.98 | 100.34 | 100.00 | 99.94 | 99.70 | 99.66 | 99.70 | 99.79 | 99.72 | 99.72 | 99.76 | 99.92 | 99.68 | 99.75 | 99.63 | 99.76 |
| NORMA C.I.P.W. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Q | 21.11 | 25.49 | 27.41 | 25.34 | 29.20 | 21.43 | 23.87 | 37.40 | 37.06 | 25.21 | 36.59 | 36.97 | 22.83 | 40.19 | 39.23 | 42.18 | 35.72 | 38.55 | 29.59 | 26.62 | 40.86 | 21.93 | 35.50 | 34.51 | 32.47 |
| C | 0.17 | 1.04 | 0.78 | 0.73 | 0.74 | 1.04 | 0.81 | 0.05 | 0.38 | 1.20 | 0.48 | 0.81 | 0.78 | 0.32 | 0.09 | 0.82 | - | 0.40 | 0.03 | 1.03 | 0.27 | 0.50 | - | 0.14 | - |
| Or | 32.85 | 27.83 | 26.77 | 29.01 | 32.08 | 11.58 | 15.18 | 23.46 | 28.30 | 16.37 | 32.14 | 22.98 | 11.99 | 26.94 | 21.39 | 33.50 | 14.00 | 32.91 | 27.71 | 27.13 | 23.34 | 13.06 | 30.13 | 30.08 | 24.88 |
| Ab | 31.47 | 33.67 | 34.43 | 31.64 | 31.39 | 58.04 | 51.44 | 31.81 | 29.70 | 49.07 | 26.99 | 34.52 | 56.60 | 26.40 | 35.87 | 17.51 | 25.38 | 23.10 | 36.72 | 48.82 | 31.98 | 57.54 | 29.19 | 30.29 | 35.37 |
| An | 7.12 | 6.69 | 6.48 | 5.87 | 4.00 | 6.22 | 6.22 | 3.60 | 2.10 | 6.43 | 1.54 | 1.90 | 5.42 | 0.73 | 1.29 | 0.70 | 13.04 | 1.47 | 1.18 | 4.09 | 1.69 | 5.29 | 1.92 | 2.23 | 3.34 |
| Wo/Di | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2.96 | - | - | - | - | - | - | - | 0.14 |
| En/Di | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2.56 | - | - | - | - | - | - | - | 0.04 |
| Wo | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.38 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| En/By | 1.71 | 1.07 | 0.82 | 1.46 | 0.37 | 0.24 | 0.54 | 0.44 | 0.07 | 0.37 | 0.09 | 0.22 | 0.52 | 0.02 | 0.02 | 0.17 | - | 0.09 | - | 0.29 | - | 0.22 | - | 0.12 | 0.50 |
| Fe/By | 0.65 | 1.18 | 1.22 | 1.73 | 0.06 | 0.21 | 0.27 | 1.30 | - | 0.28 | 0.01 | 0.49 | 0.39 | - | - | 0.10 | - | - | - | 0.12 | - | 0.45 | - | 0.10 | 1.20 |
| wt | 24.49 | 1.44 | 0.92 | 1.73 | 1.36 | 0.65 | 0.82 | 1.08 | 1.15 | 0.44 | 1.78 | 1.37 | 0.71 | 3.48 | 0.79 | 4.29 | 2.42 | 0.06 | - | 0.50 | 0.88 | 0.15 | 2.00 | 1.42 | 1.04 |
| bn | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.53 | - | - | - | - | 0.92 | 0.52 | - | 0.61 | 2.40 | 3.73 | - | 0.47 | - | 0.18 | - | - |
| Il | 1.17 | 0.49 | 0.41 | 1.06 | 0.37 | 0.20 | 0.26 | 0.34 | 0.36 | 0.22 | 0.36 | 0.36 | 0.24 | 0.39 | 0.13 | 0.39 | 0.75 | 0.39 | 0.29 | 0.15 | 0.20 | 0.17 | 0.41 | 0.36 | 0.32 |
| ru | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| sp | 0.47 | 0.23 | 0.16 | 0.49 | 0.09 | 0.11 | 0.11 | 0.09 | 0.04 | 0.09 | 0.07 | 0.04 | 0.11 | 0.09 | 0.07 | 0.14 | 0.21 | 0.16 | 0.16 | 0.71 | 0.11 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.11 |
| D.I. | 85.43 | 86.99 | 88.61 | 85.99 | 92.67 | 91.05 | 90.49 | 92.67 | 95.06 | 90.65 | 95.72 | 94.47 | 91.42 | 93.53 | 96.49 | 93.19 | 75.10 | 94.56 | 94.02 | 92.57 | 96.18 | 92.53 | 94.82 | 94.88 | 92.72 |

PRELIMINARY GEOCHEMICAL INVESTIGATION ON BANDED IRON-FORMATIONS FROM SOUTHERN SOMALIA

ABDULLAHI HAYDER M.

Somali National University, Department of Geology, Mogadisho

SIGHINOLFI G.P. & GORGONI C.

Istituto di Mineralogia, Università di Modena

ABSTRACT

A preliminary study on metamorphosed banded iron-formations (BIF) of the Bur area (Southern Somalia) was carried out in order investigate environmental and depositional conditions for their genesis. Samples from three localities (Bur Galan, Bur Daimir and Quadia) were analyzed for main and trace and ultratrace (Ag, Au and Pt-group) elements. Total iron contents (as Fe_2O_3) vary between 35.4 and 45.4 % with average contents sensibly lower than previous estimates. The amount of (detrital" elements (Al, Ti, Cr, Na, Ba, etc.) is very low, as are abundance levels of trace siderophile elements (Mn, Zn, Co, Ni, etc.). Two samples from the Bur Daimir outcrop exhibit abnormally high Au contents. The Somali BIF seem to be compositionally similar to oxide-rich metamorphosed Precambrian banded formations from various continents, especially to those of Proterozoic age. According to present classification of iron-rich sediments the Somali BIF fit well in the oxide-rich facies of the Lake Superior type (Gross, 1980). Preferred depositional sites could be represented by the so-called MECS environments (metazoan-poor, extensive, chemical-rich shallow sea) defined by Kimberley (1979). Two samples of carbonate rocks associated to the Bur Galan iron-formations were chemically and isotopically studied. Their $\delta^{18}O$ values (14.6 and 20.3 ‰ SMOW) are consi-

stent with an origin from marine carbonates of middle-upper Precambrian age. These data seem to reinforce previous hypotheses that the Somali iron-formations were deposited during the Proterozoic.

RIASSUNTO

Sono state studiate chimicamente alcune formazioni ferrifere a bande (BIF) metamorfosate presenti nella zona dei Bur nella Somalia Meridionale. Sono stati analizzati i costituenti principali ed in tracce (compresi alcuni metalli nobili) i campioni provenienti dalle località di Bur Galan, Bur Daimir e Quadia. Il contenuto in ferro totale, espresso come Fe₂O₃, varia dal 35.4 al 45.4 %, risultando inferiore rispetto stime precedenti. La quantità di elementi di probabile origine detritica (Al, Ti, Cr, Na, etc.) è molto bassa e così pure quella di elementi siderofili a livello di traccia (Mn, Zn, Co, Ni, etc.). Due campioni dell'affioramento di Bur Daimir presentano contenuti relativamente alti in Au. Per composizione chimica e mineralogica i sedimenti ferriferi della Somalia risultano abbastanza simili a certe formazioni ferrifere metamorfosate di età Precambriana di altri continenti. In accordo con i correnti schemi di classificazione genetica dei BIF, le formazioni ferrifere Somale rientrano nella facies ricca di ossidi di tipo "Lake Superior". La deposizione del materiale sedimentario estremamente ricco in silice e ferro potrebbe essere avvenuta in un bacino marino poco profondo, caratterizzato da intensi processi di precipitazione chimica per cause non ben definite e dall'assenza quasi totale di apporto detritico. Sono stati analizzati chimicamente ed isotopicamente due campioni di marmo calcitico associato ai BIF di Bur Galan. I valori di $\delta^{18}O$ (14.6 e 20.3 % SMOW) suggeriscono una genesi da carbonati marini di età Precambriana medio-superiore. Questo dato rafforza l'ipotesi che i sedimenti ferriferi Somali siano stati depositati nel Proterozoico.

INTRODUCTION

The banded iron-formations (BIF), deposits of laminated chert and iron oxides accompanied by variable amounts of silicate and carbonate minerals and sulphides, have greatly interested geologists and geochemists, above all in relation to the problem of possible conditions on the earth's surface during the Early Precambrian. Most of these deposits, in fact, are of Archean or Middle-Precambrian age and their unusual properties and distribution in time and space given rise to

a great deal of controversy regarding the paleoenvironmental conditions of their deposition.

In different area of the crystalline basement of Southern Somalia, the occurrence of metamorphosed banded iron-formations has been known for some time (Stefanini and Paoli, 1916; Usono, 1952), mainly attracting attention in relation to their economic potentialities. In recent years, several studies have been made regarding general geology and structural and compositional features of the iron-rich metasediments (Marzocchi, 1973; Massoli Novelli, 1980, 1981). We decide to carry out research program on these formations including mineralogical and geochemical studies. The main purpose of these studies will be: i) further knowledge of the compositional features (original material, age, metamorphic history) of the surrounding basement; ii) paleoenvironmental indications regarding the depositional basin.

NOTES ON THE GENERAL GEOLOGY OF THE BUR AREA IN SOUTHERN SOMALIA

The banded iron-formations investigated here are localized in the Precambrian crystalline basement of southern Somalia in the Bur area, about 200 km from Mogadisho. Here, the basement consists essentially of high-grade metamorphic rocks and of granitic masses elevated as rounded hills (Bur), well recognizable in the regional morphology. The basement rocks are largely unexposed because of the presence of a thick eluvial cover.

According to regional stratigraphic studies (Ibrahim and Sassi, 1977) the basement in the Bur area is constituted of two Precambrian metamorphosed igneous-sedimentary sequences, i.e. the older Olontole sequence and the younger Dinsor sequence. At present, no age estimates are available on the older basement rocks. Kozarenko (1972) suggested an Archean age for the Olontole sequence and a Proterozoic age for the Dinsor sequence. Some K-Ar determinations on different types of rocks of the area (Borsi, 1955) gave 600-650 m.y. and this age is considered to date the end of the last episode of high-grade metamorphism. A recent total rock Rb-Sr isochronic age (Sighinolfi, unpublished data) for the intrusive Bur Mun granite was 652 ± 12 m.y.

The iron-formations presumably occur in the younger Dinsor sequence in some localities that have been described in detail by some authors dealing with their economic potentialities. The most important deposit is that of Bur Galan where most of the samples here studied have been collected.

COMPOSITIONAL AND STRUCTURAL FEATURES OF THE BANDED IRON-FORMATIONS

Massoli-Novelli (1980, 1981) and previous researchers have described five main localities in the area comprised between Baiddoa and Dinsor in which banded iron-formations are exposed. The outcrops appear to be aligned along a NNW-SSE trend for about 50 km. Each outcrop consists of quartz mesobands alternating with iron-oxide micro-mesobands (hematite and magnetite). The rocks are strongly folded and recrystallized under conditions of high-grade metamorphism. The main banding of the rocks is coincident with the regional NNW-SSE pattern. The dipping of the iron-rich formations in most localities is vertical or subvertical.

According to Massoli-Novelli (1981), the Bur Galan deposit consists of two sub-parallel flanked bodies forming an anticline-like structure bordered by high-grade metamorphic rocks (migmatites) and intrusive granites. Some tens of meters from the southwestern border the country formations contain some layers of whitish - pink marbles formed of large crystals of pure calcite. Neighbouring mining works discovered the presence of metasediments and amphibolite bands in the basement rocks. Thus, it can be concluded that the iron-formations were part of a sedimentary sequence that has been later metamorphosed and disturbed by later intrusions of granitic masses.

Mineralogically, the only Fe-phases present are hematite and magnetite. Magnetite usually is partly transformed in hematite and contains dark-grey coloured thin lamellae of exsolved ilmenite. In addition to Fe-oxides the rocks contain small amounts of chlorite and Fe-rich amphiboles of the series cummingtonite-grunerite rather equally distributed between the quartz mesobands and the Fe-oxide bands.

In the present study, we have selected for analysis samples representative of the more common lithological associations. Thus we have discarded samples with abnormal banding, for example with thick Fe-rich bands. At Bur Galan and Bur Daimir the samples were collected transversally with respect to banding and regional patterns. Two samples of carbonate rocks associated to the Bur Galan iron-formations were collected for chemical and isotopic studies.

CHEMICAL DATA

Main and trace constituents including some precious metals were determined in the banded iron-formations from Bur Galan (5 samples), Bur Daimir (3 samples) and from a locality near Quadia (one sample).

The data are reported in Table 1 together with the results of the analysis of the samples of carbonate rocks (SH 9: whitish - grey marble; SH 10: pink marble) associated to the Bur Galan iron formations. Averages and ranges of recalculated bulk analyses for the Somali BIF and for Early Precambrian and Proterozoic banded iron-formations from other continents are reported in Table 2. The recalculation of the bulk analyses to 100 % on an H₂O- and CO₂-free basis was made in the attempt to neglect the effect of different degrees of metamorphism causing dehydration and decarbonation of the rocks (Gole and Klein, 1981).

The iron-rich rocks of southern Somalia are rather homogeneous in composition when compared to Precambrian iron-formations from most areas. It must be stressed, however, that the data in Table 2 can only be used for general comparisons. Banded iron-formations are in fact very unhomogeneous and the averages and ranges in Table 2 are based on a relatively small number of analyses.

The Somali BIF present relatively low iron contents when compared with other Fe oxide-rich formations. The calculated average total iron (38.7 as Fe₂O₃) is also lower than previous estimates (see Massoli-Novelli, 1980). Silica, on the contrary, is very high and rather homogeneously distributed between the samples analyzed. The Ca and Mg contents in most samples tend to vary sympathetically (Fig. 1) and show a relatively restricted range (CaO: 0.09-1.27; MgO: 0-2.95 %). As carbonates are practically absent, both Ca and Mg must be contained in minor silicate phases. As regards elements of possible "detrital" derivation (Al, Ti, Na, K, etc.), their abundance levels are very low when compared with the average composition of other iron-rich sediments. The abundances of these elements in the various samples reflect the percentage of silicates like chlorite and amphibole.

The trace element geochemistry of the Somali BIF is characterized by extremely low contents of siderophilic (Ni, Co, V, Zn) and calcophilic (Cu) elements. Also the abundance levels of minor "detrital" elements like Ba, Sr, Ti and Zr are well below the levels found in different facies of iron-rich sediments (see Table 3). As regards the precious metals geochemistry, Pd is practically absent while, surprisingly, the samples from the Bur Daimir rocks present appreciable traces of Au and Ag.

The analysis of the Bur Galan marble samples confirm that they consist almost totally of Ca carbonates with a very small amount of "detrital" elements. On these samples, a C and O isotopic analysis was

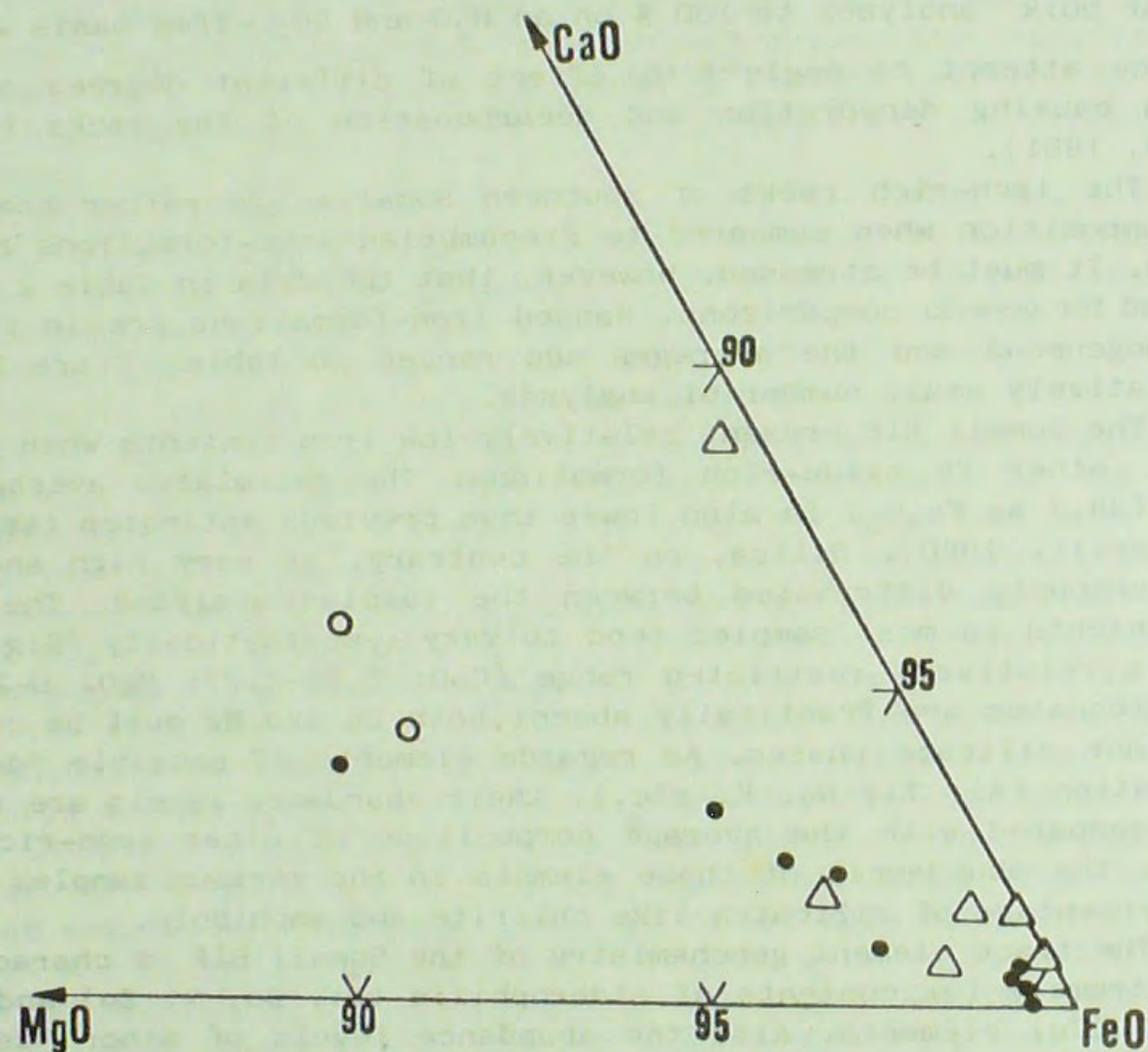


Fig. 1 - Iron (as FeO)-MgO-CaO composition of the Somali iron-formations (solid circle) compared with that of the Australian Marra Mamba formation (open circle); (Klein and Gole, 1981) and with some MECS (metazoan-poor, extensive, chemical-sediment-rich, shallow-sea) iron-formations (triangle; Kimberley, 1979).

carried out that gave the following results:

| | $\delta^{18}\text{O}(\text{SMOW})\%$ | $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})\%$ |
|---------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|
| SH 9 (white marble) | + 14.6 | + 4.1 |
| SH 10 (pink marble) | + 20.33 | + 3.9 |

The carbon isotopic composition of the Bur Galan marbles is rather rich in C-13 when compared with that of modern marine carbonates. Carbonates in Precambrian iron-rich deposits were frequently found very depleted in C-13 and this has been considered by some Authors (Perry and Tan, 1973; Becker and Clayton, 1972) as evidence of organic activity during iron-formation deposition. It should be noted that the Bur Galan marble do not originate from carbonate phases coprecipitated with silica and iron-oxides but from carbonates deposited in the same sedimentary basin under distinct sedimentary conditions. Post depositional exchange with groundwater during diagenesis (Degens and Epstein, 1962) or other secondary processes may introduce an enrichment in C-13 in carbonates. However, this "age effect" for C isotope chemistry is still debated (see e.g. Veizer and Hoefs, 1976). On the contrary, an "age effect" is universally accepted for the oxygen isotope ratio of carbonates, the older carbonates becoming progressively depleted in O-18. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the Bur Galan marbles are well in the range of those of marine carbonates of Precambrian age (see e.g. Schidlowski, 1976; Sighinolfi et al., 1980; Sighinolfi, and Torquato, 1984). Thus the isotopic data tend to suggest a Precambrian age for the sedimentary sequence containing the iron-rich deposits.

FACIES CLASSIFICATION AND PALEOENVIRONMENTAL IMPLICATION FOR THE SOMALI IRON-FORMATIONS

The limited number of samples analyzed, the overprinting of tectonic and high-grade metamorphic episodes that may have disturbed the original chemical and mineralogical features and the lack of suitable indications on the time of deposition of the sedimentary sequence hinder an unequivocal conclusion about environmental features and depositional processes that originated the iron-rich rock of southern Somalia. The results of this work and other available data allow some tentative interpretations in terms of sedimentary mineral facies and paleoenvironmental conditions. It has been stressed (e.g. Gole and Klein, 1981) that stratigraphic

phic sequences in which iron-formations occur are highly variable and this indicates that iron-deposits formed in many depositional environments. Several classifications for the iron-formations based on depositional features and chemical composition were proposed. Gross (1965, 1980) distinguishes two main types of iron-formations, i.e. the Algoma and the Lake Superior types, the first containing appreciable amounts of clastic material, the latter constituted essentially of chemical-precipitated silica and iron minerals (oxides, carbonates, sulphides). The Lake Superior-type iron-formations are essentially deposited with quartzite, dolomite and black shales in continental-shelf environments, while the Algoma-type with volcanic and greywacke rock assemblages along volcanic arcs, rift zones and deep-seated fault and fracture systems. The differences in the source materials and in depositional mechanism cause differences in main and trace chemistry of the iron-formations, the Algoma-type being much richer in trace metals and "detrital" elements (Gross and McLeod, 1980).

Kimberley (1978, 1979) distinguishes three main depositional environments for iron-formations: a) shallow-volcanic-platform, b) meta-zoan-poor, extensive, chemical-sediment-rich shallow sea, c) sandy, clayey and oolitic shallow-inland sea. The group b) (MECS) iron-formations must display many analogies with the Lake Superior-type iron-formation. Both these iron deposits originate from pure silica and iron mineral chemically precipitated in shallow-sea environments poor volcanic rocks and sediments of volcanic derivation.

On the basis of the proposed schemes of classification of iron-formation and taking into account the compositional features of the Somali BIF we are induced to classify them into the Lake Superior type. Their most probable depositional environments appear to be those of the MECS iron-formations. The extremely low content of detrital elements and siderophilic metals in the Somali iron-formations suggest that they were deposited in special environments in which silica and iron precipitated selectively. The physico-chemical conditions in these environments as well as the causes of the rhythmic silica-iron mineral deposition are largely unknown and still controversial. According to some Authors (Trendall and Blokley, 1970; Kimberley, 1975) a possible setting for chemical-rich banded sediments must have been one of mineral slope over great distances, like the modern Bahaman Andros platform.

If we accept that the present mineral assemblages of the Somali iron-formation essentially reflect primary sedimentary mineral

assemblages, we must conclude that the chemical deposition of silica and iron occurred under conditions of oxide-rich facies. On both empirical and theoretical grounds (Krumbein and Garrels, 1952; Krauskopf, 1967) such a facies is indicative of strong positive Eh conditions in the depositional environment of the iron-rich sediments.

To end, we have to deal with the problem of the age of the Somali iron-formations. Massoli-Novelli (1982) observes that, although most of the BIF are of Archean or Early-Middle Proterozoic age, most of the known African iron-formations seem to be of much younger age. He proposed that in Africa a group of iron-formations may represent a stratigraphic marker in Proterozoic dating, a peculiar sedimentary episode occurring at least 1.000 m.y. ago.

Studies on Precambrian iron-formations have shown that, although the bulk chemistry of the major formations is largely independent of deposit age, the chemical-sediment-rich types seem to be predominant in the Middle to Late Precambrian 1800-2200 m.y. ago (Kimberley, 1979). These considerations and the fact that the isotope chemistry of the Bur Galan marbles fits well into that of Precambrian marine carbonates led us to prospect a similar age for the Somali iron-formations.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to Dr. P. Noto (Istituto Internazionale Ricerche Geotermica, C.N.R., Pisa) for C and O isotop analysis. Thanks are due to prof. G. Ferrara (Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Pisa) for the Rb-Sr age determination on the Bur Mun granite.

REFERENCES

- BECKER R.H. & CLAYTON, R.N., 1972 - Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron-formation in Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 577-595.
- BORSI S., 1965 - Determinazioni di età con il metodo Rb-Sr in alcune rocce della Regione dei Bur in Somalia. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 72, 3-6.
- DEGENS E.T. & EPSTEIN, S., 1962 - Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting carbonates, cherts, and diatomites. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 46, 534-542.

- GOLE M.J. & KLEIN; C., 1981 - Banded iron-formations through much of Precambrian time. *Jur. Geology*, 89, 169-183.
- GROSS G.A., 1965 - Geology of iron deposits in Canada. I. General Geology and evaluation of iron deposits. *Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rep.*, 22.
- GROSS G.A., 1980 - A classification of iron formations based on depositional environments. *Canad. Mineral.*, 18, 215-222.
- GROSS G.A. & McLEOD, C.R., 1980 - A preliminary assessment of the chemical compositions of iron formations in Canada *Canad. Mineral.*, 18, 223-229.
- IBRAHIM H.A. & SASSI, F.P., 1977 - Il basamento cristallino della Somalia. *Quad. Geol. Somalia*, 1, 1-18 (Mogadiscio)
- KIMBERLEY M.M., 1975 - Proposal of iron formation origin by cycles of aragonite sedimentation, cover by volcanic ash or terrigenous mud, weathering, organic acid leaching of mud, acid-base aragonite replacement, and mud erosion: a Quaternary analogue. *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, 7, 1146-1147 (abstract).
- KIMBERLEY M.M., 1978 - Paleoenvironmental classification of iron formations. *Econ. Geology*, 73, 215-229.
- KIMBERLEY M.M., 1979 - Geochemical distinctions among environmental types of iron formations. *Chem. Geol.*, 25, 185-212.
- KLEIN C. & GOLE, M.J., 1981 - Mineralogy and petrology of parts of the Marra Mamba iron Formation, Hamersley Basin, Western Australia. *Am. Miner.*, 66, 507-525.
- KOZERENKO V.N., 1972 - Geological map of Somalia, 1:1.000.000, U.N. D.P. (unpublishes), Mogadiscio.
- KRAUSKOPF K.B., 1967 - Introduction to Geochemistry. New York, McGraw Hill Book Co., 721 p.
- KRUMBEIM W.C. & GARRELS, R.M., 1952 - Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Jour. Geol.*, 60, 1-33.

- MRZOCCHI G., 1973 - Note minerarie sulla Somalia. *Indus. Mineraria*, 4, 173-175.
- MASSOLI-NOVELLI R., 1980 - Il deposito ferrifero precambrico di Bur Galan. *Quad. Geol. Somalia*, 4, 44-68.
- MASSOLI-NOVELLI R., 1981 - Il deposito ferrifero precambrico di Bur Galan (Somalia Meridionale). *Boll. Assoc. Miner. Subalpina*, 18, 19-38.
- SCHIDLowski M., 1976 - Archean atmosphere and evolution of the terrestrial oxygen budget. In: *The Early History of the Earth* (ed. B.F. Windley) Wiley, London, 525-535.
- SIGHINOLFI G.P., KRONBERG, B.I., GORGONI, C. & FYFE, W.S., 1980 - Geochemistry and genesis of sulphide-anhydrite bearing Archean carbonate rocks from Bahia (Brazil). *Chem. Geol.*, 29, 323-331.
- SIGHINOLFI G.P. & TORQUATO, J.R., 1984 - Carbon and oxygen isotope chemistry of Precambrian basement carbonate rocks from Bahia (Brazil) (in preparation).
- STEFANINI G. & PAOLI, G., 1916 - Ricerche geoidrologiche, botaniche e entomologiche nella Somalia meridionale. *Ist. Agric. Colon.*, 172-224, Florence.
- TRENDALL A.F. & BLOCKLEY, J.G., 1970 - The iron formations of the Precambrian Hamersley Group Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. *Geol. Surv. Western Australia, Bull.*, 119, 366 pp.
- USONI L., 1952 - Risorse Minerarie dell'Africa orientale: Eritrea-Etiopia-Somalia, Ministero dell'Africa Italiana, 553 pp. (Rome).
- VEIZER J. & HOEFS, J., 1976 - The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1387-1395.

Table 1. Main and trace constituents in individual samples of iron-formations and associated carbonate rocks from Southern Somalia.

| | SH 4 BIF | SH 5 BIF | SH 6 BIF | SH 7 BIF BUR GALAN | SH 8 BIF | SH 9 marble | SH 10 marble | SH 15 BIF BUR DAIMIR | SH 16 BIF BUR DAIMIR | SH 17 BIF | SH 18 BIF QUADIA |
|------------------------------------|-------------|-------------|-------------|--------------------------|-------------|----------------|-----------------|----------------------------|----------------------------|--------------|------------------------|
| SiO ₂ | 55.77 | 60.62 | 52.84 | 54.44 | 61.48 | 2.75 | 1.61 | 58.63 | 61.51 | 62.80 | 63.66 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.03 | 0.15 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 0.48 | 0.47 | 0.59 | 0.60 | 0.45 | 0.66 | 0.57 | 0.53 | 0.53 | 0.74 | 0.51 |
| Fe ₂ O ₃ (*) | 42.24 | 34.36 | 44.33 | 42.58 | 35.50 | 1.65 | 1.40 | 40.27 | 37.49 | 35.82 | 35.37 |
| MnO | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.10 | 0.10 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.02 |
| MgO | 0.91 | 2.95 | 0.91 | 1.16 | 1.22 | 0.75 | 0.68 | 0.16 | 0.00 | 0.20 | 0.19 |
| CaO | 0.32 | 1.27 | 0.87 | 0.94 | 1.03 | 93.20 | 94.78 | 0.22 | 0.23 | 0.16 | 0.09 |
| Na ₂ O | 0.13 | 0.11 | 0.13 | 0.07 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.09 | 0.09 | 0.10 | 0.07 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.23 | 0.22 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.02 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.49 | 0.47 | 0.04 | 0.05 | 0.09 | 0.07 |
| Cr (ppm) | 20 | 36 | 41 | 38 | 37 | 1 | 2 | 19 | 15.5 | 78 | 114 |
| V | 3.4 | 5.0 | 4.8 | 5.6 | 5.6 | n.d. | n.d. | 4.8 | 2.1 | 2.5 | 11.2 |
| Ni | 1.1 | 1.5 | 0.9 | 0.9 | 1.6 | 1.7 | 1.3 | 0.7 | 0.8 | 1.1 | 2.6 |
| Co | 6 | 4 | 7 | 7 | 5 | 4 | 3 | 6 | 7 | 6 | 4 |
| Zn | 32.1 | 27.3 | 33.3 | 37.7 | 26.1 | 24.9 | 25.3 | 22.0 | 24.9 | 32.9 | 24.1 |
| Rb | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 16 | 18 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Sr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 97 | 62 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Ba | 70 | 121 | 263 | 216 | 298 | 154 | 223 | 65 | 58 | 50 | 85 |
| Zr | 10.4 | 5.0 | 1.5 | 11.2 | 11.0 | 74 | 57 | 3.3 | 9.0 | 6.1 | 5.6 |
| Pd (ppb) | <2 | <2 | <2 | <2 | <2 | n.d. | n.d. | n.d. | <2 | <2 | 2.5 |
| Au | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | n.d. | n.d. | n.d. | 45 | 90 | <5 |
| Ag | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | n.d. | n.d. | n.d. | 10 | 15 | <10 |

CO₂ < 0.1% in all BIF samples; Li < 1 ppm; Cu < 5 ppm in all samples;

(*): total iron as Fe₂O₃; main constituent data recalculated on CO₂- and H₂O-free basis.

Table 2. Averages and ranges of the main constituents of the Somali BIF and of iron-formations from other continents.

| | Somali BIF | Algara block (Archean) (1) | Montana (Archean) (1) | Joffre member (Proteroz.) (1) | Labrador Trough Marra Mamba (Proteroz.) (1) | Mamba (oxide f.) (2) | Algoma (oxide f.) (3) | Lake Superior (oxide f.) (3) |
|--------------------------------|----------------------|----------------------------------|-----------------------------|-------------------------------------|---|----------------------------|-----------------------------|------------------------------------|
| SiO ₂ | 59.08 52.81-63.76 | 49.07 21.5-68.3 | 45.53 33.6-59.5 | 43.31 7.7-59.1 | 44.33 15.2-63.6 | 42.25 | 51.62 | 49.50 |
| TiO ₂ | 0.035 0.01-0.15 | 0.04 0.0-0.18 | 0.06 0.0-0.18 | 0.07 0.01-0.28 | 0.10 0.0-0.59 | 0.20 | - | - |
| Al ₂ O ₃ | 0.54 0.45-0.74 | 0.70 0.01-3.51 | 1.80 0.01-5.86 | 1.72 0.04-7.54 | 0.74 0.0-4.23 | 0.40 | 3.06 | 1.45 |
| Fe ₂ O ₃ | 38.66 25.37-44.33 | 18.98 1.7-37.6 | 26.91 3.4-38.3 | 20.16 3.1-40.1 | 16.87 0.0-77.9 | 22.50 | 27.49 | 37.12 |
| FeO | | 23.65 14.4-66.6 | 17.51 4.5-27.3 | 22.53 14.3-33.6 | 23.68 1.1-40.9 | 16.87 | 13.28 | 8.59 |
| MnO | 0.027 0.02-0.04 | 0.55 0.04-2.76 | 0.64 0.01-3.26 | 0.36 0.04-2.68 | 1.01 0.12-2.66 | 0.12 | - | - |
| MgO | 0.85 0.0-2.95 | 3.46 1.0-9.53 | 3.82 1.25-5.72 | 4.86 1.78-14.81 | 6.25 0.48-13.66 | 3.78 | 1.56 | 1.30 |
| CaO | 0.57 0.22-1.27 | 2.68 0.32-7.61 | 3.01 0.51-11.48 | 4.97 0.05-37.4 | 6.55 0.0-22.4 | 5.81 | 1.54 | 1.65 |
| Na ₂ O | 0.10 0.07-0.13 | 0.11 0.02-0.57 | 0.34 0.01-0.97 | 0.39 0.01-2.11 | 0.21 0.0-1.49 | 0.43 | 0.316 | 0.125 |
| K ₂ O | 0.038 0.02-0.06 | 0.10 0.0-0.61 | 0.07 0.01-0.21 | 1.15 0.0-2.85 | 0.10 0.02-0.54 | 0.15 | 0.59 | 0.146 |
| P ₂ O ₅ | 0.065 0.04-0.12 | 0.16 0.02-0.45 | 0.29 0.01-0.55 | 0.25 0.1-0.60 | 0.06 0.0-0.13 | 0.095 | 0.215 | 0.062 |
| Tot. Fe | 27.03 | 31.65 | 32.43 | 31.61 | 30.21 | 28.85 | 29.38 | 32.63 |

(*): total iron; (1): Gole and Klein (1981); (2): Klein and Gole (1981); (3): Gross and McLeod (1980).

Table 3. Comparative data on trace element contents in the Somali BIF and in different types of Canadian iron-formations (Gross and McLeod, 1980).

| | Somali BIF | | Algoma | L.Superior | Algoma | L.Superior |
|---------|------------|-----------|--------------|--------------|----------------|----------------|
| | (range) | (average) | (all facies) | (all facies) | (oxide facies) | (oxide facies) |
| S (ppm) | 177-250 | 213 | 15300 | 2000 | 2900 | 200 |
| Ba " | 50-298 | 136 | 190 | 160 | 170 | 180 |
| Co " | 4-7 | 5.8 | 41 | 28 | 38 | 27 |
| Cr " | 15-114 | 44.3 | 118 | 112 | 78 | 122 |
| Cu " | <5 | | 149 | 14 | 96 | 10 |
| Mn " | 200-4000 | 270 | 1900 | 4900 | 1400 | 4600 |
| Ni " | 0.7-2.6 | 1.2 | 103 | 37 | 83 | 32 |
| Sr " | <10 | | 116 | 37 | 98 | 42 |
| Ti " | 60-890 | 209 | 1240 | 390 | 860 | 160 |
| V " | 2.1-11.2 | 5.0 | 109 | 4 | 97 | 30 |
| Zn " | 22-38 | 29 | 330 | 40 | 330 | 20 |
| Zr " | 1.5-11.2 | 7.0 | 980 | 81 | 84 | 56 |

A PRELIMINAR REPORT ON THE QUATERNARY SEQUENCE IN THE COASTAL AREA OF BENADIR (CENTRAL SOMALIA)

ANGELUCCI A.

Istituto di Geologia dell'Università di Roma

ABDULKADIR MOHAMED M.

Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

ROBBA E.

Istituto di Geologia dell'Università di Milano

FOREWORD

Repeated ingressive and regressive phases occurred in the Somali coastal area during Quaternary, due to tectonic displacements and or eustatic oscillations of the sea level (Jobstraibizer & Cumar Shire Yuusuf, 1977; Somavilla, 1977; Perissotto, 1978). These phases resulted in the deposition of heteropic facies which, however, are not found everywhere, depending from different tectonic history of various coastal sectors. Moreover, widespread recent deposits, primarily eolian, hinder from an exhaustive observation of the Quaternary sequence in many places. In the studied area, which extends in between the villages of Gesira and Danane, from Raas Boqol iyo Toban iyo Afar to Raas Baqal, the entire Quaternary sequence is fairly well exposed and stratigraphic relationships between different formations (Fig. 1) seem to be rather evident.

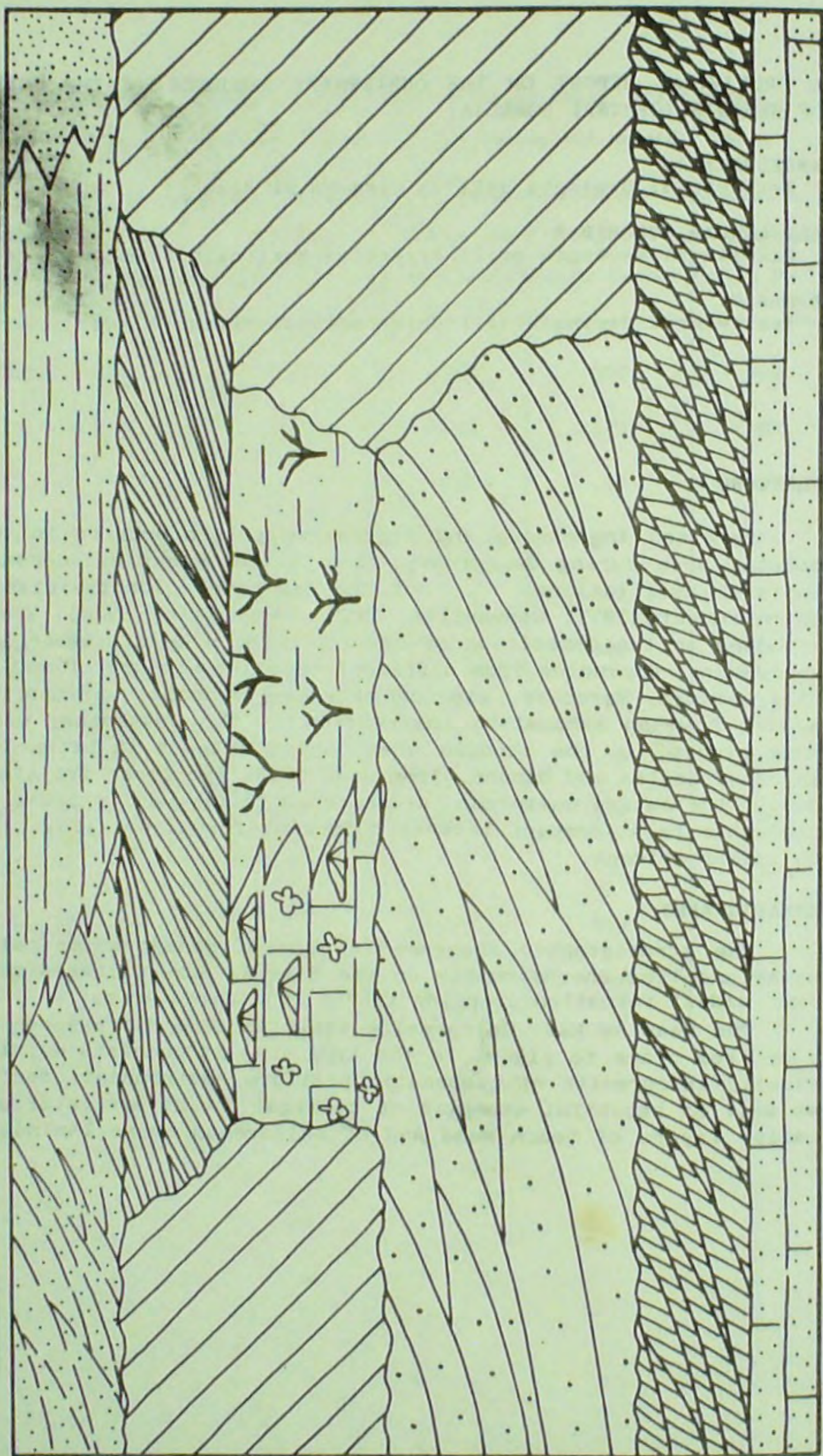
STRATIGRAPHY

The stratigraphic sequence is made of sandy and/or calcarenitic units and lies unconformably on the Raas Aw Maki Calcarenite which is the oldest formation cropping in the considered area.

The Raas Aw Maki Calcarenite exhibits some differences in lithology from place to place. In the type area it consists mainly of bioclastic calcarenite of carbonatic platform environment; reefal bodies as well as beautiful examples of coralgial facies are intercalated locally. Layers of beach sand and of calcareous cross laminated eolian

Fig. 1 - Stratigraphic sketch of the Coastal Quaternary Sequence in Benadir.

- 1) Ras Aw Maki Calcarenite;
- 2) Brava sand;
- 3) Gesira calcarenite a;
- 4) Gesira calcarenite b;
- 5) Ceel Baqal sand;
- 6) Present sediments.



sand are observed in the topmost part, proving a regressive sedimentary evolution. The Raas Aw Maki Calcarenite is truncated upward by a very gently, landward-sloping, almost flat abrasion surface. This unit, where widely cropping, exhibits karst phenomena, primarily broad but shallow sinkholes and extensive karren.

The Brava Sand occupies the largest cropping area and builds up the coastal range of low hills in the Benadir Region. This formation exhibits a quite uniform lithology and consists of quartzose-feldspathic eolian reddish sand; cross lamination is generally evident. The Brava Sand is always observed to lie unconformably on the Raas Aw Maki Calcarenite; it is topped by an erosion surface, more or less weathered, on which very abundant, empty shells of *Achatina lactea* Reeve are found. The species just mentioned is still living in wet areas of East Africa (Piccoli & Hilal Abdalla Faraj, 1979); its massive presence suggests a period of warm-rainy climate, responsible for dunes anchoring and extensive pedogenesis. This period possibly corresponds to the Holocene panafrikan humid phase, which has an average age of 6000 years B.P. (Belluomini et al., 1980).

The Brava Sand is overlain by the Gesira Calcarenite within which two neteropic facies are easily distinguishable.

One (b) contains more or less rich molluscan assemblages which suggest beach rock or sandy beach conditions. In the first case *Gastropods* inhabiting hard substrata appear to be the most typical forms; among them *Patella*, *Fissurella* and *Nerita* are prevailing, being represented by hundreds of specimens. The fossil locality 1 yielded the following species:

- Fissurella* (*Fissurella*) sp.
- Patella* (*Patellidea*) *granularis* Linnaeus
- Turbo* (*Lunella*) *coronatus* Gmelin
- Nerita* (*Theliostyla*) sp.
- Nerita* (*Theliostyla*) *plexa* Chemnitz
- Mauritia mauritiana* (Linnaeus)
- Erosaria turdus* (Lamarck)
- Cypraecassis* (*Cypraecassis*) *rufa* (Linnaeus)
- Bursa bubo* (Linnaeus)
- Mancinella rudolphi* (Lamarck)
- Fasciolaria* (*Pleuroploca*) *trapezium* (Linnaeus)
- Saccostrea cucullata* (Born)
- Stylopora* sp.
- Goniastraea favus* Forsk

In the second case, high diversity transported fossil assemblages are found which consist of species brought into from different fossil communities; in any case, all of them are linked to the reef lagoon complex. The fossil locality 3 yielded the following taxa (1):

- Patella (Patellidea) granularis Linnaeus
- Cellana testudinaria (Linnaeus)
- Turbo (Turbo) marmoratus Linnaeus
- Turbo (Marmarostoma) setosus Gmelin
- Nerita (Theliostyla) plexa Chemnitz
- Nerita (Ritena) plicata Linnaeus
- Nerita (Ritena) undata Linnaeus
- Strombus (Canarium) cf. mutabilis Swainson
- Strombus (Conomurex) decorus Röding
- Strombus (Gibberulus) gibberulus gibbosus Röding
- Lambis (Harpago) chiragra arthritica (Röding)
- Cypraea tigris Linnaeus
- Mauritia mauritiana (Linnaeus)
- Monetaria annulus (Linnaeus)
- Erosaria erosa (Linnaeus)
- Cypraecassis (Cypraecassis) rufa (Linnaeus)
- Chicoreus (Chicoreus) ramosus (Linnaeus)
- Mancinella alouina (Röding)
- Mancinella bufo (Lamarck)
- Mancinella rudolphi (Lamarck)
- Bullia (Bullia) grayi Reeve
- Fasciolaria (Pleuroploca) filamentosa inermis Jonas
- Fasciolaria (Pleuroploca) trapezium (Linnaeus)
- Gonus litteratus Linnaeus
- Conus miles Linnaeus
- Conus striatus Linnaeus
- Conus textilis Linnaeus
- Hastula strigilata (Linnaeus)
- Anadara (Anadara) antiquata (Linnaeus)
- Crassostrea virleti (Deshayes)
- Hyotissa hyotis (Linnaeus)

(1) In this site the original sediment has been blown away by wind action and fossils are found lying on the eroded surface of Brava Sand.

- Saccostrea cucullata (Born)
- Tridacna (Chametrachea) maxima (Röding)
- Favia pallida (Dana)
- Goniastrea favus Forsk

The second facies (a) is characterized by an intricate network of Callianassid-type burrows; it replaces the facies (b) toward the present-day coastline. The sediment exhibits a marked unimodal, left skewed, particle-size distribution.

It is to be noted that, at the top of this unit, high density and low diversity assemblages dominated by Potamides palustris (Linnaeus) are found all over the area. This fact provides evidence of an environmental evolution from marine to swamp conditions; remnants are possibly represented nowadays by the small swamp North East of the Gesira village. The conformable contact with the overlying Ceel Baqal Sand is exposed in the Raas Aw Maki-Raas Baqal area.

The latter formation is made of calcareous, white eolian sand, characterized by a right skewed grain-size distribution; cross lamination is always observed. This unit, East and West of the type area, rests on both the Brava Sand the Raas Aw Maki Calcarene directly.

Recent sediments mainly consist of silicate eolian sands which build up series of moving dunes over more or less wide areas. Moreover residual red clays are locally found, formed by the weathering of the feldspar-rich Brava Sand. Finally, beach sands, mostly carbonate and bioclastic are observed in bays or coves along the otherwise cliff coast.

ESSENTIAL REFERENCES

BELLUOMINI G., ESU D., MANFRA L. & MATTEUCCI R., 1980 - Gasteropodi dulcicoli e terrestri nell'isola di Dahlad Kebir - Testimonianze di una fase umida olocenica nelle Isole Dahlak, Mar Rosso - Boll. Malac., 16, n. 11-12, 369-390.

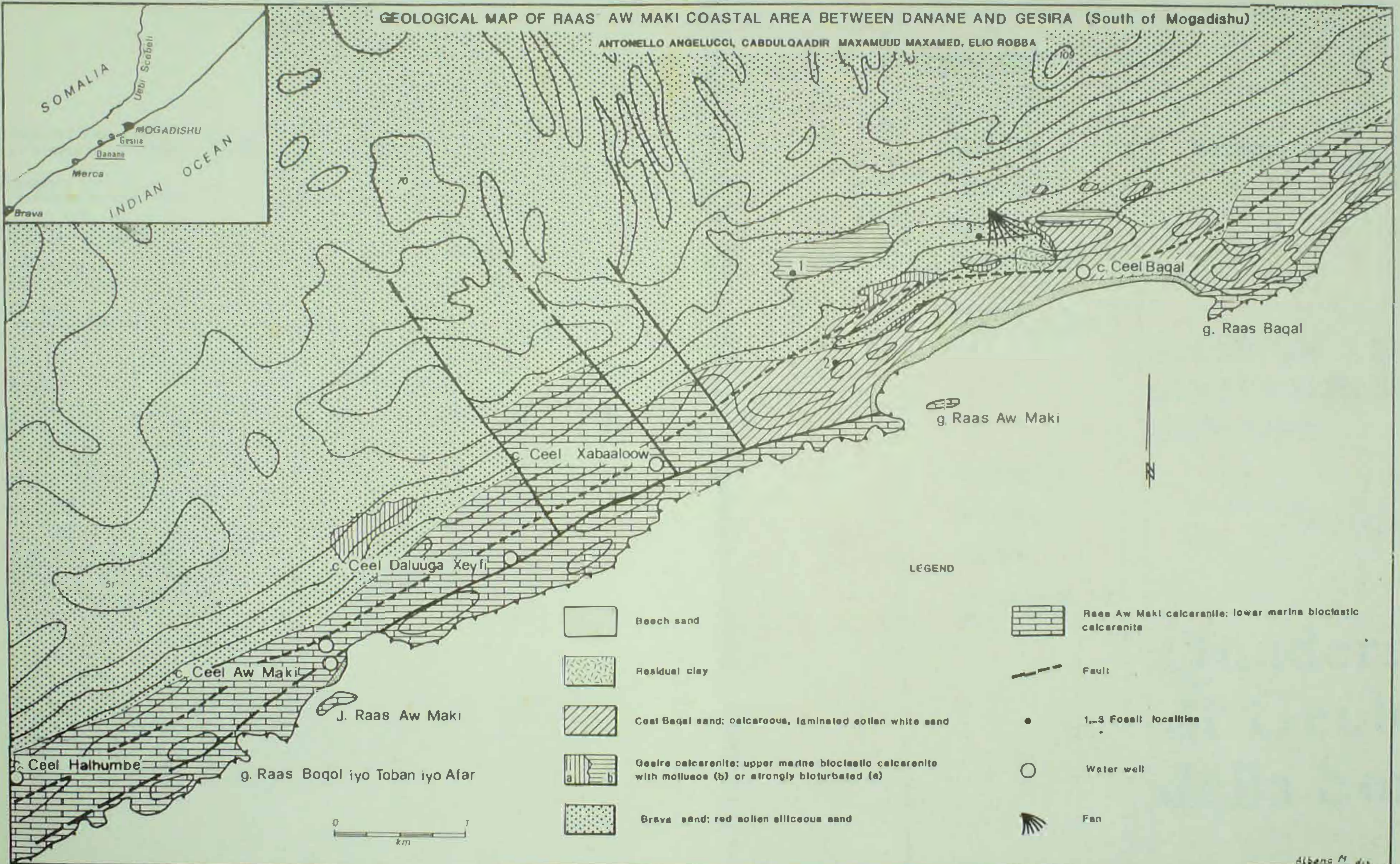
DAINELLI G., 1943 - Geologia dell'Africa Orientale. Four volumes, R. Acc. d'Italia, Centro Studi per l'Africa Orientale Italiana, Roma.

JOBSTRAIBIZER G. & CUMAR SHIRE YUUSUF, 1977 - Il Quaternario della Somalia. Quaderni Geol. Somalia, 1, 51-59.

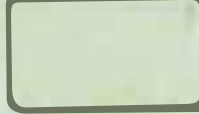


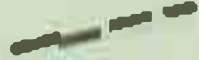






- MERLA G., ABBATE E., AZZAROLI A., BRUNI P., CANUTI P., FAZZUOLI M., SAGRI M. & TACCONI P., 1979 - A geological map of Ethiopia and Somalia (1973) and comment - C.N.R. 95 pp., 2 geol. maps, Centro Stampa, Firenze.
- PERISSOTTO A., 1978 - Appunti di geomorfologia della Somalia - Quaderni Geol. Somalia, 2, 45-64.
- PICCOLI G. & HILAL ABDALLA FARAJ, 1978 - Quaderno di Paleontologia della Somalia - Quaderni Geol. Somalia 2, pp. 1-44;
- 46
- SOMMAVILLA E., 1977 - Geologia strutturale della Somalia - Quaderni Geol. Somalia, 1, 60-93.
- STEFANINI G., 1933 - Notizie sulle formazioni plioceniche e pleistoceniche della Somalia - Paleont. Ital., 32, suppl. 1, 55-66.

GEOLOGICAL MAP OF RAAS AW MAKI COASTAL AREA BETWEEN DANANE AND GESIRA (South of Mogadishu)

ANTONELLO ANGELUCCI, CABDULQAADIR MAXAMUUD MAXAMED, ELIO ROBBIA



LEGEND

- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | Bech sand |  | Raas Aw Maki calcarenite: lower marine bioclastic calcarenite |
|  | Residual clay |  | Fault |
|  | Ceel Baqal sand: calcareous, laminated siltan white sand |  | 1, 2, 3 Fossil localities |
|  | Gesira calcarenite: upper marine bioclastic calcarenite with molluscs (b) or strongly bioturbated (a) |  | Water well |
|  | Brava sand: red siltan siliceous sand |  | Fan |



RISULTATI PRELIMINARI DI UN'INDAGINE GEOELETTRICA NELLA ZONA COSTIERA
NEI DINTORNI DI GESIRA (MOGADISCIO) (1)

BENVENUTI G.

Istituto di Fisica Terrestre e Geodesia dell'Università di Padova

ABDULKADIR S. DORRE

Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

DE FLORENTIIS N.

Istituto di Fisica Terrestre e Geodesia dell'Università di Padova

RAPOLLA A.

Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia dell'Università di Napoli

ABSTRACT

The results of a geoelectrical survey are presented: in particular we have valued the total porosity of a calcarenite existing in the coastal belt around Mogadishu. Moreover we have outlined the top of the sea-water intrusion and advanced some hypotheses about the salinity of shallow waters.

RIASSUNTO

Vengono presentati i risultati di uno studio geoelettrico che ha permesso di valutare la porosità totale di una formazione di scogliera, presente nella fascia litorale nei dintorni di Mogadiscio, oltre che di individuare il tetto dell'intrusione di acqua marina e la salinità delle acque della falda superficiale.

(1) Ricerca effettuata con fondi messi a disposizione del Dipartimento per la Cooperazione allo Sviluppo del Ministero degli Affari Esteri nell'ambito del Programma di Cooperazione Universitaria Italo-Somalo, Programma finalizzato "Acque sotterranee costiere", Facoltà di Geologia U.N.S. - Ist. Geologia Univ. Padova, Responsabile Prof. Antonio Dal Pra; la strumentazione utilizzata è stata resa disponibile dal Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia dell'Università di Napoli.

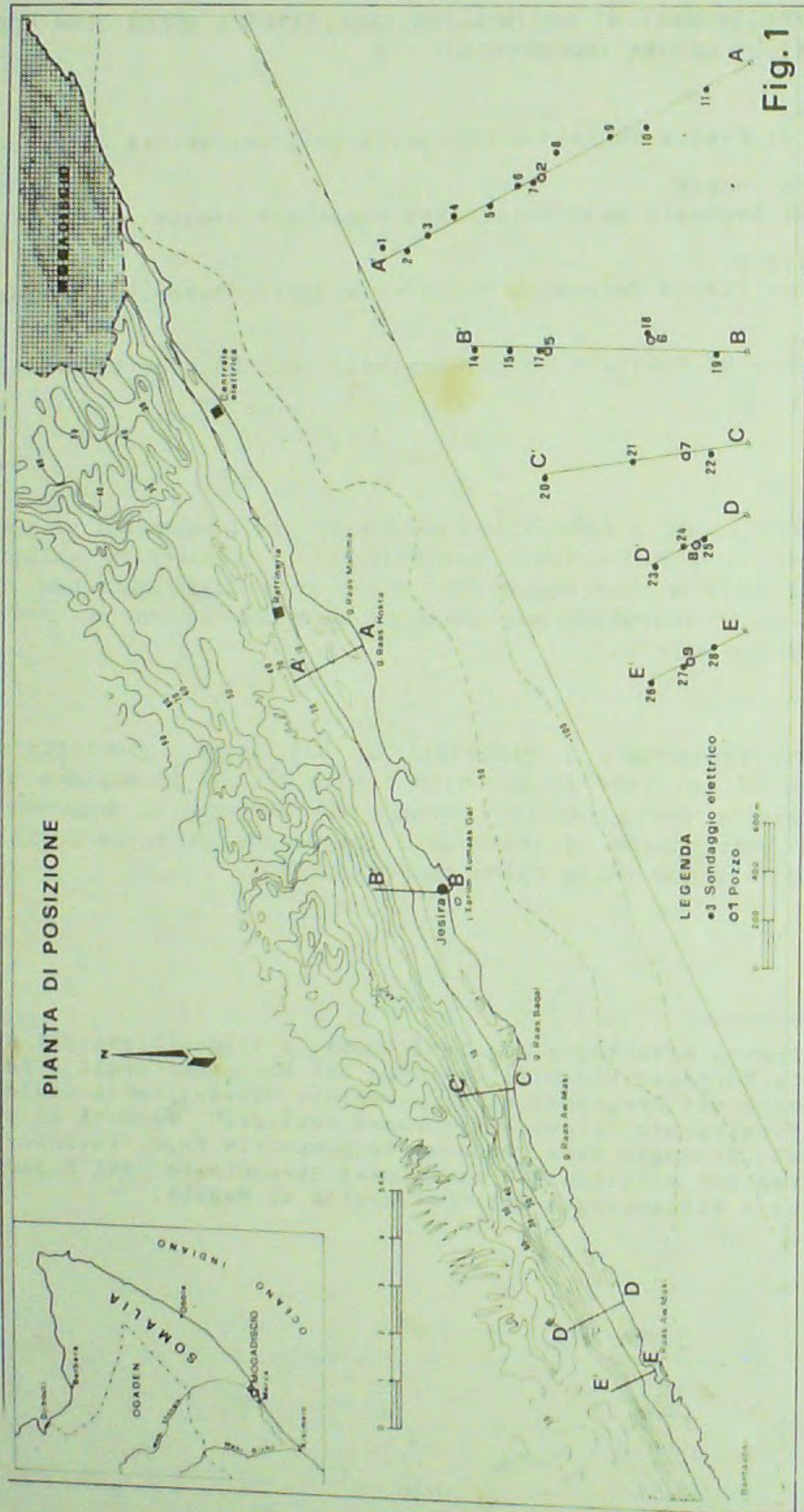


Fig. 1

PREMESSA

Durante la seconda metà del 1983 è stata effettuata una indagine geoelettrica per ricerche idrogeologiche lungo la fascia costiera a sud di Mogadiscio, il cui obiettivo era costituito dallo studio delle relazioni intercorrenti tra la falda superficiale di acqua dolce e la sottostante intrusione di acqua marina. Tale studio si inserisce in un più vasto programma di indagini previste nel Progetto Finalizzato "Idrogeologia della fascia costiera", sviluppato nell'ambito del Dipartimento di Geologia Applicata della Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala.

Scopo principale della indagine geoelettrica era quello di definire la geometria dell'acquifero ed in particolare di delineare la morfologia della superficie di separazione acqua dolce-acqua salata. Inoltre si sarebbe dovuto fornire delle valutazioni sulla porosità delle varie formazioni e sul grado di salinità della falda di acqua dolce.

Lo studio è stato realizzato per mezzo di sondaggi elettrici verticali (S.E.V.), utilizzando il dispositivo quadripolare Schlumberger, con stazioni di misura disposte lungo profili grosso modo ortogonali alla linea di costa. Il numero di stazioni costituenti ciascun profilo varia in dipendenza delle differenti condizioni morfologiche e litologiche delle zone attraversate. Nella Fig. 1 è mostrata la localizzazione dell'area investigata e la ubicazione dei sondaggi elettrici effettuati.

Si ritiene utile precisare che in questa nota sono presentati e discussi i risultati preliminari della indagine geoelettrica, ai quali si farà sintetico riferimento in un altro lavoro a carattere specificatamente idrogeologico (DAL PRA' A. et ALII, 1984 in corso di stampa).

Si deve infine far presente che il programma di studio del Progetto Finalizzato prevede per l'indagine geoelettrica un più ampio sviluppo, che sarà attuato durante il 1984 con l'esecuzione di numerosi altri S.E.V. disposti lungo profili ortogonali alla linea di costa, in modo da raggiungere una visione più completa e più significativa, sia pure in un ambito locale del rapporto tra acqua dolce ed acqua salata in una zona a rapido sviluppo urbanistico, nella quale vi è la necessità di soddisfare fabbisogni idrici sempre crescenti.

CENNI GEOLOGICI

L'assetto geologico della fascia costiera entro cui si è svolta l'indagine geofisica è abbastanza semplice, almeno per quanto riguarda le correlazioni tra i caratteri litostratigrafici ed i parametri geofisici che li caratterizzano.

Relativamente fino alla profondità di una cinquantina di metri, che è ampiamente superiore a quella mediamente raggiunta dai sondaggi elettrici, la situazione geologica può essere così schematizzata:

- La maggior parte degli affioramenti è costituita da sabbie eoliche di duna grigie e rossastre: le prime prevalentemente silicee, le seconde prevalentemente calcaree. In via nettamente subordinata si possono trovare piccoli affioramenti di sabbie di spiaggia e di sedimenti di ambiente lagunare.

- Alla base di questi depositi è ovunque presente un complesso di calcari di scogliera costituito in gran parte da calcareniti più o meno cementate, oltre che da calcari bioclastici e calcari biocostruiti. E' in quest'ultima formazione che ha sede l'intrusione di acqua salata, la cui individuazione costituisce uno degli scopi dello studio geoelettrico.

INDAGINE GEOELETTRICA

Come già accennato, l'indagine geoelettrica è stata realizzata mediante sondaggi elettrici verticali utilizzando il dispositivo quadrupolare Schlumberger. La distanza interelettrodica (AB) massima ha raggiunto i 200 m nei sondaggi più vicini alla linea di costa, mentre per quelli situati più nell'entroterra AB ha raggiunto anche i 600 m.

La strumentazione in dotazione era costituita da un sistema energizzante composto da una batteria da 12 V e da un convertitore 12 V DC/500 V DC; a questo era collegato in serie un milliamperometro ICE-SGS 219 a zero centrale. Il sistema di misura dei potenziali provocati era costituito da un microvoltmetro Hewlett-Packard tipo 419 A, provvisto di un filtro passa-basso a 3 sec e di un amplificatore a guadagno variabile, e da un registratore a carta Leumann a due canali. L'uso di tale registratore era consigliabile, se non addirittura indispensabile, per le distanze interelettrodiche maggiori ed in certi punti di stazione anche per gli AB più brevi. Infatti le resistenze di contatto degli elettrodi di corrente erano talvolta così elevate che soltanto pochi milliampere di corrente erano immessi nel terreno, per

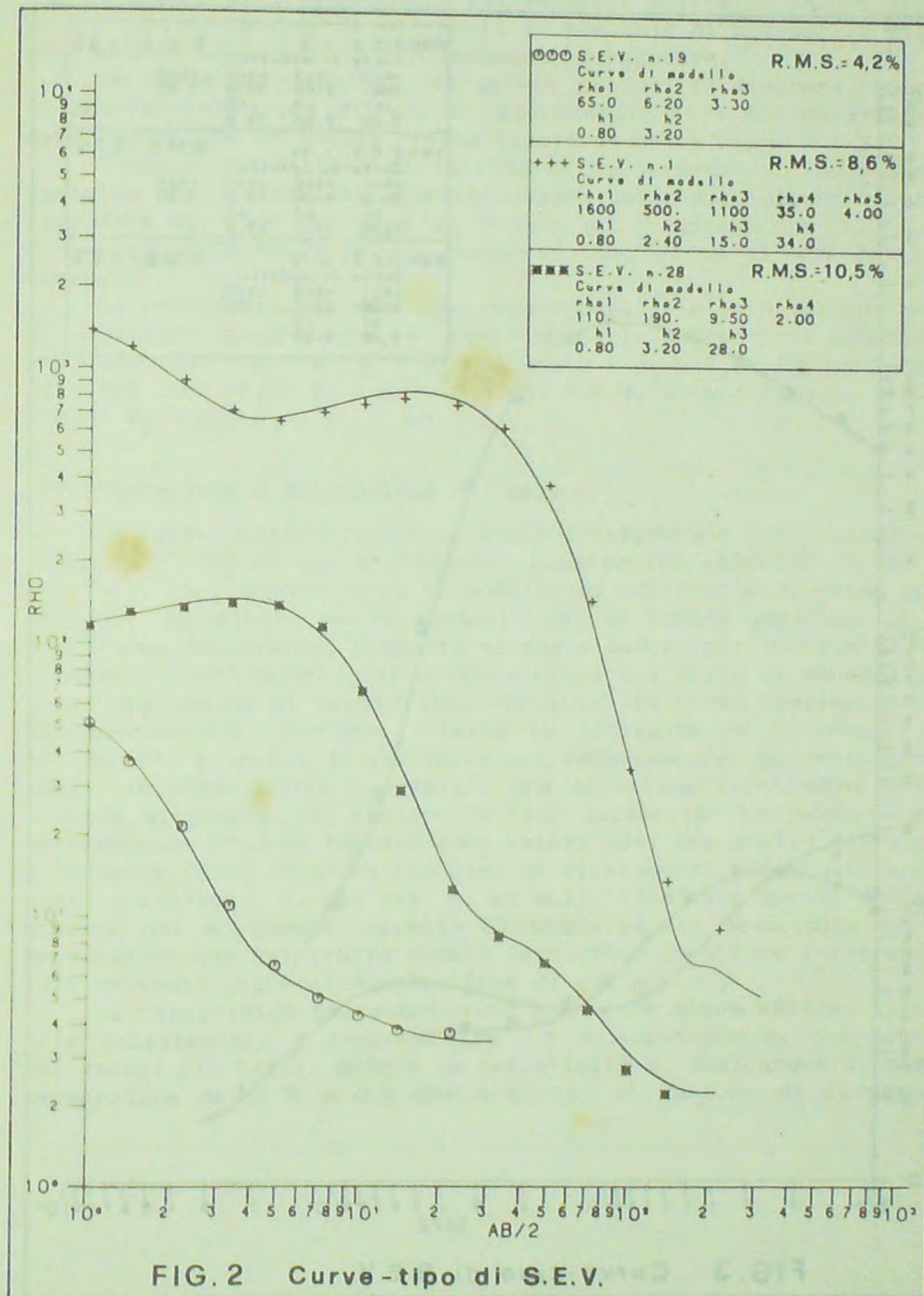
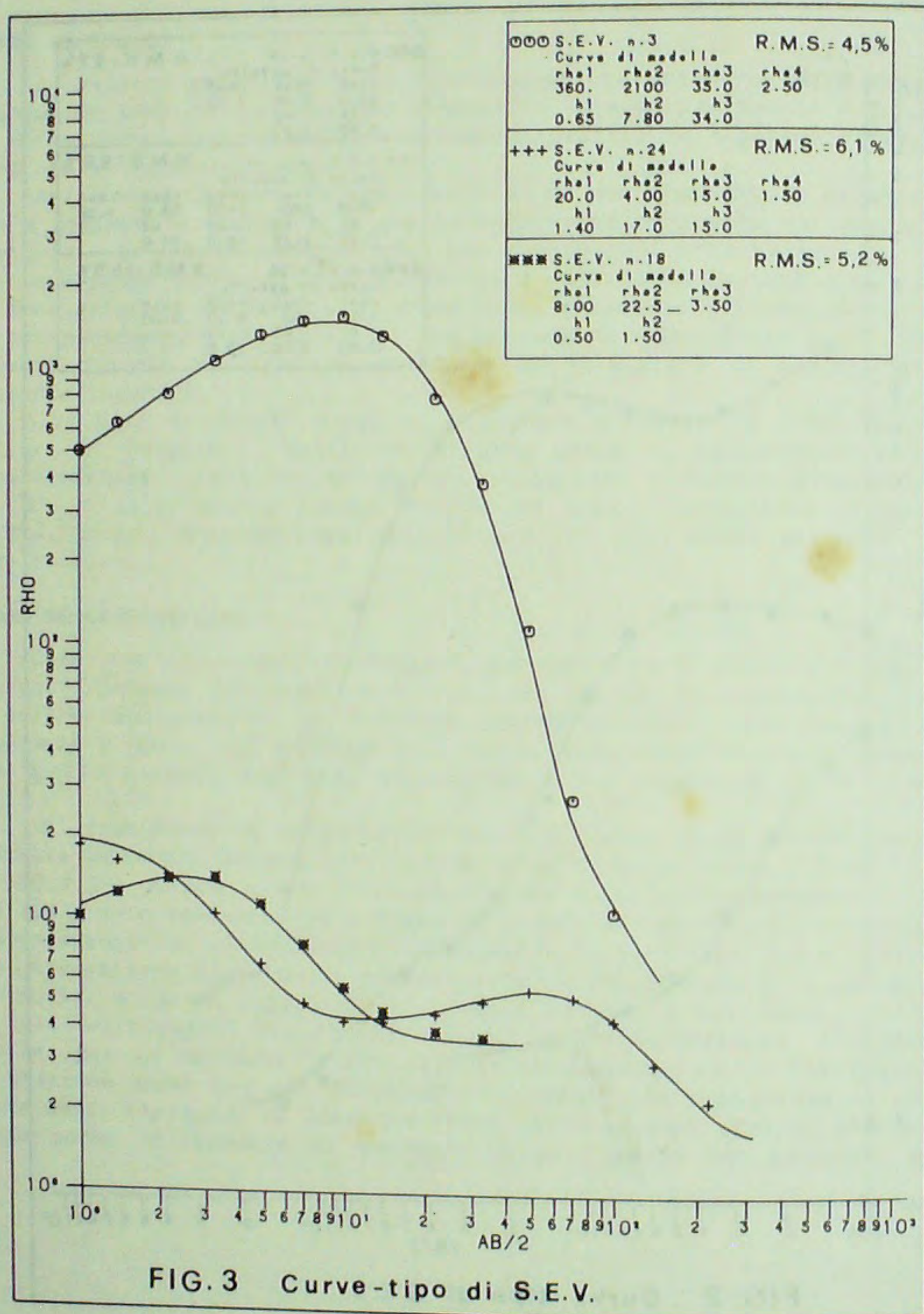


FIG. 2 Curve-tipo di S.E.V.



cui le misure di ΔV risultavano estremamente delicate: valori dell'ordine di qualche decina di microvolt in presenza di potenziali spontanei nel terreno assai ampi e con andamento irregolare.

Le curve sperimentali, in genere di qualità discreta, sono state "normalizzate" prima di essere interpretate e le più caratteristiche sono presentate in questa "forma lisciata" nelle Figg. 2 e 3.

L'esame qualitativo di tali curve ha permesso di individuare una famiglia tipo principale, caratterizzata dalla successione elettrostratigrafica KQ, cioè con $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$, comprendente i S.E.V. 2-3-4-11-12-16-20-22-26-28 che rappresentano circa il 40% delle curve ottenute.

Le restanti curve non sono raggruppabili in pochi gruppi omogenei di una certa consistenza, ma comprendono le successioni più disparate che vanno dal tipo K ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$) o Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$) dei S.E.V. 18 e 19, al tipo HK ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$) del S.E.V. 24 o infine al tipo HKQ ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4 > \rho_5$) del S.E.V. 1.

INTERPRETAZIONE E DISCUSSIONE DEI DATI

Le curve sperimentali sono state interpretate utilizzando un programma di calcolo per elaboratore elettronico (KOEFOED O. 1979, pp. 179-185), che, a partire da un modello di sottosuolo di prima approssimazione, desumibile con i consueti metodi basati sull'uso di abachi e di curve ausiliarie, permette di individuare, per successive approssimazioni, quel modello di sottosuolo la cui curva di sondaggio elettrico approssima al meglio (best-fitting) la curva sperimentale. Questo procedimento che non elimina le ambiguità ed incertezze legate ai ben noti principi di equivalenza e soppressione, consente però di scegliere, fra quelle possibili, una soluzione formalmente corretta. Inoltre allo scopo di ridurre la "non univocità" tra modello e curva sperimentale si sono imposti come valori noti sia quello della profondità della falda freatica (in base ai rilevamenti effettuati in alcuni pozzi della zona, v. DAL PRA' A. et ALII, 1984) sia quello della resistività del substrato imbibito di acqua salata deducibile con buona approssimazione dal tratto finale asintotico di alcune curve sperimentali ottenute più vicino alla linea di costa.

La resistività del substrato ρ_f con acqua salata, riferibile alle calcareniti, è compresa tra 1.5 e 3.5-4 ohm.m, con prevalenza dei valori più bassi; poichè la resistività ρ_s dell'acqua di mare alla temperatura di 22°C è 0.2 ohm m circa, il fattore di formazione

$F = \rho_f / \rho_s$ varia tra 7.5 e 20. Utilizzando la nota formula di Archie⁽¹⁾ $F = aS\phi^{-m}$, risulta che la porosità totale varia tra 10 e 20% circa.

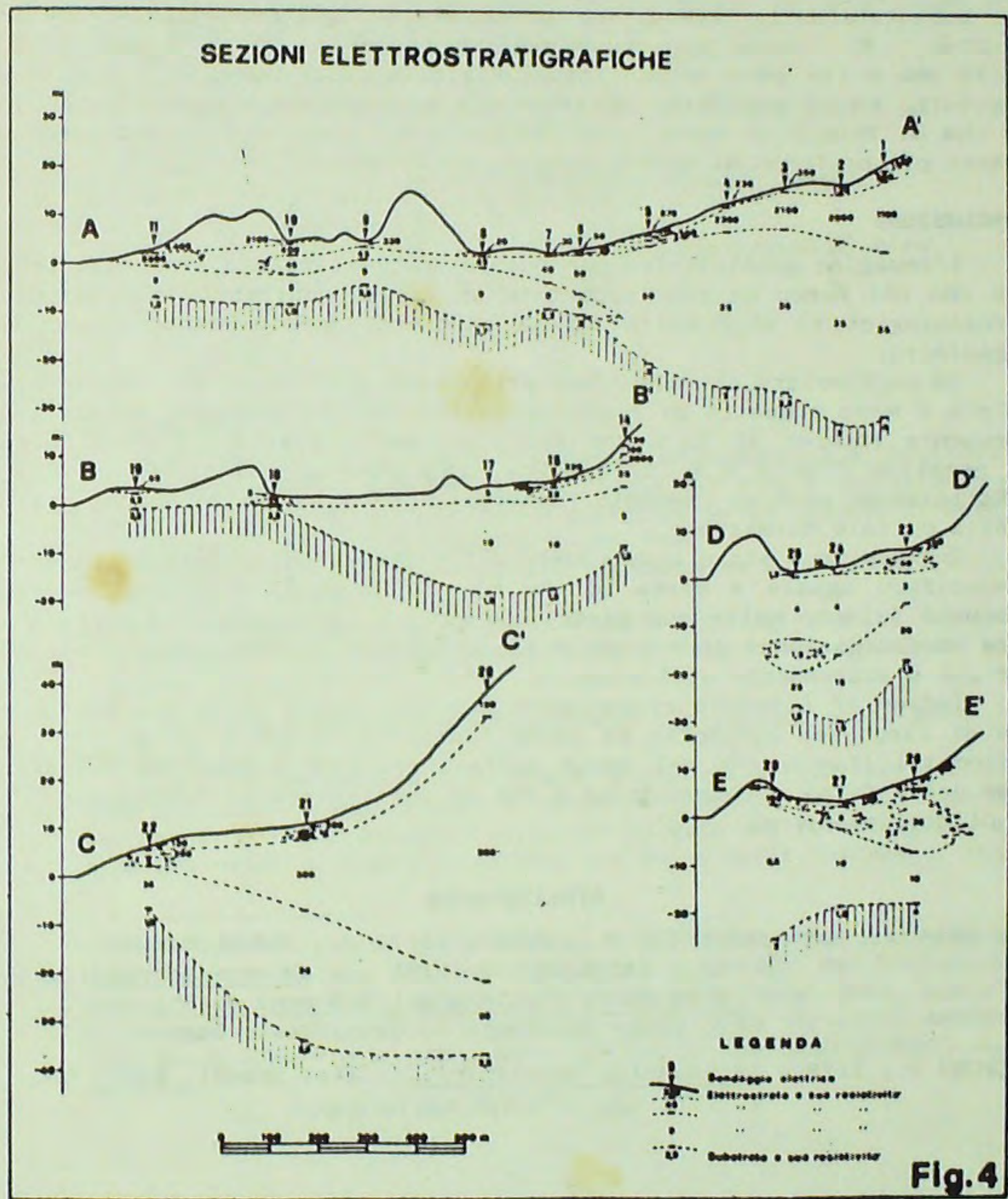
Dalle curve dei S.E.V. 7 e 8, nelle vicinanze del pozzo n° 2, si può desumere una resistività di circa 35-40 ohm m per la formazione arenacea imbibita di acqua dolce; con i valori di porosità prima indicati si ricava un valor medio della resistività della soluzione imbibente compreso tra 1.7 e 4.3 ohm m, che corrisponderebbero ad una salinità compresa tra 3 e 1.2 g/l (in NaCl equivalenti): tali valori sono indicativi di acqua idonea ad usi domestici nei termini più resistivi ed utilizzabile solo per l'abbeverata degli animali nei termini meno resistivi.

Nel nostro modello interpretativo abbiamo assunto il valore di 35 ohm m per caratterizzare l'elettrostrato contenente la falda dolce a meno che non disponessimo di chiare indicazioni contrarie. In particolare si può far riferimento ai S.E.V. 1 e 2, in corrispondenza dei quali l'acquifero non può avere una resistività inferiore ad almeno 500-700 ohm m, che, anche nell'ipotesi di un liquido di imbibizione particolarmente resistivo, è certamente indicativa di una formazione a bassa porosità. Per queste situazioni la porosità totale, supponendo un più elevato grado di cementazione ($m = 2$), dovrebbe essere circa 5%, quindi indicativa di una calcarenite molto compatta.

Infine in corrispondenza dei S.E.V. 16 e 17 (in prossimità del pozzo n° 5), dei S.E.V. 24 e 25 (in prossimità del pozzo n° 8) e del S.E.V. 27 (in prossimità del pozzo n° 9) la resistività dell'acquifero contenente la "falda dolce" è nettamente inferiore a 35 ohm m, presumibilmente intorno a 10 ohm m, per cui anche nella situazione più favorevole il liquido di imbibizione avrebbe valori di resistività compresi tra 0.5 e 1.2 ohm m, indicativi di un contenuto salino variabile tra 10 e 3 g/l (in NaCl equivalenti). I valori di salinità ricavati per via chimica da campioni di acqua prelevati nei pozzi citati sono in buon accordo con quelli deducibili dai valori di resistività (DAL PRA' A. et ALII, 1984).

Nella Fig. 4 sono state rappresentate le sezioni elettrostratigrafiche ricostruite sulla base della interpretazione delle curve sperimentali. Riteniamo che la loro lettura e comprensione è sufficientemen

(1) a ed m sono due coefficienti che dipendono dal tipo e distribuzione dei vuoti oltre che dal grado di cementazione; S è il coefficiente di imbibizione e ϕ la porosità totale: nel nostro caso $a = 1$ $m = 1.3$ ed $S = 1$.



te garantita dalla legenda che vi compare ed ogni commento sarebbe un perfluo. E' invece opportuno precisare che talvolta il terreno a 10-12 ohm m (se poco spesso) non è visibile sulle curve di S.E.V. soprattutto se al suo tetto si trova l'elettrostrato a resistività 35-40 ohm m. Perciò in alcuni casi il tetto del substrato conduttore può essere più profondo di quanto compaia sulle sezioni.

CONCLUSIONI

L'indagine geoelettrica per quanto ancora limitata sia nello spazio che nel tempo ha però apportato un valido contributo allo studio idrogeologico in atto nella fascia costiera immediatamente a sud di Mogadiscio.

In particolare all'acquifero principale costituito da calcareniti più o meno compatte si è potuto attribuire una porosità totale più frequente intorno al 10 % con oscillazioni in positivo fino a 20 ed in negativo fino a 5 %. Valori che, sia pure a livello di ipotesi, costituiscono però un elemento importante per valutare la potenzialità idrica di tale formazione.

Inoltre sono state individuate delle situazioni (resistività dell'acquifero uguale a circa 10 ohm m), nelle quali lo stesso sembra imbibito (almeno nella sua parte più superficiale raggiunta dalla nostra investigazione) di una soluzione ad elevata concentrazione salina per cui è scarsamente utilizzabile.

Infine si è potuto ricostruire per una fascia parallela alla costa di larghezza variabile da poche centinaia di metri ad un paio di chilometri l'andamento del tetto della intrusione marina che sta alla base della falda di acqua dolce e che ne costituisce il limite verticale di utilizzazione.

BIBLIOGRAFIA

- DAL PRA' A., DE FLORENTIIS N., HUSSEN SALAD M., MUMIN MOHAMED G., & OSMAN ABDULLAHI I., 1980 - Studio idrogeologico della falda costiera nei dintorni di Mogadiscio. (in corso di stampa su Quad. Geol. Somalia).
- KOEFOED P., 1979 - Geosounding principles, 1. Els. Scient. Publ. Co., V, 1979, pp. 179-185, Amsterdam.

NOTA PRELIMINARE SUL RILEVAMENTO DELLA REGIONE DI CEDO (ALTA VALLE DEL GIUBA - SOMALIA MERIDIONALE) (1)

CARMIGNANI L.

Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa

ALI KASSIM M.

Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somalia

FANTOZZI P.L.

Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa

1. PREMESSA

Nell'ambito delle ricerche promosse dalla Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somalia, nell'estate del 1982 è iniziato un programma finalizzato al rilevamento geologico della regione di Gedo. Il programma di lavoro è articolato in due fasi:

- Fotointerpretazione con controlli di campagna e campionatura preliminare;
- Lavoro di campagna finale con studio di dettaglio delle formazioni affioranti, valutazione delle risorse idriche di superficie e dei materiali utili.

In questa nota vengono presentati i risultati della prima fase del progetto.

La carta fotogeologica allegata deriva dalla riduzione della foto interpretazione eseguita su foto aeree del 1958-59 della British Royal Air Force, che coprono buona parte dell'area e sui fotomosaici a scala 1:30.000 messi a disposizione dal Ministero delle Miniere e Risorse

(1) Questa ricerca è stata eseguita con fondi messi a disposizione dal Dipartimento per la Cooperazione allo Sviluppo del Ministero per gli Affari Esteri nell'ambito del programma di Coop. Univ. Italo-Somalia, Progetto Finalizzato "Studio geologico delle coperture sedimentarie mesozoiche e cenozoiche della Somalia", Responsabile Prof. A. Angelucci.

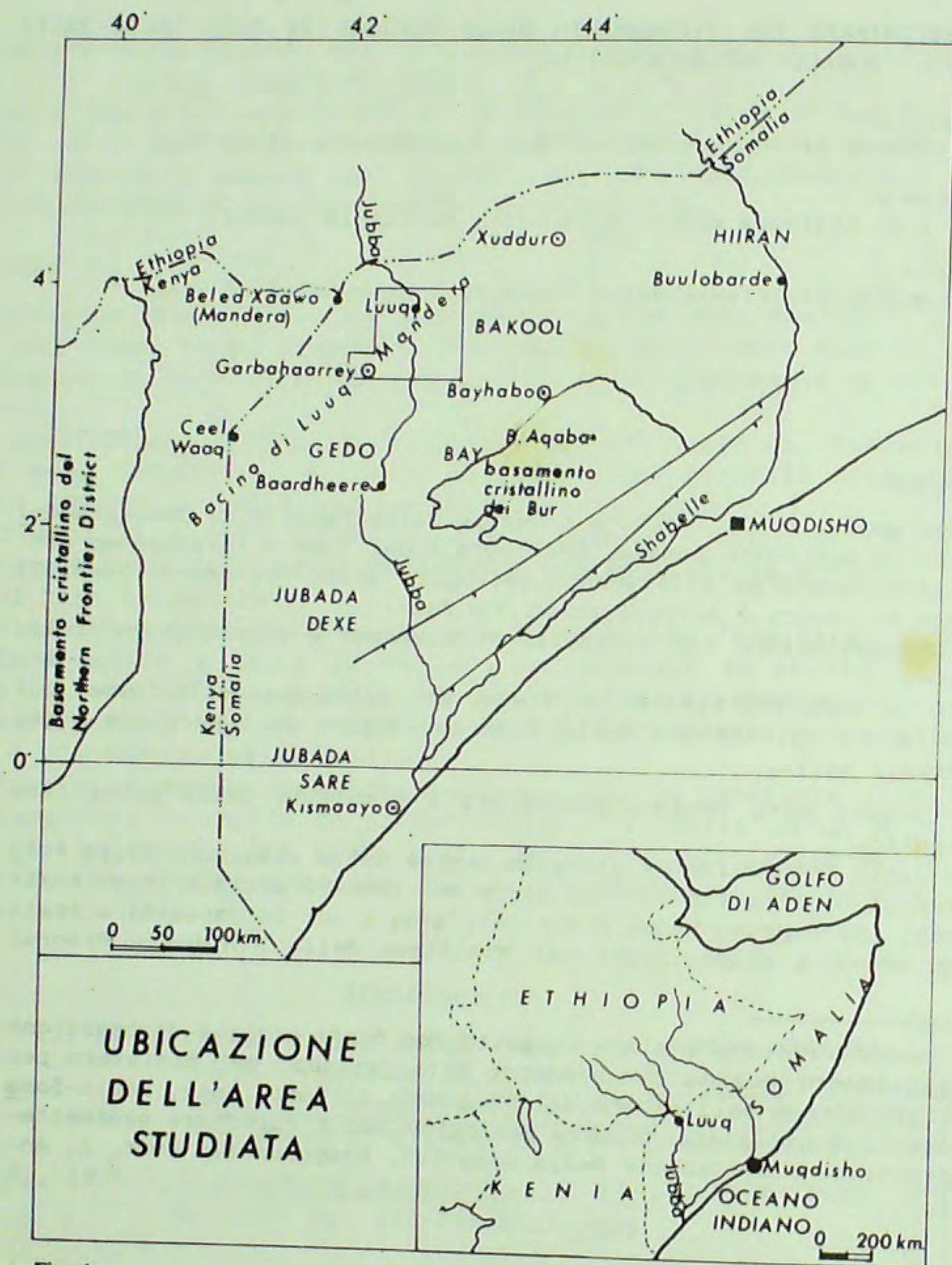


Fig. 1

Idriche.

Sulla base della fotointerpretazione nel periodo Settembre-Novembre 1983 è stato svolto il lavoro preliminare di campagna durante il quale, oltre ai controlli della carta fotogeologica, sono state misurate 15 sezioni stratigrafiche e raccolti 250 campioni attualmente in studio.

2. L'AREA STUDIATA

L'area studiata copre circa 8.400 Km² dell'alta valle del Giuba ed è compresa tra 03°13' e 04°00' di latitudine N e tra 42°00' e 43°00' di longitudine E (Fig. 1).

E' una regione semiarida costituita da un plateau prevalentemente calcareo-gessoso, con una elevazione media di 250 m e una topografia matura, caratterizzata da grandi estensioni piatte o dolcemente ondulate, interrotte da colline isolate con sommità piatta e da ripide scarpate complessivamente degradanti verso l'asse vallivo del Giuba. Le maggiori scarpate arrivano a 150-200 m e sono più frequenti sul versante occidentale della valle del Giuba ("Oltregiuba"), ove sono raggiunte anche dalle quote più elevate (356 m). Da questa semplice morfologia emergono due allineamenti di colline:

- il primo si estende con direzione N-S lungo la sponda sinistra del Giuba ed è dovuto ad una copertura di basalti che ha protetto dall'erosione le sottostanti formazioni;
- il secondo taglia diagonalmente l'area in studio dall'estremità sud-occidentale a quella nord-orientale e coincide con un fascio di faglie e di strutture plicative; le quote più elevate sono raggiunte nella parte sud-occidentale dell'allineamento, ove al nucleo delle anticlinali affiorano i calcari giurassici.

3. RICERCHE GEOLOGICHE PRECEDENTI

Le ricerche geologiche sull'alta valle del Giuba iniziarono con le spedizioni di BOTTEGO (DE ANGELIS D'OSSAT & MILLOSEVICH, 1900) e proseguirono nei primi decenni del secolo principalmente per opera di STEFANINI (STEFANINI, 1913; 1925; 1929; 1931a; 1931b; 1931c; 1931d; 1931e; 1936; STEFANINI & PAOLI, 1916) e di quanti studiarono i fossili e i campioni da lui raccolti (ARTINI, 1915; MANASSE, 1916; D'ERASMO, 1931; ZUFFARDI COMERCI, 1931; ALOISI & DE ANGELIS, 1938). A loro si devono le prime descrizioni litostratigrafiche, i primi studi paleontologici e la divisione della successione in due serie: la "Serie di

Luuq" e la "Serie di Baardheere". La frammentarietà dei dati di campagna e l'assenza di carte topografiche sufficientemente dettagliate, impedì per lungo tempo una chiara visione d'insieme della geologia della regione, tanto che ancora nel 1941 nella Carta Geologica dell'Africa Orientale di DAINELLI (DAINELLI, 1943) la "Serie di Luuq", che "grosso modo" corrisponde alla parte più elevata della successione giurassico-cretacea affiorante nella valle del Giuba, era ritenuta invece il termine più antico della successione e sottostante alla "serie di Baardheere".

I risultati di tutte queste ricerche pionieristiche e di quelle più sistematiche, condotte principalmente dall'Agip tra il 1936 e il 1957, furono sintetizzate nel "Foglio Luuq" della "Carta Geologica della Somalia e dell'Ogaden" alla scala 1:500.000 edita dall'Agip Mineraria e dal CNR alla fine degli anni cinquanta (AZZAROLI & MERLA, 1957-59). Con questa carta furono tracciate le linee fondamentali della Geologia Somala meridionale e per alcune aree, come il Mudug e il medio Webi Shabeele, le formazioni adottate e le partizioni cartografiche sono ancora generalmente accettate. Per la valle del Giuba invece, i limiti tra le varie formazioni restarono assai approssimativi tanto che non furono evidenziate nemmeno le grandi strutture plicative della zona di Garbahaarrey e le formazioni distinte rimasero ancora quelle stabilite da STEFANINI, anche se la reale successione con la "Serie di Luuq" alla sommità fu riconosciuta.

Negli anni sessanta con l'applicazione sistematica della fotointerpretazione si apre una nuova fase per la cartografia geologica della regione. Una serie di campagne geopetrolifere con rilievi aereomagnetici, gravimetrici e sismici furono effettuate prima dalla Gulf Oil Corporation e successivamente dalla Hammar Petroleum Company e dalla Burmah Oil Company. Furono stabilite le unità formazionali ancora oggi generalmente accettate (BARBIERI, 1968; 1970; BELTRANDI & PYRE, 1973) e i geologi della Società Geomap, tra cui AMOROSO, CONEDERA e PISTOLESI, prepararono delle carte fotogeologiche dettagliate con controlli di campagna di buona parte della Somalia meridionale, finalizzate all'individuazione di strutture petrolifere. Queste carte, citate in vari rapporti delle compagnie petrolifere (DOMINCO, 1966, CONEDERA, 1970; LONG & LEE, 1973), purtroppo non sono mai state pubblicate e non ci è stato ancora possibile prenderne visione malgrado le accurate ricerche fatte presso vari ministeri ed enti somali.

Nel 1973 fu trivellato il pozzo Hol n. 1, ubicato poco a W dell'area in studio, che si rivelò sterile e l'interesse delle compagnie pe-

trolifere per l'alta valle del Giuba diminuì. Da allora la ricerca geologica nella regione è stata proseguita essenzialmente da ricercatori dell'Università di Firenze, che proseguono una antica tradizione di ricerche in Africa Orientale e dai docenti della Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala. I primi hanno pubblicato la "Carta Geologica dell'Etiopia e della Somalia" alla scala 1:2.000.000 (MERLA, ABBATE, CANUTI, SAGRI & TACCONI, 1973) e le relative note illustrative (MERLA, ABBATE, AZZAROLI, BRUNI, CANUTI, FAZZUOLI, SAGRI & TACCONI, 1979) che rappresentano il più moderno lavoro di sintesi della geologia dell'Africa Orientale e più recentemente una fotointerpretazione da satellite alla scala 1:1.000.000 della zona tra il Giuba e lo Shabeele (CANUTI, FAZZUOLI & TACCONI, 1979). Queste carte sono state di grande utilità sia per i primi sopralluoghi in campagna che per l'inquadramento in un contesto più vasto dell'area in studio. Tra le ricerche dei docenti dell'Università Nazionale Somala ricordiamo i lavori che riguardano anche la stratigrafia della valle del Giuba di HILAL C. F., PAVAN & ROBBIA (1977) e di ANGELUCCI, BARBIERI, MAXAMED C.M., CARUUSH M.C. & PICCOLI (1981) pubblicati sui "Quaderni di Geologia della Somalia". Nella presente nota sono state adottate per la successione giurassico-cretacea le distinzioni formazionali e le attribuzioni stratigrafiche proposte da questi Autori.

4. LA SUCCESSIONE LITOSTRATIGRAFICA

La carta allegata comprende la zona centrale del "Bacino di Luuq-Mandera": un ampio sinclinorium di rocce sedimentarie giurassiche e del Cretaceo inf., diretto NE-SW e delimitato a SE dall'alto strutturale della "Regione del Bur" e a W dal Cristallino del Kenya nord-orientale, costituiti entrambi da metamorfiti precambriche, intruse da rocce granitoidi del paleozoico antico (Fig. 1). La successione è prevalentemente carbonatica nella parte inferiore ed evaporitico/terrigena nella parte superiore. Il suo spessore in affioramento tra il Cristallino del Bur e l'asse del bacino è stato stimato 2.500 - 2.900 m (BELTRANDI & PYRE, 1973; BURMAH Oil Co, 1973). Ma con il pozzo Hol n. 1, ubicato nella zona centrale del bacino (3°35'23" N, 42°02'58" E), sono stati perforati più di 4400 m di rocce sedimentarie senza raggiungere il basamento (BURMAH Oil Co., 1973) e le formazioni detritiche, carbonatiche ed evaporitiche attraversate dalla parte più profonda del pozzo non trovano corrispondenti in affioramento. La sedimentazione nella zona assiale del bacino è quindi iniziata precocemente, forse già dal Trias, mentre la trasgressione ha interessato il margine sud-orientale

del bacino (Cristallino dei Bur) solo al Giurassico inferiore.
 Nella valle del Giuba la serie giurassico-cretacea è sormontata in discordanza da sedimenti continentali, probabilmente terziari, ricoperti da basalti ("Continente pre basalti").

4.1. La serie giurassico-cretacea

La serie giurassico-cretacea della valle del Giuba come definita da BARBIERI (1968) comprende cinque formazioni che, iniziando dal basso sono: la "Formazione di Isha Baydhabo", la "Formazione di Caanoole", la "Formazione di Waajid", la "Formazione di Garbahaarrey", la "Formazione di Cambar".

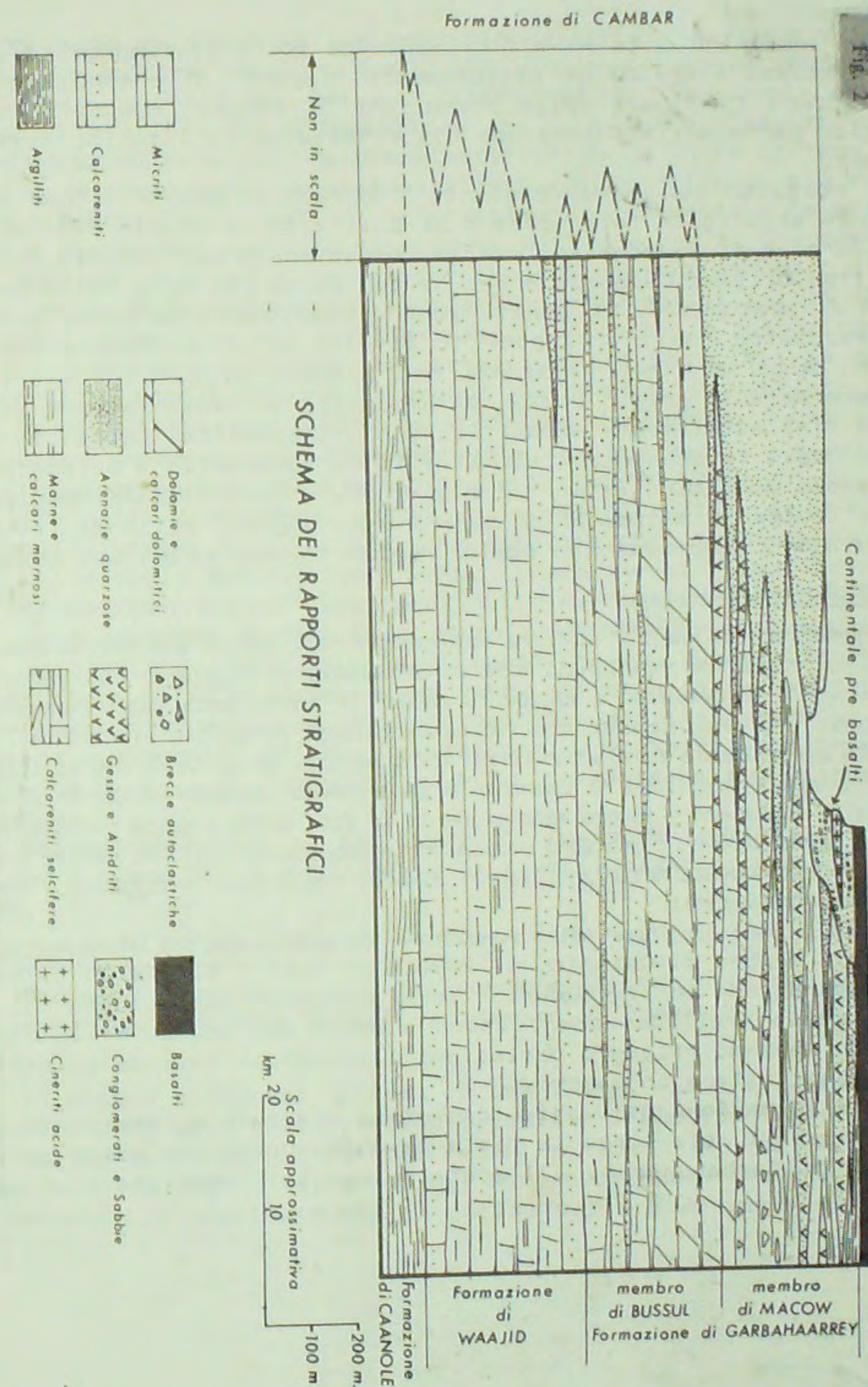
Tutta la serie si è sedimentata in un mare epicontinentale durante un ciclo trasgressivo/regressivo principale. La trasgressione sul basamento cristallino dei Bur inizia con pochi metri di conglomerati e arenarie quarzose di età incerta (Formazione di Isha Baydhabo - Membro di Deleb) che passano verso l'alto ad argilliti, marne e calcari con ammoniti toarciane (CANUTI, FAZZUOLI, FICCARELLI & VENTURI, 1983) (Formazione di Isha Baydhabo - Membro di Waneey). A questi membri basali seguono 600-700 m di calcari prima litografici e poi bioclastici, detritici o oolitici che costituiscono la maggior parte della Formazione di Isha Baydhabo (membri di Baydhabo e di Golooda); il culmine della ingressione marina è rappresentato dalle marne, argilliti scure e calcari marnosi a belemniti ed ammoniti della Formazione di Caanoole. Con i calcari di piattaforma della Formazione di Waajid inizia la fase regressiva che prosegue con i depositi evaporitici della Formazione di Garbahaarrey. La regressione del Giurassico superiore - Cretaceo inferiore introduce nella parte occidentale del bacino sedimenti detritici quarzoso-feldspatici che costituiscono la Formazione di Cambar e frequentemente si intercalano alle facies evaporitiche dell'ultimo stadio della regressione.

Nell'area in studio affiora la parte superiore della Formazione di Caanoole e la successione regressiva costituita dalle formazioni di Garbahaarrey e Cambar.

Questi termini saranno descritti con qualche dettaglio esclusivamente sulla base delle osservazioni di campagna, essendo ancora in studio i campioni di rocce e i fossili raccolti.

Formazione di Caanoole

Affiora solo nell'angolo sud-orientale della Carta allegata, in una zona senza alcun rilievo o scarpata, quasi interamente coperta da suoli e caliche, ove non è stato possibile farsi un'idea precisa della suc-



cessione, anche se i pochi affioramenti di rocce profondamente alterate e la stessa scarsità di affioramenti rispetto alle zone limitrofe ove affiorano i calcari della Formazione di Waajid, suggeriscono che la maggior parte della formazione sia costituita da litotipi argillosi e marnosi.

Il contatto con la sovrastante "Formazione di Waajid" può essere facilmente seguito in foto aerea a SW dell'area in studio fino al Giuba, nella zona di Baardheere, ove la formazione è ben esposta nella località tipo di Buur Caanoole e, per la sua parte più alta nelle scarpate a NE di Baardheere. In queste zone è costituita da marne grigie o grigio-verdastre con brachiopodi in livelli di oltre trenta metri di spessore, alternati con orizzonti più sottili di calcari micritici, più o meno marnosi grigio scuri con ammoniti, belemniti e burrows, calcareniti fini sottilmente stratificate con laminazioni parallele o incrociate o, più raramente, sottili livelli di lumachelle a belemniti.

Secondo ANGELUCCI et al. (1981) l'età è Oxfordiano-Kimmeridgiano inf.; si tratta di sedimenti di mare aperto, depositi sotto al livello di base delle onde e rappresentano la fase di maggiore ingressione del mare giurassico.

Formazione di Waajid

La Formazione di Waajid" affiora estesamente nell'angolo sud-occidentale della carta e al nucleo di tre anticlinali a SE di Garbahaarrey. Poggia in concordanza sulla Formazione di Caanoole ed è ricoperta ancora in concordanza dalla Formazione di Garbahaarrey; è prevalentemente costituita da calcari grigi ben stratificati molto tenaci, che generalmente forniscono buoni affioramenti. Il contatto con la formazione prevalentemente argillosa di Caanoole è generalmente un buon marker fotogeologico; il limite superiore è invece meno evidente in foto aerea e nella parte sud-orientale della carta passa in una zona parzialmente coperta da caliche, mentre è ben esposto in corrispondenza delle anticlinali citate, ove è stato verificato e campionato su diverse trasversali.

BARBIERI (1968) distingue nella formazione tre membri che dal basso verso l'alto sono: il Membro di Cololio, il Membro di Cur, il Membro di Mugdile. La separazione in tre membri è resa possibile soprattutto dal membro intermedio argilloso che affiora a ovest del Giuba. Nella zona in studio non abbiamo rilevato variazioni litologiche tali da giustificare una partizione in membri.

Nella Formazione di Waajid sono state misurate e campionate varie sezioni parziali, sia lungo la pista Baydhabo-Urkut che nelle anticlinali a SE di Garbahaarrey. Il contatto con la Formazione di Caanoole

affiora a SE di Urkut in una zona pianeggiante, parzialmente coperta da caliche e terre rosse, ove non sono possibili osservazioni di dettaglio della successione. Dai pochi affioramenti campionati sembra che la parte inferiore della formazione sia costituita prevalentemente da calcareniti, anche oolitiche, ben stratificate. La parte mediana è costituita da micriti più o meno fossilifere grigio-chiare e più raramente da calcareniti fini, resti di molluschi sono frequenti e la stratificazione è sempre ben espressa con strati di 1-2 metri di spessore. In alcune sezioni le micriti sono alternate con termini più marnosi grigio scuri. Nella parte superiore, campionata nelle anticlinali a SE di Garbahaarrey, compaiono dei caratteristici orizzonti di calcareniti con oncoliti di dimensioni centimetriche, coralli coloniali in posizione di crescita, grandi ostreidi e grandi gosteropodi turricolati.

In alcune sezioni compaiono anche dei calcari sabbiosi in cui la componente quarzosa può arrivare a qualche per cento. In una sezione sul fianco orientale della anticlinale di Bussul (Fig. 3), nella parte più alta della formazione, affiora una intercalazione di 3-4 metri di arenarie quarzose friabili analoghe a quelle che costituiscono la maggior parte degli affioramenti della Formazione di Cambar; sono questi i primi cospicui apporti terrigeni nella successione regressiva.

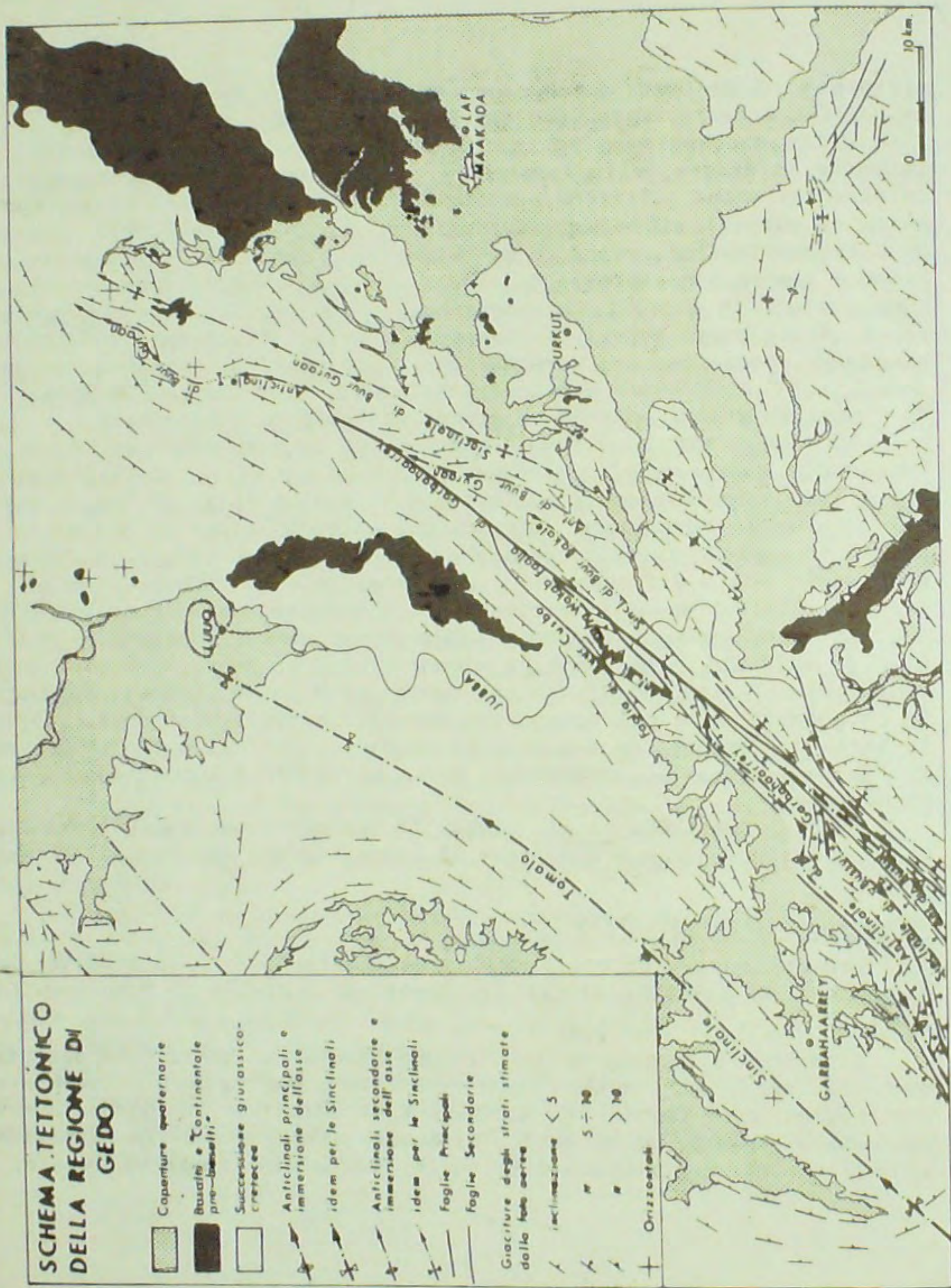
La Formazione di Waajid è stata recentemente studiata in dettaglio da FAZZUOLI (1983) che ha riconosciuto tre successive fasi sedimentarie: la prima regressiva con barre oolitiche e depositi lagunari, la seconda di mare più aperto con depositi micritico-marnosi e infine la terza nuovamente con depositi lagunari e oolitici, che prosegue con le facies nettamente regressive della sovrastante Formazione Garbahaarrey.

Secondo ANGELUCCI et al. (1981) lo spessore complessivo della formazione è circa 350 m e comprende il Kimmeridgiano e parte del Portlandiano.

Formazione di Garbahaarrey

Occupava la maggior parte dell'area studiata; è stata suddivisa in due membri da BARBIERI (1968): il Membro di Bussul e il Membro di Macow.

Il Membro di Bussul affiora in una fascia che attraversa diagonalmente la carta, dall'estremità sud-orientale a quella nord-occidentale, all'incirca coincidente con la fascia di strutture di Garbahaarrey; verso NW si immerge al di sotto del Membro di Macow e della Formazione di Cambar", che costituiscono il nucleo della Sinclinale di Tomalo, e



torna ad affiorare a NW di questa sinclinale al margine occidentale della carta. Poggia in concordanza sulla Formazione di Waajid ed è ricoperto ancora in concordanza dal Membro di Macow; poco a SW della zona in studio passa eteropicamente alla Formazione di Cambar (Fig. 2).

E' prevalentemente costituito da calcareniti e dolomie giallastre in strati decimetrici, spesso con caratteristiche intercalazioni di quarziti laminate rossastre e lumachelle a molluschi.

Il contatto con la Formazione di Waajid è ben esposto in corrispondenza delle anticlinali a SE di Garbaaarrey: in pochi metri si passa dai calcari in grossi strati con oncoliti centimetriche e coralli della parte più alta della Formazione di Waajid, ai calcari dolomiti giallastri con sottili intercalazioni di arenarie quarzose del Membro di Bussul. Il limite superiore è netto nella zona sud-orientale della carta: sia dove è sormontato dalle arenarie della Formazione di Cambar, sia dove è sormontato dal Membro di Macow, che in questa zona presenta caratteri decisamente evaporitici fino dalla base. Il contatto è stato posto in corrispondenza delle prime grandi intercalazioni di evaporiti. Lo stesso contatto diviene più incerto nella zona nord-orientale della carta, ove la parte inferiore del Membro di Macow è povera di evaporiti; in questa zona il limite tra i due membri è stato posto in corrispondenza di un pronunciato "key bed" determinato dalle prime potenti intercalazioni di argilliti verdi, che affiorano alla base del Membro di Macow.

Passaggi laterali tra i due membri della Formazione di Garbaaarrey sono stati supposti da vari autori; nella zona in esame, se questi esistono, devono essere di modesta entità: i "key beds" del Membro di Bussul possono essere seguiti in foto aerea per decine di chilometri e il suo spessore sembra mantenersi decisamente costante.

A SW e a W della Sinclinale di Tomalo (come per esempio lungo la pista Garbaaarrey-Beled Xaawo) al Membro di Bussul sono intercalati grossi livelli di arenarie quarzose friabili chiare a stratificazione incrociata, le quali divengono sempre più frequenti e potenti andando verso W e SW. E' probabile che in questa direzione, poco fuori dell'area in studio, tutto il Membro di Bussul passi rapidamente alla Formazione di Cambar.

Il numero delle sezioni misurate non è ancora sufficiente per una descrizione dettagliata della successione del membro, anche perchè è probabile che esistano sensibili variazioni laterali. Nella parte centrale della carta la successione può essere così riassunta:

Nella parte inferiore:

- Alternanze di calcareniti spesso giallastre in strati sottili finemente laminate; la laminazione è spesso sottolineata da lamine ricche di granuli di quarzo;

- Micriti grigie in strati sottili con resti di molluschi, talvolta così abbondanti da costituire una caratteristica lumachella a piccoli molluschi finemente laminata;

- Intercalazioni centimetriche di arenarie quarzose rossastre con laminazione parallela o incrociata, ben cementate e selezionate; solo in pochi casi le intercalazioni arenacee arrivano a un metro di spessore.

Nella parte superiore:

- Calcareniti giallastre finemente laminate in strati di alcune decine di centimetri di spessore con sottili veli argillosi lungo i giunti di strato;

- Calcari dolomitici e dolomie cristalline giallastre ben stratificate, con rare intercalazioni metriche di marne chiare.

Questo membro si è sedimentato interamente in un ambiente costiero e di mare molto basso, forse durante una serie di piccoli episodi trasgressivi/regressivi, come sembra suggerire l'alternanza spesso ciclica di arenarie-calcareniti-micriti. Il suo spessore è difficilmente stimabile per le numerose strutture tettoniche che interessano l'area principale di affioramento. Uno spessore complessivo di circa 300 m è stato dedotto dalle sezioni parziali misurate e dalla proiezione delle inclinazioni stimate dalla foto aerea.

La maggior parte degli Autori è concorde nell'attribuirgli un'età giurassica superiore.

Il Membro di Macow affiora al nucleo della Sinclinale di Tomalo e in tutta la parte settentrionale dell'area in studio.

Secondo CONEDERA (1970) esiste una piccola discordanza angolare tra il Membro di Macow e quello di Bussul. Durante il lavoro di campagna non abbiamo rilevato questa discordanza, né altri indizi come brecce o paleosuoli che la potessero fare ipotizzare; il contatto, ovunque è stato controllato, e ci è sembrato concordante.

Il Membro di Macow presenta notevoli variazioni sia verticali che orizzontali che si è cercato di schematizzare nella Fig. 2. In base ai caratteri litologici si può distinguere una "parte superiore" del membro, che affiora attorno a Luuq nella parte nord-occidentale dell'area in studio, e una "parte inferiore" che a sua volta presenta due facies eteropiche.

La "parte superiore" è costituita da argilliti verdi e rosse in livelli potenti fino a 10 m, alternate con livelli potenti 4-5 m di gesso microcristallino finemente laminato e gessareniti laminate spesso con sottili intercalazioni di argilliti verdi. Le intercalazioni carbonatiche, poco frequenti e sottili, sono costituite da marne o calcari marnosi laminati chiari o calcari dolomitici e dolomie laminati. Lungo il Giuba, a E e a SE di Luuq, sono frequenti intercalazioni di alcuni metri di arenarie quarzose, chiare e friabili, a cemento carbonatico, con vistose laminazioni incrociate, del tutto simili alle arenarie della Formazione di Cambar.

Questa parte, costituita quasi esclusivamente da argille ed evaporiti, presenta in foto aerea una tessitura caratterizzata dalla rarità di "key beds" e che probabilmente permetterà di distinguerla cartograficamente durante il lavoro di campagna finale.

La "parte inferiore" presenta sensibili variazioni laterali. I dati disponibili permettono di distinguere due tipi di successione:

- La prima affiora prevalentemente a W del Giuba, al nucleo della Sinclinale di Tomalo. E' costituita da una alternanza abbastanza regolare di livelli potenti 3-6 m di gesso e anidriti spesso laminate o di gessoareniti con sottili orizzonti di argilliti verdi e di orizzonti carbonatici potenti da meno di un metro a qualche metro, costituiti da calcareniti laminate spesso sabbiose, calcari marnosi e dolomie. Sono frequenti le intercalazioni di arenarie quarzose friabili. Le evaporiti rappresentano oltre il 70% della successione che affiora anche presso il pozzo di Macow, a nord di Garbahaarrey, da cui prende il nome tutto il membro.

- La seconda affiora a E del Giuba e si distingue dalla precedente soprattutto per la scarsità di evaporiti. E' costituita da dolomie e calcareniti giallastre, laminate, spesso sabbiose, ben stratificate con intercalazioni di brecce autoclastiche a elementi dolomitici con tracce di evaporiti. In due sezioni misurate compare anche un caratteristico livello potente 3-5 m di calcareniti selcifere. Sono frequenti verso la base marne chiare, argilliti verdi gessose, e intercalazioni di arenarie quarzose friabili chiare, analoghe alle arenarie della Formazione di Cambar.

Tutto il Membro di Macow si è deposto in un ambiente evaporitico durante il Cretaceo inferiore (ANGELUCCI et al. 1981). La sua parte inferiore mostra una transizione, da SW verso NE, da termini più ricchi di evaporiti ed apporti terrigeni verso termini deposti ancora in

un ambiente marino ristretto, ma con un minore accumulo di evaporiti. La parte superiore, costituita prevalentemente da argilliti ed evapo-riti, si è probabilmente deposta in un ambiente di "sabkat" che segna il definitivo ritiro del mare da tutta l'area.

Formazione di Cambar

Sono stati attribuiti a questa formazione due affioramenti dei dintorni di Garbahaarrey: a nucleo della Sinclinale di Tomalo e della Sinclinale di Bussul.

Secondo BARBIERI (1968) la Formazione di Cambar è eteropica delle formazioni di Garbahaarrey e di Waajid. Nella zona in studio passa eteropicamente al Membro di Macow, e, come già ricordato, oltre il margine occidentale della carta, anche al Membro di Bussul. L'unico indizio di una eteropia anche con la Formazione di Waajid è costituito da un livello di quarziti intercalato quasi al tetto della formazione a SE di Garbahaarrey. La completa eteropia tra le formazioni di Waajid e di Cambar è segnalata anche da ANGELUCCI et al. (1981) circa 60 Km a SW dell'area in studio, sulla trasversale Baardheere - Ceel Waag. La progressiva eteropia con termini sempre più antichi andando verso SW prova un incremento di spessore della Formazione di Cambar da NE a SW e la sua struttura prograda verso NE come schematizzato in Fig. 7.

L'eteropia con il Membro di Macow è molto evidente lungo il fianco sud-orientale della Sinclinale di Tomalo, tra il Giuba e Garbahaarrey. In prossimità del Giuba la scarpata che sovrasta il Membro di Bussul è costituita dalla successione evaporitica del Membro di Macow; più a SW, nei dintorni di Garbahaarrey, la stessa scarpata, che può essere facilmente seguita in foto aerea, è costituita prevalentemente dalle arenarie quarzose della Formazione di Cambar che poggiano direttamente sul Membro di Bussul. Il passaggio è ovviamente molto graduale: orizzonti di arenarie "tipo Cambar" si intercalano a vari livelli nel Membro di Macow fino a Luuq e anche più a NE. Le interdigitazioni sono così frequenti e pronunciate che il limite cartografico tra la Formazione di Cambar e il Membro di Macow non può essere che convenzionale. Il criterio adottato ha teso a privilegiare la presenza di evaporiti, attribuendo al Membro di Macow gli affioramenti che presentavano qualche intercalazione di gessi e anidriti.

La formazione è prevalentemente composta da arenarie quarzose chiare, spesso friabili, con matrice calcarea, in strati di spessore variabilissimo, spesso superiori a 5 m. Gli strati più potenti hanno talvolta forma lenticolare, come si trattasse di riempimento di canali.

Frequenti sono le intercalazioni di calcari sabbiosi giallastri e calcareniti che raramente raggiungono qualche metro di spessore e di margine e argilliti verdi con tracce di evaporiti; questi ultimi litotipi sono più frequenti verso la base della formazione. Una struttura molto frequente, specialmente nei livelli arenacei più potenti, è la stratificazione incrociata anche di grandi dimensioni, con "set" prevalentemente inclinati verso i quadranti nord-orientali, che rappresentano una ulteriore conferma del carattere progrado verso NE della formazione.

Nei dintorni di Garbahaarrey la successione non supera 200 m e probabilmente è interamente sedimentata in un ambiente di litorale con forti apporti terrigeni dalla terra ferma.

Poiché nell'area in studio la formazione è eteropica del Membro di Macow viene attribuita al Cretaceo inferiore.

4.2. La successione terziaria

E' costituita da un deposito fluviale, che abbiamo indicato con il termine un po' generico di "Continente pre-basalti"; questo poggia in discordanza sulla serie giurassico-cretacea ed è sormontato da affioramenti di basalto, i quali rappresentano i relitti di un espandimento che nel Terziario probabilmente aveva ricoperto buona parte dell'area in studio.

Continente pre-basalti

La formazione è stata campionata, dalla base fino al contatto con i basalti sul versante sinistro della valle del Giuba, sia a NE di Luuq (Buuraha, Arseera, Buur Farseeray, ecc.) fino oltre il margine settentrionale della carta, che a SE di Luuq (Buuraha Kuredka, Buuraha Godobay). La carta riporta dubitativamente un altro affioramento lungo la sponda sinistra del Giuba al margine meridionale della carta, che è stato delimitato dalla foto aerea, ma a causa delle difficoltà di accesso alla zona, non è stato controllato durante il lavoro di campagna.

Lo spessore è variabile da poco più di 50 m nelle colline a NE di Luuq a 15-20 m nella catena di colline a SE di Luuq, fino a pochi metri alla base dei piccoli affioramenti di basalto a N di Urkut (Buur Afdhow, Buurt Jabay, ecc.); questi ultimi piccolissimi affioramenti non sono riportati sulla carta.

Si tratta di conglomerati fluviali misti a sabbie quarzose; i ciottoli sono costituiti da basalto e quarziti. A seconda dei livelli prevalgono i ciottoli di un litotipo o dell'altro, ma generalmente i

ciottoli di basalto divengono più abbondanti verso l'alto della successione. I ciottoli di quarzite sono ben arrotondati, ben selezionati e arrivano a dimensioni massime di 4-5 cm, mentre i ciottoli di basalto sono spesso male arrotondati e mal selezionati, le loro dimensioni variano da pochi millimetri a più decimetri. Negli affioramenti lungo il Giuba è sempre presente nella parte medio-alta di tutte le sezioni misurate una intercalazione di alcuni metri di cineriti vulcaniche acide risedimentate in ambiente fluviale, già studiate anche da ALOISI & DE ANGELIS (1938).

Tutta la formazione è di ambiente fluviale e affiora principalmente lungo il Giuba. Verso E il suo spessore diminuisce rapidamente, finché a E dei citati buuraha (a N di Urkut), i basalti vanno a poggiare direttamente sulla serie giurassico-cretacea. Sembra ragionevole ipotizzare che la formazione fluviale si sia deposta in un paleoalveo che in questa zona aveva un andamento non troppo diverso dall'attuale corso del Giuba.

Nell'alta valle del Giuba rappresenta il primo sedimento discordante sulla successione marina giurassico-cretacea. La sua età è incerta; determinazioni radiometriche sui basalti sovrastanti sono attualmente in corso e potranno contribuire a chiarire il problema. Tentativamente la formazione potrebbe essere correlata con la "Arenarie di Makadhuuf", attribuite all'Oligocene e che affiorano nella valle dello Webi Shabeeli in una situazione stratigrafica analogo, cioè in discordanza sul Cretaceo e ricoperte da basalti (BARBIERI et al. 1979).

Basalti

Questi basalti, già studiati da ALOISI (ALOISI & DE ANGELIS, 1938) utilizzando i campioni raccolti durante le spedizioni di BOTTEGO e di STEFANINI, costituiscono due affioramenti allungati lungo la sponda sinistra del Giuba e altri due estesi affioramenti che occupano quasi tutto l'angolo nord-orientale della carta a N di Maakada, più altri affioramenti minori a NE di Luuq e a N di Urkut.

Gli affioramenti lungo il Giuba presentano alcune differenze rispetto a quelli a N di Laf Maakada e saranno descritti separatamente.

Lungo il Giuba lo spessore massimo misurato è 32m; si tratta di basalti con olivina, a fratturazione colonnare evidente, che iniziano con alcuni metri di scorie, senza altri livelli di scorie intermedie o altre discontinuità che facciano pensare alla sovrapposizione di più colate.

L'andamento degli affioramenti, circa parallelo alla valle del

Giuba (altri affioramenti analoghi esistono anche più a Sud fino oltre Baardheere) e il fatto che poggiano su una serie fluviale, suggerisce che la colata si sia incanalata nel paleoalveo fluviale già ricordato a proposito del "Continente pre-basalti".

I grandi affioramenti di basalto a N di Laf Maakada sono ricoperti da un suolo spesso anche 3-4 m e il basalto compare per lo più come ciottoli imballati nel suolo assieme a ciottoli e blocchi di calcare giallastro microcristallino, così che siamo stati a lungo incerti se questi affioramenti fossero costituiti interamente da una vecchia copertura alluvionale.

Alcuni scavi lungo la pista Luuq-Waajid, in cui affiora il basalto in posto, hanno risolto il dubbio; inoltre poco a W di Laf Maakada (Buur Samays) affiora il contatto di base dei basalti: poggiano sulle calcareniti del Membro di Bussul tramite pochi centimetri di scorie; hanno uno spessore di una quindicina di metri e sono ricoperti dai già citati suoli con gli enigmatici blocchi di calcari. Questi frammenti di calcari potrebbero rappresentare i resti di una copertura post-basalto. Sondaggi per ricerche d'acqua nella zona di Xuddur hanno trovato depositi lacustri calcarei e gessosi plio-pleistocenici al di sopra di basalti che i rilievi aereomagnetici mostrano in continuità con quelli di Laf Maakada (BELTRANDI & PYRE, 1973).

Ammettendo che tutti i basalti della zona in studio abbiano la stessa età (e questo va ancora dimostrato) e dando credito sia alla correlazione tra il "Continente pre-basalti" con le arenarie oligoceniche di Makadhuuf, che all'età plio-pleistoceniche della copertura post-basalti di Xuddur, la loro età resterebbe compresa tra l'Oligocene e il Plio-Pleistocene.

In sondaggi per ricerche di acqua nella Somalia Centrale POZZI et al. (1983) hanno segnalato la presenza di basalti di età compresa fra il Paleocene e il Miocene.

4.3. Le coperture quaternarie

Una delle caratteristiche dell'area in esame è l'ampia diffusione delle coperture quaternarie, le quali sono costituite da:

- Terre rosse residuali, che occupano una zona piuttosto estesa a NW di Luuq e a NE di Garbahaarrey. Localmente esse possono arrivare fino a 10 m di spessore, come nell'area in vicinanza di Buuraha Wakab
- Conoidi alluvionali alla base delle scarpate;
- Depositi alluvionali dei tug;
- Caliche: la "caliche" si estende in una fascia continua orientata

SE-NW, da Urkut fino a 150 Km a NE di Luuq, nella zona di Xuddur, dove alcuni sondaggi per ricerche di acqua hanno permesso di stabilire che la caliche copre dei depositi lacustri di età plio-pleistocene (BELTRANDI & PYRE, 1973).

La diffusione delle coperture quaternarie pone alcuni problemi per la loro delimitazione cartografica: esistono vaste zone, nelle quali dalle coperture emergono piccoli affioramenti di rocce in posto, o blocchi delle formazioni sottostanti, e zone, nelle quali la copertura quaternaria si estende con continuità. Nella carta sono stati riportati solo gli affioramenti quaternari più estesi e continui e di potenza presumibilmente maggiore. Tutte quelle aree dove le formazioni quaternarie affiorano in maniera discontinua, sono state riportate in carta come affioramenti della roccia in posto. E' questo il caso degli affioramenti di basalto situati nella parte nord-orientale della carta ove il basalto è quasi interamente coperto da terreni residuali e da ciottoli di basalto molto alterato.

Anche se gli affioramenti minori delle coperture quaternarie non sono stati cartografati, la qualità degli affioramenti delle formazioni più antiche può essere facilmente dedotta dalla frequenza e continuità dei key beds riportati sulla carta.

5. TETTONICA

Le strutture principali della regione sono già state delineate da BELTRANDI & PYRE (1973) e da CANUTI, FAZZUOLI & TACCONI (1979).

L'area in studio (Fig. 3) comprende buona parte della Sinclinale di Tomalo, che costituisce la zona assiale dell'ampio sinclinorium compreso tra gli affioramenti di cristallino della regione dei Bur e quelli del Kenya nord-orientale. E' una grande sinclinale con inclinazione dei fianchi sempre inferiore a 5°, con asse diretto SW-NE e debolmente inclinato verso NE. Sia a NW che a SE della sinclinale si sviluppano, per una lunghezza di oltre 100 Km, due fasce molto deformate larghe una di chilometri, ancora dirette SW-NE. Tali fasce, disposte in maniera quasi simmetrica rispetto al piano assiale della sinclinale, comprendono strutture plicative pronunciate e faglie molto evidenti, sia da foto aerea che da foto da satellite, le quali costituiscono gli elementi strutturali più interessanti della regione.

La fascia nord-orientale ("Sengif Anticlinal Trend" di BELTRANDI & PYRE, 1973), oltre a numerose faglie comprende l'Anticlinale di Tos-

sile e il 'Duomo di Hol', inizia dalla zona di Doolow e si sviluppa per una lunghezza di 110 Km fino in Kenya ("Hegalu horst" di JOUBERT, 1960). Nell'angolo nord-orientale dello schema tettonico di Fig. 3 compaiono solo le terminazioni nord-occidentali di alcune strutture di questa fascia.

La fascia sud-occidentale ("Garba Harre Anticlinal Trend" di BELTRANDI & PYRE, 1973), che abbiamo indicato con il nome di "Fascia di Garbahaarrey", si sviluppa per una lunghezza di oltre 130 Km, di cui circa 100 Km sono compresi nell'area in studio. A questa fascia con deformazioni pronunciate è stata dedicata particolare attenzione sia durante la fotointerpretazione che durante il lavoro di campagna.

La Fascia di Garbahaarrey

Comprende una faglia principale (Faglia di Garbahaarrey) diretta N 40°E, che segue la zona deformata per quasi tutta la sua lunghezza, accompagnata da un sistema secondario obliquo sulla faglia principale e da due sistemi di pieghe con orientazione e stile differenti.

Nella zona in studio si possono distinguere due segmenti della fascia di lunghezza quasi equivalenti con diverso grado di deformazione. Il segmento meno deformato è quello nord-occidentale, che va dalla zona di Buur Guraan fino alla zona centrale della carta; esso comprende la parte settentrionale della Faglia di Garbahaarrey e, a SE di questa, un sistema di blande pieghe in "échelon" con direzione variabile tra N40°E e N15°E (Sinclinale di Buur Bakale). Altre due piccole pieghe disposte in modo analogo compaiono a SW di Urkut.

Si tratta di pieghe simmetriche a piano assiale subverticale, con inclinazione dei fianchi superiore a 5° solo in corrispondenza delle terminazioni periclinali dell'Anticlinale di Buur Guraan, ma che normalmente non arriva a 3°; segno dello scarso raccorciamento entro alla fascia su queste trasversali.

Le deformazioni maggiori interessano la parte sud-occidentale della fascia ed in particolare la zona a SE di Garbahaarrey. In questo segmento la Faglia di Garbahaarrey è accompagnata da numerose faglie di un sistema secondario, tra cui per esempio la Faglia di Buur Cusbo, che intersecano la prima a basso angolo. Questo sistema, abbastanza regolarmente distribuito, delimita strutture plicative molto accentuate (Anticlinale di Buuraha Wakab, di Garbahaarrey, di Bussul, Sinclinale di Bussul). Sono le strutture plicative più importanti: l'inclinazione dei loro fianchi è superiore a 10° e sono frequenti inclinazioni di 30°-40°, nel fianco NW dell'Anticlinale di Garbahaarrey abbiamo misura

to inclinazioni superiori a 50° . Il profilo delle pieghe è simmetrico o leggermente asimmetrico con vergenza verso NW, la zona di cerniera è spesso ampia fino a realizzare strutture tipo "box fold". Gli assi sono mediamente diretti NE-SW, ma torsioni assiali anche superiori a 40° sono frequenti e generalmente coincidono con brusche immersioni assiali (si veda per esempio l'anticlinale di Garbahaarrey in Fig. 3). Più a SW, oltre il margine meridionale della carta, la fascia di Garbahaarrey torna ad essere interessata da una deformazione meno intensa. Complessivamente essa mostra un andamento simmetrico: il segmento intermedio, a SE di Garbahaarrey, è più largo e deformato; la deformazione diminuisce progressivamente sia verso NE che verso SW fino a scomparire completamente.

Secondo BELTRANDI & PYRE (1973) tutte le strutture plicative descritte sono originate da un complesso gioco di faglie dirette per cui le anticlinali corrispondono a piccoli "horst" che delimitano zone abbassate rappresentate dalle sinclinali. Il riflusso di evaporiti pre-giurassici o delle argilliti della Formazione di Caanoole, dalla zona assiale della Sinclinale di Tomalo verso i fianchi, avrebbe provocato il sollevamento differenziale. Questa ipotesi cinematica non ci sembra soddisfacente. Oltre alla difficoltà di ammettere tanti piccoli "horst" della stessa lunghezza d'onda, quante sono le anticlinali, le strutture plicative del segmento nord-orientale della fascia non sono separate da faglie. Inoltre spesso le pieghe non sono parallele alle faglie; in un caso addirittura una di queste faglie rigetta un piano assiale.

L'ipotesi di BELTRANDI & PYRE non giustifica nemmeno le sistemati che relazioni angolari fra le faglie e tra queste e gli assi delle pieghe, che non ci sembrano possano essere casuali.

Queste relazioni angolari suggeriscono che la Faglia di Garbahaarrey sia un corridoio di deformazione, legato a una faglia trascorrente destra: la Faglia di Garbahaarrey, che si sviluppa nell'area in studio per una lunghezza di oltre 70 Km e attorno alla quale si addensano tutte le altre strutture, rigetta verso destra il piano assiale della Anticlinale di Buur Guraan. Il complesso quadro strutturale della Fascia di Garbahaarrey potrebbe essere stato interamente prodotto entro una fascia di taglio destro parallela a questa faglia. Le pieghe in "échelon" del segmento nord-orientale della fascia sono coerenti con un raccorciamento indotto da un taglio destro. Anche il sistema di faglie diretto $N50^\circ E - N60^\circ E$ del segmento sud-occidentale della fascia, potrebbe essere interpretato come un sistema trascorrente destro di secondo ordine del tipo "fratture R" di RIEDEL.

A questo proposito è interessante notare che esistono a SW di Buuraha Godobay anche alcune fratture orientate circa N-S, che potrebbero rappresentare le fratture del tipo R' di RIEDEL che, come vuole la teoria, sono molto meno sviluppate delle "R".

Le pieghe decisamente più accentuate del segmento sud-occidentale della Fascia di Garbahaarrey, hanno una orientazione sensibilmente differente rispetto a quelle del segmento nord-orientale. Questa diversa orientazione può essere spiegata tenendo conto che le pieghe a SE di Garbahaarrey sono quasi sempre comprese tra faglie del sistema $N50^\circ E - N60^\circ E$; nella nostra ipotesi sarebbero quindi coerenti con la direzione di raccorciamento indotta dal sistema trascorrente "R".

Nel segmento più deformato della Fascia di Garbahaarrey l'angolo tra le pieghe e le trascorrenti di secondo ordine (R) e tra queste ultime e la Faglia di Garbahaarrey è sensibilmente minore di quello previsto dalla teoria per una piccola deformazione. Tale differenza potrebbe essere un carattere acquisito tardivamente: in una fascia di taglio, gli elementi strutturali prima formati, con il procedere della deformazione, vengono riorientati verso il parallelismo con la direzione di taglio.

Anche la torsione degli assi e in particolare dell'asse dell'Anticlinale di Garbahaarrey, potrebbe essere un carattere acquisito tardivamente; conseguenza del trascinarsi indotto dal movimento destro sul fianco nord-orientale della struttura quando questo era già molto inclinato. Anche la distribuzione della quantità di deformazione entro la Fascia di Garbahaarrey, che presenta un massimo a SE di Garbahaarrey e diminuisce progressivamente sia verso NE che verso SW, conferma l'ipotesi di una fascia di taglio, che, iniziata nella zona a SE di Garbahaarrey, si è progressivamente propagata verso NE e SW, realizzando il maggiore spostamento complessivo nella zona intermedia.

I risultati degli esperimenti di RIEDEL sulla fratturazione e piegamento in fasce di taglio trascorrenti, sembrano particolarmente adatte a interpretare deformazioni indotte in una copertura sedimentaria da una faglia trascorrente che si propaga a partire dal basamento cristallino (FABRE & ROBERT, 1975; FORNARI, 1974). Le indagini geofisiche e il pozzo Hol n. 1 hanno dimostrato l'esistenza di una fossa pre-giurassica diretta NE-SW, coincidente con la Sinclinale di Tomalo (BELTRANDI & PYRE, 1973). Le due fasce deformate (di Sengif e Garbahaarrey) che corrono parallele alla Sinclinale di Tomalo per oltre 100 Km, mantenendosi tra loro ad una distanza quasi costante di circa 60 Km, potrebbero essere legate a movimenti trascorrenti che hanno riattivato

nel Cretaceo superiore (?) i margini della fossa tettonica pre-giurassica.

Questo tipo di evoluzione è una ipotesi di lavoro che permette di collocare in un quadro unitario i dati fin'ora raccolti; un lavoro sistematico sui giunti e fratture minori, ben espresse soprattutto nel calcare della Formazione di Waajid a nucleo delle anticlinali a SE di Garbahaarrey, permetterà durante il lavoro di campagna finale di confermare o meno questa ipotesi e precisare meglio l'evoluzione della struttura.

BIBLIOGRAFIA

- ALOISI P., 1927 - Rocce della Somalia raccolte dalla seconda missione Stefanini - Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., 38, 132-157.
- ALOISI P. & DE ANGELIS A.M., 1938 - Le rocce della Somalia - In: Geologia della Somalia R. Soc. Geogr., 2, 166 pp.
- ANGELUCCI A., BARBIERI F., MAXAMED C.M., CARUUSH M.C. & PICCOLI G., 1981 - Preliminary Report on the Jurassic Sequence in the Gedo and Bay Regions (South-western Somalia) - Univ. Naz. Somalia, Quaderni Geol. Somalia 4, 115-154.
- ARTINI E., 1915 - Intorno alla composizione mineralogica di alcune sabbie ed arenarie raccolte dalla missione scientifica Stefanini-Paoli nella Somalia Italiana (1911) - Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 54, 137-168.
- AZZAROLI A. & MERLA C., 1957-59 - Carta Geologica della Somalia e dell'Ogaden. Scala 1:500.000. AGIP MIN. e C.N.R., Litogr. Art. Cartogr., Firenze.
- BARBIERI F., 1968 - Jurassic Microfacies in Western Somalia - Riv. It. Paleont. Stratigr. 74, 805-826.
- BARBIERI F., 1970 - La stratigraphie du Mesozoique dans la region du Juba en Somalia - Actes IV Coll. Africain Micropaleont., Abidjan, 45-50, Nice.

- BARBIERI F., MAXAMED C.M., DI GERONIMO I., FADUMA C., CAYNAB, GIULINI P., CARUUSH M.C., MICHELINI G. & PICCOLI G., 1979 - Il Cretaceo della regione di Hiran in Somalia (Valle dello Webi Shabelle), con Appendice sulla Foresta fossile di Sheekh Guure - Mem. Sc. Geol. 32, 1-23.
- BELTRANDI M.D. & PYRE A., 1973 - Geologic evolution of Southwest Somalia. In: BLANT G., ed., Sedimentary basins of African Coasts, pt. 2: South and East Coasts, 159-178 - Ass. Serv. Geol. Afr. Paris.
- BURMAH Oil Co., 1973 - Hol No. 1 - Completion Report, Burmah Oil Somalia Ltd, 71 pp., inedito, Mogadiscio.
- CANUTI P., FAZZUOLI M. & TACCONI P., 1979 - Geological outlines of the between Juba and Webi Shebelle Rivers (Southwestern Somalia) - Estratto da: Atti del Convegno Internazionale "Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System", Acc. Naz. Lincei e C.N.R., 12 pp.
- CANUTI P., FAZZUOLI M., FICCARELLI G. & VENTURI F., 1983 - Occurrence of Liassic Faunas at Waaney (Uanei) Province of Bay, South-Western Somalia - Riv. It., Paleont. Strat. 89, (in stampa).
- CONEDERA C., 1970 - Photogeology of the Hol, God and Cursi Areas - Geomap, Firenze, Hammar Petroleum Company, 14 pp., inedito, Mogadiscio.
- DAINELLI G., 1943 - Geologia dell'Africa Orientale; Vol. II; L'Imbasamento cristallino e la serie sedimentaria mesozoica - Reale Acc. D'Italia Centro Studi per l'Africa Orientale Italiana, 704 pp. Roma.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. & MILLOSEVICH F., 1900 - Studio geologico sul materiale raccolto da M. Sacchi (Seconda spedizione Bottego) - Soc. Geogr. It. 212 pp.
- D'ERASMO G., 1931 - Avanzi di pesci della "Serie di Lugh" in Somalia - Paleont. Ital. 32, 29-34.
- DOMINCO E., 1966 - Geology of the Baidoa-Oddur Area (Western Somalia) - Hammar Oil Company, 26 pp., inedito, Mogadiscio.

- FABRE D. & ROBERT J.P., 1975 - Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications - Am. Soc. Géol. Nord 95, 175-182.
- FAZZUOLI M., 1983 - Upper Jurassic limestone facies in Somalia. The Gawan Limestone and the Uegit Formation: A sedimentological comparison - Symposium Rift Valleys Bagdad, (in stampa).
- FORNARI G., 1974 - Déformations hercyniennes souples et cassantes dans le Minervoies. Relation avec le champ filonien district aurifère de Salsigne - Thèse Lab. Géol. Struct. Montpellier.
- HILAL C.F., PAVAN G. & ROBBA E., 1977 - Geologia stratigrafica della Somalia - Univ. Naz. Somalia, Quaderni Geol. Somalia 1, 19-50.
- JÓUBERT P., 1960 - Geology of the Mandera-Damassa area - Geol. Surv. Kenya Rept. 48, 35 pp.
- LONG G.H. & LEE M.L., 1973 - Report of 1972 Field party to Somalia - Burmah Oil Somalia Ltd., 10 pp. inedito, London.
- MANASSE E., 1916 - Rocce della Somalia Italiana raccolte dalla missione scientifica Stefanini - Paoli del 1913 - Mem. Soc. Tosc. Sc. 31, 1-74.
- MERLA G., ABBATE E., CANUTI P., SAGRI M. & TACCONI P., 1973 - Carta geologica dell'Etiopia e della Somalia, 1:2.000.000. C.N.R. Stab. Poligr. Fiorentino.
- MERLA G., ABBATE E., AZZAROLI A., BRUNI P., CANUTI P., FAZZUOLI M., SAGRI M. & TACCONI P., 1979 - A geological Map of Ethiopia and Somalia (1973) 1:2.000.000 and Comment with a Map of Major Landforms - C.N.R., 95 pp. Centro Stampa, Firenze.
- POZZI R., BENVENUTI G., MAHAMED C.X. & SHUURIUJE C.I., 1983 - Groundwater resources in Central Somalia - Univ. Naz. Somalia, Quad. Geol. Somalia
- STEFANINI G., 1913 - Osservazioni geologiche nella Somalia Italiana Meridionale - Boll. Soc. Geol. It. 32, 398-400.

- STEFANINI G. & PAOLI G., 1916 - Ricerche idrogeologiche, botaniche ed entomologiche fatte nella Somalia meridionale - Ist. Agr. Colon. 1913, 25, 124 e 172-224.
- STEFANINI G., 1925 - Sur la constitution géologique de la Somalie italienne méridionale - C.R. XIII Congr. Geol. Intern. 1922, Liège.
- STEFANINI G., 1929 - Successione ed età della "Serie di Lugh" nella Somalia italiana - C.R. XV Intern. Geol. Congr., 223-238, South Africa.
- STEFANINI G., 1931a - Cenni sulle località fossilifere giurassiche della Somalia - Paleont. Ital. 32, 35-48.
- STEFANINI G., 1931b - Cenni stratigrafici sulla "Serie di Lugh" in Somalia - Paleont. Ital. 32, 17-24.
- STEFANINI G., 1931c - Paleontologia della Somalia. Introduzione - Paleont. Ital., 32, 1-16.
- STEFANINI G., 1931d - Avanzi di Molluschi della "Serie di Lugh" in Somalia - Paleont. Ital. 32, 25-28.
- STEFANINI G., 1931e - Echinodermi, Vermi, Briozoi e Brachiopodi del Giurassico della Somalia - Paleont. Ital. 32, 81-130.
- STEFANINI G., 1936 - Saggio di una carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia - Ist. Geogr. Militare, Firenze.
- ZUFFARDI COMERCI R., 1931 - Corallari del Cretaceo della Somalia - Paleont. Ital. 32, 209-216.
- ZUFFARDI COMERCI R., 1931 - Corallari e Idrozoi del Giurassico della Somalia - Paleont. Ital. 32, 49-76.

INDAGINE IDROGEOLOGICA NEL TERRITORIO CIRCOSTANTE LA CITTA' DI QORIOLEY
SUL FIUME SHABELLE (SOMALIA), PER LA RICERCA DI ACQUE SOTTERRANEE
AD USO POTABILE

DAL PRA' A.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Padova.
Con la collaborazione di:

BENVENUTI G.

Istituto di Fisica Terrestre e Geodesia dell'Università di Padova.

OMAR SHIRE I., OSMAN MOHAMED A., MUMIN M. GOD & AHMED YUSUF I.
Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

1 - PREMESSE

I risultati che qui vengono esposti riguardano una indagine idrogeologica svolta al fine di verificare le disponibilità idriche del sottosuolo nel territorio circostante la città di Qoryoley. Il problema del rifornimento d'acqua nella zona risulta di particolare gravità e urgenza sia per l'alimentazione della città e sia soprattutto per l'approvvigionamento di alcuni campi di raccolta profughi dell'Ogaden, sorti nel territorio.

Attualmente la città e i campi di raccolta usano le acque del fiume che, oltre ad essere costantemente cariche di elevato trasporto solido in sospensione, possono non essere disponibili per 1-2 mesi all'anno, poichè il corso d'acqua si può asciugare durante la stagione secca di Gilal.

Lo studio è stato svolto nel periodo tra agosto ed ottobre del 1981 con i mezzi della Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala e del Programma Italiano per i Rifugiati in Somalia.

2 - CENNI TOPOGRAFICI SUL TERRITORIO

Il territorio di Qorioley si estende nella vasta pianura alluvionale del fiume Shabelle, ad una quota s.l.m. compresa tra 62 e 65 m. Il fiume lo attraversa da E ad W, alimentando una numerosa serie di canali artificiali per irrigazione.

La città di Qorioley dista da Mogadiscio posto a NE, circa 100 Km e dall'Oceano Indiano, situato a SE, circa 30 Km.

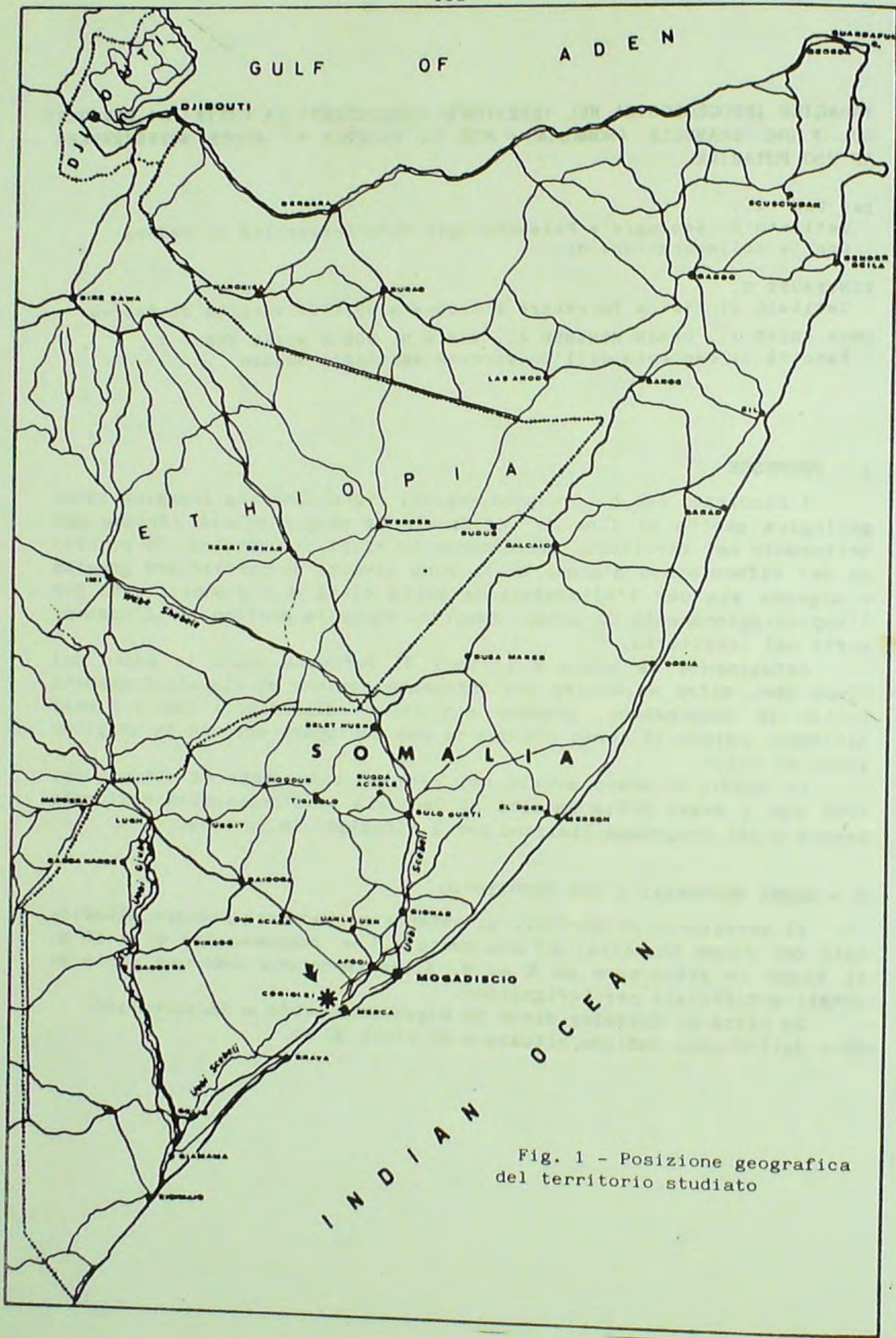


Fig. 1 - Posizione geografica del territorio studiato

La Fig. 1 indica la posizione geografica dell'area studiata con riferimento all'estensione del territorio della Somalia.

3 - MODALITA' DI RICERCA

Le indagini sul terreno sono consistite in un dettagliato censimento dei punti d'acqua, in misure del livello statico nei pozzi individuati, in campionature d'acqua per le necessarie analisi chimiche.

La ricerca bibliografica ha consentito la raccolta e l'esame delle litostratigrafie relative ad una parte dei pozzi perforati.

Le analisi chimiche delle acque dei pozzi e del fiume sono state eseguite dalla Facoltà di Chimica Industriale dell'Università Nazionale Somala.

4 - DESCRIZIONE DEI POZZI CENSITI

Nel territorio di Qorioley, per un raggio di circa 10 Km attorno alla città, sono stati individuati 23 pozzi. La loro ubicazione è riportata nella Fig. 2, ad eccezione dei n. 1, 2, 3, 4, 5 e 6, che trovandosi entro il centro abitato non consentono il loro inserimento in carta. La descrizione dei singoli pozzi è la seguente:

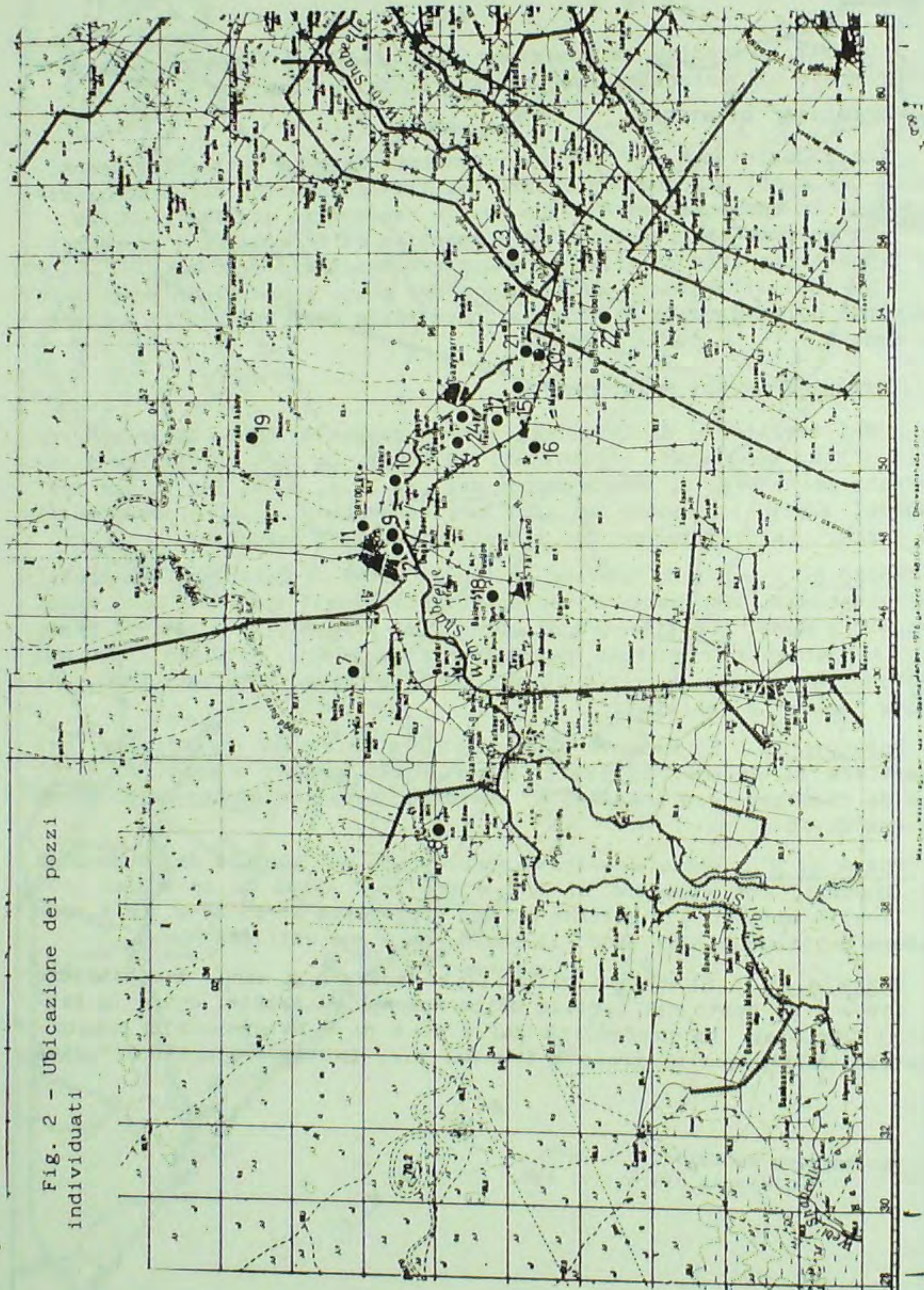
Pozzo n. 1 e 2 : Si trovano dentro la città di Qorioley, nei pressi dell'Ospedale, nel settore centro-orientale dell'abitato. Sono pozzi scavati a mano, con diametro di circa 1 m, rivestiti con tubi di cemento. Attualmente risultano parzialmente intasati, asciutti, con una profondità agibile di circa 10 m. Quando venivano sfruttati fornivano acqua "amara" e "salata".

Pozzo n. 3 : E' situato alla periferia orientale di Qorioley, nel quartiere di Xalane. Si tratta di un pozzo scavato a mano, di circa 1 m di diametro, ora intasato e asciutto. Originariamente la profondità era di 15-20 m.

Pozzo n. 4 : Pozzo scavato a mano, posto nel cortile della Moschea di Giamaca, con diametro di 1 m e una profondità di 16 m dal p.c. Il livello statico è risultato ad una profondità di 15.30 m. La temperatura dell'acqua è di 28°C. Il pozzo non viene utilizzato.

Pozzo n. 5 : Si tratta di un pozzo scavato a mano, del diametro di circa 1 m, posto nel cortile della Moschea di Arabta, entro la città di Qorioley. La profondità dal p.c. è di 6.70 m mentre il livello statico dell'acqua si trova a 5 m dal p.c. La temperatura dell'acqua

Fig. 2 - Ubicazione dei pozzi individuati



è di 28°C. L'acqua ha sapore amaro e salato.

Pozzo n. 6 : Pozzo costruito a mano, nel cortile della Moschea di Sharif Mohamed, con diametro di 1 m. La sua profondità è di 3.50 m, mentre il livello statico si trova a 3 m sotto il p.c. La temperatura dell'acqua è di 27°C. L'acqua è amara e salata.

Pozzo n. 7 : Pozzo perforato, nel villaggio di Busley, a 4 Km da Qorioley verso WNW, entro il campo profughi n. 2 e 3. Ha un diametro di 30 cm, con colonna metallica e pompa sommersa azionata da motore (non funzionante per mancanza di batteria). Il livello statico è a 21 m sotto il p.c. La profondità del pozzo raggiunge i 96 m. L'acqua non è potabile perchè troppo salata e amara.

Pozzo n. 8 : Pozzo a mano, profondo 18 m, parzialmente intasato e attualmente asciutto. Si trova nel villaggio di Eel Wareegow, dove attualmente è posto il campo profughi n. 1. L'acqua fornita non era potabile, perchè salata e amara.

Pozzo n. 9 : Pozzo perforato, attualmente non in uso, con imboccatura chiusa. Si trova presso l'impianto di filtrazione dell'acqua del fiume, alla periferia meridionale di Qorioley. Raggiunge una profondità di circa 40 m. La sua portata era di 5 l/s (non è nota la depressione dinamica). L'acqua fornita risultava molto salata e amara.

Pozzo n. 10 : Pozzo a mano, nel villaggio di Jasira. Ora è abbandonato e intasato.

Pozzo n. 11 : Pozzo perforato, presso la Scuola Superiore di Qorioley. Il livello statico è a 16.30m di profondità. E' munito di pompa sommersa, temporaneamente non funzionante.

Pozzo n. 12 : Pozzo costruito a mano, nella stazione di veterinaria al limite meridionale di Qorioley, attualmente in disuso. La profondità è di 16 m. Il livello statico è posto a 14 m. L'acqua è molto salata ed ha una temperatura di 28.5°C. Il pozzo dista dal fiume circa 100 m.

Pozzo n. 14 : Pozzo scavato a mano nell'Azienda Agricola di Shek Mohamed. La profondità è di 10 m. Il pozzo è asciutto e in disuso. L'acqua fornita era molto salata.

Pozzo n. 15 : Pozzo perforato, posto entro l'Azienda Agricola Bassoni, nei pressi del villaggio di Abu Ali. La profondità raggiunge 100-

120 m. La portata fornita con la pompa sommersa in dotazione è di 1.25 l/s. La temperatura dell'acqua è di 30.2°C. Al gusto l'acqua si presenta discreta; durante la perforazione le prime acque incontrate erano più salate.

Pozzo n. 16 : Pozzo a mano, vicino alla Moschea del villaggio di Bulo Shukh. Costruito nel 1952, ha un livello statico alla profondità di 9 m, con l'acqua alla temperatura di 28°C. L'acqua è salata e amara e viene adoperata solo per lavaggio.

Pozzo n. 17: Pozzo a mano, con diametro di 2 m, nel villaggio di Haduuman, profondo 11 m, con livello statico a 9 m di profondità. L'acqua, discreta al sapore, ha una temperatura di 29°C. Il pozzo viene intensamente adoperato.

Pozzo n. 18 : Si tratta di numerosi pozzi nel villaggio di Balley, scavati a mano, non rivestiti, ora intasati, che vengono riattivati quando il fiume è in secca. La profondità è di 10-11 m. Sono ubicati a ridosso del canale di irrigazione. Viene riferito che l'acqua al gusto è discreta.

Pozzo n. 19 : Pozzo a mano, nel villaggio di Jameccada Aabow, profondo 21 m, parzialmente intasato, con 5 cm d'acqua sul fondo. Viene riferito che l'acqua era bevibile.

Pozzo n. 20 : Pozzo a mano, nell'Azienda Agricola di Foosi, profondo 3.50 m, con livello statico a 2 m sotto il p.c., e acqua con temperatura di 27°C. Ogni 3-4 giorni entro il pozzo viene immessa acqua del fiume.

Pozzo n. 21 : Pozzo perforato, nell'Azienda di Foosi. Attualmente è intasato e in disuso. La profondità originaria era di 70 m. L'acqua non era potabile, perchè troppo salata e amara.

Pozzo n. 22 : Pozzo perforato, nell'Azienda di Buffow presso il villaggio di Cusboley. Viene usato solo per irrigazione. Non si è potuto campionare per inattività della pompa.

Pozzo n. 23 : Pozzo perforato nel 1981, entro l'Azienda Agricola Else, nel villaggio di Aesow, profondo 60 m. L'acqua si trova a circa 30 m di profondità. Viene riferito che l'acqua è discreta. Non si è potuto campionare perchè la pompa non funzionava.

Pozzo N. 24 : Pozzo a mano, nel villaggio di Haduuma, profondo 9.50 m, con livello statico a 8.10 m.

Da A.P. Popov (1973) si ricavano le seguenti notizie di un pozzo a Qorioley, che potrebbe coincidere con uno di quelli descritti: profondità 14 m, livello statico 13 m; acqua non potabile perchè molto salata.

5 - LITOSTRATIGRAFIA DEL SOTTOSUOLO

La composizione granulometrica e la successione stratigrafica del sottosuolo sono state valutate sulla base di 6 colonne litostратigrafiche, relative alla perforazione dei pozzi n. 7, 9, 12, 15, 21 e 24 (vedi Fig. 3), che vengono di seguito descritte::

Pozzo n. 7

| | | | | | | | |
|----|---|----|---|---|----|---|--|
| da | m | 0 | a | m | 21 | : | argille, limi e sabbie fini |
| " | " | 21 | " | " | 60 | : | sabbie medie e grosse, talora ghiaiose |
| " | " | 60 | " | " | 78 | : | sabbie, ghiaie, limi e argille |
| " | " | 78 | " | " | 86 | : | argille, limi e sabbie fini. |

Pozzo N. 9

| | | | | | | | |
|----|---|----|---|---|----|---|--------------------------------------|
| da | m | 0 | a | m | 25 | : | argille e limi, con livelli sabbiosi |
| " | " | 25 | " | " | 40 | : | sabbie e ghiaie. |

Pozzo n. 12

| | | | | | | | |
|----|---|----|---|---|-----|---|-----------------------------|
| da | m | 0 | a | m | 10 | : | limi, argille e sabbie fini |
| " | " | 10 | " | " | 90 | : | sabbie e ghiaie |
| " | " | 90 | " | " | 102 | : | limi e argille. |

Pozzo N. 15

| | | | | | | | |
|----|---|----|---|---|----|---|---------------------------------------|
| da | m | 0 | a | m | 12 | : | limi e argille con ghiaietto sabbioso |
| " | " | 12 | " | " | 18 | : | ghiaie e sabbie |
| " | " | 18 | " | " | 59 | : | sabbie |
| " | " | 59 | " | " | 66 | : | limi e argille. |

Pozzo n. 21

| | | | | | | | |
|----|---|----|---|---|----|---|--|
| da | m | 0 | a | m | 27 | : | limi, argille e sabbie fini |
| " | " | 27 | " | " | 60 | : | ghiaie e sabbie |
| " | " | 60 | " | " | 72 | : | alternanze di livelli sabbioso-ghiaiosi con livelli limoso-argillosi |
| " | " | 72 | " | " | 78 | : | limi e argille. |

Pozzo N. 24

| | | | | | | | |
|----|---|---|---|---|-----|---|------------------------------|
| da | m | 0 | a | m | 9.5 | : | limi sabbiosi e sabbie fini. |
|----|---|---|---|---|-----|---|------------------------------|

Fig. 3 - Ubicazione delle stratigrafie, profondità raggiunte dal pozzo e traccia del profilo litostatigrafico

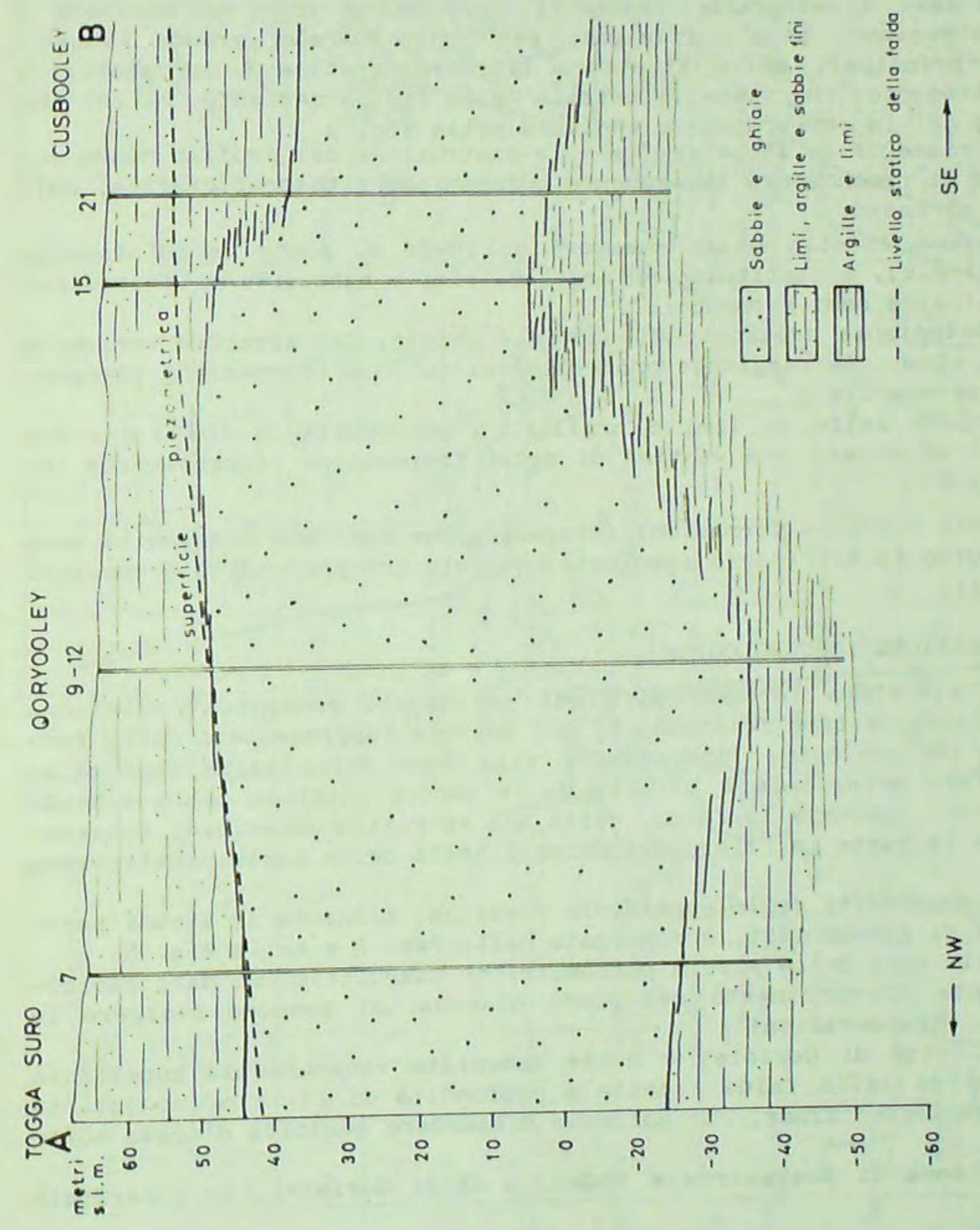
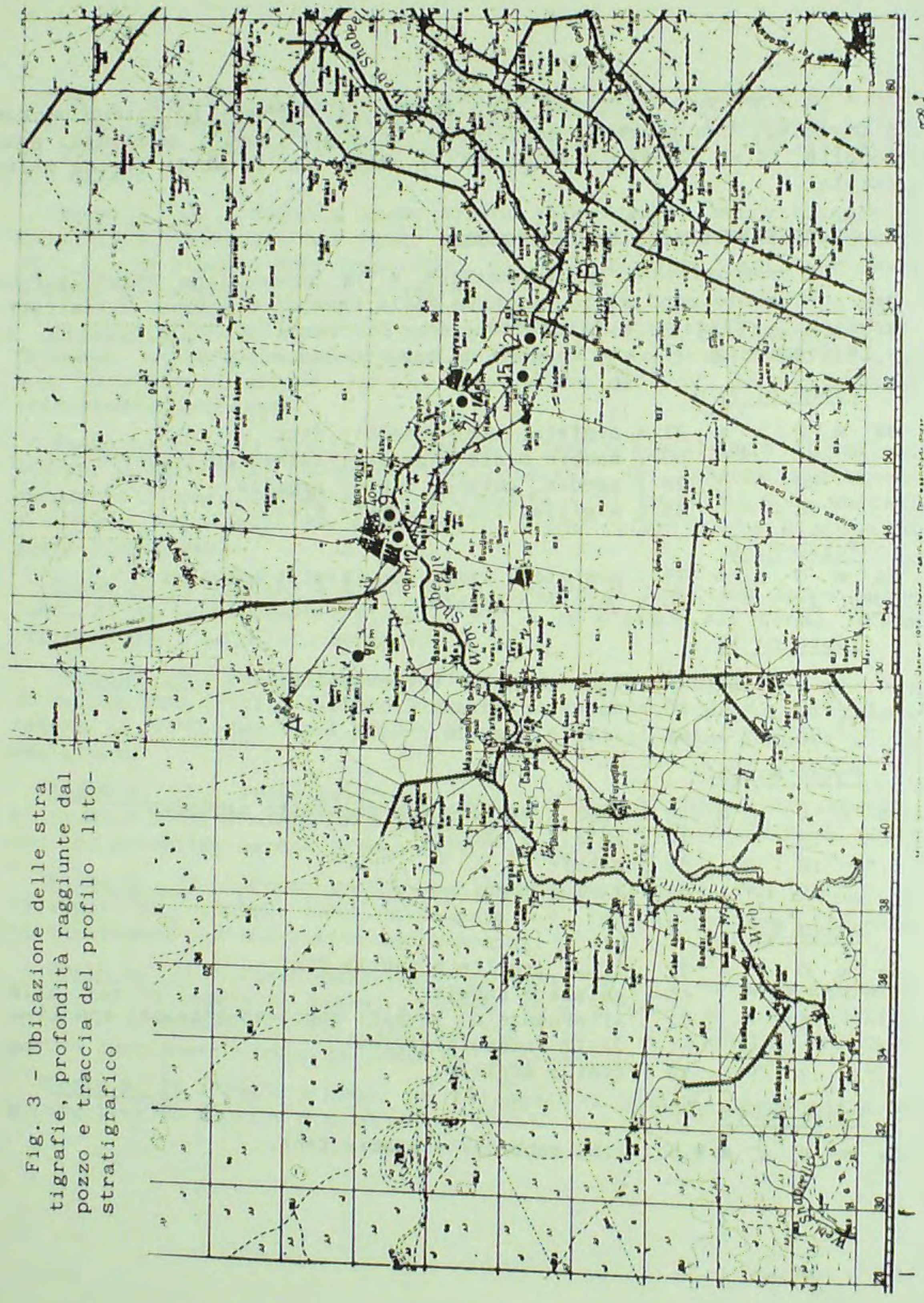


FIG. 4 - PROFILO LITOSTRATIGRAFICO ATTRAVERSO IL TERRITORIO DI GORYOLEY

← NW

SE →

I dati stratigrafici raccolti, pur nella loro imprecisione e approssimazione, sono sufficienti per individuare a grandi linee i motivi principali della struttura litostratigrafica e idrogeologica del sottosuolo, che viene illustrata nella Fig. 4 mediante una sezione da NW a SE, la cui traccia è indicata nella Fig. 3.

L'esame delle stratigrafie e la costruzione del profilo hanno consentito di riconoscere la seguente successione litostratigrafica, dall'alto al basso:

- un primo livello dello spessore di 10-25 m, posto immediatamente sotto il p.c., e costituito da argille, limi e sabbie fini (formazione idrogeologica semi-permeabile);
- un sottostante orizzonte di sabbie e ghiaie, con spessore variabile da 35 a 60 m, che raggiunge profondità di 60-90 m (formazione idrogeologica permeabile);
- infine un letto di limi e argille, a profondità di 60-90 m e con spessori di almeno una ventina di metri (formazione idrogeologica impermeabile).

Tutte e tre le formazioni idrogeologiche mostrano continuità areale su tutto il territorio esaminato, seppure con profondità e spessori variabili.

6 - SITUAZIONE IDROGEOLOGICA

La struttura idrogeologica del sottosuolo consente l'esistenza di una falda di tipo freatico, il cui letto è rappresentato dalla formazione idrogeologica impermeabile alla base della serie esplorata. L'acquifero principale è offerto dalle sabbie ghiaiose della seconda formazione: tuttavia la falda, nella sua estremità superiore, interessa anche la parte inferiore del primo livello della serie, semi-permeabile.

La profondità della superficie freatica, misurata su alcuni pozzi nel mese di Agosto 1981, è riportata nella Tab. A e nella Fig. 5.

Sulla base delle misure piezometriche eseguite e dei dati raccolti durante il censimento dei punti d'acqua, si possono svolgere le seguenti considerazioni:

- nella città di Qorioley e nelle immediate vicinanze la superficie piezometrica della falda è posta a profondità di 14-18 m, nonostante la vicinanza del fiume, che qui deve disperdere quantità d'acqua molto ridotte;
- nella zona di Gaaywarrow e Shukh, a SE di Qorioley, la superficie

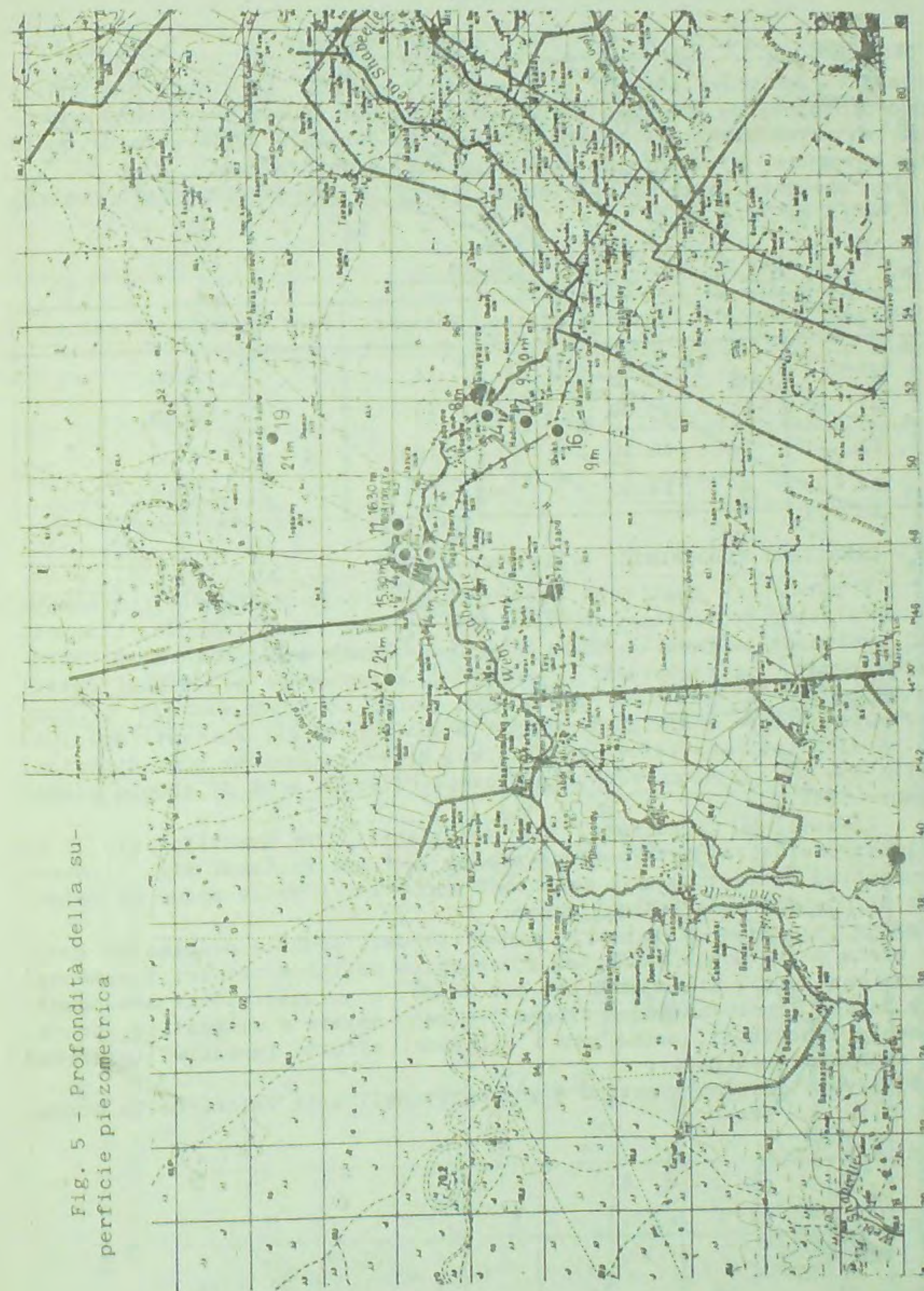


Fig. 5 - Profondità della superficie piezometrica

freatica si trova attorno ai 9 m di profondità; la minore profondità può dipendere da una maggiore dispersione del fiume, che rimane comunque su valori sempre molto bassi, data la notevole differenza di quota tra superficie piezometrica e livello del corso d'acqua;

- lo spessore della falda, lungo il profilo litostatigrafico costruito, varia da 70 a 50 m.

Tabella A

| Pozzo n. | Prof. livello freatico | Pozzo n. | Prof. livello freatico |
|----------|------------------------|----------|------------------------|
| 4 | 15.30 | 16 | 8.80 |
| 7 | 21.00 | 17 | 9.30 |
| 11 | 16.30 | 19 | 21.00 |
| 12 | 14.00 | 24 | 8.10 |

7 - CARATTERI IDROCHIMICI DELLA FALDA

I pozzi nei quali era possibile il prelievo d'acqua (in numero di otto) sono stati campionati, alcuni di essi ripetutamente. L'analisi, svolta dalla Facoltà di Chimica Industriale dell'Università Nazionale Somala, ha riguardato i parametri idrochimici più significativi in relazione al problema posto. Dei pozzi non campionabili si sono raccolte notizie sulla qualità dell'acqua presso gli abitanti del luogo. I risultati analitici ottenuti sui diversi campioni sono riportati nella Tab. B. I pozzi sono stati campionati nei mesi di Agosto e Settembre 1981.

L'esame dei risultati, sia qualitativi che quantitativi, e la valutazione della distribuzione areale dei valori (vedi Fig. 6), hanno consentito di precisare i caratteri idrochimici delle acque di falda, che si possono così schematizzare:

- salvo rarissime eccezioni, la qualità dell'acqua è pessima dal punto di vista della potabilità, per l'eccessiva salinità totale; i numerosi pozzi costruiti, sia a mano che con sonde, sono quasi tutti abbandonati, perchè fornivano acque troppo "amare", salate e disgustose, praticamente imbevibili, anche per i rilevanti effetti lassativi (presenza di abbondanti solfati);
- l'elevato contenuto salino è indicato dagli alti valori della condu-

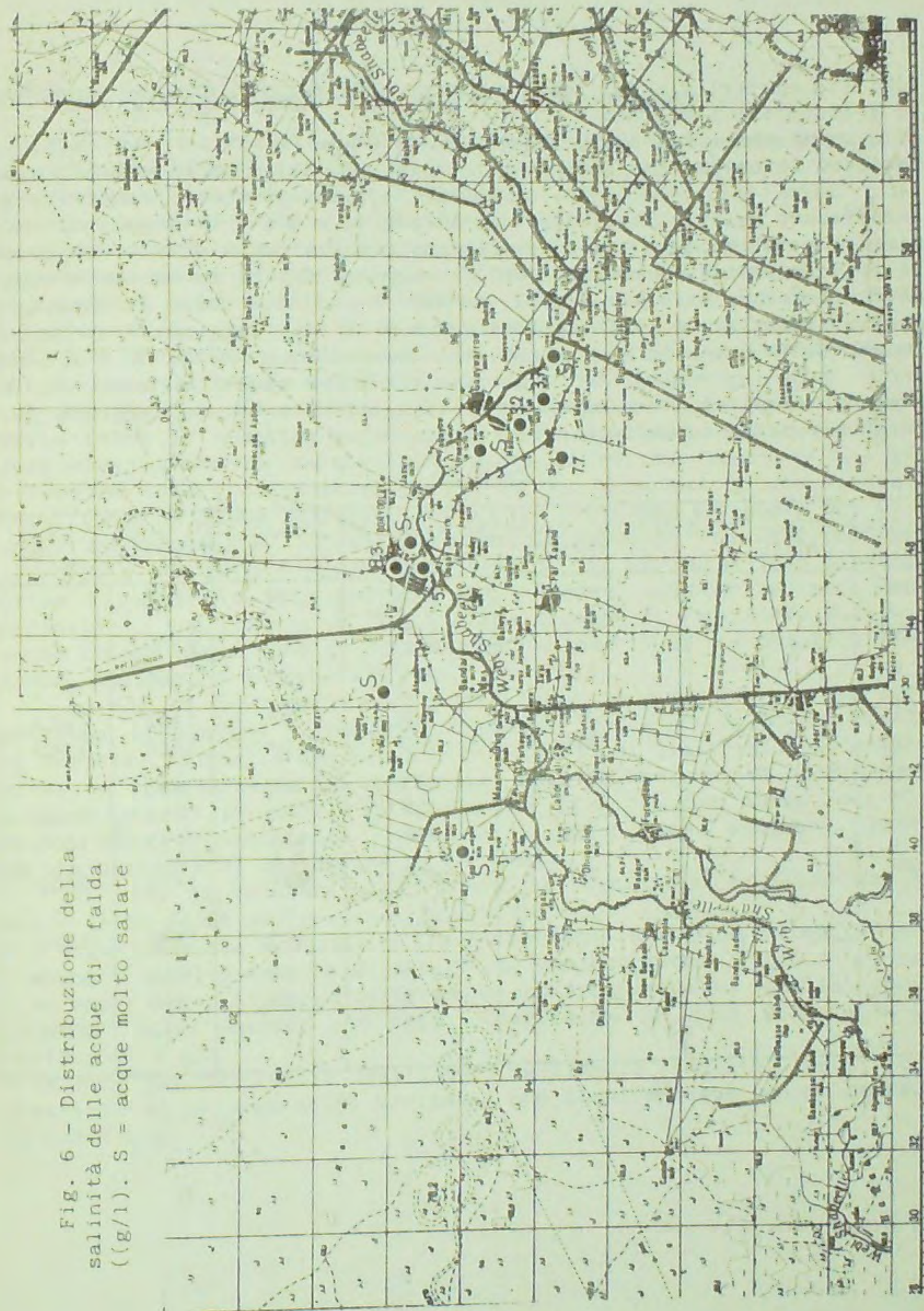


Fig. 6 - Distribuzione della salinità delle acque di falda ((g/l). S = acque molto salate

cibilità elettrica e del residuo secco; sono particolarmente abbondanti i cloruri e i solfati;

- l'unica eccezione è rappresentata da due pozzi, i n. 15 e 17, in sinistra Shabelle, che sembrano indicare una ristretta area nella quale i caratteri idrochimici risultano appena discreti, naturalmente a confronto dei risultati degli altri pozzi, e dei tenori salini comunemente presenti nelle acque sotterranee della Somalia; nei due pozzi il residuo secco è risultato di 3 e 4 gr/l. mentre normalmente negli altri il valore sale a 7-8 gr/l. La minore salinità della falda nell'area dei pozzi 15 e 17 potrebbe dipendere da una maggiore dispersione locale del fiume, le cui acque meno salate (residuo secco = 0.5-1.5 gr/l) determinerebbero un addolcimento delle acque sotterranee; le maggiori dispersioni sembrano essere giustificate da una maggiore quota locale della superficie piezometrica della falda.

Tabella B

| Pozzo n. | Conduttività (mS/cm) | Residuo secco (a 105°C) | Alcalinità (mg/l CaCO ₃) | Durezza (tot. in °F) | Cloruri (mg/l) | Solfati (mg/l) |
|----------|----------------------|-------------------------|--------------------------------------|----------------------|----------------|----------------|
| 4 | - | 8.3 | 230 | 294 | 1560 | - |
| 5 | - | 8.6 | 380 | 324 | 1900 | - |
| 6 | - | 6.7 | 390 | 272 | 1060 | - |
| 12 | 5.9 | 3.6 | 340 | 94 | 1382 | 923 |
| | 9.0 | 5.6 | 340 | 164 | 1826 | 1250 |
| 15 | 4.9 | 3.8 | 285 | 180 | 850 | - |
| | 5.1 | 3.8 | 180 | 180 | 957 | 1461 |
| | 5.1 | 3.6 | 290 | 181 | 797 | 1000 |
| 16 | - | 8.2 | 350 | 288 | 1475 | 2600 |
| | 8.7 | - | - | - | - | - |
| | 9.8 | 7.2 | 300 | 294 | 1649 | 1150 |
| 17 | 4.1 | 3.4 | 365 | 58 | 454 | 1200 |
| | 4.2 | 3.1 | 370 | 136 | 496 | 1178 |
| | 4.2 | 3.0 | 375 | 127 | 372 | 2352 |

8 - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE SULLE ACQUE SOTTERRANEE

Le ricerche svolte hanno consentito di precisare i caratteri principali della falda esistente nel sottosuolo del territorio di Qorioley al fine di un suo eventuale sfruttamento.

Dal punto di vista quantitativo la situazione risulta favorevole: lo spessore dell'acquifero utilizzabile e il suo grado di permeabilità assieme ai valori di portata forniti dai pozzi perforati (qualche l/s) indicano la presenza di una risorsa idrica discreta, il cui volume è facilmente quantificabile ($S \times h \times Pe$, dove S è la superficie della rea, h è lo spessore medio della falda, Pe è la porosità efficace qui valutabile nell'ordine del 25%).

La qualità delle acque invece rende proibitiva l'utilizzazione della falda in quasi tutto il territorio studiato: le acque infatti sono eccezionalmente salate, con valori di residuo secco di 6-8 g/l e durezza totali dell'ordine di 250-350°F. Fa eccezione una limitata area, lungo il fiume Shabelle, sulla riva sinistra, a ridosso dei villaggi di Haduuman e dell'Aziende Agricola Bassoni, tra la strada per Qorioley e il corso d'acqua. Qui la falda, la cui superficie piezometrica è posta a 8-10 m sotto il p.c., mostra caratteri chimici meno proibitivi, con residui di 3-3.5 g/l e durezza di 130-180°F. Tuttavia anche queste acque sono da considerare non adatte ad uso potabile continuo, definitivo e normale.

Quindi la perforazione di nuovi pozzi in questa ristretta area potrebbe consentire l'approvvigionamento idrico della vicina città di Qorioley, tuttavia con acqua dai requisiti al limite dell'accettabilità, ed eventualmente giustificabili solo in mancanza di alternative più valide. Il progetto, fattibile per la città che dista solo 5-6 Km, diventa probabilmente problematico per i campi profughi, posti ad una distanza di una decina di chilometri.

Al fine di valutare attentamente la possibilità di adoperare le acque della falda occorre considerare che:

- l'Organizzazione Mondiale della Sanità pone per l'uso potabile dell'acqua il limite massimo di 1.5 g/l di residuo secco;
- A. Popov, noto studioso delle acque sotterranee della Somalia, indica come limite massimo per l'uso potabile della acque in Somalia un residuo di 3 g/l;
- la zona più favorevole dell'intero territorio studiato, tra l'altro ristretta ad un'area molto limitata, può fornire acque con un residuo di 3-3.8 g/l.

ALTRE ALTERNATIVE

Le pessime qualità della falda hanno indirizzato le ricerche verso le acque del fiume Shabelle. Le acque fluviali, più volte analizzate, hanno fatto riscontrare requisiti chimici buoni: un residuo secco superiore a 1 g/l e una durezza tra 20 e 35 °F. Da notizie raccolte presso altri ricercatori risulta che solo per brevi periodi dell'anno la salinità aumenta fino a circa 1.5 g/l, in coincidenza con i primi giorni delle fasi di piena (il fenomeno è dovuto al dilavamento dei depositi salati formatisi per evaporazione entro l'alveo del fiume nelle fasi di magra).

La Tab. C riporta alcuni caratteri chimico-fisici delle acque del fiume in diverse località.

Tabella C

| Località | Data | Residuo secco g/l a 105° | Durezza °F | Conducibilità mS/cm |
|----------|----------|-----------------------------|---------------|------------------------|
| Qorioley | 13.9.81 | 0.30 | 26 | 0.51 |
| Afgoye | 17.8.81 | 0.50 | 29 | 1.90 |
| Jowhar | 14.10.81 | - | 26 | 0.63 |
| Balcad | 6.9.81 | 0.28 | 20 | 0.31 |
| | 31.8.83 | 0.41 | 35 | 0.50 |

L'utilizzazione diretta delle acque del fiume pone evidentemente problemi, dipendenti soprattutto dall'elevato trasporto solido in sospensione, che rende il fiume costantemente limaccioso, dalla possibilità di facili inquinamenti microbiologici e infine dal fatto che il corso d'acqua può rimanere asciutto, nella zona di Qorioley, per un paio di mesi all'anno durante le annate particolarmente siccaglie.

Per ovviare totalmente o parzialmente a questi problemi si è esaminata la possibilità di captare le acque del fiume a ridosso dell'alveo, mediante trincee drenanti scavate lungo le sponde, in modo da intercettare acque filtrate da materiali costituenti l'immediato sottosuolo.

Per verificare questa possibilità sono state aperte due trincee esplorative lunghe circa 3 m e larghe 1 m, presso il ponte di Qorioley,

una indestra, e un'altra in sinistra, immediatamente a valle del ponte stesso. La profondità raggiunta è stata di 3.50 m. La distanza dal fiume era di una quindicina di metri. La quota del piano di campagna alle trincee si trovava a -0.50 m circa sotto la quota del livello del fiume, che qui è arginato.

Durante l'esecuzione delle trincee si sono ottenuti i seguenti dati:

- l'immediato sottosuolo, per almeno 3-4 m di profondità, è qui costituito da limi argilloso-sabbiosi, semipermeabili e a filtrazione complessiva molto lenta;
- leggerissime venute d'acqua si sono manifestate in trincea a partire da 0.50 m di profondità, con carattere puntuale;
- a circa 2 m di profondità le venute d'acqua, sempre puntuali, sono diventate frequenti e di una certa quantità, con portate effettive globali di circa 0.5 l/s nella trincea in sinistra e di 1.5 l/s nella trincea di destra;
- è molto probabile che questa situazione sia comune a tutta la fascia immediatamente a ridosso del fiume;
- l'acqua in trincea è discretamente limpida.

Visti i risultati della sperimentazione è lecito prevedere che interessanti quantitativi d'acqua chiara si possono ottenere realizzando trincee drenanti a ridosso del fiume, parallelamente all'alveo, profonde 5-6 m e lunghe 20-30 m, con caratteri chimici simili a quelli dell'acqua del fiume. Evidentemente le trincee devono essere opportunamente attrezzate con fondo impermeabile, con materiali di riempimento drenanti e con serbatoio di raccolta. E' probabile che la funzione drenante delle trincee rimanga attiva per qualche tempo anche durante eventuali periodi di deflusso superficiale nullo, agendo su probabili deflussi di subalveo.

Mogadiscio 22.9.1983

Facoltà di Geologia dell'U.N.S.

SITUAZIONE IDROGEOLOGICA DELLA ZONA DI BALCAD IN RELAZIONE AL RIFORNIMENTO IDRICO DELL'AZIENDA AGRICOLA DELL'UNIVERSITA' NAZIONALE SOMALA

DAL PRA' A.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Padova
Con la collaborazione di:

HUSSEN SALAD M. & MUMIN M.GOD

Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

1 - GENERALITA'

L'Azienda agricola di Balcad dell'U.N.S. copre una superficie di un migliaio di ettari nella piana alluvionale del fiume Shabelle, circa 3 Km a NE del centro abitato di Balcad, ad una quota posta attorno a 90 m s.l.m. L'area dista da Mogadiscio, situata a S, circa 37 Km.

Il fiume Shabelle, la cui portata media annua è dell'ordine di $40 \text{ m}^3/\text{s}$, scorre lungo il confine orientale dell'Azienda.

La Fig. 1 indica la posizione geografica dell'area esaminata, mentre la Fig. 2 illustra le caratteristiche topografiche e morfologiche del territorio.

L'Azienda Agricola è in progetto di sistemazione razionale e moderna, che richiede tra l'altro la disponibilità di 2 l/s di acqua sotterranea, con qualità idonee all'uso potabile per l'uomo e per gli animali dell'Azienda.

Lo studio è stato effettuato allo scopo di verificare le disponibilità idriche sotterranee, che sono state valutate sulla base sia di dati esistenti e sia di indagini sperimentali svolte nel mese di agosto 1983.

2 - COSTITUZIONE LITOSTRATIGRAFICA DEL SOTTOSUOLO

Il reperimento presso la Water Development Agency di Mogadiscio di alcune stratigrafie di pozzi perforati recentemente nella zona di Balcad ha consentito di disporre di dati sufficienti per la ricostru-

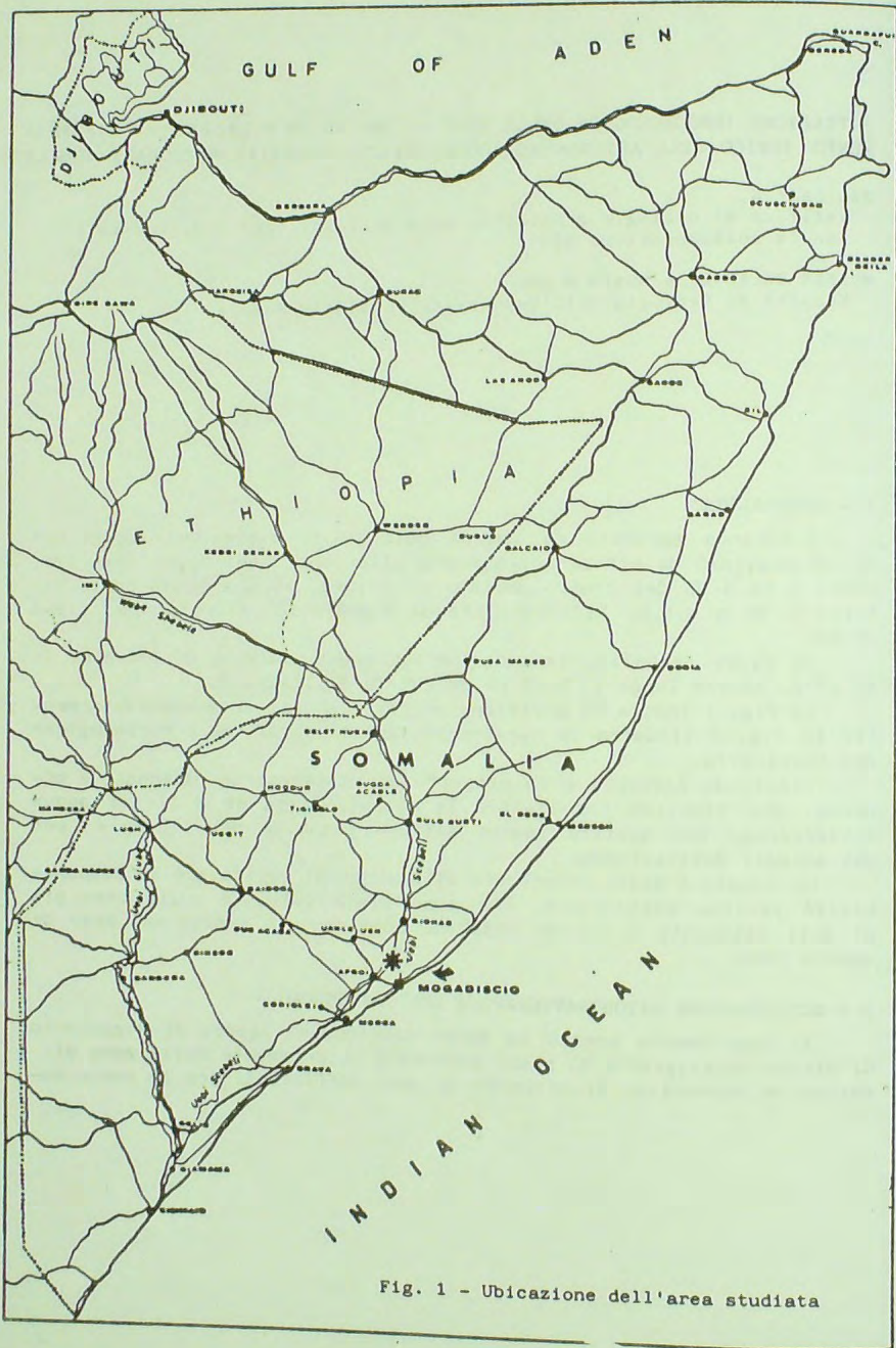


Fig. 1 - Ubicazione dell'area studiata

zione stratigrafica del sottosuolo ai fini idrogeologici. Le profondità raggiunte dalle perforazioni sono di 120-130 m. L'ubicazione dei pozzi è riportata nella Fig. 2. I dati indicati di seguito sono esattamente gli stessi riportati nei documenti stratigrafici.

Pozzo n. 1

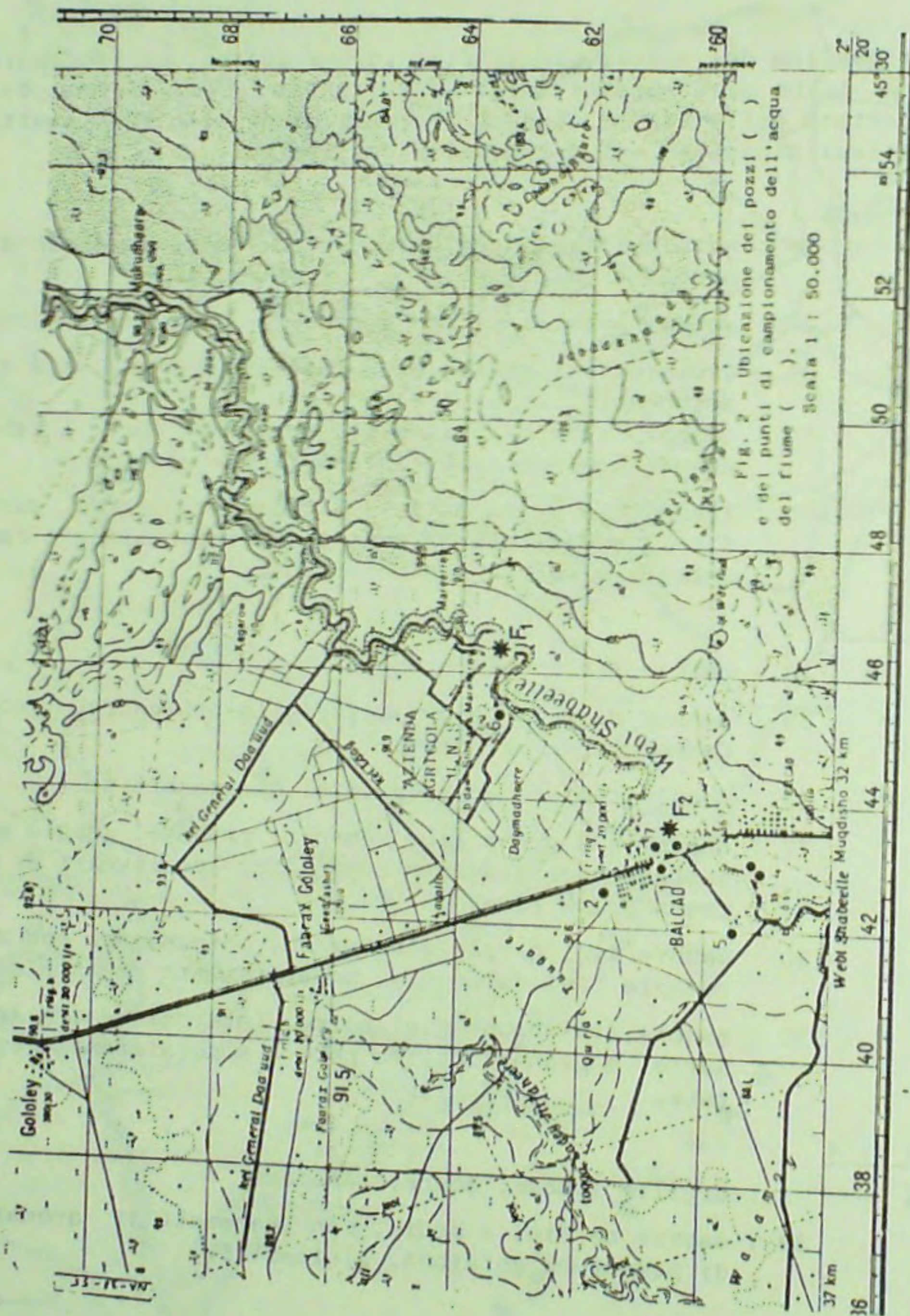
- da m 0 a m 14 : sabbia limosa grigio-scuro con intercalazioni di sabbie e ghiaie.
- " 14 " 20 : sabbie grossolane con ghiaie (2-3 mm di diametro).
- " 20 " 38 : frammenti di arenarie e calcari (2-5 mm) male arrotondati, con sabbie.
- " 38 " 50 : calcari grigio-giallastri, arenacei, duri, intercalati con arenarie a grana fine e sabbie.
- " 50 " 120 : Arenarie a grana da fine a grossa calcaree, dure fino a moderatamente cementate, intercalate con calcari arenacei e sabbie fini.

Pozzo n. 3

- da m 0 a m 30 : sabbie fini rosso bruno.
- " 30 " 39 : sabbie da medie a grosse, giallo-brunastre, con frammenti di arenarie.
- " 39 " 57 : sabbie fini e medie, grigie, ben assortite.
- " 57 " 72 : arenarie a grana fine e media, gradate, grigio giallastre, moderatamente cementate, con livelli di sabbie a grana fine.
- " 72 " 90 : sabbie fini grigio-giallastre, intercalate con arenarie fini da poco a moderatamente cementate.
- " 90 " 130 : sabbie fini bruno-giallastre, intercalate con arenarie a grana fine, da poco a moderatamente cementate.

Pozzo n. 4

- da m 0 a m 3 : argille limose, scure, sabbiose.
- " 3 " 33 : sabbie da fini a medie, con frammenti di arenarie di pezzatura ghiaiosa, giallastri.



- da m 33 a m 50 : sabbie fini bruno-rossastre, con pochi frammenti scuri di arenarie di pezzatura ghiaiosa.
- " 50 " 62 : sabbie fini gialle, bene assortite.
- " 62 " 70 : arenarie a grana fine, scure e grigio giallastre da dure a moderatamente dure.
- " 70 " 120 : arenarie a grana fine, grigio giallastre, moderatamente cementate da cemento calcareo, intercalate con sabbie fini.

Pozzo N. 5

- da m 0 a m 9 : limo sabbioso, bruno scuro.
- " 9 " 18 : sabbie fini giallo brunastre uniformi.
- " 18 " 30 : arenarie fini, gradate, grigio-giallastre, calcaree, intercalate con sabbie fini.
- " 30 " 33 : sabbie fini gialle.
- " 33 " 42 : arenarie fini gradate, grigio giallastre, moderatamente cementate fino a poco cementate, intercalate con sabbie.
- " 42 " 63 : sabbie fini, grigio giallastre, uniformi, intercalate con arenarie fini gradate, da poco a moderatamente cementate, calcaree.
- " 63 " 81 : arenarie fini gradate, grigio giallastre, moderatamente cementate fino a poco cementate, intercalate con sabbie fini gialle.
- " 81 " 87 : sabbie fini grigio-giallastre con frammenti di arenarie.
- " 87 " 93 : arenarie a grana fine, grigio giallastre, leggermente calcaree.
- " 93 " 102 : sabbie fini grigio-giallastre, con livelli di arenarie calcaree.
- " 102 " 105 : arenarie fini gradate, calcaree.
- " 105 " 127 : sabbie fini gialle intercalate con arenarie fini gradate, calcaree.

Pozzo n. 7

- da m 0 a m 6 : sabbie fini bianche.
- " 6 " 18 : sabbie fini bruno chiare.
- " 18 " 36 : sabbie fini con poco limo medio bruno.
- " 36 " 42 : sabbie fini chiare, brunastre.
- " 42 " 54 : sabbie fini con poco limo bruno rossastro chiaro.
- " 54 " 120 : sabbie fini chiare, grigie e brune.

Pozzo n. 8

- da m 0 a m 9 : sabbie fini con limo scuro grigio.
- " 9 " 32 : sabbie medie grigio chiare.
- " 32 " 43 : sabbie fini con limo bruno chiaro.
- " 43 " 72 : sabbie fini con limo bruno chiaro.
- " 72 " 112 : sabbie fini grigio-chiare brune e con qualche li-
vello di limo dello stesso colore.
- " 112 " 120 : sabbie fini con limo bruno e grigio chiare, con
frammenti ghiaiosi.

I dati stratigrafici indicano chiaramente la presenza di un mate-
rasso in grandissima prevalenza di origine eolica, costituito soprat-
tutto da sabbie fini sciolte, cui normalmente si intercalano, al di
sotto delle prime decine di metri, spessi e frequenti livelli variamen-
te cementati, di aspetto arenaceo, a cemento calcareo.

Il complesso sabbioso-arenaceo offre materiali globalmente molto
porosi ma a permeabilità piuttosto bassa, dell'ordine di 10^{-3} - 10^{-4} cm/s.

I dati delle stratigrafie 7 e 8 sono contraddittori e probabilmen-
te imprecisi, a meno che essi non rappresentino una situazione assolu-
tamente locale, determinata da una presenza costante e prolungata del
fiume.

3 - CONDIZIONI IDROGEOLOGICHE

Il materasso sabbioso-arenaceo contiene, almeno fino alle profon-
dità esplorate, un'unica falda, a carattere freatico, la cui superfi-
cie piezometrica è posta attorno ai 45-50 m di profondità.

La profondità del livello piezometrico, misurata in tempi diversi
ai differenti pozzi, è indicata nella Tabella A.

Tabella A

| Pozzo n. | Profondità livello piezometrico | Data della misurazione |
|----------|------------------------------------|---------------------------|
| 1 | 48.20 | 4.4.1977 |
| 3 | 49.50 | 20.8.1977 |
| 5 | 50.00 | 15.7.1977 |
| 6 | 46.00 | 31.8.1983 |
| 7 | 49.00 | 1978 |
| 8 | 48.00 | 1978 |

La quota della superficie piezometrica si aggira sui 40 m s.l.m.,
essendo il p.c. posto a quote di 87-90 m.

L'acquifero individuato contiene certamente volumi d'acqua assai
rilevanti, le cui dimensioni possono essere apprezzate anche solo con-
siderando gli spessori del materasso, che non è azzardato valutare
in qualche centinaio di metri.

Lo sfruttamento di questi volumi è tuttavia ostacolato dal basso
valore della permeabilità che determina portate singole ai pozzi piut-
tosto limitate, considerati gli abbassamenti che la superficie piezome-
trica subisce con il pompaggio.

La Tab. B indica i valori delle portate e delle depressioni dina-
miche misurate ai vari pozzi.

I differenti valori delle portate dipendono, oltre che dai carat-
teri del pozzo (profondità e potenza della pompa, tipo ed efficacia
dei filtri, lunghezza e posizione dei filtri), soprattutto dal differe-
rente grado di permeabilità che i vari livelli sabbioso-arenacei posso-
no presentare.

Nei pozzi n. 7 e 8 è stata calcolata (G.K.W.-1978) la trasmissività
dell'acquifero, risultata rispettivamente di 2.5×10^{-2} m²/s e di $4.1 \times$
 10^{-2} m²/s, valori che tuttavia sembrano eccessivi dato il basso grado
di permeabilità del materiale, pur attribuendo all'acquifero spessori
di anche alcune centinaia di m ($T = kh$).

Tabella B

| Pozzo n. | Portata (l/s) | Depressione (m) | Data della prova | Diametro (cm) | Profondità del pozzo (m) |
|----------|---------------|-----------------|------------------|---------------|--------------------------|
| 1 | 4 | 28 | 4.4.1977 | 20 | 120 |
| 3 | 5.6 | 6 | 4.10.1977 | 25 | 130 |
| 5 | 7.0 | 8.80 | 27.7.1977 | 20 | 127 |
| 6 | 1.5 | 18 | 31.8.1983 | 20 | 120 |
| 7 | 8 | 8.80 | 20.5.1978 | - | 120 |
| 8 | 12 | 5.40 | 30.5.1978 | - | 120 |

L'impossibilità di disporre di quotazioni precise ci ha impedito di individuare le direzioni di deflusso della falda, i gradienti idraulici e i rapporti con il fiume. Tuttavia per quanto riguarda i rapporti con il fiume, le elevate profondità della superficie freatica rilevate anche nei pozzi posti a ridosso del corso d'acqua indicano che, almeno localmente, il fiume non realizza dispersioni apprezzabili alla falda e che il suo alveo, impermeabilizzato da materiali fini limoso-argillosi, è pensile sulla falda, la cui superficie giace a 40-45 m al di sotto del letto fluviale.

4 - QUALITA' DELLE ACQUE SOTTERRANEE

L'acqua sotterranea fornita dai pozzi del territorio di Balcad risulta potabile e di buona qualità, come si deduce dall'esame dei valori della conducibilità e del residuo secco, bassi.

La Tab. C riporta i valori dei due parametri ottenuti con l'analisi delle acque campionate ai pozzi. L'analisi del pozzo n. 6 è stata eseguita dalla Facoltà di Chimica dell'U.N.S.

Per una migliore valutazione dei dati analitici si ricorda che la classificazione qualitativa proposta da G. WILSON (1958) per le acque sotterranee della Somalia, indica come acque di buona qualità e valide per tutti gli usi quelle che hanno una conducibilità inferiore a 2.5 mS/cm, mentre l'Organizzazione Mondiale della Sanità pone, per acque potabili, un limite massimo di salinità (residuo secco o T.D.S.) di 1.5 g/l.

Se si considerano, dal punto di vista qualitativo le acque di

Balcad con i numerosi altri esempi di acque sotterranee somale, si può affermare che le acque di Balcad risultano tra le migliori.

Tabella C

| Pozzo n. | Conducibilità (mS/cm) | Residuo secco (105° g/l) | Durezza (°F) |
|----------|-----------------------|--------------------------|--------------|
| 1 | 1.80 | 0.8 | 48 |
| 2 | 1.80 | 0.9 | |
| 3 | 1.00 | | |
| 5 | | 1.1 | |
| 6 | 1.08 | 0.73 | 39 |
| 7 | 1.15 | | 54 |
| 8 | 1.00 | | 63 |

5 - QUALITA' DELLE ACQUE DEL FIUME

Il fiume Shabelle scorre lungo l'intero limite orientale dell'Azienda Agricola, della quale rappresenta un preziosissimo elemento, da cui dipende la possibilità irrigua dell'Azienda stessa. E' importante quindi conoscere non solo le sue caratteristiche idrauliche (che non rientrano nel programma delle nostre ricerche) ma anche il chimismo delle sue acque.

Le acque del fiume sono state campionate nei punti indicati nella Fig. 2 (F₁ e F₂). Le analisi chimiche, eseguite dalla Facoltà di Chimica dell'U.N.S., hanno dato i risultati riportati nella Tab. D.

Occorre ricordare, nella valutazione dei dati, che il chimismo dell'acqua del fiume è abbastanza variabile, in funzione del suo regime idraulico. E soprattutto occorre ricordare che la salinità totale può raggiungere valori più elevati, fino a 1.5 g/l, anche se normalmente i valori massimi si aggirano attorno a 1 g/l. Valori superiori a 1 g/l fino a 1.5 g/l si rilevano in genere solo nei primi giorni delle fasi di piena e sono in relazione al dilavamento dei crostoni salati formati nell'alveo del fiume per evaporazione durante i periodi di magra.

Tabella D

| Data di prelievo | F ₁ 6.8.1981 | F ₂ 31.8.1983 |
|--------------------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| Conducibilità (mS/cm) | 0.31 | 0.51 |
| Residuo secco (g/l a 105°) | 0.28 | 0.41 |
| Alcalinità (mg/l CaCO ₃) | 110 | 134 |
| Durezza totale (°F) | 20 | 35 |
| Cloruri (mg/l) | 17 | 160 |
| Solfati " | 330 | |
| Calcio " | 42 | |
| Sodio " | 17 | |
| Potassio " | 4 | |

6 - VALUTAZIONI CONCLUSIVE

L'Azienda Agricola richiede, come si è detto nelle premesse una portata di punta di circa 2 l/s di acque sotterranee con qualità adatte all'uso potabile.

Le ricerche svolte permettono di affermare che la domanda può essere facilmente e ampiamente soddisfatta, considerati il grande volume della riserva dell'acquifero e l'idoneità dei parametri chimici dell'acqua.

L'Azienda già possiede un pozzo, il n. 6 della Fig. 2, posto a ridosso del fiume, lungo il confine sud-orientale dell'area. Il pozzo, perforato nel 1980, è profondo 120 m, e rivestito con colonna di acciaio di 20 cm di diametro. L'emungimento viene effettuato con pompa sommersa, posta a circa 70 m di profondità, fatta funzionare da un motore russo in buone condizioni. Il pozzo si presenta in condizioni di conservazione discrete e migliorabili. Il livello statico della falda, misurato il 31.8.1983, è risultato a 46 m di profondità. L'acqua ha una temperatura di 29.2°C.

Sottoposto a prova di pompaggio (31.8.1983), ha fornito una portata massima di 1.5 l/s, con una depressione dinamica stimata in circa 18 m (sono stati misurati 5 m di abbassamento in 20' di pompaggio). Il valore di portata ottenuto è il massimo che il pozzo può dare con

la pompa in dotazione. Il motore a disposizione per il funzionamento della pompa risulta invece abbondantemente sovradimensionato. La portata potrebbe essere leggermente aumentata (fino a 2-2.5 l/s) utilizzando una pompa a maggiore potenza e posta a profondità più elevata (per sopportare un abbassamento superiore del livello piezometrico): naturalmente è necessario che l'eventuale nuova pompa abbia un diametro compatibile con quello del pozzo, piuttosto limitato (20 cm).

L'Azienda dunque, per raggiungere la portata necessaria, potrebbe provvedere al potenziamento del pozzo esistente. Tuttavia, considerando l'importanza della fornitura idrica per l'economia dell'Azienda (abbeveraggio animali, uso potabile, servizi), la possibilità e la facilità di rotture nel sistema di sfruttamento, la necessità di manutenzioni periodiche che richiedono l'interruzione del pompaggio, l'opportunità di disporre di portate sufficienti a far fronte a situazioni di emergenza o di futuro sviluppo dell'Azienda, è senz'altro opportuno provvedere alla costruzione di un nuovo pozzo, fornito di pompa sommersa adeguata e di un nuovo motore. Si otterrebbe così un pozzo per le normali esigenze e uno (quello esistente) per le situazioni di emergenza.

La favorevole situazione idrogeologica consente di ubicare un nuovo pozzo in qualsiasi punto del territorio aziendale. La profondità da raggiungere dovrebbe essere di 130-140 m, per poter eventualmente collocare la pompa ad elevata profondità e quindi disporre di un rilevante spessore di falda da sfruttare. La scelta del diametro del pozzo è importante: esso deve consentire l'inserimento di una pompa di potenza adeguata a fornire una portata di anche 6-7 l/s con una prevalenza di almeno un centinaio di metri.

Adeguatamente e attentamente curati vanno i filtri, che devono sopportare la presenza di materiali fini (sabbie fini) e di acque incrostanti. La lunghezza dei tratti filtranti deve infine consentire l'entrata delle portate volute.

Mogadiscio 18.9.1983

Facoltà di Geologia dell'U.N.S.

OSCILLAZIONI DELLA SUPERFICIE PIEZOMETRICA DELLA FALDA COSTIERA PROVOCATE DALLE ESCURSIONI DI MAREA LUNGO IL LITORALE DI MOGADISCIO (SOMALIA)

DAL PRA' A.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Padova

DE FLORENTIIS N.

Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Padova

HUSSEN SALAD M. & MUMIN M.GOD

Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

RIASSUNTO

E' stato osservato l'effetto delle escursioni di marea sulla superficie piezometrica della falda freatica lungo la costa di Mogadiscio (Somalia). Maree con escursioni di 1.60-1.70 m provocano oscillazioni di falda fino ad una distanza di 500-600 m dal mare. I valori dell'oscillazioni freatiche variano da poco meno di 50 cm ad una distanza dalla costa di una cinquantina di metri, fino a 10-15 cm ad una distanza di circa 300 m. Il ritardo tra le culminazioni di marea e quelle della superficie piezometrica variano da valori attorno a 4 ore e mezza per una distanza di circa 300 m dalla costa fino a circa 2 ore per una distanza di una cinquantina di metri.

L'acquifero è costituito in grandissima prevalenza da calcareniti fessurate e porose.

Key Words: Idrogeologia - Falda freatica costiera - Effetti delle maree - Somalia.

Questa ricerca è stata eseguita con i fondi messi a disposizione dal Dipartimento per la Cooperazione allo sviluppo del Ministero Affari Esteri nell'ambito del Programma di Coop. Univ. Italo-Somala, Progetto Finalizzato "Acque sotterranee costiere", Facoltà di Geologia dell'U.N.S. e Istituto di Geologia dell'Università di Padova, Responsabile Prof. Antonio Dal Prà.

ABSTRACT

The effect of tidal ranges on the piezometric surface of the groundwaters along the coast of Mogadishu (Somalia) was observed. Tides of between 1.60 and 1.70 m caused the water table to oscillate up to distance of 500-600 m from the sea. Water table oscillation values varied from slightly more than 50 cm at about 50 m from the coast to 10-15 cm at about 300 m. The delay between top-of-tide and the top of the piezometric surface varied from about 2 hours at about 50 m from the coast, to about 4½ hours at about 300 m. The aquifer is mainly composed of cracked and porous calcarenites.

Key words: Hydrogeology, coastal ground-waters, tidal effects, Somalia.

1 - PREMESSE

Lungo la fascia costiera della Somalia esiste una falda freatica di acqua dolce galleggiante sopra le acque salate di intrusione marina.

La falda è contenuta, almeno nei dintorni di Mogadiscio, entro rocce calcarenitiche, ad elevata porosità.

Il livello marino è interessato da rilevanti escursioni di marea, che possono raggiungere anche dimensioni dell'ordine di 3 metri.

Dati i rapporti esistenti tra acque salate marine e acque dolci di falda, l'oscillazione di marea determina evidentemente oscillazioni della superficie piezometrica della falda costiera, il cui valore dipende sia dalla distanza dalla costa e sia dalla permeabilità dei materiali acquiferi.

Le ricerche svolte hanno avuto lo scopo di esaminare le escursioni freatiche indotte dalle variazioni del livello marino su punti differenti della falda, a diverse distanze dalla costa.

Il numero ridotto dei punti osservati e la brevità del tempo di misurazione non consentono valutazioni definitive, tuttavia permettono di avere un ordine di grandezza del fenomeno nella zona esaminata e della distanza entro la quale la falda avverte l'effetto della marea.

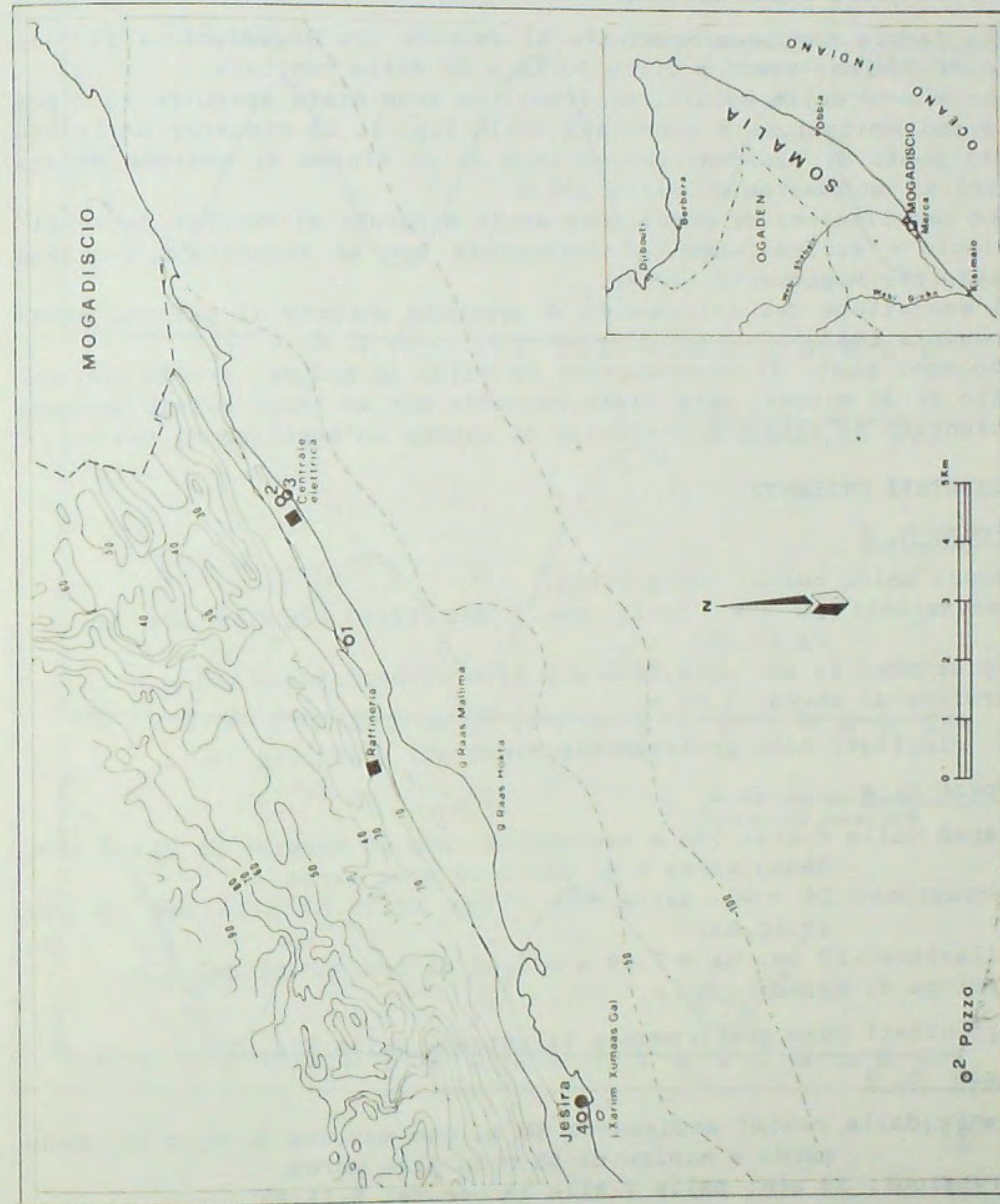


Fig. 1

2 - IMPOSTAZIONE DELLA RICERCA

La fascia costiera esaminata si estende tra Mogadiscio e il villaggio di Gesira, posto a circa 20 Km a SE della capitale.

Le misure delle escursioni freatiche sono state eseguite in 4 pozzi, la cui ubicazione è riportata nella Fig. 1. Le distanze dalla costa dei punti di osservazione variano da un minimo di qualche decina di metri ad un massimo di circa 300 m.

Le oscillazioni di marea sono state misurate al vecchio porto di Mogadiscio e successivamente confrontate con le escursioni teoriche calcolate per Mogadiscio stesso.

L'esecuzione dei rilevamenti è avvenuta durante il periodo ottobre-novembre 1983.

Su ogni punto di osservazione in falda le misure, svolte con intervallo di 30 minuti, sono state condotte per un tempo sufficientemente prolungato da rilevare l'effetto di almeno un'ampiezza di marea.

3 - RISULTATI OTTENUTI

Pozzo n. 1

- Distanza dalla costa: 300 m circa.
- Osservazioni: 36 ore, dalle ore 7 del 22.10.83 alle ore 18 del 23.10.83.
- Oscillazione: 13 cm, da 8.36 m a 8.23 m di profondità dal p.c.
- Escursione di marea: 1.65 m.

I risultati sono graficamente riportati nella Fig. 2.

Pozzo n. 4

- Distanza dalla costa: 170 m mediamente, con un massimo di 217 m in bassa marea e di 137 m in alta marea.
- Osservazione: 36 ore, dalle ore 7 del 22.10.83 alle ore 18 del 23.10.83.
- Oscillazione: 22 cm, da m 7.89 a m 7.67 di profondità dal p.c.
- Escursione di marea: 1.65 m.

I risultati sono graficamente illustrati nella Fig. 2.

Pozzo n. 2

- Distanza dalla costa: mediamente 80 m, con massimo di 92 m in bassa marea e minimo di 68 m in alta marea.
- Osservazioni: 11 ore, dalle 7 alle 18 ore del 5.11.83.

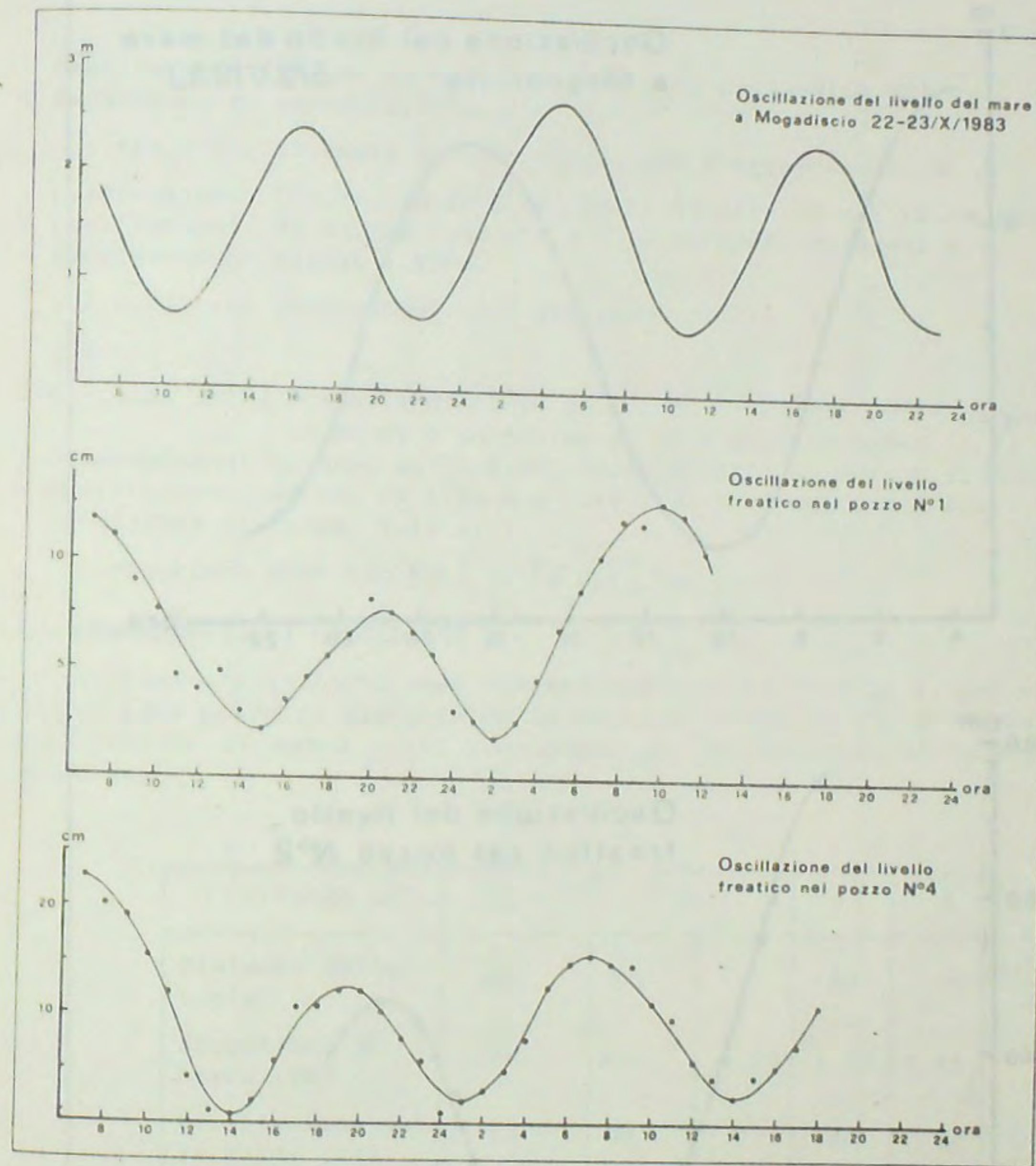


Fig. 2

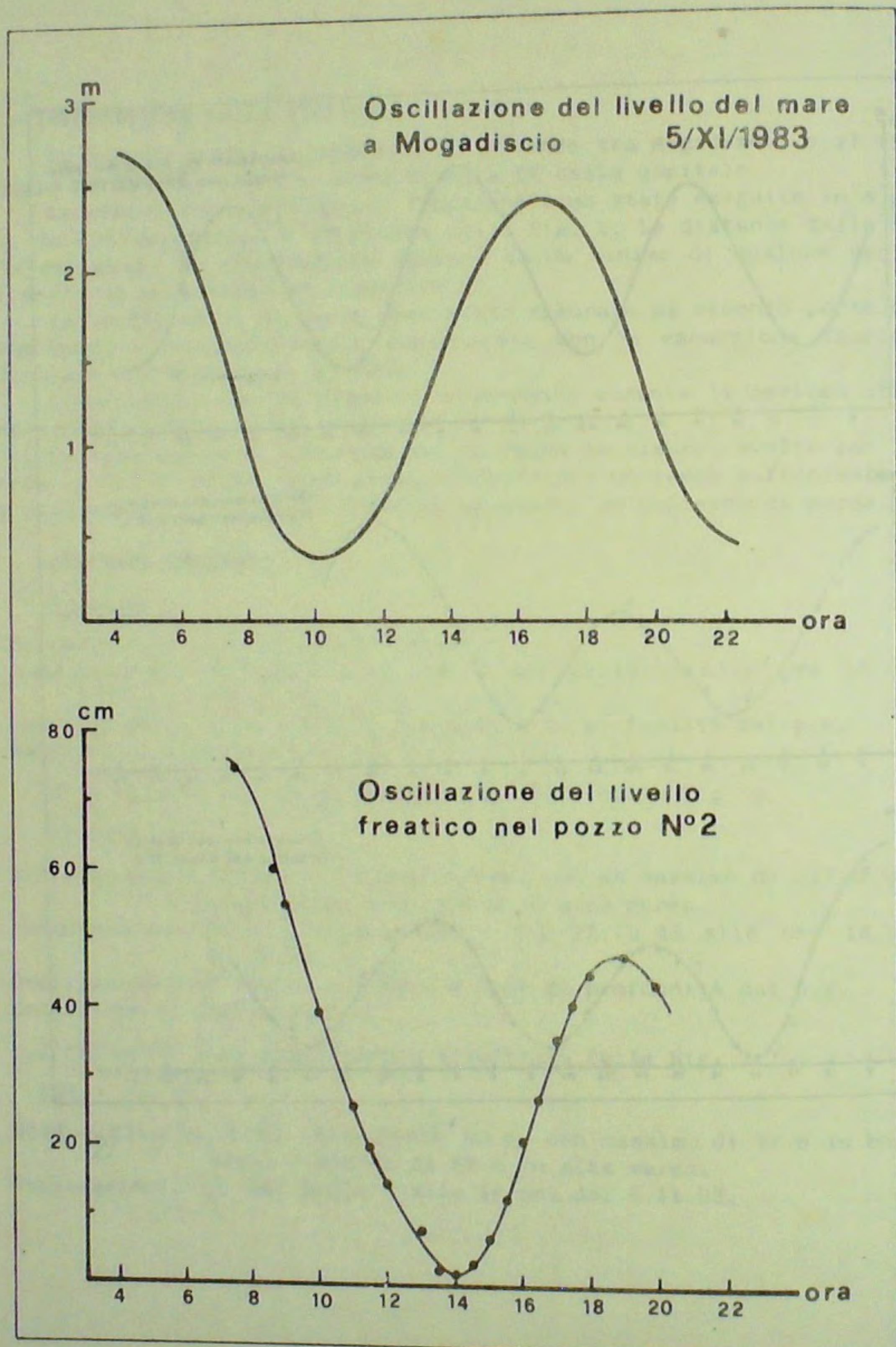


Fig 3

- Oscillazione: 75 cm, da 0.97 m a 1.72 m di profondità dal p.c.
- Escursione di marea: 2.30 m.

I risultati ottenuti sono riportati nel diagramma Fig. 3.

- Osservazione: 11 ore, dalle 8 del 20.11.83 alle 19 del 20.11.83.
- Oscillazioni: 37 cm, da 1.43 m a 1.80 m di profondità dal p.c.
- Escursione di marea: 1.70 m.

I risultati sono esposti nel diagramma di Fig. 4.

Pozzo n. 3

- Distanza dalla costa: mediamente 50 m, con un massimo di 62 m in bassa marea e un minimo di 38 m in alta marea.
- Osservazione: 12 ore, dalle 8 del 20.11.83 alle 19 del 20.11.83.
- Oscillazione: 44 cm, da 1.93 m a 1.49 m di profondità dal p.c.
- Escursione di marea: 1.70 m.

I risultati sono indicati nella Fig. 4.

4 - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I risultati ottenuti sono schematizzati nella tabella A, che riporta per ogni pozzo la distanza dalla costa, l'oscillazione della falda, l'escursione di marea e gli sfasamenti tra le culminazioni in mare e in falda.

Tabella A

| Pozzo n. | 1 | 2 | 3 | 4 | |
|-------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|----------------|------|
| Distanza dalla costa (m) | 300 | 80 | 8 | 50 | 170 |
| Escursione di marea (m) | 1.65 | 2.30 | 1.70 | 1.70 | 1.65 |
| Oscillazione della falda (cm) | 13 | 75 | 37 | 44 | 22 |
| Ritardo approssimativo | 4h30 ^m | 3h10 ^m | 2h10 ^m | 4 ⁿ | |

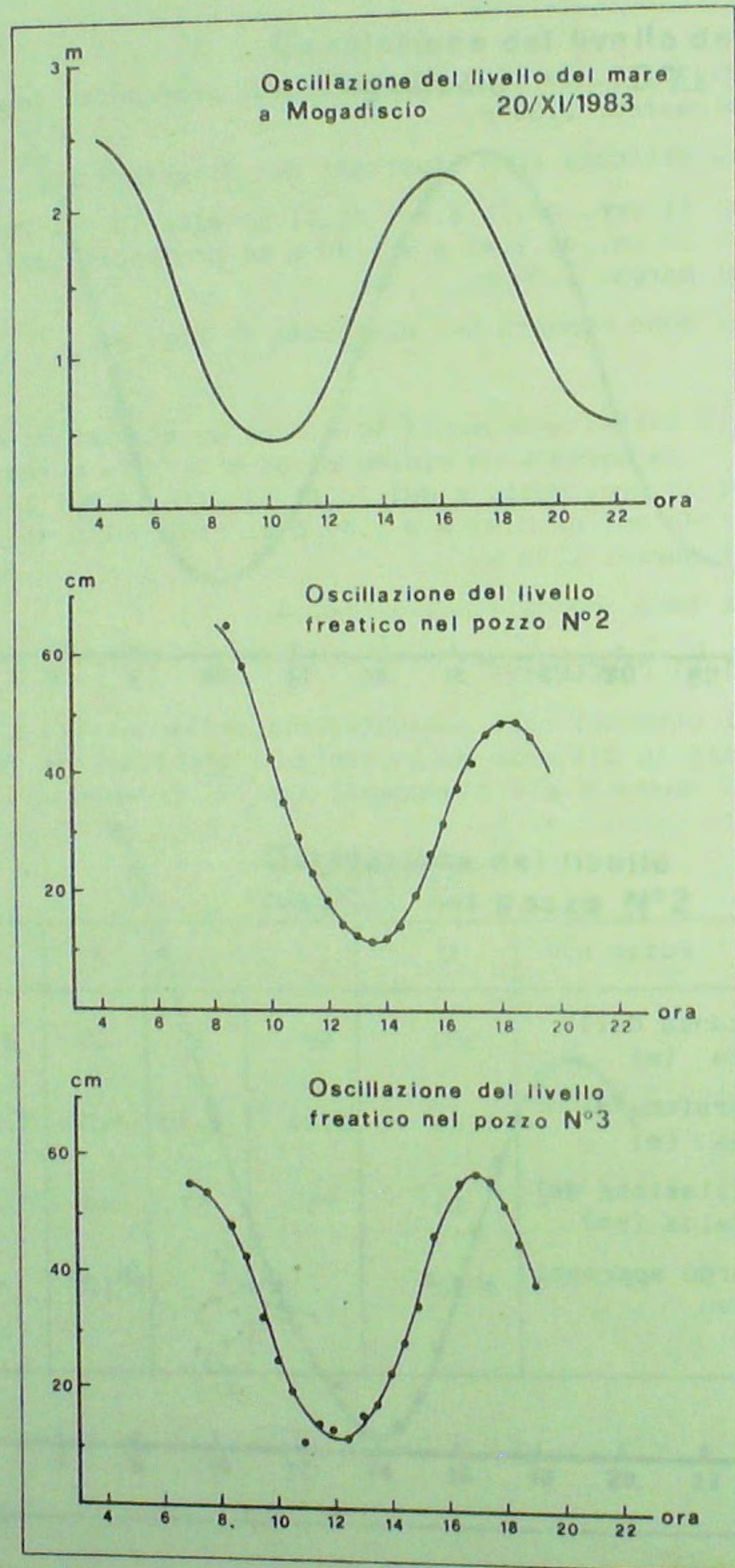


Fig. 4

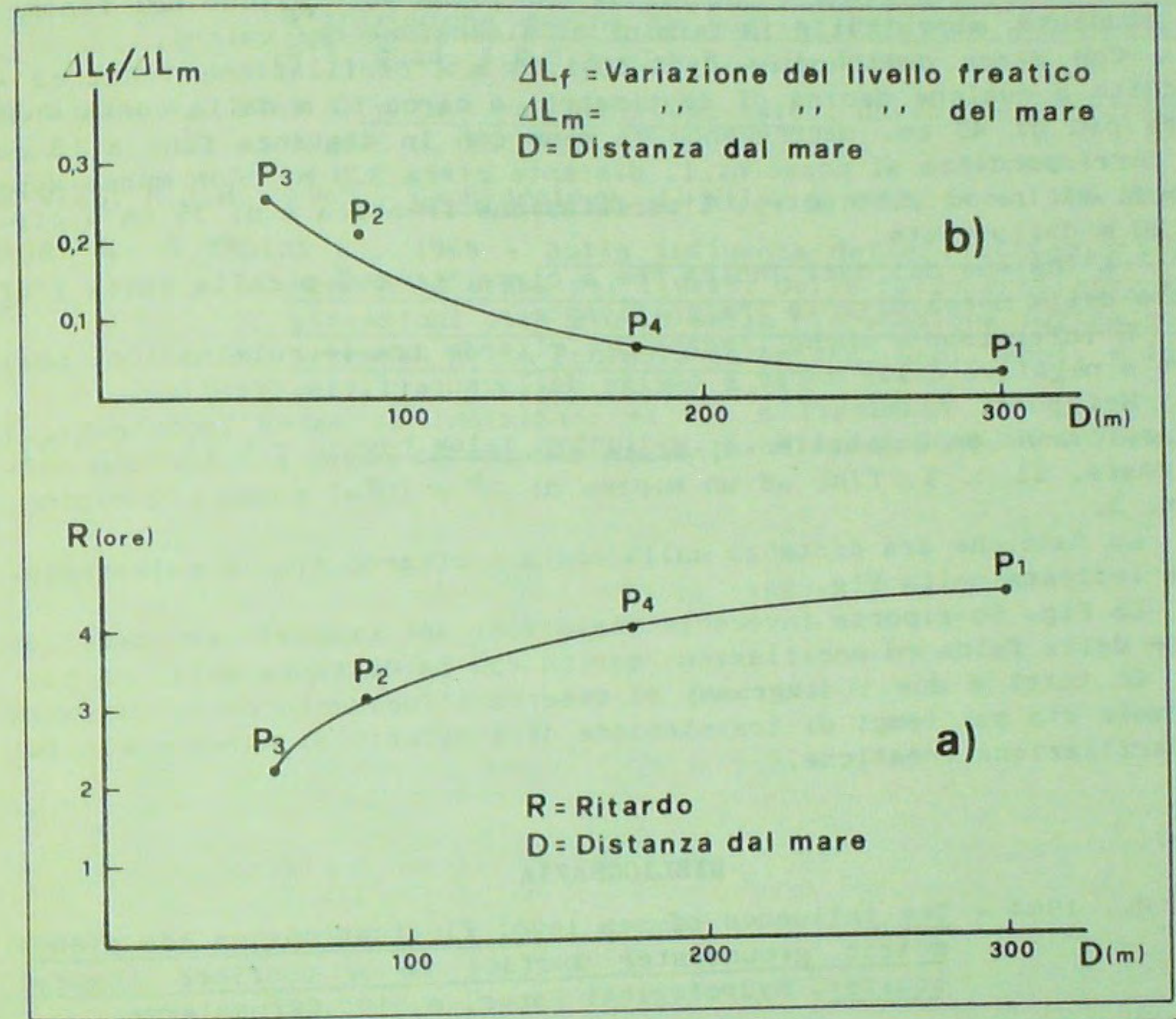


Fig. 5

Dai dati riportati è possibile una prima valutazione del fenomeno studiato, soprattutto in termini di dimensione dei valori.

Con maree dell'ordine di 1.60-1.70 m l'oscillazione freatica è ridotta a qualche decina di centimetri: a circa 50 m dalla costa è di poco più di 40 cm, decrescendo man mano con la distanza fino a 13 cm in corrispondenza al pozzo n. 1, distante circa 300 m. Con maree superiori, vicine ai 2.50 metri, l'oscillazione freatica è di 75 cm a circa 80 m dalla costa.

L'insieme dei dati indica che a circa 500-600 m dalla costa l'effetto della marea diventa insignificante.

E' interessante anche l'esame del ritardo tra le culminazioni positive o negative delle maree e quelle della superficie freatica.

Nei punti esaminati e con le condizioni di marea incontrate, i ritardi vanno da un massimo di 4 ore e mezza al pozzo più lontano dalla costa, il n. 1, fino ad un minimo di 2^h e 10^m al pozzo più vicino, il n. 3.

La funzione tra distanza dalla costa e ritardo tra le culminazioni è indicata nella Fig. 5a.

La Fig. 5b riporta invece le variazioni del rapporto tra oscillazione della falda ed oscillazione marina con la distanza dalla costa.

In tutti e due i diagrammi si osserva l'incidenza della distanza dal mare sia sui tempi di trasmissione dell'effetto di marea e sia sulle oscillazioni freatiche.

BIBLIOGRAFIA

- BAER M., 1964 - The influence of sea level fluctuations on the piezometric groundwater surface in a confined coastal aquifer. Hydrological Paper, n. 10, Gerusalemme.
- CASTANY G., 1967 - Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Parigi.
- COOPER H.H., 1959 - A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer. Geophys. Research, v. LXIV, n. 4.
- COTECCHIA V., 1955 - Influenza dell'acqua marina sulle falde acquifere in zone costiere, con particolare riferimento alle ricerche d'acqua sotterranea in Puglia. Geotecnica, a. 2, n. 3.

COTECCHIA V., 1977 - Studi e ricerche sulle acque sotterranee e sull'intrusione marina in Puglia (Penisola Salentina). 1977, Quad. I.R.S.A.-C.N.R., 20, Roma.

DEGALLIER R., 1963 - Contact eau douce-eau salée. Chronique d'Hydrogéologie, n. 1.

DE WIEST R.J.M., 1965 - Geohydrology. J. Wiley & sons, Inc., New York.

MAGRI G. & TROISI S., 1969 - Sulla influenza delle fluttuazioni di specchi d'acqua sui livelli delle falde costiere. Applicazioni allo studio della circolazione idrica sotterranea nella Penisola Salentina. Geol. Appl. e Idrogeol., v. IV, pp. 25-42, Bari.

TODD D.K., 1959 - Ground water hydrology. J. Wiley & Sons, New York.

POSSIBILITIES OF DEVELOPING WATER RESOURCES FOR IRRIGATED AGRICULTURE IN ERIGAVO AREA (1)

FAILLACE C.

Water Agency, German Technical Assistance, Ministry of Mineral and
Water Resources, Mogadishu.

GENERAL INFORMATION

The Sanaag Region in Northeast Somalia, with a population density of two people per square kilometer is one of the least populated regions of Somalia. The main town is Erigavo with a population of 13000 inhabitants as estimated by GTZ (2) for water supply purposes.

The Erigavo area considered in this paper comprises an area of about 8000 Km². The furthest point of the area from Erigavo is 80 Kms (Fig. 1).

Erigavo is located at about 70 Km from Mait on the sea and 240 Km from the Mogadishu-Berbera highway.

Other roads, mainly tracks, link Erigavo with various villages in the area. Stock raising is the main activity but increasing agriculture is taking place mainly in the form of rainfed agriculture for fodder crop production. Limited irrigated agricultural activity is practised along the narrow belt of the two small permanent streams, the Gudmo and Medisha Toggas. Small springs located on the escarpment are also used for irrigation of small gardens.

(1) The paper is based on work done by the author in helping a FAO -Investment Centre Mission to identify an area potentially suitable for an agricultural development project. The ideas and conclusions contained in this paper are those of the author and do not necessarily represent the ideas and conclusions of the FAO - Investment Centre.

(2) German Technical Assistance.

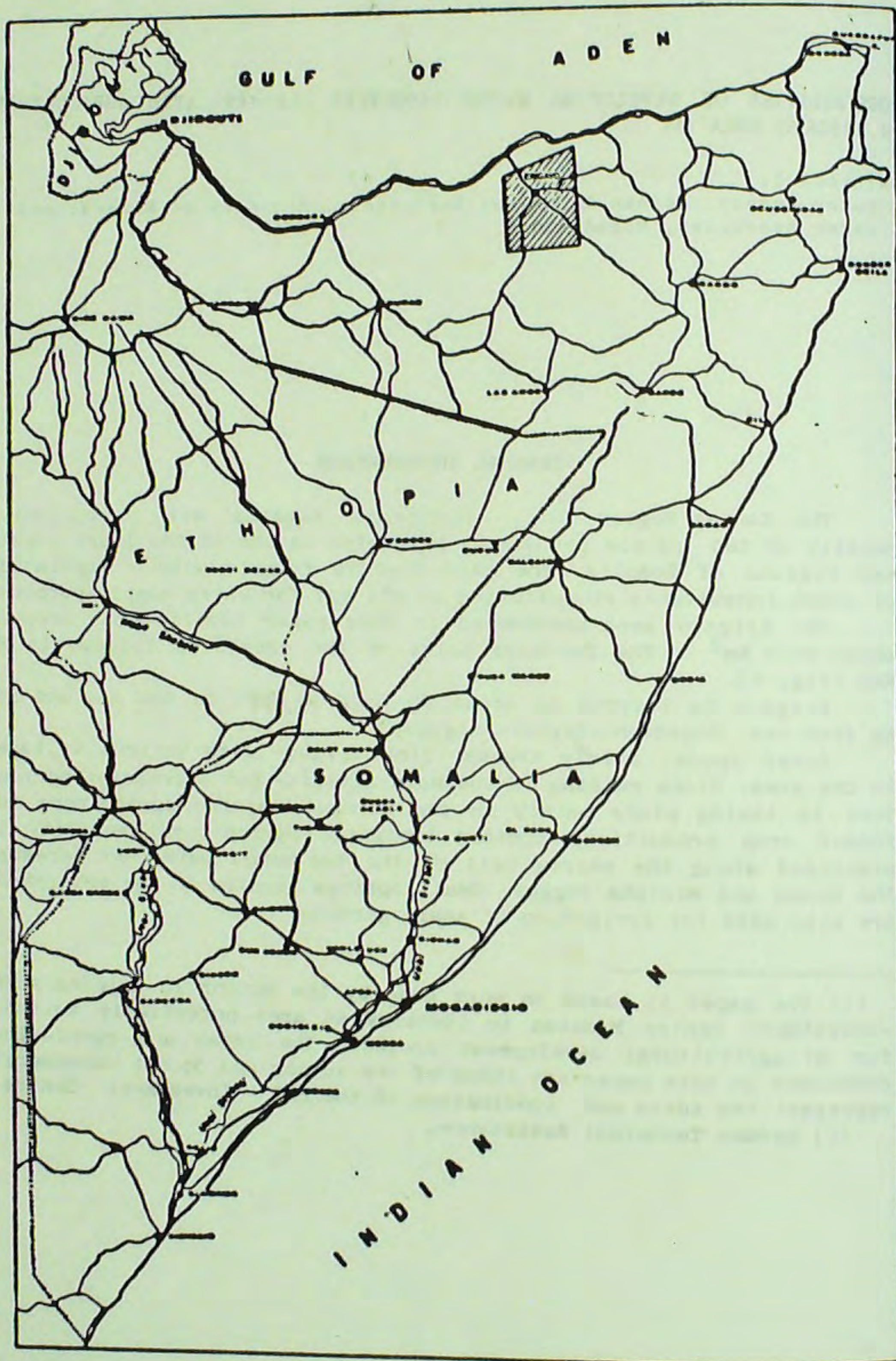


Fig. 1 - Location map.

Information on the area was collected during a six-day visit in March 1982 and partly gathered from existing documentation (1).

The scope of this paper is to preserve this information, and to contribute to better knowledge of the area, in the hope that its important agricultural potential may be considered for future development.

B - CLIMATE

The climate is affected by monsoon seasons. The rainy season lasts from April to September with a short interruption in August; the dry season generally extends from October to March. Strong winds called "Karif" blow mainly from July to October.

The climatic conditions of the area can be defined as follows:

- Temperate - along the upper slope of the escarpment facing the Gulf of Aden at elevation ranging between 2,400 and 1,200 meters;
- Semi-Arid - along a 10-15 Km wide strip bordering the plateau;
- Arid - for the remaining areas.

Rainfall varies considerably from year to year and from place to place (see Fig. 1a). Rains are generally localized and with intensity ranging from fine rain to heavy downpour. The average rainfall record of six years for Daloh, located on top of the escarpment 15 kms north of Erigavo, is 175 mm, with a minimum of 475 mm and a maximum 1020 mm; for Erigavo town the average of 27 years is 314 mm, with a minimum of 160 mm and a maximum of 520 mm. It is believed that on the escarpment average rainfall may be higher than at Daloh (2)

(1) General information on surface and groundwater conditions of the area are contained in "A General Survey of the Somaliland Protectorate" by J. Hunt (1951), "Water Supply and Geology of Part of Somaliland" by W.A. MacFadyen (1950), "Groundwater in Somali Democratic Republic" UN Min. and Groundwater project by A.P. Popov and others, 1972. The report "Water Supply for Ceerigavo" by GTZ (German Technical Assistance) 1981, contains valuable data on the main aquifer of Erigavo town and its surroundings.

(2) No rainfall records are available for the escarpment, however, information collected locally indicates that clouds are generally low and discharge part of their rain before reaching the top. This is also confirmed by natural vegetation which is particularly luxuriant between 1500 and 2000 m a.s.l.

Seasonal and daily temperature variations are quite high in Erigavo and are expected to be higher on the mountain range and more moderate in the plateau area, south of Erigavo. The average daily maximum temperature in Erigavo ranges from 23°C in December to 27°C in April; the average daily minimum ranges from 5°C in December and January to 13°C from June to August. The temperature gradient increases by an average of 0.8°C/100 m from Hargeisa on the plateau, to Berbera on the coast. Similar conditions may exist between Erigavo and Mait.

Groundfrosts have been reported in Erigavo and are expected to occur with higher frequency on the upper part of the escarpment where moisture condensation occurs most years.

Additional climatological data for Erigavo are reported in the following table (1):

Table 1 - Climatological Data for Erigavo (1740 meters)(1)

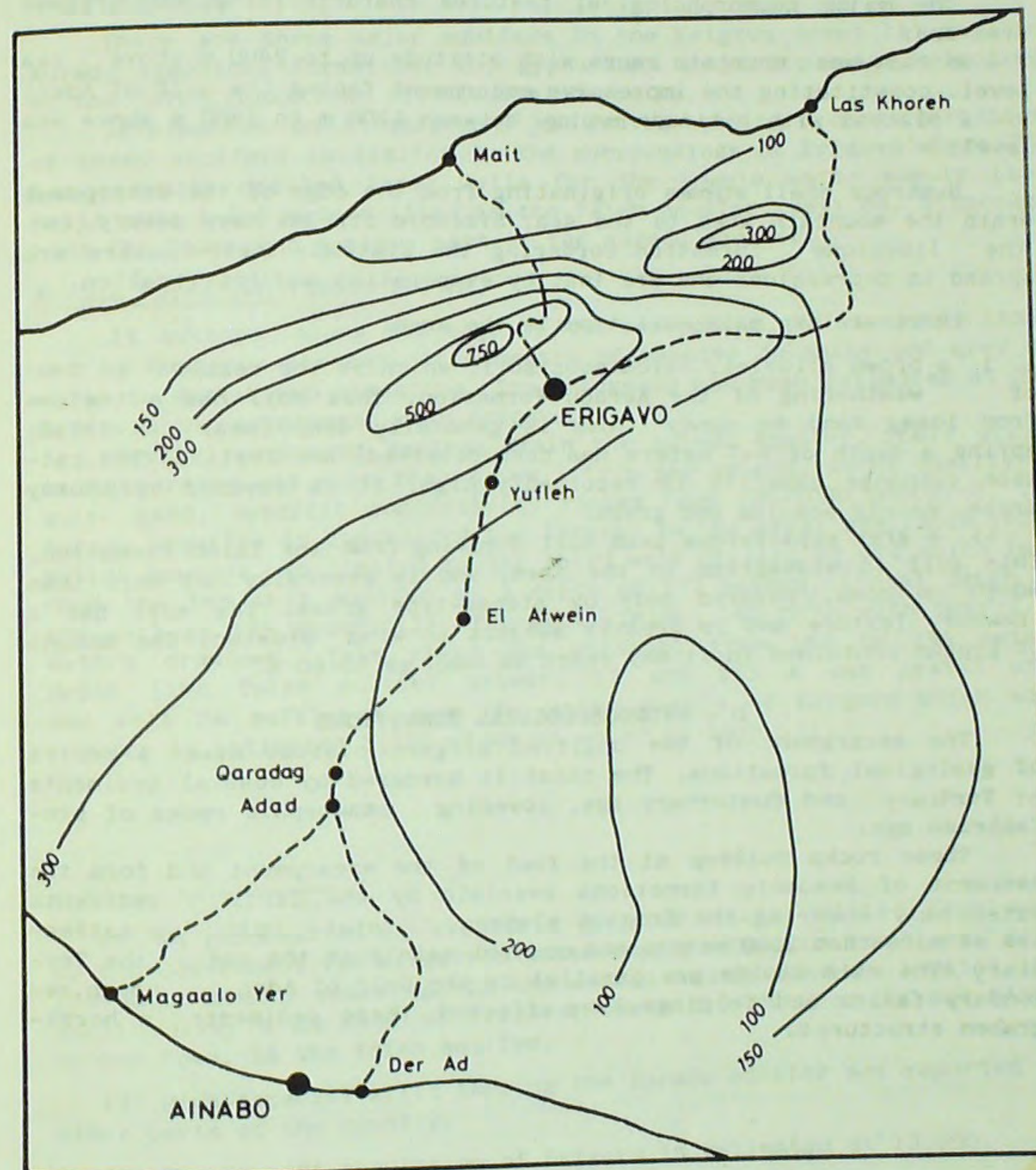
| Month | Temperature | | Rel. Humidity % | | Precipitation Av. monthly mm | Evapotranspiration mm (2) |
|-----------|----------------------|------------------------|-----------------|-------------|------------------------------------|------------------------------|
| | Daily max. Av. | Celsius min. Av. | 8000 Hr. | 1400 Hr. | | |
| January | 24 | 5 | 42 | 34 | 17,8 | 115 |
| February | 25 | 7 | 55 | 35 | 12,7 | 115 |
| March | 25 | 8 | 59 | 42 | 33,0 | 135 |
| April | 26 | 10 | 69 | 56 | 38,1 | 145 |
| May | 26 | 12 | 67 | 51 | 81,3 | 150 |
| June | 26 | 13 | 70 | 48 | 63,5 | 160 |
| July | 26 | 13 | 64 | 43 | 10,2 | 175 |
| August | 26 | 13 | 65 | 49 | 40,6 | 165 |
| September | 25 | 12 | 70 | 55 | 114,3 | 145 |
| October | 28 | 8 | 53 | 43 | 7,6 | 135 |
| November | 24 | 7 | 37 | 34 | 12,7 | 135 |
| December | 23 | 5 | 43 | 37 | 2,5 | 115 |

(1) Source: "Einabo-Erigavo-Las Khoreh road Feasibility Study" - Economic consultants. Ltd. - 1980 - No indication is given on the period of time and number of year to which the statistic data refer, therefore the actual monthly average may be different.

(2) "Northern Rangeland Development Project - Hydrology Report Vol. II" Sir W. Hallcrow & Partners - Oct. 1980.

FIGURE 1A

RAINFALL DISTRIBUTION



Source: "Einabo-Erigavo-Las Khoreh road Feasibility Study" Economic consultants Limited, 1980, slightly modified by the mission

C - GEOMORPHOLOGICAL AND SOIL ASPECTS

The major geomorphological features characterizing the Erigavo area are:

- an east-west mountain range with altitude up to 2400 m above sea level, constituting the impressive escarpment facing the Gulf of Aden;
- a plateau with altitude ranging between 1200 m to 1900 m above sea level.

Numerous small streams originating from the edge of the escarpment drain the mountain area to the sea. Sizeable streams have deeply cut the limestone formation bordering the plateau: their waters are spread in depressions and are lost by evaporation and infiltration.

There are two main soil types in the area:

i. a brown alluvial, calcareous soil, which is the result of weathering of the Auradu Formation. This soil has a texture from loamy sand to sandy loam is generally deep (near Jidali spring a depth of 6-7 meters has been observed) and fertile. The cation exchange capacity is reportedly high. It is covered by thorny trees, mainly acacias and grass.

ii. a grey gypsiferous loam soil deriving from the Taleh Formation. This soil is widespread in the area, and is generally not more than 40-50 cm deep, covered only by steppe-type grass. The soil has a powdery texture and is greatly subject to wind erosion. The amount of gypsum contained in it may reach as much as 50-60 %.

D - HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS

The escarpment of the uplifted Erigavo plateau shows a series of geological formations. The coast is bordered by coastal sediments of Tertiary and Quaternary age, covering metamorphic rocks of pre-Cambrian age.

These rocks outcrop at the foot of the escarpment and form the basement of Mesozoic formations overlaid by the Tertiary sediments extensively covering the Erigavo plateau. Total uplift is estimated at more than 2000 meters and occurred mainly at the end of the Tertiary. The main faults are parallel to the Gulf of Aden, although, secondary faults and foldings have affected these sediments in horst-graben structures.

Major Aquifer

There are three major aquifers in the Erigavo area: (a) massive Auradu limestone formation; (b) gypsum and anhydrite suite belonging to the Taleh formation; (c) alluvial deposits.

Information on stratigraphy and water-bearing characteristics of these aquifers is limited to the surroundings of Erigavo where GTZ has recently drilled three wells for the town's water supply (1), wells nos. 1 & 2 were drilled in the Taleh aquifer, well no. 3 throughout the Taleh and a minor part of the Auradu aquifer.

Auradu Formation (Lower Eocene)

It outcrops along the edge of the escarpment and is deeply incised by numerous streams. It consists of massive dolomite and grey to white to dark-brown limestone. Its thickness has been estimated at 380 meters at the escarpment near Erigavo.

Several permanent springs drain the Auradu aquifer. Their yield is generally not more than a few litres per second, water quality is quite good, specific conductivity ranges from 700-1000 mmhos/cm. The Auradu aquifer is considered the largest in the area; available information, however, is limited to the third well drilled by GTZ which reached the top this aquifer at a depth of 177 meters, (total depth of the well is 195 meters)(2). The well yielded 180 m³/h with only 2.45 meters drawdown. This yield was obtained from 163 to 195 meters depth (the Taleh aquifer between 17 and 163 m was sealed off) and will be sufficient for the water supply of Erigavo which will require as estimated 1,120 m³/day of water by 1986 (3).

(1) No information is available on four wells drilled previously by the Government for Erigavo's water supply. The first well was drilled about twenty years ago in the Auradu aquifer and is located in a small valley 9 Km west of Erigavo; the other three wells are closer to the town, in the Taleh aquifer.

(2) High-capacity wells tapping the Auradu aquifer are reported in other parts of the country.

(3) The present population of Erigavo is estimated at 13,000.

Taleh Formation (Middle-Lower Eocene)

Overlying the Auradu formation is a lagoonal facies, well spread over the area, known as the Gypsum-Anhydrite Taleh series. In the area surrounding Erigavo, the Taleh formation is constituted of gypsum and anhydrite in the upper part, followed by clay, marl and occasional limestone layers which could be the transition to the typical evaporitic series. Water quality is poor, generally of sulphate type, in the upper section; specific conductivity is of the order of 3000 mmhos/cm, or somewhat higher in numerous hand-dug wells. Water from the deep wells drilled for the water supply of the town in the same formation has a specific conductivity ranging between 800 and 1000 mmhos/cm. This water is also used for the irrigation of small plots with fruit and vegetables.

Technical data of wells drilled by GTZ in Erigavo is given below for the sake of comparison.

| Well no | Depth m | Water level m | Pumping rate | Dynamic level m | Specific Capacity m ³ /h/m | Specific Conductivity mmhos/cm |
|---------|---------|---------------|--------------|-----------------|---------------------------------------|--------------------------------|
| 1 | 84.5 | 22.6 | 14.50 | 44.0 | .68 | 850 |
| 2 | 72.5 | 22.6 | 7.66 | 54.30 | .35 | 850 |
| 3 | 195.0 | 17.7 | 180.00 | 20.13 | 96.00 | 850 |

The above data clearly show how the yield of wells 1 & 2 drilled in the Taleh aquifer is poor compared with the high yield of the third well which taps only a minor part of the Auradu aquifer. The available information, however, is not conclusive and additional data would be required to evaluate the water-bearing potential of both the Auradu and Taleh aquifers for irrigation.

Alluvial Deposits

Alluvial deposits in the Erigavo area are generally thin and have little importance as aquifers. In Erigavo town, water from an alluvial deposit filling a doline is of good quality, specific conductivity being 800 mmhos/cm. Other wells a few hundred meters away, dug in alluvial deposits covering the gypsiferous formation, yield water with

specific conductivity ranging from 4400 to 7400 mmhos/cm. Along the streams in the Jidali Medishe area and in Gudmo Afaf stream, alluvial deposits sustain a small underground flow which could be exploited by hand-dug wells or infiltration galleries.

E - SURFACE WATER

Many streams originating on the escarpment and flowing towards the coast, as well as those running on the plateau, are dry most of the year (with the exception of the Gudmo Afaf and Medishe streams which are fed by small perennial springs). The relatively high rainfall on the mountain range bordering the plateau generates a good number of spate flows which spread their water along the numerous depressions where they deposit fertile brown soil.

At least 8-10 spates occur in a normal hydrological year. The actual figure varies considerably from one year to another depending on rainfall duration and intensity. Spate flows generally last only a few hours during and soon after heavy storms or prolonged rains; rainfall at the beginning of the rainy season, or minor rains, generally do not produce any run-off on the plateau.

The salt content of spate flows is generally low along the upper sections of the streams, but may progressively increase along the lower reaches on the floodable areas covered by the gypsiferous formation. Spate waters may have a high content of suspended materials and (weed seeds) at the beginning of the rainy season as well as during the first part of each individual spate (1).

The author could observe from the air that some of the numerous streams which have deeply cut the Eocene Auradu limestone bordering the plateau have favourable topographic conditions for the construction of small dams. The catchment areas of these streams are generally small and therefore only small reservoirs could be built if geological conditions were favourable. There is no information on rainfall regime run-off, evaporation or infiltration, and therefore no specific proposals can be put forward at this stage.

Conditions seem favourable for storing underground water in many dry stream beds which cut the border of the plateau. These are fil-

(1) In Togdeer region, where spate flow irrigation from Tug Der is carried out, very careful management is needed to control both rapid silting-up of canals and the spread of weeds.

led in by coarse alluvial materials, mainly gravel and sand, for a few kilometers upstream and down-stream from the points where they leave their small valleys and run on the featureless plateau. If geological conditions prove to be favourable, underground dams could be constructed across these streams (at present they sustain a small underground flow) and water could be used for watering stock and for irrigation of small gardens. The storage of water in sand reservoirs offers the advantage of reducing or eliminating evaporation losses and pollution problems.

F - POTENTIAL AGRICULTURAL AREAS

Three major alluvial areas covered by the brown soil may be suitable for agricultural development.

Jidali Area (30-40 Km east of Erigavo)

Numerous streams, among which are the Togga Midhishe, Togga Maravada, Togga Isjiiz, Togga Carome, Togga Webi-Kakalad, and Togga Caduur, have deeply cut the outcrops of the Aurada series where they have their catchments. These streams, which give rise to substantial run-off, have deposited an extensive alluvial cover along their narrow valleys and their outlets in the open, floodable plateau. The floodable area extends for 70-80 Km south east of Jidali along a slight depression of the gypsiferous plateau. Fine sandy clay materials and animal dung transported by spate flows during the rainy season are deposited on this fertile alluvial belt, which is 2000 m wide near Jidali town.

The area covered by the brown alluvial soil is tentatively estimated at 20.000-25.000 ha, of which 15.000-18.000 ha may be suitable for agriculture (6-7% of this surface is presently cultivated). The remaining 5.000-10.000 ha have a negligible agricultural potential since they are affected by erosion or covered by gravel and boulders. A tentative delineation of the alluvial cover in the Jidali area is presented in Fig. 2A.

Area west and north of Erigavo

Near Erigavo the brown soil covers an area estimated between 15.000-20.000 ha, of which 70% may be cultivated. This area receives between 300-400 mm of rain per year and, with supplementary spate irrigation, may become a valuable agricultural area. At present

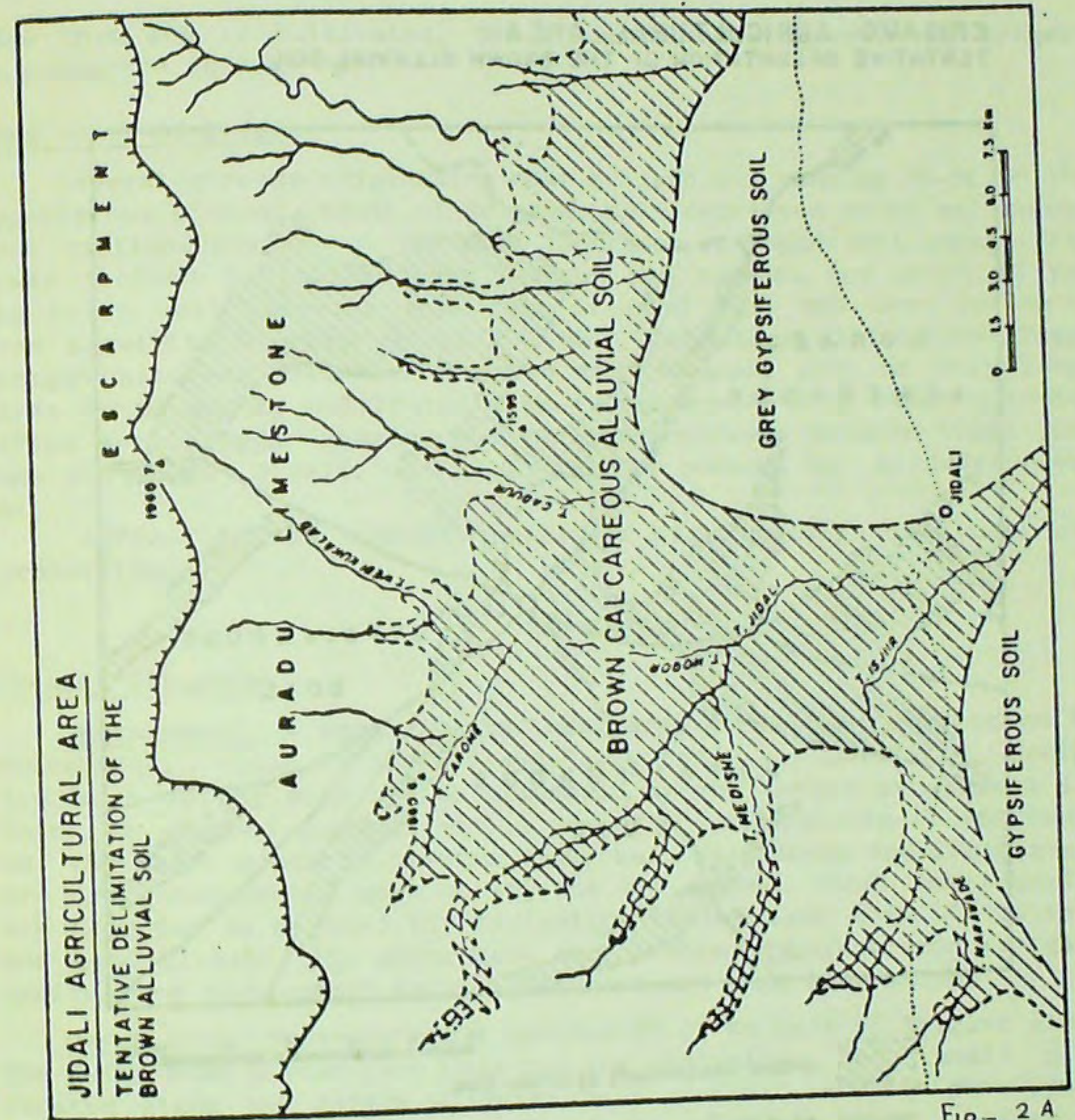


Fig- 2 A

ERIGAVO AGRICULTURAL AREA
TENTATIVE DELIMITATION OF THE BROWN ALLUVIAL SOIL

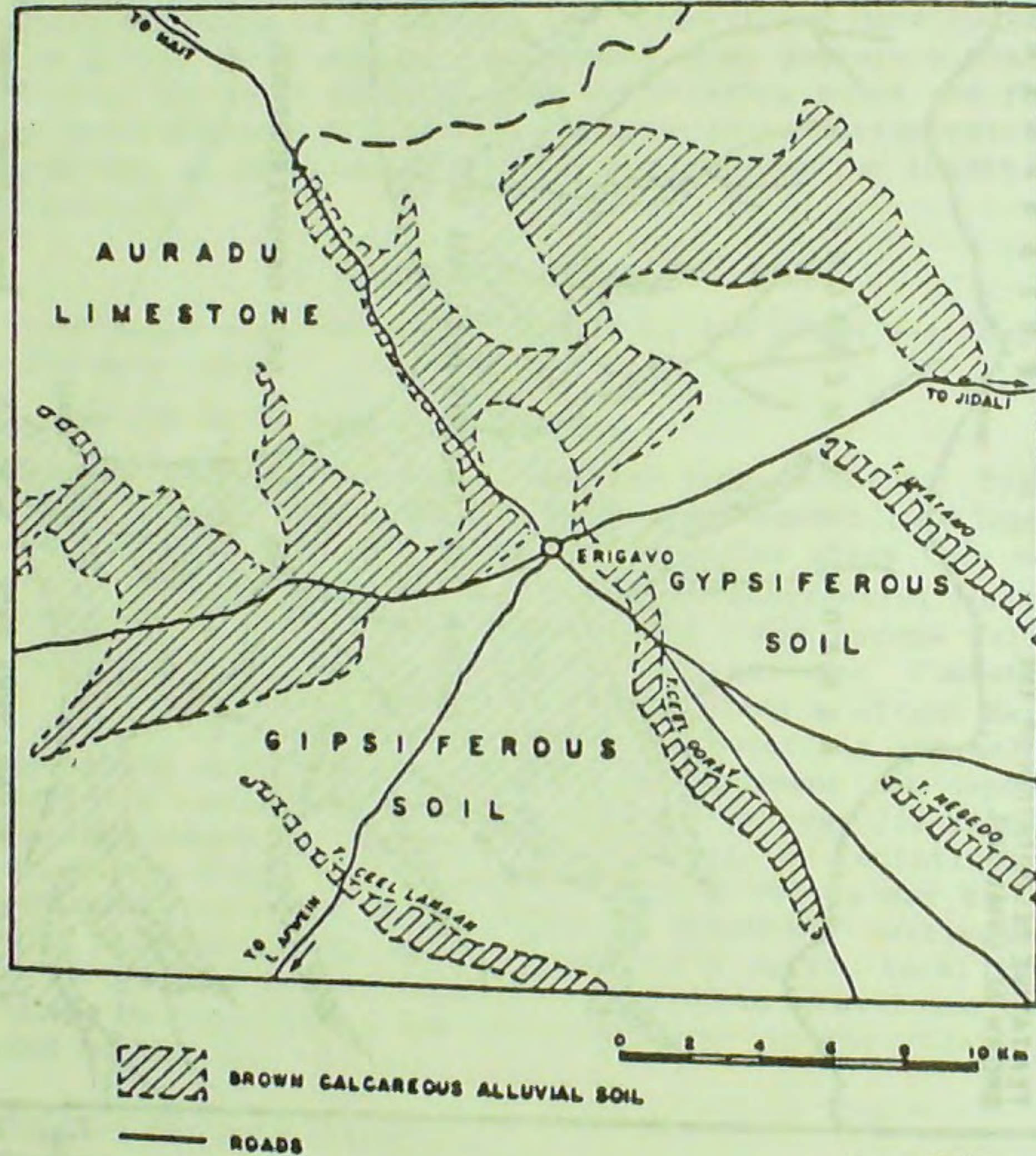


Fig-3A

less than 10% is cultivated. The alluvial cover surrounding Erigavo is presented in Fig. 3A.

Area south of Erigavo

Several streams originating near Erigavo and running NW-SE on the gypsiferous plateau, south of Erigavo, have deposited brown calcareous soil in floodable zones. The most important is Togga Geel Lamaan; its lower section is called Togga Matagan and extends for about 30 Km. The brown soil covering this long alluvial belt has been estimated from satellite imagery to be 100 ha. The author visited the Togga Matagan alluvial area and observed that a small part of this large area is presently cultivated with fodder crops. The other alluvial strips are: Togga Dhaxamo and two small streams between Togga Dhaxamo and Togga Jidali, with 2000-2500 ha covered by alluvial brown soil.

Agriculture is sparsely practised here, mainly for fodder crop production.

C - IRRIGATION

Present Situation

Escarpment. A small agricultural area of 5-10 ha located on the escarpment, close to the Erigavo-Mait road, is partially irrigated by a spring with a flow estimated by the author at about 1 l/s. Water is of good quality, with a specific conductivity of 850 mmhos/cm. The small plots cultivated with kat, vegetables and fruit trees, are irrigated once a week during the dry season. Other small springs are reported to be used for irrigation in the same area. In spite of the good climate, the escarpment has little potential for irrigated agriculture development because of water and land limitations.

Dayah area. Numerous small springs 20-25 Km west of Erigavo along the Gudmo Afaf stream, are used for the irrigation of small plots located along the narrow alluvial belt. Flow at the junction of the three small tributaries of the Gudmo Afaf, just before the Dayah Agricultural School, was 1.5 l/s. When visited by the author. At the lower end of the irrigated land, near the narrow gorge carved into the massive limestone, flow was estimated at 20 l/s. Considering what is used for irrigation, the total flow may be of the order of 30-35 l/s. Water flow increment along the stream is due to springs originating from recent alluvial deposits from the limestone

and the gypsiferous formation. Due to this, water quality varies from point to point along the stream. The average specific conductivity is around 2000 mmhos/cm.

Not all the available water supply of the Gudmo stream is used due to lack of land. Actually, the small valley is partially filled by a high gypsiferous clayey lake deposit of no agricultural value. However by protecting the alluvial belt from further erosion, leveling the affected area and pumping water to higher agricultural areas, a limited increase of irrigable land might be possible.

Medishe Valley. Togga Medishe is a small stream flowing in a narrow valley about 100 m wide, delineated by steep slopes of massive Muradu limestone. Irrigated agriculture has been practised in this small valley for more than fifty years using water from a spring with a flow of 20.5 l/s as measured on 30 July 1970. Recently a flood destroyed numerous houses and crops, and severely eroded its lower section. To reactivate this agricultural area and protect it from further danger of floods, considerable investment is required. Conditions are favourable for increasing water availability for irrigation by means of hand-dug wells or infiltration galleries, to be constructed in various points of the valley and to tap underground flow in the alluvial deposits.

In conclusion, due to the smallness of the area, little can be done for the development of irrigation in Dayah and Medishe Valley. Only at the outlet of the Medishe valley near Culmie village do land resources exist and conditions seem favourable for drilling deep wells. Water quality is expected to be suitable for irrigation.

Irrigatable Areas

A representation of the potentially irrigatable area is the Eri-gavo area, based on information from existing literature and field observations, is schematically given in Fig. 4A. As shown, two irrigatable areas were identified. The first covers the bottom of small narrow valleys and their outlets in the open plain, and is suitable for groundwater irrigation by tubewells to be drilled in the Auradu aquifer; expected depth may vary between 100 and 200 meters. Conditions in these narrow valleys also seem favourable for hand-dug wells and infiltration galleries, to be constructed in alluvial deposits near stream beds to be used for drinking water and irrigation of small plots; water availability could be increa

LAND AND WATER IN ERIGAVO ZONE

SCHEMATIC DRAWING

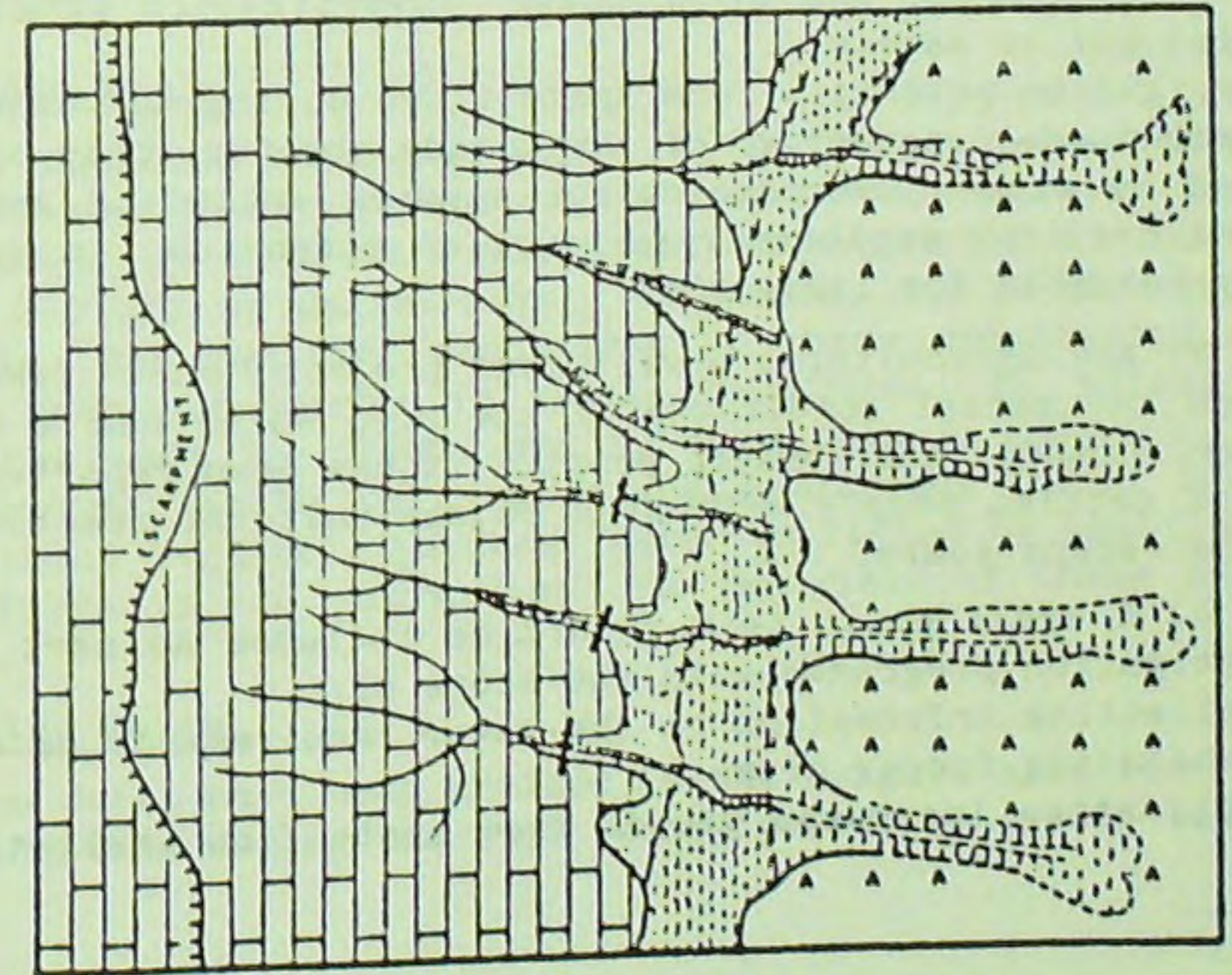


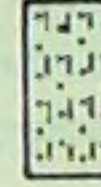





FIG. 4A

LEGEND

- 
 Massive, fractured limestone (Auradu Formation), little or no soil cover.
- 
 Gypsun and Anhydrite (Taleh Formation), partially covered by thin gypsiferous soil
- 
 Brown Calcareous Soil Suitable for Agriculture
- 
 Promining zone for irrigated agriculture using groundwater
- 
 Suitable zone for spate flow irrigation
- 
 Suitable zone for dry farming (rainfed an residual spate flows from upstream zone)

sed by constructing underground dams. However, the groundwater potential of both the deep and shallow aquifers must be ascertained. The second zone indicated in the sketch is the continuation of the previous zone and is suitable for spate flow irrigation; however, hydro-meteorological information as well as a proper survey is required for the design of engineering works such as small dams, water intakes, derivation canals and other water works. Irrigation using groundwater in this area would be more costly than in the first because the Auradu aquifer is deeper. The second area ends where dry farming starts without definite limits (the boundaries of the three areas are drawn in the figure for the sake of clarity). Residual spate flow from upstream could be used in this area, which is presently floodable and where stream beds are not defined.

H - CONCLUSION AND REQUIRED ACTIONS FOR THE DEVELOPMENT OF THE AGRICULTURAL POTENTIAL OF THE AREA

1) The Erigavo zone has the most promising potential for agricultural development in the Sanaag Region. However, soil conditions, surface and groundwater resources, human resources, fodder crop production and marketing aspects regarding vegetables and fruit need to be investigated prior to any large scale agricultural programme.

2) A surface and groundwater investigation programme should be carried out to assess:

- a) irrigation potential from spate flows during the rainy seasons;
- b) groundwater potential of the Auradu aquifer. This should be evaluated by proper hydrogeological studies, including geophysical works and drilling exploratory/production boreholes in areas potentially suitable for irrigation.

3) Any agricultural development project must take into consideration the social conditions of the area which has a high percentage of semi-nomadic and nomadic peoples. It has been reported that the number of settled people dedicated to agricultural practices has increased in recent years.

4) A small pilot farm should be included as part of the overall investigation programme with the scope of:

- a) collecting information on the water requirements of various crops, including fodder crops;
- b) estimating increased yields from spate flow irrigation, underground

water irrigation, and from building works;
c) assessing other issues, including social aspects.

5) This pre-investment project should lead to the preparation of an integrated agricultural project for the whole area, to be carried out over various phases.

APPENDIX I

Some Information on Groundwater Use in Erigavo Area

As indicated in other parts of this paper, groundwater is widely exploited in the Erigavo area for irrigation, watering stock and human consumption, and is obtained from springs, hand-dug wells and drilled wells.

i. Springs

Some 30 small springs are reported in the area north of Erigavo comprised between the escarpment and the coast. A few additional ones are located west and east of Erigavo. Water quality is generally good when derived from the Auradu limestone, but is poor when derived from gypsum or anhydrite.

Yield is generally less than 1 l/s; water is used for small gardens.

ii. Hand-Dug Wells

There are numerous hand-dug wells in the Erigavo area, most of them located in the lowest points of the gypsiferous karstic depressions. Water level is in most cases within 5 meters of the surface. The water has 2-3 g/l of salts, mainly sulphates, and is used by people and animals. The sanitary conditions of these unprotected wells are extremely poor: the water is easily contaminated by animal dung brought into the well by floods and by skin baskets used to draw water. Some hand-dug wells in Erigavo and Jidali are used for the irrigation of small vegetable gardens; water is lifted by small centrifugal pumps. There is no information on the yield of these shallow wells.

iii. Drilled Wells

Seven deep wells have been drilled in the Erigavo area for the supply water of the town during the past twenty years. The first well was

drilled in the Auradu formation and is located in a small valley 9 Km west of Erigavo. There is no information on the stratigraphy and yield of this important well; the man attending the pump said that "it was drilled about 20 years ago, the depth is 170 m and, according to the driller, is the best well in the country". At present the well is used for stock and the irrigation of a small vegetable garden; water is lifted by a piston pump yielding about 1 l/s. The remaining six wells are sited in the Taleh formation quite close to the town. The most recent one was drilled by GTZ in July 1981, it reached the top of the Auradu formation at 177 m; its total depth is 195 m. A complete loss of mud circulation occurred below 177 m while drilling through the fractured, massive, hard limestone. The technical data of the 3 wells drilled by GTZ from 1979 to 1981 are given on page 160.

A BRIEF REVIEW OF THE SURFACE AND GROUNDWATER RESOURCES OF THE NORTHWEST REGION OF SOMALIA

FAILLACE C.

Water Agency, German Technical Assistance, Ministry of Mineral and Water Resources, Mogadishu

A - INTRODUCTION

The Northwest Region of Somalia is mostly mountainous toward the northern part and nearly flat grassland toward the southern border. A pediment, followed by a coastal plain, marks the area along the Gulf of Aden. The drainage system is well developed along the northern side; the major ephemeral water courses reach the Gulf of Aden, (Fig. 1). There are no permanent streams in the Northwest Region; however, conditions are favourable for the storage of runoff water in open reservoirs and sandy river beds. Several efforts have been made in the past to develop surface and groundwater for solving local water supply problems.

Information regarding surface and groundwater resources of the Northwest Region is contained mainly in the reports of Hawes (1953), Hendrikson (1965), Humphreys & Sons (1960), Hunt (1951), MacFadyan (1950) and Morgan (1971).

The author, as a member of the FAO/World Bank mission for the preparation of the "Northwest Integrated Agricultural Project", has examined these reports and carried out field observations

Note: This paper was written in late 1973; since then hydrological and hydrogeological knowledge of the area is better known as a result of the UN Mineral and Groundwater Survey, whose findings are reported in the well known work of Popov, and the investigation programme carried out by the "Integrated Agricultural Project in the Northwest Region". The paper, however, contains a considerable amount of groundwater data and ideas which makes its publication worthwhile.

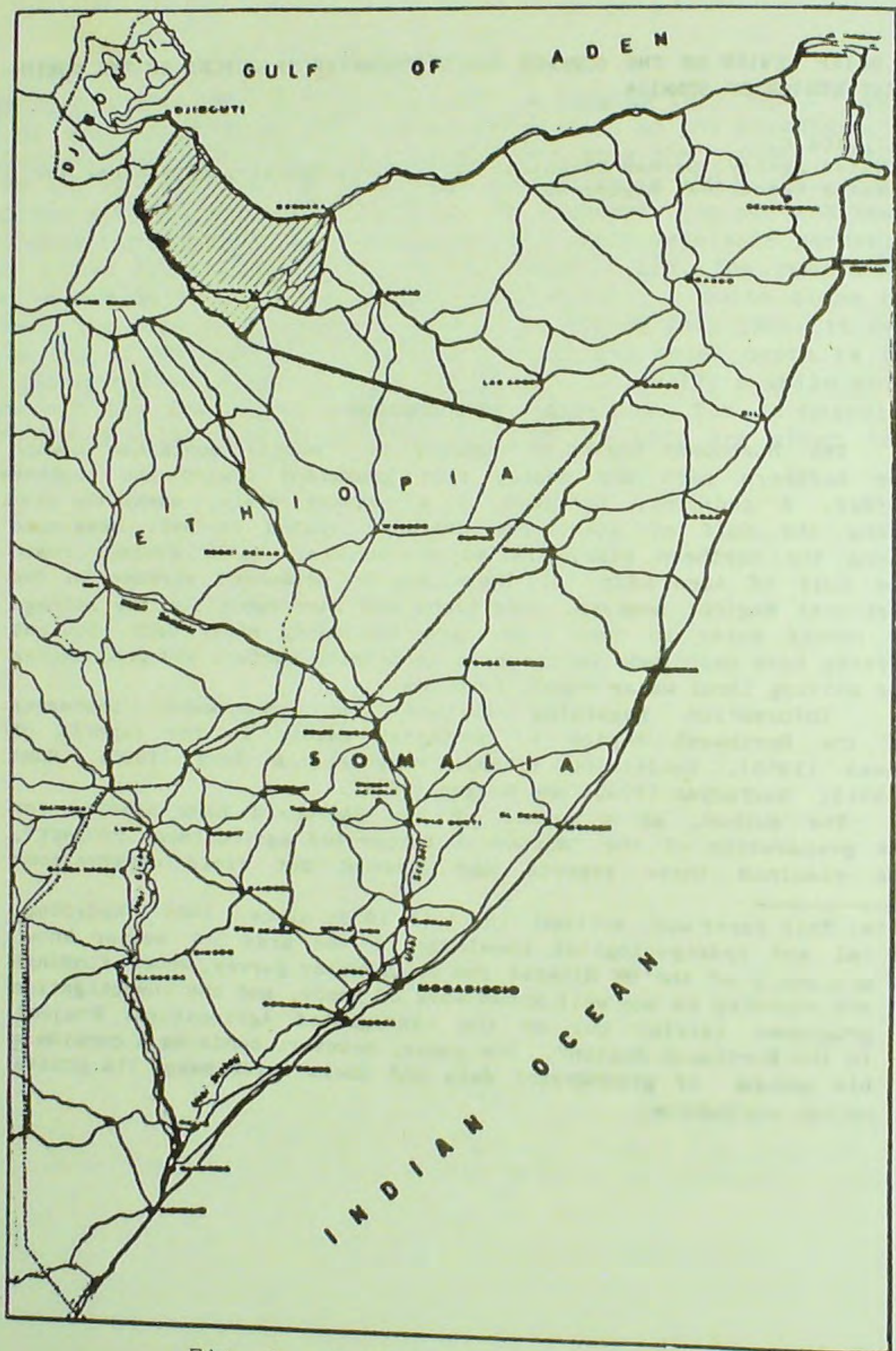


Fig. 1 - Location map.

when he visited the area in September 1973; additional information was obtained from the Water Agency and the UN Mineral and Groundwater Project, which was in its final phase. From these various sources it was possible to compile this paper.

Most of the information here presented is included in volume II, Annexes 6 & 7, of the FAO/World Bank mission's report. However, as only a few copies were distributed to Government institutions in early 1974 (most of which went astray), this report is not readily available.

The scope of this paper is to preserve and disseminate available information on the Northwest Region regarding surface and groundwater resources, and to suggest ideas on water resource development of the area for various purposes.

B - HYDROLOGY

The Hydrological Service was established in 1953 with the arrival of a Hydrologist Engineer who set up a number of gauging points in tugs to record waterlevels during spates, to collect data on discharge, rainfall, evaporation, and to prepare designs for flood control. Eight river gauge stations were set up including Hargeisa, Salil and Kabri Bahar and records were kept from 1954 to 1961.

Rainfall

Rainfall in Hargeisa, on an annual average for 31 years over the period 1929 to 1972 (missing from 1941-1949), is 414 mm. The highest rainfall recorded is 800 mm (1926), the lowest 156.7 mm (1965). At Berbera on the coast, the driest year was 1947 with 1.8 mm, the wettest 1950 with 96.3 mm. The rainfall stations are either on the coast or the plateau area; because in the past there were no settlements in the most important catchment areas and stations could not be established.

The rainfall values in areas between the interior foothills and the edge of the Upper Plateau, considered by Morgan (1971) as the "most effective" catchment areas are given in table 1.

Runoff

Humphreys (1960) found that "the runoff expressed as a percentage of rainfall decreases inversely with the size of the catchment area". This is because runoff is related to the variability of

the rainfall, which often occurs as localized showers. High discharge rates occur during intense rainstorms, followed by a rapid recession period. In the lower section of the main water courses, at their outlets to the plain, runoff water arrives in single or combined flows. Table 2 shows the annual flow in the major tugs.

Table 1

Rainfall in the "Most Effective" Catchment Runoff Area (in mm)
(from Morgan's Report, 1971)

| Months | Silil | Dur Dur | Biji | Wahen |
|--------|-------|---------|------|-------|
| Jan | - | - | - | - |
| Feb | - | - | - | - |
| Mar | 25 | 30 | 30 | 25 |
| Apr | 18 | 32 | 45 | 45 |
| May | 33 | 37 | 40 | |
| Jun | 40 | 55 | 55 | 55 |
| Jul | 27 | 25 | 25 | 22 |
| Aug | 40 | 50 | 47 | 50 |
| Sep | 40 | 40 | 37 | 35 |
| Oct | 15 | 18 | 18 | 12 |
| Nov | - | - | - | - |
| Dec | - | - | - | - |
| Total | 238 | 282 | 294 | 284 |

Table 2

Annual Flows in Silil, Kabri Bahar and Hargeisa
(in ha. metres)

| | Area km ² | Annual Flows (in ha. metres) | | | | | | | | | | |
|-------------|-------------------------|------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|--|
| | | 1953 | 1954 | 1955 | 1956 | 1957 | 1958 | 1959 | 1961 | 1962 | Mean | |
| Silil | 3,850 | (a)NR | 414 | NR | NR | 770 | 74 | 331 | NR | NR | 397 | |
| Kabri Bahar | 3,040 | (a)BR | 1,280 | 6,550 | 8,000 | 1,770 | 2,070 | 3,960 | NR | NR | 3,938 | |
| " " | " | (b)NR | 1,282 | 6,535 | 7,943 | 1,765 | 2,060 | 3,938 | 357 | NR | 3,411 | |
| Hargeisa | 300 | (a)NR | 820 | 910 | 1,060 | 800 | 332 | 68 | NR | NR | 66 | |
| | | (b)79 | 824 | 908 | 1,054 | 800 | 331 | 69 | 1,385 | 149 | 662 | |

(a) from Morgan's report (Dec. 1971).

(b) from Hydrologist-Irrigation Office in Hargeisa (Nov. 1972).

Evaporation

Using two types of evaporimeter pans, Humphreys (1960) recorded evaporation of 3,100 mm p.a. at Dagahkured. Evaporation records for Hargeisa and Burao for the period 1958 to 1965 indicate that the mean evaporation recorded for Hargeisa was 2,947 mm (7 years' observations) and for Burao 3,601 mm (6 years' observations).

Infiltration

Infiltration is generally considered a minor component of the hydrological balance. Both the Hunt (1951) and Humphreys (1960) reports support this view. In Hargeisa, observations have shown that "even after exceptionally heavy storms in the soil recently constructed bunds seldom exceeds a depth of six inches; in virgin ground the deepest penetration observed did not exceed four inches" (Humphreys, 1960). Hunt (1951) and Hawes (1953) describe similar conditions in the Haud. Groundwater recharge of the water bearing fissures of the basement, therefore, occurs mainly in eroded areas by infiltration through faults, fissure and weathered rock.

C - SURFACE WATER

Open Surface Water Storage

The plateau and escarpment zones are favourable for the construction of dams and reservoirs. The basement complex is considered to be practically impervious and has suitable morphological and static condition for dam construction.

During the rainy seasons from March to May, and from September to the beginning of November, reservoirs would be filled. Two small surface water reservoirs of 8 and 3 million gallons, were constructed in 1960 to impound runoff to be used for Hargeisa's water supply. Data on evaporation and silting have been collected for a few years.

Several sites have been indicated by A.J. Warden (1960) as suitable for dam construction. Catchments entirely in the escarpment appear to be more favourable because there is little or no topsoil. Humphreys (1960) considers that among the various dam sites investigated near Hargeisa "the most attractive possibilities are given by the near Hargeisa the two sites on the Hikrile and the upper Jikrile and Agamso Valleys. The two sites on the Hikrile and the upper one on the Agamso are all close together, and the favourable topography of the area, particularly in the vicinity of the upper sites on the two rivers, would permit the development of a combined scheme.

The catchment above the upper Jikrile site is approximately 117 square miles and it is estimated that the maintainable yield with a dam of a suitable height is not less than 1.0 million gallons a day".

Sub-surface Water Reservoirs- Storage in Tug Beds

The main problem in the plateau area is the silt content of the spates. This is due to severe erosion in the high catchment areas, overstocking, deforestation, and the high intensity of rain storms. The upper reaches of the main river courses are eroded gulleys which incise backwards from the main water courses.

The problem of the high silt content could be overcome by building silting dams or underground dams. Water could be stored in sand reservoirs which offer the advantage of reducing or eliminating evaporation losses and pollution problems.

The efficiency of sand reservoirs is strictly dependent on the grain size of the sand accumulated in river beds. Some river beds in the plateau area appear suitable. Sand reservoirs would reduce considerably the fluctuation of water levels in these deposits, and irrigation development along tugs could be extended by pumping water from hand-dug wells or infiltration galleries.

State Flow Water Utilization

Most of the rainwater is at present lost by evaporation, runoff into the Gulf of Aden, and infiltration. Attempts have been made in Ber and El Berdaile to divert tug flow into cultivated areas. Experience from these two areas is available. Spate flow may be strongly recommended when certain conditions such as minimum silt and seaweed content are fulfilled. In Ber several negative factors, including silt and seaweed spreading, resulted in a heavy loss in 1972-73.

D - GROUNDWATER RESOURCES

Groundwater Occurrence

Basement complex. This covers extensive areas of the plateau, escarpment and lowland area. It includes schists, gneiss, granite, etc. of pre-Cambrian age. Rocks are often foliated and folded and crossed by numerous acid dykes. It is believed that most of the metamorphic basement complex is derived from sedimentary rocks and is

impervious. Experience has proved that boreholes drilled in this complex have given very poor results. Some positive results may be expected by drilling boreholes in the bottom of valleys or where better recharge of the joints or fissure system appears possible. Their yield would be, as in other parts of the world in similar conditions, from a few hundred to a few thousand litres per hour.

Jurassic. The basal part of the Jurassic suite consists of an arenaceous layer of the Adigrat formation. The arenaceous beds towards the top of the succession become calcareous and intercalated by thin limestone layers. This section is the passage to the overlying fossiliferous marine stratified limestone. The Jurassic outcrops extensively in the Borana and Zeila districts in thick stratified sequences. It is mainly preserved in blocks, down-faulted in the high escarpment sector, and step-faulted in the lower areas towards the Gulf of Aden.

The Jurassic sequence appears to be the main aquifer of the Northern Regions, but its groundwater potential has not yet been evaluated

Most of the main springs in the Dur catchment emerge at the contact between the Jurassic and the impervious basement. The Adigrat formation at the base of the Jurassic marine suite is certainly a water bearing horizon where structural conditions are favourable for water storage. In El Berdaile several water wells have been drilled through the lower Jurassic marine sequence and the Adigrat formation. The latter proved to be the main water-bearing horizon in this locality.

In El Berdaile 10 boreholes have been drilled. Their exact locations are not known, but more probably not all of them were drilled in the Jurassic. A partial lithological log of well No. 5, the deepest well in the area, is preserved in the WDA office in Hargeisa. Its total depth is 296 ft, the recorded depth of the water level is 186 ft. The well was abandoned because a pump dropped into it. The partial log, from samples seen in WDP in Hargeisa, is as follows:

| | |
|-----------|---|
| 0 -100' | white to pinkish limestone |
| 100 -120' | arenaceous limestone |
| 120 -170' | no sample |
| 170 -180' | hard grey limestone |
| 180 -200' | coarse limestone (many secondary crystals of calcite) |
| 200 -230' | fine to medium coarse sand of the Adigrat formation. |

Water is reported to have been struck in sand at 234'. Six boreholes are reported to have been abandoned because of hard rock, three more were abandoned because of insufficient water or for "mechanical reasons". At present, only one well is working and is reported to yield little water.

Cretaceous. The basal Cretaceous overlying the Jurassic quite often consists of sand and argillaceous sandy beds, called Nubian Sandstone. In the plateau area the thickness of the Cretaceous suite is 300 - 350 m, but in the lowlands of the coastal area it may reach over 1,000 m. Both the Jurassic and the Cretaceous are largely preserved from erosion in the down-faulted areas with the basement. In the plateau it consists of a succession of sand and sandstone beds overlying the basement complex and is apparently in stratigraphic continuity with the Auradu limestone.

Cretaceous sediments were met in several boreholes drilled in Hargeisa, Gebile and Tug Wajale area. In Tug Wajale, 11 boreholes ranged from 202 to 435 ft, five were abandoned, were reported dry or yielded little water. Six were reported to have struck water, and of these the minimum reported yield was 180 GPH, the maximum 315 GPH. In recent years other boreholes were drilled, but no records exist of the latter. At present, there are only two working wells at Tug Wajale village, located on the bank of the river which marks the de facto boundary between Somalia and Ethiopia.

The lithological sequence in these drilled wells at Tug Wajale consists mainly of fine brown and yellow sandy clay, red sand, sand and pebbles in a clay matrix, and white quartz. In most wells, casing had to be driven down while drilling to stop caving in, and this caused a sealing-off of water-bearing horizons. Similar results were obtained in Hargeisa where, in attempting to solve the serious problem of the water shortage for the towns, the Nubian sandstone was tested. MacFadyan (1950) listed in his report 13 boreholes drilled at Hargeisa, 8 of which produced water. The deepest hole, 445', produced only 280 GPH. The maximum reported yield was 2,00 GPH from a 100' deep hole.

Deep boreholes were drilled in Hargeisa from 1958 to 1961; some of them were sunk to the basement in order to ascertain the total groundwater potential. The results were inconclusive. The maximum yield obtained is reported (Mason) to be 4,000 GPH: two boreholes, 1,100 and 960 ft deep, were dry. The successful boreholes proved to

be brackish (SO_4 600 ppm and Cl 1,200 ppm). Static water level is reported to be deeper than 700 ft.

The poor results obtained in Tug Wajale, Kalabeit and Hargeisa are due to the low permeability of the fine grained sediments of the Nubian sandstone. Furthermore, drilling difficulties, due to the unstable properties of this formation, did not permit normal development of the boreholes.

Tertiary and Quaternary formations. The possibility of extracting water from Tertiary formations is so far not known. Tertiary formations, both sedimentary and volcanic, are distributed mainly on the escarpment and on the lowland facing the Gulf of Aden. A few water wells were drilled in recent years in the Zeila-Bulhar Plain, for which no lithological logs are available.

MacFadyan (1950) reports that two wells were drilled in Silil in 1931 and 1939, in sands, pebble and sandy clay beds, and in coarse sandy clay layers of alluvial origin. The second well was sunk to 325', but "the hole plugged back to 225' and engine and pump installed. A pump test yielded an available supply of 1,200 GPH". Water was struck at 220'. Water quality is reported to be good.

MacFadyan (1950) also reports two wells drilled near Zeila, in 1931 and 1933. Wells Nos 1 and 2, drilled respectively to depths of 242' and 292', in spite of being less than 100 yards apart, gave surprising results: Well No. 1 was salty and No. 2 was dry. Well No. 2 had Zhyolite at a depth of 292' from the surface.

A water well located at 20 km ESE of Zeila was drilled through volcanic rocks. The area between the lava plateau and the coast is underlain by sediments of Quaternary age varying from fine silty sands to boulder beds. The thickness of these sediments is not known, but it appears to increase towards the coast. These sediments rest on the volcanic formation which extends at least locally as far as the coast (Stock). In areas near the coast, groundwater was struck at approximately sea level, showing a very flat gradient of the water table towards the sea.

Both the lava sheets and Quaternary sediments of the Zeila plain have not yet been fully investigated; furthermore, the hydrogeology of the large adjacent Zeila-Berbera plain is still almost unknown.

Recent alluvial deposits. Alluvial deposits are located and restricted along the river valleys. The physical character of these alluvial deposits, such as grain size, porosity, permeability, etc.,

TABLE N. 3

EXISTING BOREHOLES

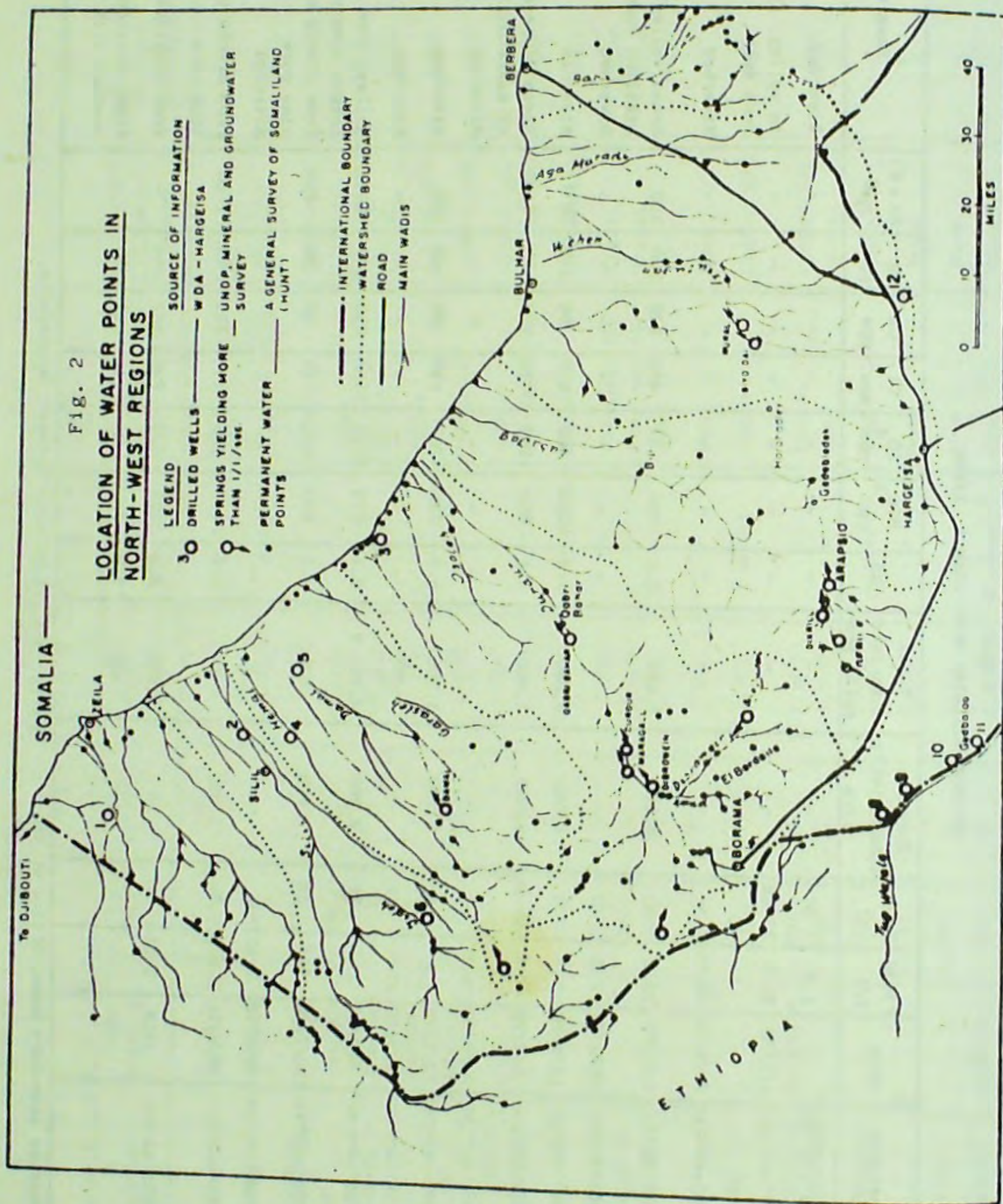
| Locality | District | Depth (ft) | Casing (in) | Output (gal/hour) | Water quality | Type of pump | Type of engine | Present condition |
|------------------|----------|------------|-------------|-------------------|---------------|----------------|----------------|-------------------|
| 1. Warabale | Seylac | 350 | 6 | 1,500 | - | None | None | - |
| 2. Sillil | Seylac | 300 | 6 | 1,400 | sweet | Electric Rotor | Slanzi | Fair |
| 3. Kalloleh | Luchaya | 274 | 6 | 1,500 | " | Edeco | Lister 6/1 | Poor |
| 4. Adad | Seylac | 470 | 6 | 1,500 | " | None | None | - |
| 5. Karroreh | Luchaya | 350 | 6 | 2,200 | " | Rotor | Slanzi | Fair |
| 6. Jidi | Seylac | 133 | 6 | 500 | " | Edeco | Lister 6/1 | Poor |
| 7. Gebile | Gebile | 60 | 6 | 1,500 | " | Morrison | Lister SR2 | Good |
| 8. Tug Wajale | " | 274 | 6 | 600 | " | Edeco | Lister 6/2 | Poor |
| Tug Wajale | " | 270 | 6 | 400 | " | Edeco | Lister 6/2 | Poor |
| 9. Eudka | " | 427 | 6 | 1,000 | semi-brackish | Edeco | Lister 6/2 | Poor |
| 10. Gedbalad 1 | " | 450 | 6 | 2,500 | " | Peerless 52 | Slanzi | Good |
| Gedbalad 2 | " | 462 | 6 | 2,500 | " | Peerless 52 | Slanzi | Good |
| Gedbalad 3 | " | 450 | 6 | 2,500 | " | None | None | - |
| 11. Kalabait | " | 348 | 6 | 200 ? | " | None | None | - |
| 12. Alibady | " | 648 | 6 | 1,200 | sweet | Edeco | Lister 5/1 | Poor |
| 13. Bebederwanak | Hargeisa | 650 | 6 | 1,500 | - | Edeco | Lister 5/1 | Poor |
| Bebederwanak | " | 655 | 6 | 1,500 | - | None | None | - |
| 14. Wada Makahil | " | 820 | 6 | 1,100 | sweet | None | None | - |
| 15. Gumar | " | 1,010 | 6 | 1,200 | " | None | None | - |
| 16. Salahaleh | " | 1,030 | 6 | 1,200 | - | None | None | - |
| 17. Daragodle | Berbera | 110 | 6 | 2,200 | sweet | None | None | - |

TABLE N. 4
SPRINGS YIELDING MORE THAN 1 l/sec

| Spring name | Coordinate | Date | Yield l/s | Temp. °C | Specific conductivity μ/cm | Total dissolved solids ppm | pH | HCO ₃ ppm | SO ₄ ppm | Cl ppm | Ca ppm | Mg ppm | Na + K ppm | Remarks |
|--------------------|-----------------|---------|-----------|----------|--------------------------------|----------------------------|-----|----------------------|---------------------|--------|--------|--------|------------|---------------------------------------|
| 1. Binendula | 10°09' - 45°08' | | 1.4 | 31 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | Riverbed |
| 2. Biyo Gura | 10°20' - 45°15' | 1/7/70 | 37.5 | 38-58 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | In valley, from gypsiferous rock |
| 3. Bugada (Ilkore) | 10°06' - 43°21' | 28/6/70 | 40-50 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | Riverbed |
| 4. Dainal | 10°34' - 43°23' | 2/7/70 | 13.2 | 31 | 2,375 | 1,616 | 7.1 | 586 | 67 | 482 | 128 | 116 | 198 | Broad valley from crystalline rock |
| 5. Dameryog | 10°28' - 43°05' | 26/6/70 | 2.6 | 32 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | Riverbed |
| 6. Barin | 10°02' - 45°10' | 12/6/70 | 3.2 | 31 | 4,060 | 2,280 | 6.8 | 1024 | 462 | 937 | 96 | 145 | 329 | Riverbed |
| 7. Dubar | 10°20' - 45°05' | 5/7/70 | 38.6 | 38-46 | 2,800 | 1,960 | 7.1 | 892 | 1193 | 710 | 128 | 29 | 1140 | Steep slope at the base of sandstone |
| 8. Dur Dur | 10°09' - 23°26' | 29/6/70 | 5.8 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | Riverbed |
| 9. Hul Xaboba | 10°03' - 45°06' | 12/7/70 | 5 | 31 | 1,240 | 1,300 | 6.9 | 780 | 207 | 197 | 80 | 68 | 101 | Riverbed |
| 10. Kabri Bahar | 10°19' - 43°42' | 2/7/70 | 37.5 | 32 | - | 1,500 | - | - | - | - | - | - | - | Riverbed |
| 11. Lafarug | 10°03' - 44°48' | 5/7/70 | 1.28 | 35 | 2,990 | 4,760 ? | 8.1 | 874 | 1172 | 1530 | 230 | 277 | 1092 | Valley, from jointed crystalline rock |
| 12. Lafanc rods | 10°00' - 45°11' | 12/7/70 | 6.8 | 33 | 920 | 648 | 7.1 | 683 | 121 | 71 | 64 | 38 | 213 | From cracks of crystalline rock |
| 13. Zaragale | 10°09' - 43°24' | 28/6/70 | 8-12 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | Riverbed |
| 14. Rural | 9°45' - 44°21' | 22/6/70 | 2.3-4.5 | 34 | 3,850 | - | 6.6 | 413 | 795 | 195 | 194 | 340 | 1280 | From cracks of crystalline rock |
| Biyodai | 9°55' - 44°20' | 1958 | 2.25 | - | - | 2,670 | 8.1 | 223 | 547 | 840 | 162 | 169 | - | From vesicular lava |
| Dibrawein | - | 1958 | - | - | 630 | 440 | 7.4 | 280 | 33 | 40 | 93 | 20 | - | From limestone at contact with basalt |

Source: Water resources inventory book, Office of the

"Mineral and groundwater Survey", Mogadiscio.



are quite heterogeneous, both along their longitudinal profile and in depth. The underground flow occurring in these valleys constitutes the most economical exploitable underground water resources of the Northwest Region. Annex I indicates the areas presently irrigated, using underground "tug" flow, and provision is made to extend their exploitation.

D - CONCLUSION

Groundwater potential in the basement complex is very poor. It may occur in single fissures or in a system of fissures, or in sheer, faulted and weathered zones. The amount of water that can be tapped varies greatly over a short distance. Due to these difficulties, proper criteria are needed to site, test and construct successful boreholes. Because of the low yield obtained from the crystalline basement rocks, water wells sunk in them may be used mainly for human consumption and for livestock.

The groundwater potential of the Jurassic limestone seems to be good. Proper studies are required to locate its water-bearing horizons. The study of the geometry of this aquifer is very important as the Jurassic limestone has been crossed by faults which have displaced it in grabens. Dibrawein spring is reported (Warden, 1960) to be emerging "along a faultly plain where Jurassic limestone abuts against impermeable gabbro". The basal Jurassic sandstone acts as the main aquifer drained by this spring.

Boreholes drilled in Cretaceous Nubian sandstone have shown that this formation is unstable; water quality is generally poor and water levels are rather deep. Extraction of water from the Cretaceous appears uncertain and uneconomical.

The small amount of information available on tertiary and Quaternary sedimentary and volcanic rocks in the coastal area is not sufficient to evaluate their groundwater potential and characteristics. Water quality problems may be encountered in drilling in the coastal area.

The best and easiest groundwater sources to exploit, so far known, appear to be the alluvial areas of the main tugs in their upper and intermediate sections. In these areas the sediments, recharged periodically by tug spates, may store a considerable quantity of fresh groundwater which could be used for irrigation.

The information regarding boreholes is scattered and often unreliable, most of it is contained in the report of MacFadyan(1950);

in past years, considerable borehole data has been lost or has not been collected. The information made available by the Water Agency to the author is reported in table 3. Borehole location is shown in Fig. 2.

Numerous springs have been inventoried in the Northwest Region, most of them located in the northwestern part of the region. Their utilization is often negligible as most of the water disappears a few meters from the source, in boulder and gravel filling the beds of river courses. At present only a very minor amount of water from this valuable source is used for agriculture. The location of springs yielding more than 1 l/sec is shown in Fig. 2; their chemical characteristics are reported in table 4.

A programme aiming at developing these interesting and promising cheap water sources which, in many cases, can be brought to users by gravity, is highly recommended. The first selection of the most interesting springs could be done from the existing inventory carried out by the UN Mineral and Groundwater Project. Additional information, however, is required on their regime before a plan for their full exploitation can be implemented.

Annex I

PRESENT IRRIGATION IN THE NORTH-WEST REGION

Background

1. The irrigation of small areas by means of pumps has started only in recent years. The Somali Government's policy is to help farmers by giving technical assistance and, in many cases, pumping equipment.

2. The main areas at present irrigated are in small alluvial valleys, at the headwaters of the main tugs, in the Hargeisa, Gebile, El Berdaile, and Borama areas. Most of the farms grow citrus fruits and vegetables.

Present Irrigation

3. All the currently irrigated areas receive water by pumping either from shallow hand-dug wells, or from springs. A typical well consists of a large excavation, up to 10 m in diameter, in the banks of tugs; water is pumped into the upper end of the main channel and then led by gravity over the farm.

Arapsiyo

4. In Arapsiyo most of the hand-dug wells are square-shaped, with sides from 1.50 m to 3.00 m. Depths range from 4 to 9 m. The top of each well is protected by a rim made by part of the excavated material, and a small stair usually connects the surface with the lower part, where a pump is installed. Only the bottom part of the well has a stone wall for protection.

5. Most of the wells are sunk in red sandy clay alluvial deposits which grade into coarse sands with gravel towards the bottom. Other wells, situated 400 to 500 m from the river bed are dug in the alluvial and weathered part of the Nubian sandstone, and are recharged by alluvial deposits. Well yields vary from place to place. Some 50 "gardens", varying in size from 1 to 2 ha, are reported to exist in Arapsiyo. The most common motor pumps are 2 to 2.5 hp.

Horohadley and Gedebile

6. Some farms are reported to exist in Horohadley on the Las Dorai tug, growing coffee, oranges, grapefruit, etc. Hand-dug wells are 4

to 5 m deep with diameters varying from 3 to 6 m. Because of the poor yield of these wells, most farmers have two pumps in two separate wells, which are pumped alternately, twice a day for 4 to 5 hours. The farmed areas are near the confluence of two tugs. The Gedebled citrus multiplication center and the adjoining farms also obtain water for irrigation from the tug bed by means of pumps.

Amhud

7. At Amhud, about 4 miles west of Borama, some 13 gardens are reported to be irrigated by pumps installed in hand-dug wells. These wells, 5 to 6 m deep, are not lined and often need to be cleaned out after heavy rains. They are excavated in sand, gravel and boulders with high permeability. In fact, only a small drawdown occurs while pumping. The two large waterholes in a farm at Amhud are equipped with two big pumps, with a 4" suction pipe and a 5.5 hp motor. They are reported never to dry out despite prolonged pumping and although they are only 10 m apart.

8. In Amhud, groundwater potential is good, but soil conservation works are urgently required, both to protect the existing farming area and to irrigate new areas.

Dibrawein and El Berdaile

9. The Dibrawein spring, reported to yield 100 l/s in the dry season and 1,500 l/s in the wet season, is at present only partly used for irrigation. Kat is the main crop. From the tug, water is diverted by a canal; a pump lifts the water from a lower to a higher canal.

10. The El Berdaile citrus farm is irrigated with perennial water from a minor tug. Water is led into a small pool where a low-capacity pump is installed. The yield of the permanent flow was 1 to 1.5 l/s at the time of the mission's visit. Small hand-dug open wells in the tug bed are also used for irrigation with small pumps.

BIBLIOGRAPHY

- HAWESS C.C., 1953 - "Irrigation Survey in Northern Somaliland" - Unpublished report.
- HENDRICKSON K.H., 1965 - "Study of Water Supply in the Region of Hargeisa: Burso Northern Somalia" - Unpublished report.
- HUMPHREYS & SON 1960 - "Hargeisa Water Supply Investigation" - Published in London.
- HUNT J., 1951 - "A general Survey of the Somaliland Protectorate" - Published in London.
- MACFAYDAN W.A., 1950 - "Water Supply and Geology of Parts of British Protectorate" - Published in London.
- MORGAN - "Tour Report on Surface Water Potential of Northern Regions" - Unpublished Report.
- STOCK - "Selected Borehole Sites, the western Areas, Somaliland Protectorate" - Unpublished report.
- WARDEN A.J., 1960 - "Outline Account of the Geology of the Proposed Dam Sites in the Degah Area, and on the Dibrawein in the Borama District" - Unpublished report.

INDAGINE PRELIMINARE SULLA POTENZIALITA' IDRICA DEI BACINI TORRENTIZI
SITUATI SULLA SINISTRA DELL'UEBI SCEBELI, TRA HALGEN E IL POZZO DI CEEL
GAL, E SULLE POSSIBILITA' DI REALIZZARE IN ESSI DELLE RISERVE D'ACQUA

FRANCESCHETTI B.

Istituto di Geologia dell'Università di Torino

ABDULKADIR S. DORRE

Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

1. PREMESSA (1)

Questa relazione si propone di fornire una valutazione di massima della potenzialità idrica dell'area situata sulla sinistra dello Shebeli, tra il villaggio di Halgen e il pozzo di Ceel Gaal (Togga Hiran), al fine di stabilire la possibilità di creare nuovi punti d'acqua e di realizzare delle riserve idriche, nonché di dare indicazioni sul tipo di interventi opportuni a tal fine.

Vengono presi in considerazione, da Sud a Nord, i bacini del Togga Ceel Dheer (Km² 400 circa) che la strada Bulu Burti-Beled Weyne taglia al villaggio di Halgen, del Togga Keli Karro Guudud (Km² 200 circa) che sbocca nella piana dello Schebeli presso il villaggio di Nuur Fanax, del Togga Qoryacaado e del suo affluente Qoryacaado Bid (Km² 670 circa) la cui conoide viene tagliata dalla carrozzabile all'altezza del Km 310, del Togga Hiran (Km² 460 circa) che sbocca nella piana dello Schebeli presso il pozzo di Ceel Gaal.

Si è ritenuto che per uno studio di fattibilità fosse necessario affrontare i seguenti problemi:

- Verifica della potenzialità idrica teorica dei singoli bacini.

(1) Per quanto riguarda le notizie di carattere strettamente geologico si rinvia alle pubblicazioni contenute nel volume 6° dei "Quaderni di Geologia della Somalia", U.N.S., Facoltà di Geologia, Mogadiscio 1982.

Per i riferimenti topografici contenuti nel testo si fa riferimento alla "Carta della Somalia" alla scala 1:100.000.

- Valutazione del rapporto afflussi-deflussi.
- Verifica delle cause della scomparsa del reticolo idrografico in corrispondenza ad un'ampia zona della parte centrale del bacino del Togga Qoryacaado, per evitare di considerare, nei calcoli, afflussi in pratica non utilizzabili.
- Criteri e possibilità di intervento.
- Riconoscimento della esistenza nei letti fluviali di condizioni naturali favorevoli alla costruzione di sbarramenti subalvei o superficiali.
- Verificato il sussistere di situazioni rispondenti al punto precedente, valutare quanto il trasporto solido potesse far aumentare lo spessore delle alluvioni negli alvei, preferendosi, per ragioni di depurazione delle acque, realizzare per quanto possibile riserve subalvee..

L'indagine si è basata, oltre che sulla analisi dei dati meteorologici e sulla loro elaborazione, sulla lettura dei fotomosaici alla scala 1:60.000 circa, consultati presso la WATER AGENCY, e su una serie di sopralluoghi (27-31 gennaio, 13-17 aprile, 4-8 maggio 1983). Da evidenziare che, in questo anno le piogge di aprile sono risultate piuttosto scarse.

2. ENTITA' E REGIME DELLE PRECIPITAZIONI E POTENZIALITA' IDRICA

I dati disponibili sono quelli relativi alla stazione meteorologica di Beled Weyne, forniti dal Ministero dell'Aviazione o ripresi da rapporti esistenti presso il Ministero della Pianificazione. I dati forniti dal Ministero dell'Aviazione coprono il periodo 1954-1982, quelli rinvenuti al Ministero della Pianificazione il periodo 1926-1977 (v. Tav. 1). Di questi ultimi, che per il periodo 1926-1958 si rifanno al volume di FANTOLI A. Contributo alla climatologia della Somalia, Ministero degli Affari Esteri, Cooperazione Scientifica e Tecnica, Roma), si sono utilizzati solo i dati relativi ai valori medi mensili calcolati per alcuni intervalli intermedi: 1926-1962, 1953-1967, 1968-1977, allo scopo di evidenziare il progressivo aumento delle medie delle precipitazioni fino agli anni '60 (v. Tav. 1). Va ricordato, però, che per il periodo 1940-1952 si hanno dei vuoti nella serie dei dati.

Il confronto degli anni comuni alle due serie mostra delle differenze, anche non trascurabili, a livello del singolo dato mensile. Esse, tuttavia, non appaiono nell'insieme tali da incidere in modo significativo sulle indicazioni necessarie per questa indagine di

massima.

L'analisi dei dati della Tab. 1, graficizzati nell'istogramma dell'allegato 1, evidenzia che in nessun mese dell'anno l'entità delle piogge è sufficiente a equilibrare il bilancio della evapotraspirazione potenziale così come proposto dal THORNTWHAITE, o quello della evaporazione reale annua previsto dal TURC. In talune annate la pioggia appare così scarsa, da non presentare in alcun mese valori di precipitazioni sufficienti a far superare neppure la soglia minima di aridità prevista da BAGNOULS & GAUSSEN ($P_{media\ annua}/2\ T^{\circ}C$ maggiore di 1). Ne deriva che il condizionamento imposto dai valori minimi delle precipitazioni va tenuto in giusta considerazione.

Altro elemento di vincolo è la distribuzione assai localizzata dei singoli eventi piovosi, per cui non è certo che il regime delle piogge di Beled Weyne sia fedele rappresentazione del regime delle piogge nei bacini studiati. La non contemporaneità degli eventi piovosi nei diversi impluvi, e talora la loro non uniforme distribuzione all'interno dello stesso impluvio, è stata verificata personalmente dagli scriventi. E' però ragionevole ritenere, data la concentrazione delle piogge nel tempo (Aprile-Maggio e Ottobre-Novembre), che i dati della stazione di Belet Weyne siano sufficientemente indicativi per le esigenze di questa analisi anche in tale senso.

Per concludere, le medie mostrano una evidente maggiore quantità di piogge nel periodo a cavallo degli anni '60 rispetto al periodo precedente; un riscontro del fatto su scala regionale potrebbe essere utile per stabilire se si tratta di un evento locale casuale o, non piuttosto, indicazione di ciclicità ad ampio periodo.

Nel grafico dell'allegato 2 è riportato il diagramma ombrotermico relativo alle due serie di dati prima ricordate. Dal confronto di questo grafico con la Tab. 1 sembra potersi dedurre la possibilità teorica (esclusa qualche annata eccessivamente secca) di poter aumentare le riserve idriche dei vari bacini captando opportunamente parte della pioggia caduta nei mesi umidi. Tali riserve potrebbero sopperire alle necessità domestiche e degli animali e, in parte, durante i mesi secchi delle stagioni di Agai e di Der (Giugno-Settembre) a limitate esigenze irrigue. Sarà così possibile saldare tra loro il periodo piovoso primaverile della stagione di Gu (Aprile-Maggio) a quello della stagione di Der (Ottobre-Novembre) e render meno difficili le condizioni di vita nella lunga stagione secca di Gilal (Dicembre-Marzo).

Il volume di precipitazioni che mediamente cade nei bacini considerati è stato suddiviso, per il Togga Qoryacaado, per sottobacini, perché all'interno di essi sono evidenti condizionamenti di natura lito-

logica e morfologica sullo sviluppo del reticolo idrografico e sul regime dei deflussi. I volumi dei solidi di pioggia calcolati per singoli bacini, e riportati nella Tab. 2, vanno quindi letti con una certa prudenza.

Il regime delle precipitazioni mensili e le condizioni fisiografiche locali portano, ad esempio; a considerare inesistente lo scorrimento superficiale negli alvei quando la piovosità mensile è inferiore ai 10 mm, a meno che non si tratti di intensi acquazzoni isolati che, proprio per questo, vedono i loro effetti perdersi all'interno dei bacini stessi. Quindi, escludendo le annate eccezionalmente piovose, si hanno letti praticamente in secca in tutti i mesi dell'anno tranne che in Aprile-Maggio e Ottobre-Novembre, e anche durante questi mesi lo scorrimento è limitato nel tempo.

3. RAPPORTO AFFLUSSI-DEFLUSSI

La valutazione del rapporto afflussi-deflussi, assieme a quello della entità del trasporto solido, è il problema più delicato di tutta l'indagine. Non esistono infatti indicazioni di portata, ma solo approssimate letture di altezza idrometrica in corrispondenza al ponte di Nuur Fanax; inoltre la ricordata irregolarità del regime degli afflussi non consente di utilizzare i valori medi mensili delle precipitazioni per valutazioni quantitative se non di larga massima. Altri motivi di indeterminatezza sono dovuti alla natura litologica del substrato, stratificato con giacitura suborizzontale, che a facies arenarie prevalenti nella parte superiore dei bacini (Formazione delle "Arenarie di Jesomma"), buoni acquiferi, contrappone facies carbonatiche con subordinate intercalazioni argillose e marnose nella parte medio-inferiore degli impluvi (Formazione dei "Calcari di Beledweyne" di ambiente lagunare), cattive come acquiferi.

Pure di nessun aiuto pratico sono apparse le formule empiriche per il calcolo della evapotraspirazione potenziale e reale. Col metodo del THORNTWHAITE, che utilizza il regime delle precipitazioni mensili, si ricava deficit in tutti i mesi dell'anno, perchè le precipitazioni cadute durante la stagione piovosa non riuscirebbero neppure a ricostituire la riserva idrica del suolo, prevista nel metodo come base per la valutazione del bilancio. Utilizzando la Formula di TURC relativa al bilancio annuo, risulta pure una evaporazione reale superiore al totale delle piogge cadute.

Da qualche Autore è stata utilizzata, sulla base di considerazioni diverse, la formula di TURC relativa alla evaporazione reale per

un periodo di 10 giorni. Essa però prevede la conoscenza delle precipitazioni medie per decadi calcolate su un arco di 22 anni. La già sotto-lineata scarsa indicatività delle medie per periodi brevi e l'assenza dei valori giornalieri delle precipitazioni necessari a permettere il calcolo delle medie decadiche rende inutilizzabile pur essa.

L'inapplicabilità delle suddette formule e l'affermazione del FANTOLI, nel volume citato, che nelle alluvioni e nel suolo poroso l'incidenza della evaporazione non va oltre m 1,5 di profondità, ha indotto gli scriventi a cercare delle indicazioni installando una rudimentale apparecchiatura presso la base del Programma Italiano per i profughi della Somalia Occidentale a Beled Weyne. Durante la escursione della metà Aprile 1983 venne interrato, lasciandolo sporgere per soli 10 cm, un ^{riempito} recipiente cilindrico del diametro di cm 56 ed alto circa 1,2 metri fino al livello del suolo con ghiaia e sabbia tratte dal letto del Togga Keli Carro Guudud. Al centro si pose un tubo di plastica forato così da poter leggere l'altezza dell'acqua all'interno del cilindro. Si saturò quindi d'acqua la ghiaia e si programmò una serie di letture successive, per periodi di durata crescente di 24 ore (1 giorno, 2 giorni, 3 giorni, ecc.). La quantità di acqua evaporata si ricavava misurando, alla fine di ogni periodo, il volume d'acqua necessario a risaturare d'acqua il cilindro.

Costruendo con questi valori un diagramma volume d'acqua immessa/ tempo si dovrebbe ricavare una curva di esaurimento, estrapolabile anche per profondità superiori all'altezza del cilindro. Il tubo di plastica forato, chiuso con un tappo, consentiva in ogni momento di valutare l'abbassamento del livello "freatico" dell'acqua contenuta nel cilindro.

Purtroppo l'insediamento di questa semplice apparecchiatura coincide con l'inizio della stagione piovosa, per cui non è stato possibile finora avere a disposizione una sufficiente serie di misure, anche in considerazione della necessità di permettere all'operatore di prendere dimestichezza con le misure. Le prime indicazioni sembrano evidenziare tempi di esaurimento relativamente rapidi, essendo stato misurato per un periodo di 8 giorni, il più lungo controllato, un abbassamento del livello "freatico" di 38 cm e una perdita di 15 litri d'acqua. Il dato collima con quanto constatato nelle alluvioni del letto del Togga Keli Carro Guudud, all'altezza della prima grande ansa che si incontra a monte della confluenza in esso del Togga Dabrimacad. Nel sopralluogo di maggio, quindi dopo l'evento piovoso citato più oltre cui si dovette l'interramento dei pozzi del villaggio di Ceel

Lahelay, le ghiaie del letto risultavano completamente asciutte per una profondità di 50 cm.

Per quanto riguarda la valutazione dei deflussi, in nessun corso d'acqua tra quelli considerati esiste una sezione di chiusura in cui siano in atto, o lo siano state in passato, misure di portata. Solo a Nuur Fanax, una persona anziana, ora invalida e non più in grado di operare, era stata incaricata di effettuare delle misure di altezza idrometrica con un'asta graduata, all'altezza del ponte che scavalca il Togga Keli Carro Guudud. In un suo registro risultavano annotati i seguenti dati:

- cm 150 il 10 Maggio 1976 (durata del regime di piena 10 ore).
- cm 80 il 15 Maggio 1980 (durata del regime di piena: alcune ore).
- cm 70 il 23 Maggio 1980 (durata del regime di piena: alcune ore).

Questi dati, anche se accettati con le riserve del caso, confrontandoli con quelli delle precipitazioni di Beled Weyne, confermano il significato locale degli eventi piovosi. Infatti a Beled Weyne, nel mese di Maggio 1976, le precipitazioni risultano nulle, mentre nel 1980 si sono misurati 43 cm di pioggia. Occorre però tener presente che non si conosce esattamente il punto in cui l'altezza idrometrica venne misurata, e in corrispondenza alla prima arcata del ponte di Nuur Fanax, il luogo apparentemente più ovvio, l'alveo appare sotto scavato, per cui una eventuale misura là fatta risulta superiore alla reale. Va però detto anche, che un giorno in cui gli scriventi poterono operare tranquillamente nella parte centrale del Togga Qoryacaado, nel contiguo bacino del Togga Hiran si verificò un violentissimo evento piovoso che causò, a valle del ponte di Ceel Gaal, un vero e proprio evento alluvionale. Non è quindi da escludere che il contrasto tra i dati di Nuur Fanax e Beled Weyne rispondano a situazioni effettive. Informazioni raccolte in loco, confermate per altro da persone degne di fede, dicono che a Nuur Fanax l'acqua può arrivare a toccare la soletta del ponte.

Il Togga Keli Carro Guudud mostra, infatti, al contrario del Togga Qoryacaado ad esso contiguo, un reticolo idrografico ben sviluppato e senza interruzioni, per cui l'acqua caduta nella parte superiore del bacino, purchè in quantità sufficiente a saturare le alluvioni del letto, non trova impedimenti a fluire fino al ponte di Nuur Fanax. In questo togga, nel sopralluogo del Maggio 1983 al villaggio di Ceel Lahelay (m 210), che si incontra a circa 10 Km da Nuur Fanax risalendo il torrente, si è avuto indicazione dai locali di 3 eventi piovosi dopo il nostro sopralluogo dell'Aprile: ma solo una volta

le piogge erano state così abbondanti da portare a scorrimento d'acqua nel letto, che qui mostra uno spessore di alluvioni non inferiore ai 4 metri al pozzo. Durante questo evento di piena il livello dell'acqua toccò i 90 cm nel punto più profondo. Nel Maggio esso era ancora documentato da due cordoni di escrementi di cammello accumulati sulle due sponde, che indicavano come l'alveo di piena avesse raggiunto una larghezza di 28 metri. Non fu trascurabile neppure il carico solido trasportato, perchè i due pozzi scavati nel subalveo all'altezza del villaggio e profondi circa 3 metri, ancora in funzione in Aprile, apparivano totalmente interrati così da dover essere riscavati. L'acqua che in Aprile era nel subalveo a 3 metri di profondità, nel Maggio, dopo questo evento, era risalita fino ad un metro dal letto.

Durante il sopralluogo di Aprile, per avere indicazioni sulla entità del trasporto solido e del volume dei deflussi, si sistemarono in corrispondenza a certe sezioni degli allineamenti di pietre di vario diametro (da 15 a 30 cm) colorate con vernice rosso-bruna. Uno di questi venne collocato nel Togga Keli Carro Guudud nella prima grande ansa, poco a valle della confluenza da destra di un piccolo torrente che drena l'area di Bargadheer. Per quel che riguarda i deflussi si ebbe la chiara indicazione che l'onda di piena che aveva colmato i pozzi di Ceel Lahelay, siti a 4 Km più a monte, qui era giunta molto attenuata, tanto che il livello dell'acqua non dovette superare i 50 cm per una larghezza d'alveo di 25 metri, nonostante l'evidente apporto del citato piccolo affluente di destra.

Ciò sembra in contrasto con l'evidenza di tracce di abbondante deflusso al ponte di Nuur Fanax, spiegabile ammettendo che il contributo del Togga Dabrimacad, affluente di sinistra del Togga Keli Carro Guudud circa 1 Km a valle dell'ansa citata, sia stato tutt'altro che trascurabile, come sembra avvalorare la morfologia del bacino da esso drenato. L'uso del condizionale è dovuto al fatto che in esso non è stato possibile alcun sopralluogo.

A valle della confluenza, il letto di piena, delimitato da nette rive in materiale argilloso e con un buon spessore di alluvioni nel subalveo di tipo ghiaioso-limoso, mostra al suo interno una successione di barre e di secche indicative di una portata di morbida caratterizzata da una corrente vagante all'interno del letto di piena e provvista di una certa capacità di trasporto e di erosione.

Più complessa si presenta la valutazione dei deflussi nell'ampio e articolato bacino del Togga Qoryacaado e in quello del suo affluente Togga Qoryacaado Bid. In questa area, pari a 670 Km² circa, vanno

distinti quattro settori:

- Il cono alluvionale compreso tra la carrozzabile per Belet Weyne e il piccolo Buur Lama Degaan, ove gli alvei dei due togga confluiscono. Esso si presenta come un'area di sovralluvionamento in cui gli apporti dei due torrenti si disperdono. Non si hanno indicazioni di pozzi scavati e i pochi abitanti sono costretti, per fare provvista d'acqua ed abbeverare le mandrie, a spingersi fino allo Schebeli.

- L'impluvio del Togga Qoriacaado Bid (Km² 66 circa) e la parte inferiore del bacino del Togga Qoryacaado (Km² 25 circa). A partire dal Buur Lama Degaan il Togga Qoryacaado Bid mostra, grosso modo fino al primo attraversamento della pista, un alveo delimitato da sponde alte fino a 3-4 metri e largo tra i 20-30 metri, con abbondanti alluvioni ghiaioso-sabbiose nel letto. Tra il primo e il secondo attraversamento della pista (circa 2 Km) l'alveo è ancora delimitato da rive alte in media più di 3 metri, ma il letto si allarga fino ad una cinquantina di metri. Questo secondo tratto, ove la coltre di alluvioni che ingombra il letto sembra di buon spessore, termina contro un gradino calcareo, a monte del quale l'alveo appare nuovamente alluvionato, ma con depositi di minor spessore (1-2 metri). Anche le rive sono più basse. Proseguendo oltre verso monte, i solchi di raccolta delle acque perdono via via di importanza fino a scomparire verso la testata del bacino, dove affiorano i calcari del substrato. La parte superiore del bacino dà infatti su un ampio spartiacque, morfologicamente appena accennato e mal riconoscibile per le pendenze trascurabili e la scomparsa del reticolo idrografico. Oltre esso si apre la parte centrale del bacino del Togga Qoryacaado, priva di tracce di circolazione superficiale. Un allineamento di pietre colorate in rosso-bruno, con diametro variabile tra i 15 e i 30 cm, venne sistemato nel mese di Aprile poco a monte del primo attraversamento della pista. Durante il controllo di Maggio quelle di minor diametro apparvero semisepolte, così indicando il passaggio di una ridotta lama d'acqua in grado di mobilizzare sul fondo solo sabbie e ghiaie fini.

Il tratto inferiore del contiguo Togga Qoryacaado è caratterizzato da un solco largo tra i 20-30 metri, delimitato da rive alte 3-4 metri scavate in argille e calcari detritici, talora poco cementati, porosi, con orizzonti più compatti, ben affioranti in corrispondenza del gradino di circa 4 metri che spezza il profilo fluviale poco a valle del punto in cui la pista attraversa il togga. L'allineamento di pietre colorate sempre con vernice rosso-bruna collocate circa 200

metri a valle del gradino, nel mese di Maggio appariva inalterato, così da indicare che in quel tratto non si aveva avuto alcun passaggio d'acqua. Proseguendo oltre, nello stesso sopralluogo, fino alla testata del bacino, ad incontrare il Togga Biyocasayr che si spinge ben addentro alla "Formazione di Jesomma", si osservano in essa tracce evidenti di notevoli deflussi idrici nel medesimo periodo. Riteniamo questa una buona prova a sostegno della affermazione che l'acqua caduta sulla testata dell'impluvio del Togga Qoryacaado, e drenata dalla parte superiore del Togga Qoryacaado propriamente detto, dal Togga Biyocasayr e dal Togga Untaraalow, si disperdano nella piatta fascia calcarea che caratterizza la parte centrale del bacino, così da non contribuire ai deflussi della parte terminale del reticolo del Togga Qoryacaado.

- Una fascia centrale diretta grosso modo N-S, larga tra i 6 e i 10 Km e quasi piatta, ove affiorano le facies calcaree della Formazione dei "Calcari di Beled Weyne." Essa è quasi priva di suolo e in sua corrispondenza scompare ogni traccia di reticolo idrografico. Avvicinandosi al limite di affioramento della Formazione delle "Arenarie di Jesomma", dove si disperdono le acque e gli apporti solidi dei togga che drenano le testate del bacino, i calcari appaiono coperti da una coltre di sabbie e limi via via più potente, anche più di tre metri. In queste sabbie residuali, dove la pista che viene dalla località Bacaroor incrocia una geotraversa diretta N70°E - S70°W, esiste una cisterna incementata con dimensioni 5 x 15 e profonda 3 metri. Essa era quasi completamente vuota nel Maggio al momento del sopralluogo, anche perchè i suoi bordi risultavano più alti della rete di piccoli canali che avrebbero dovuto convogliarvi acqua. La geotraversa venne seguita per qualche Km fino ad incontrare il Togga Biycasaray, oltre il quale non si potè proseguire, perchè le acque delle ultime piogge avevano eroso la pista. Ai suoi lati si vedevano però dei coltivi.

Nelle puntate all'interno del bacino fatte in giorni diversi si tentò di raggiungere la testata del Togga Qoryacaado propriamente detto, per verificare le informazioni dei locali che parlavano di un bacino scavato in cui l'acqua veniva raccolta, ma si dovette desistere perchè la pista scomparve. Da quanto visto nella testata del bacino del Togga Biyocasayr, che si apre nelle "Arenarie di Jesomma", l'informazione merita credito anche se per la verifica occorrerà prevedere un sopralluogo a piedi.

Nel bacino del Togga Hiran fu possibile un solo sopralluogo, che permise di risalire per una quindicina di Km il solco principale. Gli

alvei appaiono sempre larghi e profondi, e le alluvioni che occupano i letti, la presenza di continuità di reticolo idrografico anche in corrispondenza della fascia calcarea centrale, indicano il sussistere di abbondanti deflussi, del resto confermati dalla morfologia del letto all'altezza del ponte presso il pozzo di Ceel Gaal.

Non si potè, invece, per ragioni di tempo, effettuare sopralluoghi nel bacino del Togga Ceel Dhere, che sfocia nella piana dello Schebeli presso Halgen. Le indicazioni fornite dalla lettura dei fotomosaici permettono però di proporre una situazione confrontabile con quella del contiguo bacino drenato dal Togga Keli Carro Guudud.

Resta aperto il problema del rapporto afflussi-deflussi. L'assenza di dati quantitativi per la valutazione delle perdite, non consente calcoli basati su elementi di giudizio sicuri. Valutazioni di larga massima sui volumi di acqua potenzialmente cumulabili nei luoghi ove, come si accennerà oltre, esistono le condizioni per creare degli sbarramenti, portano a concludere che è sufficiente disporre del 10% degli afflussi medi per poter assicurare il riempimento dei bacini. Ne deriva che, pur sommando tutti gli elementi negativi, si tratta di una percentuale di afflussi così ridotta da non porre dubbi sulla possibilità di realizzare le riserve suddette.

Resta la questione delle perdite d'acqua per evaporazione da uno specchio libero. Valori calcolati da Autori diversi per la Somalia oscillano tra i 2000 e i 2400 mm annui. Va però considerato che nel nostro caso si avrebbero due riempimenti dei bacini: uno in Aprile-Maggio e uno in Ottobre-Novembre, per cui le perdite relative ad ogni riempimento non supererebbero in media i 1000 mm, con situazioni di maggior evaporazione nella stagione di Gilal e nelle annate più aride, quando oltretutto i riempimenti possono essere lacunosi. Va ricordato, d'altra parte, che si conta molto sulle riserve subalvee, che dovrebbero aumentare di anno in anno, dato che la costruzione di briglie e traverse a tenuta d'acqua favoriscono indubbiamente il deposito del carico solido trasportato dai torrenti e quindi un aumento dello spessore del materasso alluvionale nel loro letto.

4. CAUSE DELLA SCOMPARSA DEL RETICOLO IDROGRAFICO NELLA PARTE CENTRALE DEL BACINO DEL TOGGA QORYACAADO E INCIDENZA SUGLI AFFLUSSI.

La scomparsa del reticolo idrografico nella zona centrale del bacino del Togga Qoryacaado ha più di una motivazione. La presenza delle facies carbonatiche della Formazione di Beled Weyne a giacitura

suborizzontale fa pensare, come prima ipotesi, ad un assorbimento delle acque per carsismo. Colpisce però il fatto che questa fascia mostri una morfologia quasi pianeggiante, così da far pensare che si sia di fronte ad un gradino strutturale che raccorda il gradino delle "Arenarie di Jesomma" (a Est) al ripido bordo delle colline che dà sulla piana dello Scebeli, che appare profondamente inciso da un pettine di rii e torrenti in attiva erosione regressiva. Inoltre nei due bacini contigui del Togga Hiran, a Nord, e del Togga Keli Carro Guudud, a Sud, si osserva, nel primo, una situazione morfologica simile ma senza interruzione del reticolo idrografico principale e, nel secondo, l'evidenza di un bacino in attiva erosione.

Questo porta a pensare che il settore centrale pianeggiante del Togga Qoryacaado possa più probabilmente coincidere con una antica superficie di base locale (es. un glacis residuale), successivamente ringiovanita e poi intaccata da un processo di erosione rimontante, per ora attivo solo nella parte occidentale che guarda l'Uebi Shebeli. Si possono così spiegare i rapporti tra questo settore centrale e i togga (Biyocasayr, Unturaalow e Qoryacaado superiore) che vi disperdono le loro acque costruendo dei veri e propri coni di deiezione ove prevalgono, in assoluto, apporti di sabbia e limi. Si giustificano, in tal modo, anche i ridotti apporti alluvionali, constatati nel tratto terminale inferiore del Togga Qoryacaado, rispetto a quello valutabile per i togga Qoryacaado Bid e Keli Carro Guudud. Come conseguenza di fattori di dispersione all'interno del bacino delle acque cadute nella parte medio-superiore dell'impluvio, oltre all'assorbimento di tipo carsico, occorre considerare l'assorbimento da parte della coltre limoso-sabbiosa trasportata e abbandonata dai togga Biyocasayr, Unturaalow e Qoryacaado superiore.

Gli afflussi idrici propri della parte medio-superiore del bacino del Togga Qoryacaado inteso in senso lato sono quindi, a causa dei condizionamenti morfologici, litologici e strutturali, prudentemente da trascurare nella loro valutazione. I dati di campagna in nostro possesso non ci consentono, al momento attuale, di ipotizzare che parte dell'acqua assorbita per carsismo venga restituita in superficie più a valle. Per questo motivo, del Togga Qoryacaado si è tenuto conto, nelle valutazioni successive, solo degli afflussi relativi ai 25 Km² della sua parte prossima al Buur Lama Degaan; allo stesso modo e per lo stesso motivo si è ritenuto opportuno sottrarre, nel calcolo degli afflussi, 20 Km² della parte superiore alla superficie del bacino del Togga Qoryacaado Bid.

5. CRITERI E POSSIBILITA' DI INTERVENTO

Quanto esposto porta a considerare come opportune le seguenti linee di intervento.

- Areale di affioramento delle "Arenarie di Jesomma" alla testata del bacino del Togga Qoryacaado, inteso in senso lato.

In quest'area, dove il reticolo idrografico appare relativamente denso e il sopralluogo ha confermato il sussistere di una buona potenzialità idrica sottolineata anche da una certa agricoltura in atto, la presenza di una spessa coltre di depositi sabbioso-limosi suggerisce di creare delle riserve d'acqua, scavando delle conche in cui convogliare i surplus idrici delle stagioni piovose. Questo tipo di intervento, dando credito ai locali, sembra che sia già stato effettuato alla testata della parte superiore del Togga Qoryacaado che occupa la parte destra del bacino, dove però la mancanza di una pista percorribile non ci ha consentito di arrivare.

Interventi diretti sugli alvei, da quello che si è visto, non sembrano efficaci data la ridotta profondità dei solchi. Questo, assieme all'opportunità dello scavo di pozzi, è tuttavia un problema da considerarsi ancora aperto e risolvibile solo con altri sopralluoghi che consentano di penetrare più all'interno. Da quanto si è visto in loco, la sola fotointerpretazione, anche se strumento prezioso, non sembra in grado di rispondere a tutti i quesiti richiesti da una progettazione operativa, pur avendo a disposizione documenti a grande scala.

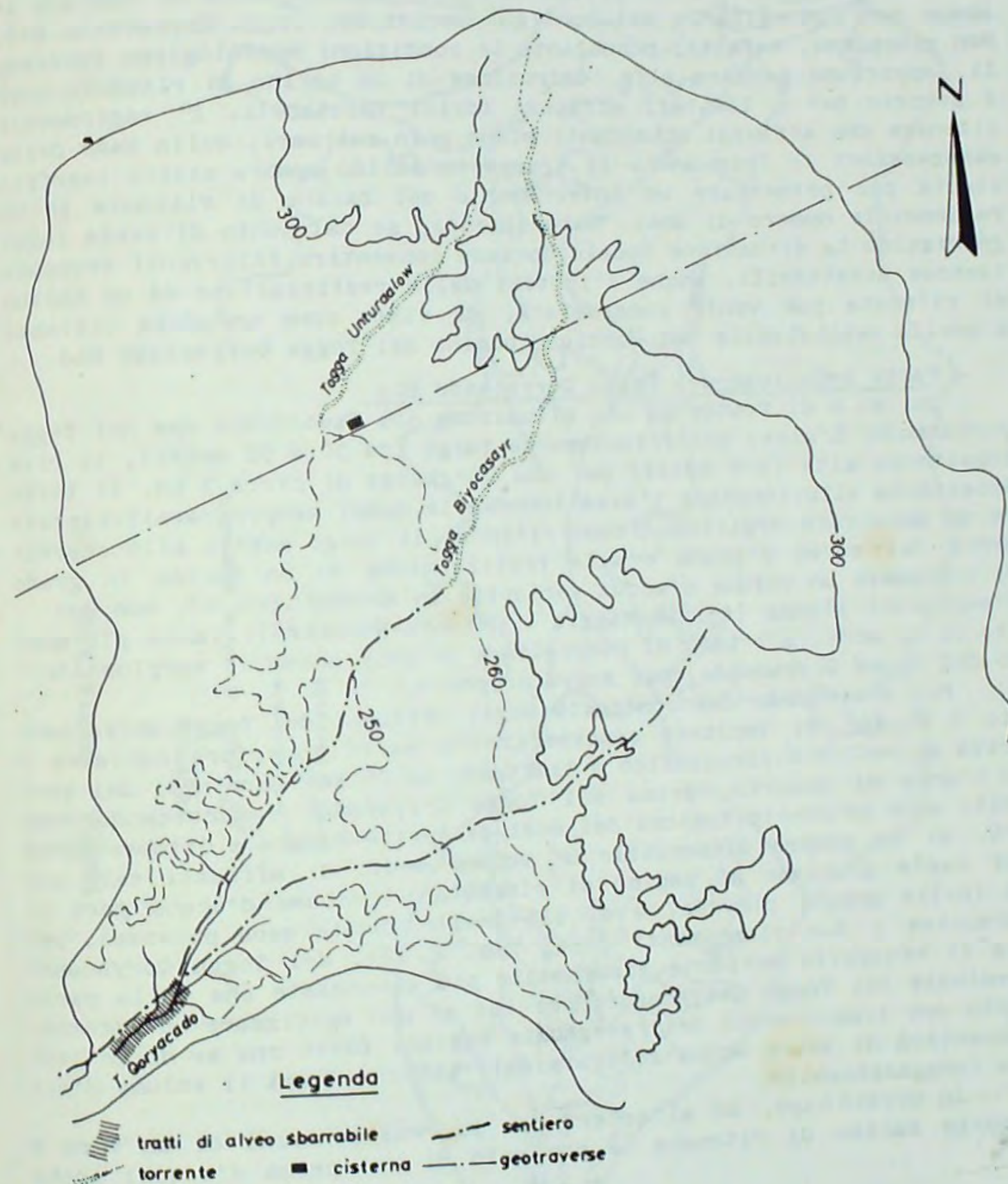
- Areale della parte centrale pianeggiante del bacino del Togga Qoryacaado.

Qui non sembra vi siano molte possibilità di intervento, se non nelle aree antistanti lo sbocco degli alvei dei togga che drenano la testata del bacino (Unturaalow, Biyocasayr, Qoryacaado superiore). Una rete di piccoli canali potrebbe convogliare il surplus idrico in cisterne opportunamente ubicate. La fattibilità del progetto sembra avvalorata dalla cisterna già esistente presso il gruppo di acal in località Bacaroor e sopra ricordata. Si tratterebbe di punti d'acqua molto utili per gli abitanti e gli animali; se utilizzati con parsimonia, essi potrebbero consentire un migliore sfruttamento delle possibilità pascolive della zona.

- Tratto terminale del Togga Qoryacaado (parte del bacino subito a monte del Buur Lama Degaan).

In questo tratto, dove l'alveo è infossato e largo, è possibile

TOGGA QORYACADDE



pensare alla costruzione di una traversa che consenta di captare le acque per convogliarle nel contiguo bacino del Togga Qoryacaado Bid. Non riteniamo, infatti, nonostante le condizioni morfologiche favorevoli, opportuno pensare alla costruzione di un bacino di ritenuta vero e proprio per i limitati afflussi idrici valutabili. E' ragionevole ritenere che afflussi abbondanti siano solo saltuari. Sulla base delle osservazioni in loco anche il trasporto solido sembra essere insufficiente per permettere un interrimento del bacino di ritenuta in un ragionevole numero di anni. Naturalmente, se dal punto di vista ingegneristico la situazione locale dovesse consentire interventi economicamente accettabili, anche l'ipotesi della realizzazione di un bacino di ritenuta può venir considerata, ma vista come un'opera abbinata a quella realizzabile nel contiguo bacino del Togga Qoryacaado Bid.

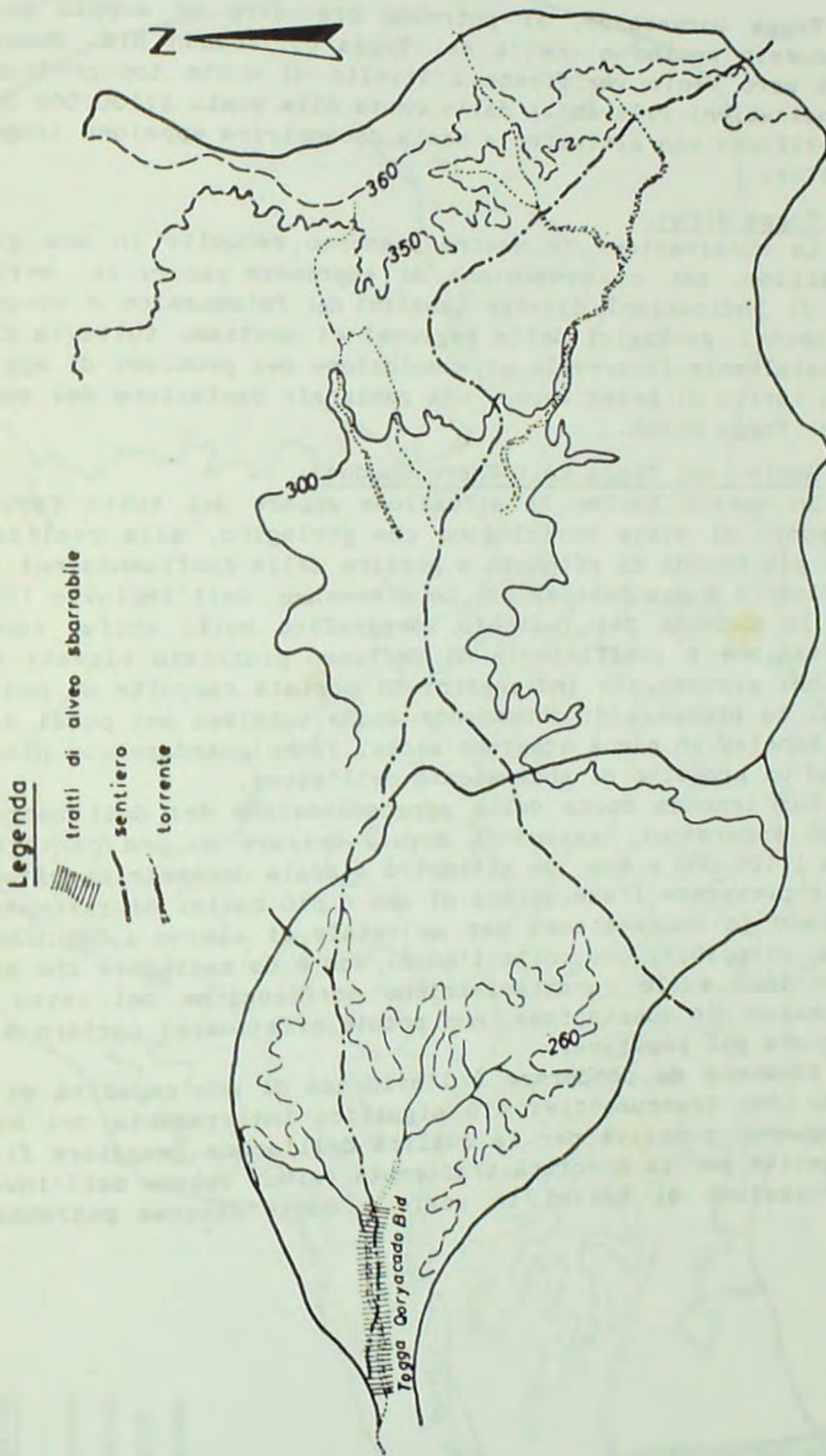
- Parte inferiore del Togga Qoryacaado Bid.

Qui si è di fronte ad una situazione più favorevole che nel Togga Qoryacaado. L'alveo sufficientemente largo (da 30 a 50 metri), le rive abbastanza alte (3-5 metri) per una lunghezza di circa 3 Km, il letto abbastanza alluvionato e l'area inondabile, quasi sempre caratterizzata da un substrato argilloso, fanno ritenere il luogo adatto allo sbarramento del corso d'acqua e alla realizzazione di un bacino in grado di contenere un volume d'acqua variabile in 400+500.000 m³, con due riempimenti l'anno (Aprile-Maggio e Ottobre-Novembre). Tanto più questo se si accetta l'idea di convogliare in esso anche il surplus idrico del Togga Qoryacaado, come sopra proposto.

Pur escludendo dal conteggio degli afflussi del Togga Qoryacaado Bid i 20 Km² di impluvio compresi nella parte superiore calcarea e priva di reticolo idrografico e limitando ai 25 Km² terminali del bacino l'area di apporto idrico del Togga Qoryacaado e accettando come utili solo le precipitazioni dei mesi di Aprile-Maggio e Ottobre-Novembre, si ha sempre disponibile un volume medio di afflussi tale per cui basta giungano al bacino di ritenuta un volume d'acqua pari al 5% (nelle annate piovose) e al 13% (nelle annate meno piovose), per garantire i due riempimenti (vedi Tab. n. 3). Nel Togga Qoryacaado Bid il trasporto solido è sicuramente più abbondante che nella parte terminale del Togga Qoryacaado, per cui si può ipotizzare un interrimento non trascurabile dell'eventuale bacino, fatto che se da un lato consentirà di avere acqua filtrata, dall'altro ridurrà il volume d'acqua immagazzinabile.

In questo caso, se si opterà per la realizzazione di un vero e proprio bacino di ritenuta (e non solo di una presa d'acqua) anche

TOGGA QORYACADO BID



nel Togga Qoryacaado, si potrebbe prevedere un doppio collegamento tra questo bacino e quello del Togga Qoryacaado Bid. Questa ipotesi dovrà però venir verificata a livello di quote topografiche, perchè le indicazioni rilevabili dalla carta alla scala 1:100.000 o attraverso verifiche con altimetro a scala decametrica appaiono troppo approssimative.

- Togga Hiran.

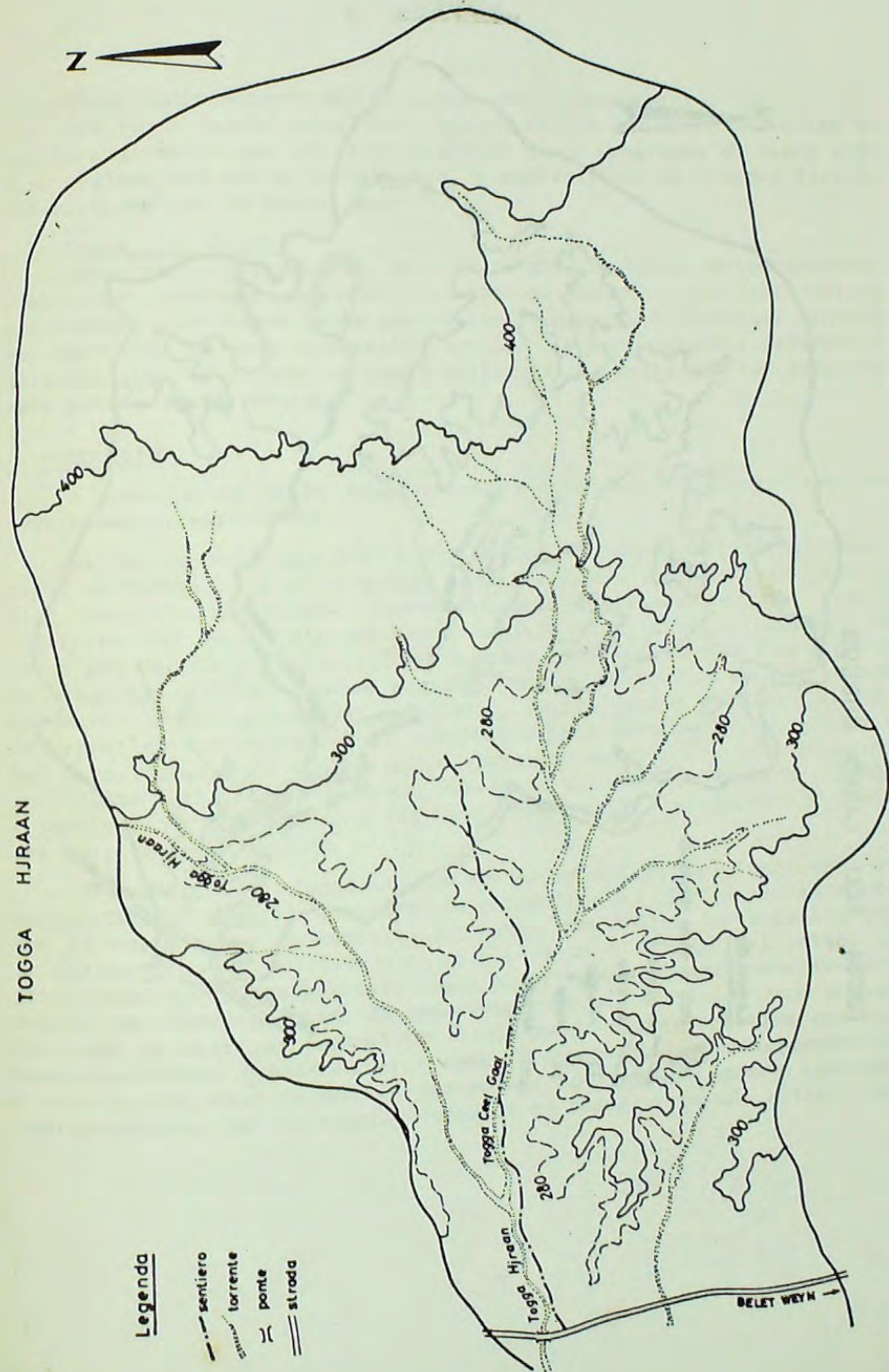
Le osservazioni in nostro possesso, raccolte in una giornata di sopralluogo non ci consentono di esprimere pareri in merito. Sulla base di indicazioni diverse (analisi del fotomosaico e conoscenza dei lineamenti geologici della regione) ci sentiamo tuttavia di definire potenzialmente favorevole alla soluzione dei problemi di approvvigionamento idrico di Beled Weyne, una razionale captazione dei surplus idrici del Togga Hiran.

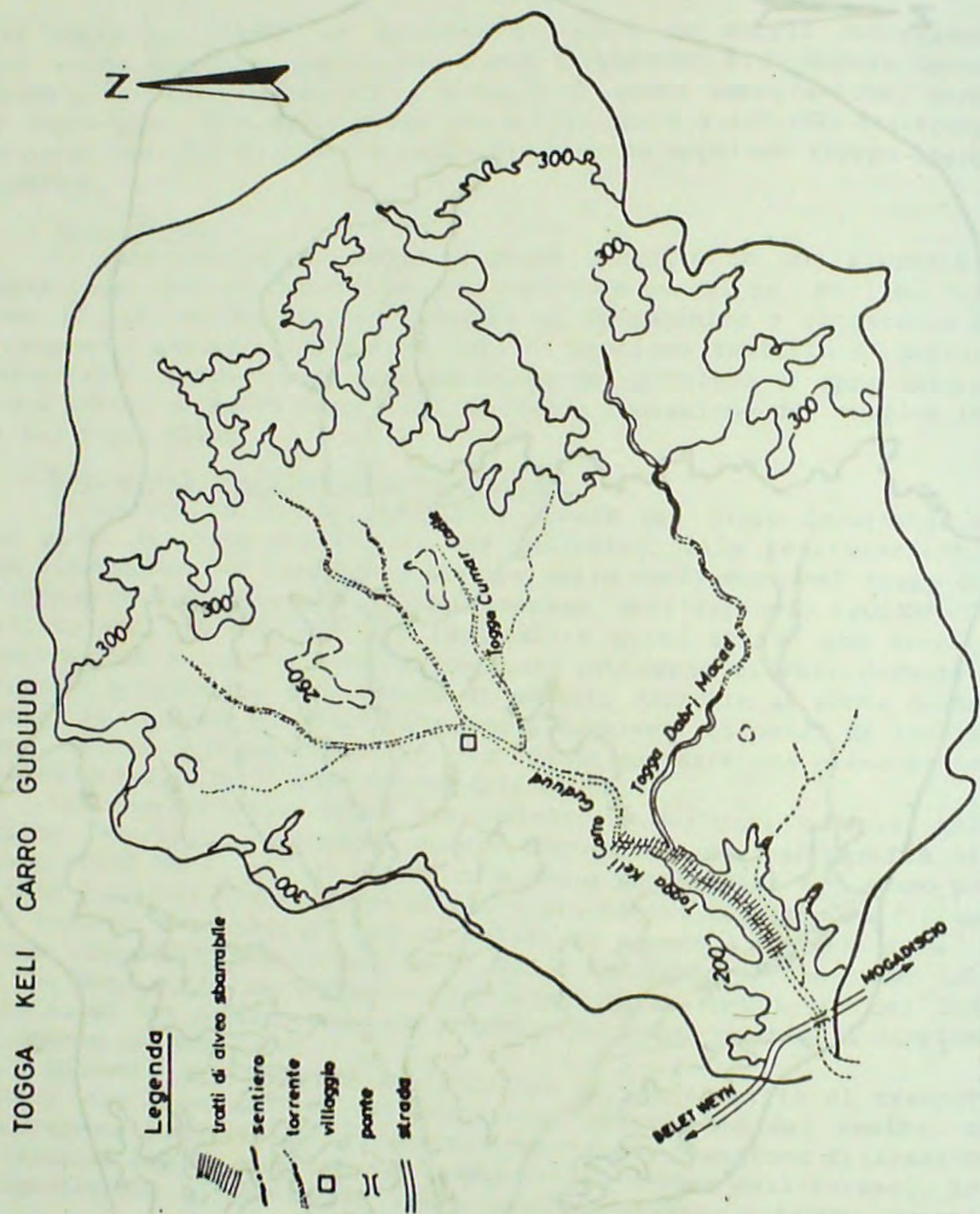
- Bacino del Togga Keli Carro Guudud.

In questo bacino la situazione appare del tutto favorevole, sia dal punto di vista morfologico che geologico, alla realizzazione di uno o più bacini di ritenuta a partire dalla confluenza nel togga dell'affluente Togga Dabrimacad. Le dimensioni dell'impluvio (200 Km² circa), la densità del reticolo idrografico molto attivo con tempi di corrivazione e coefficiente di deflusso piuttosto elevati durante le stagioni piovose, le indicazioni di portata raccolte al ponte di Nuur Fanax, la presenza di abbondante acqua subalvea nei pozzi di località Ceel Lahelay in piena stagione secca, fanno guardare con pieno ottimismo ad un progetto di sbarramento dell'alveo.

Pur tenendo conto della approssimazione dei dati raccolti nelle rapide escursioni, essendosi dovuto operare su una cartografia alla scala 1:100.000 e con un altimetro a scala decametrica riteniamo possibile prevedere l'esecuzione di uno o più bacini di ritenuta (in questo caso in successione) per un totale di almeno 1.000.000 di m³ di acqua, riempibili due volte l'anno. Non è da escludere che osservazioni in loco sulle caratteristiche morfologiche del letto del Togga Dabrimacad (in questa fase non potute effettuare) portino a conclusioni ancora più positive.

Elemento da ponderare è l'evidenza di una capacità di trasporto solido non trascurabile: ciò significa interrimento dei bacini, con conseguenze positive per la qualità dell'acqua (maggiore filtrazione) e negative per la quantità trattenuta (minor volume dell'invaso). La progettazione di bacini in serie a quote diverse potrebbe recepire





i vantaggi e minimizzare gli svantaggi dell'interramento.

Tra tutti quelli analizzati questo bacino è quello che offre le migliori garanzie per un esito positivo di un programma di opere atte alla regimazione delle portate e alla costituzione di riserve idriche sia subalvee che in bacini aperti.

- Togga Ceel Dhere.

Anche per questo bacino, allo stato attuale delle nostre osservazioni, non possiamo esprimere valutazioni motivate. Le osservazioni preliminari effettuate fanno però ritenere opportune ulteriori indagini, dato che in esso sussistono tutti i fattori naturali favorevoli alla possibilità di una razionale utilizzazione della sua non trascurabile potenzialità idrica.

6. CONCLUSIONI

A conclusione delle osservazioni e considerazioni sopra esposte esprimiamo il parere che:

- Nel bacino del Togga Keli Carro Gudud potenzialità idrica, situazioni morfologiche e litologiche, caratteristiche del reticolo idrografico indicano condizioni favorevoli alla realizzazione, nel tratto inferiore del corso d'acqua (vedi schizzo topografico allegato), di uno o più bacini di raccolta del surplus idrico che defluisce durante le stagioni piovose. Sembra possibile progettare opere ad esecuzione graduale, tecnologicamente semplici e relativamente economiche. Per la progettazione operativa si richiedono però altri sopralluoghi, sia dal lato topografico che da quello geologico-morfologico (es. indagini geofisiche sulla consistenza del materasso alluvionale che fa da letto) e idrologico (valutazione della evapotraspirazione potenziale e reale nel suolo e del trasporto solido).

- Nei bacini dei Togga Qoryacaado e Qoryacaado Bid (vedi schizzo topografico allegato) sembrano realizzabili dei bacini di ritenuta con la costruzione di semplici traverse, con nucleo impermeabile che si spinge fino ad attraversare la coltre di alluvioni del letto. La situazione morfologica locale degli alvei appare particolarmente favorevole, ma taluni problemi di approvvigionamento idrico portano a ritenere che le opere di captazione risulteranno più impegnative che nel caso precedente. Specie se si ritenesse opportuno il collegamento tra i due bacini, come da noi in precedenza ipotizzato. Appare comunque indispensabile, per la maggior complessità topografica, una rilevazione

topografica sufficientemente precisa e, soprattutto, una campagna idrologica per una adeguata valutazione dei deflussi, specie nel Togga Qoryacaado.

Per quanto riguarda le parti medie e superiori dell'impluvio del Togga Qoryacaado, prima di una progettazione operativa appaiono indispensabili ulteriori sopralluoghi per una valutazione dello spessore della coltre sabbioso-limosa che riveste parte del settore centrale calcareo, e per una presa di conoscenza diretta della morfologia della testata dei togga Unturaalow, Biyocasayr, Qoryacaado superiore, anche se quanto visto e quanto ricavato dalla lettura dei fotomosaici fanno ritenere possibile la realizzazione di invasi naturali per la raccolta del surplus idrico delle stagioni piovose.

BIBLIOGRAFIA

FAILLACE C., 1960 - Stato delle attuali conoscenze sulla geoidrologia della Somalia. "Riv. Agric. Subtrop. Trop". 54, 317-332,

FANTOLI A., 1960 - Le precipitazioni atmosferiche in Somalia - "Riv. Agric. Subtrop. Trop.", 54, 301-316

HUNT J.A., 1955 - Report on Geological Work carried out in connection with the proposed sub-surface dams, Hargeisa "Geol. Surv. Somaliland Prot.", Pamphlet 1,70, Westminster & Nairobi.

POZZI R., BENVENUTI G., 1979 - Studio geologico applicato e geofisico per dighe subalvee nel distretto del Nogal (Somalia Settentrionale) - "Mem. Sc. Geol.", 32, 33 pp.

POPOV A.P. & KIDWAI A.L., 1972 - Groundwater in Somali Democratic Republic. - U.N.D.P., Mineral & Groundwater Survey Project (Phase II), Mogadiscio.

WILSON G., 1958 - Groundwater Geology in Somalia. I.C.A. Mogadiscio.

TABELLA N. 1

DATI DELLA PIOVOSITA' IN mm DELLA STAZIONE DI BELETWEYN (Min. Aviazione)

| ANNO | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giug. | Lug. | Ago. | Set. | Ott. | Nov. | Dic. | Totale annuo |
|----------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|------------|--------------|
| 1954 | 0.0 | 1.0 | 1.0 | 32.0 | 5.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 26.8 | 29.5 | 0.0 | 95.9 |
| 1955 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 22.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 63.6 | 0.1 | 0.0 | 85.8 |
| 1956 | 0.0 | 0.0 | 1.0 | 46.8 | 74.4 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 47.5 | 17.4 | 14.8 | 202.3 |
| 1957 | 0.5 | 0.0 | 0.0 | 3.8 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 16.9 | 72.0 | 65.2 | 54.1 | 212.5 |
| 1958 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 70.0 | 35.0 | 0.0 | 1.0 | 0.0 | 0.0 | 28.4 | 6.4 | 2.0 | 142.8 |
| 1959 | 0.0 | 0.0 | 37.0 | 65.0 | 16.0 | 0.0 | 4.4 | 0.0 | 0.0 | 31.0 | 27.1 | 0.0 | 160.7 |
| 1960 | 0.0 | 0.0 | 29.0 | 62.9 | 45.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 62.5 | 7.4 | 0.0 | 208.7 |
| 1961 | 0.0 | 0.0 | 2.0 | 0.0 | 154.3 | 0.0 | 1.3 | 9.0 | 44.0 | 55.6 | 221.1 | 64.9 | 543.5 |
| 1962 | 0.0 | 0.0 | 13.6 | 88.2 | 107.4 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 14.4 | 22.3 | 0.0 | 0.0 | 245.9 |
| 1963 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 170.5 | 66.6 | 33.2 | 0.0 | 0.0 | 45.0 | 56.9 | 74.9 | 0.0 | 447.1 |
| 1964 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 72.2 | 148.2 | 0.0 | 0.0 | 9.6 | 0.0 | 32.3 | 1.5 | 2.2 | 266.0 |
| 1965 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 75.6 | 43.0 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 0.4 | 182.3 | 49.7 | 0.0 | 351.2 |
| 1966 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 46.5 | 31.8 | 5.6 | 0.0 | 0.0 | 1.0 | 79.0 | 0.0 | 0.0 | 165.9 |
| 1967 | 0.0 | 0.0 | 4.3 | 103.5 | 147.7 | 1.0 | 0.0 | 0.0 | 1.2 | 114.1 | 131.4 | 0.0 | 508.2 |
| 1968 | 0.0 | 0.0 | 18.0 | 129.2 | 13.8 | 145.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 100.7 | 118.2 | 18.0 | 543.2 |
| 1969 | 0.0 | 1.0 | 0.0 | 1.5 | 18.1 | 3.5 | 1.5 | 0.0 | 9.0 | 37.6 | 30.8 | 0.0 | 103.0 |
| 1970 | 0.0 | 0.0 | 2.5 | 134.9 | 123.1 | 0.0 | 10.0 | 0.8 | 0.0 | 133.8 | 0.0 | 0.0 | 405.1 |
| 1971 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 11.4 | 111.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 50.0 | 21.7 | 0.0 | 194.1 |
| 1972 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 104.5 | 171.4 | 12.6 | 1.6 | 0.0 | 47.1 | 127.7 | 40.6 | 0.0 | 505.5 |
| 1973 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 58.1 | 105.0 | 11.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 96.4 | 34.5 | 0.0 | 305.5 |
| 1974 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 17.6 | 39.5 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 1.4 | 0.0 | 0.0 | 58.5 |
| 1975 | 3.0 | 0.0 | 0.0 | 58.3 | 37.9 | 1.0 | 1.4 | 0.0 | 0.0 | 33.3 | 16.5 | 10.3 | 147.4 |
| 1976 | 0.0 | 0.0 | 23.0 | 116.4 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 5.4 | 0.0 | 43.3 | 4.3 | 192.4 |
| 1977 | 0.0 | 0.0 | 0.5 | 186.4 | 45.7 | 72.8 | 0.0 | 0.0 | 11.8 | 236.4 | 77.6 | 15.0 | 646.2 |
| 1978 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 1.5 | 64.2 | 0.0 | 19.0 | 0.0 | 0.0 | 210.5 | 0.0 | 7.5 | 302.7 |
| 1979 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 34.8 | 52.5 | 1.2 | 0.0 | 0.0 | 2.8 | 7.6 | 58.0 | 0.0 | 122.1 |
| 1980 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 2.8 | 43.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 5.0 | 50.6 | 15.0 | 0.0 | 116.4 |
| 1981 | 0.0 | 0.0 | 123.8 | 125.0 | 163.4 | 0.0 | 0.0 | 3.5 | 37.8 | 95.4 | 56.5 | 22.0 | 623.9 |
| 1982 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 81.7 | 73.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | - | - | - |
| Media | 0.1 | 0.1 | 9.1 | 63.6 | 65.5 | 9.9 | 1.4 | 0.8 | 8.0 | 64.0 | 40.9 | 8.2 | 280.0 |
| *Media 1926-52 | 0.2 | 1.0 | 6.5 | 50.1 | 67.8 | 6.6 | 4.1 | 2.8 | 9.4 | 53.9 | 15.4 | 1.8 | 227.9 |
| *Media 1953-67 | 0.2 | 0.1 | 4.8 | 68.4 | 70.7 | 11.9 | 0.5 | 1.3 | 8.2 | 69.1 | 40.1 | 7.3 | 271.8 |
| *Media 1968-77 | 0.3 | 0.2 | 3.1 | 83.8 | 81.5 | 24.8 | 0.6 | 0.5 | 8.0 | 85.4 | 36.7 | 3.8 | 353.6 |
| *Media 1926-77 | 0.2 | 0.6 | 5.3 | 61.8 | 71.2 | 11.6 | 2.38 | 1.9 | 8.7 | 64.3 | 26.6 | 3.8 | 264.7 |

* Dati rinvenuti al Ministero della Pianificazione

N.B. I dati mensili dei due documenti talora differiscono.

138,2
Media trim. dati Minist. Aviazione

131.1
Media trim. dati Minist. Aviazione

112.9
Media trim. dati Minist. Aviazione

TABELLA N. 2
VOLUMI DELLE PRECIPITAZIONI MEDIE IN $m^3 \times 1000$.

| VALORI CALCOLATI SUI DATI DEL MINISTERO DELLA PIANIFICAZIONE | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giug. | Lug. | Ago. | Set. | Ott. | Nov. | Dic. | ANNO mm 264.7 |
|--|--------|--------|--------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|------------------|
| | mm 0.2 | mm 0.6 | mm 5.3 | mm 61.8 | mm 71.2 | mm 11.6 | mm 2.4 | mm 1.9 | mm 8.7 | mm 64.3 | mm 26.6 | mm 3.8 | |
| TOGGA CEL DHEER Km^2 400 ca. | 80 | 240 | 2120 | 24720 | 28480 | 4640 | 960 | 760 | 3480 | 25720 | 10640 | 1520 | 105.880 |
| TOGGA KELI CARRO GUDUUD Km^2 200 ca. | 40 | 120 | 1060 | 12360 | 14240 | 2320 | 480 | 380 | 1740 | 12860 | 5320 | 760 | 52.940 |
| TOGGA HIIRAN Km^2 460 ca. | 92 | 276 | 2438 | 28428 | 32752 | 5336 | 1104 | 874 | 4002 | 29578 | 12236 | 1748 | 121.762 |
| sottobacino A Km^2 66 ca. | 13 | 40 | 350 | 4079 | 4699 | 766 | 158 | 125 | 574 | 4244 | 1756 | 251 | 17.470 |
| sottobacino B Km^2 125 ca. | 25 | 75 | 663 | 7725 | 8900 | 1450 | 300 | 238 | 1087 | 8037 | 3325 | 475 | 33.087 |
| sottobacino C Km^2 151 ca. | 30 | 91 | 800 | 9332 | 10752 | 1752 | 362 | 287 | 1314 | 9709 | 4017 | 574 | 39.970 |
| sottobacino D Km^2 328 ca. | 66 | 197 | 1738 | 20270 | 23354 | 3805 | 787 | 623 | 2854 | 21090 | 8725 | 1246 | 86.822 |
| sottobacini A+C Km^2 217 ca. | 43 | 130 | 1150 | 13411 | 15450 | 2517 | 521 | 412 | 1888 | 13953 | 5772 | 825 | 57.440 |
| sottobacini B+C+D Km^2 604 ca. | 121 | 362 | 3201 | 37327 | 43005 | 7006 | 1450 | 1148 | 5255 | 38837 | 16066 | 2295 | 159.879 |

| VALORI CALCOLATI SUI DATI DEL MINISTERO DELL'AVIAZIONE | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giug. | Lug. | Ago. | Set. | Ott. | Nov. | Dic. | ANNO mm 280.0 |
|--|--------|--------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|------------------|
| | mm 0.1 | mm 0.1 | mm 9.1 | mm 63.6 | mm 65.5 | mm 9.9 | mm 1.4 | mm 0.8 | mm 8.0 | mm 64.0 | mm 40.9 | mm 8.2 | |
| TOGGA CEL DHEER Km^2 400 ca. | 40 | 40 | 3640 | 25440 | 26200 | 3960 | 560 | 320 | 3200 | 25600 | 16360 | 3280 | 112.000 |
| TOGGA KELI CARRO GUDUUD Km^2 200 ca. | 20 | 20 | 1820 | 12720 | 13100 | 1980 | 280 | 160 | 1600 | 12800 | 8180 | 1640 | 56.000 |
| TOGGA HIIRAN Km^2 460 ca. | 46 | 46 | 4186 | 29256 | 30130 | 4554 | 644 | 368 | 3680 | 29440 | 18814 | 3772 | 128.800 |
| sottobacino A Km^2 66 ca. | 7 | 7 | 601 | 4198 | 4323 | 653 | 92 | 53 | 528 | 4224 | 2699 | 541 | 18.480 |
| sottobacino B Km^2 125 ca. | 12 | 12 | 1137 | 7950 | 8187 | 1237 | 175 | 100 | 1000 | 8000 | 5212 | 1025 | 35.000 |
| sottobacino C Km^2 151 ca. | 15 | 15 | 1374 | 9604 | 9890 | 1495 | 211 | 121 | 1208 | 9664 | 6176 | 1238 | 42.280 |
| sottobacino D Km^2 328 ca. | 93 | 33 | 2985 | 20861 | 21484 | 3247 | 459 | 262 | 2624 | 20992 | 13415 | 2690 | 91.840 |
| sottobacini A+C Km^2 217 ca. | 22 | 22 | 1974 | 13801 | 14214 | 2148 | 304 | 174 | 1736 | 13888 | 8875 | 1779 | 60.760 |
| sottobacini B+C+D Km^2 604 ca. | 60 | 60 | 5496 | 38414 | 39562 | 5980 | 846 | 483 | 4832 | 38656 | 24704 | 4953 | 169.120 |

I dati sono calcolati sulla base dei valori della Tabella n. 1.

PRIMI RISULTATI SULLE ANALISI CHIMICO-FISICHE E MINERALOGICHE DELLE
"MARNE DI BUR GOURA" (SOMALIA CENTRALE)

GENEVOIS R.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Roma

OSMAN MOHAMED M.

Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

INTRODUZIONE

La mancanza di materiali da costruzione attualmente utilizzati nell'edilizia pubblica e privata in Somalia ha spinto i ricercatori dell'Università Nazionale Somala, in collaborazione con i docenti dell'Università degli Studi di Roma, ad effettuare alcuni studi sui terreni affioranti nella regione del Benadir e nei suoi dintorni, con lo scopo di reperire materie prime utili al processo di industrializzazione del Paese.

In particolare si è voluto con la presente ricerca studiare la possibilità di rinvenire materiali idonei alla produzione di cemento, che mancano totalmente nella Somalia centrale e meridionale.

Gli unici affioramenti di materiali probabilmente adatti a tale scopo sono stati rinvenuti nella regione di Belet Uen, cioè a circa 260 Km da Mogadiscio, nell'area di Bur Goura.

Le formazioni affioranti nei dintorni di Belet Uen, costituite dalla serie marina mesozoica, sono rappresentate da calcari, marne e gessi; mentre le formazioni essenzialmente carbonatiche non risultano adatte allo scopo, le marne sono spesso inquinate da gessi sia singene tici (formazioni evaporitiche) che di neoformazione a seguito della

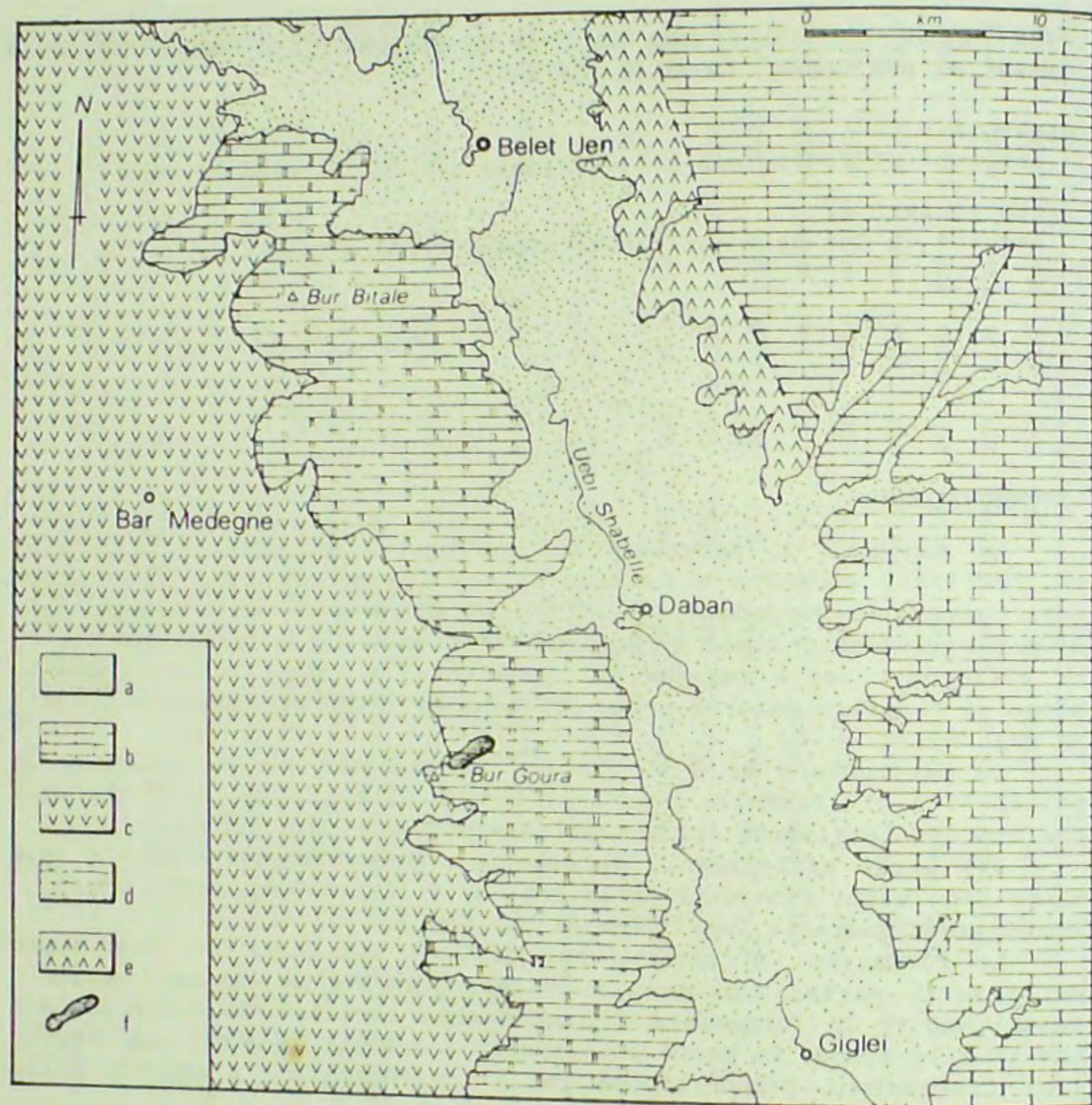


Fig. 1 : Carta geologica schematica della regione di Belet Uen.
 (a)- Alluvioni dell'Uebi Scebeli; terre rosse; detriti; sabbie eoliche (Quaternario). (b)- Calcari di Belet Uen (Cretaceo).
 (c)- Calcari e marne con gessi di Ferfer (Cretaceo). (d)- Calcari detritici e marne di Mustahil (Cretaceo). (e)- Formazione Selenitosa Principale (Giurassico). (f)- Area di campionamento.

percolazione di acque ricche di solfati provenienti dalle formazioni soprastanti.

Le "Marne di Bur Gourà", appartenenti alla formazione di Mustahil non apparivano, almeno a vista, inquinate da gessi: esse sono state quindi campionate, anche se in via di massima su di un'area piuttosto vasta.

Gli studi effettuati sui campioni prelevati ed eseguiti in collaborazione presso l'Istituto di Geologia di Roma, sono consistiti essenzialmente nell'analisi della composizione chimica e mineralogica, senza trascurare le proprietà fisiche e meccaniche generali, completano in tal modo il quadro delle caratteristiche proprie di questi terreni.

CARATTERI GEOLOGICI GENERALI

L'area di Bur Gourà è situata in destra idrografica dell'Uebi Scebeli ed è caratterizzata dagli affioramenti della serie marina mesozoica.

In Fig. 1 è riportata una cartina geologica schematica della regione compresa tra Belet Uen a Nord e Giglei a Sud: le formazioni sedimentarie mesozoiche si susseguono in fasce progressivamente più giovani da Est verso Ovest, iniziando dal Giurassico medio-superiore ("Formazione Selenitosa Principale") e terminando con l'Eocene medio-inferiore ("Serie di Belet Uen"). La valle dell'Uebi Scebeli è colmata da depositi fluviali, a volte misti a detriti di falda ed a terre rosse (Pleistocene-Attuale).

Le marne analizzate appartengono alla Formazione di Mustahil, costituita da un'alternanza di calcari, marne ed argille di età Barremiano-Cenomaniano.

Gli affioramenti sono rappresentati da monoclinali immergenti ad Est e/o Nord-Est, che costituiscono una serie di piccoli rilievi emergenti su di una piana vasta diverse decine di Km².

CARATTERISTICHE FISICO-MECCANICHE

I campioni prelevati sono stati analizzati in laboratorio per la determinazione dei principali parametri caratterizzanti il comportamento generale di tali terreni.

Nella Tab. N. 1 sono riportati i valori medi dei parametri fisici e meccanici così individuati.

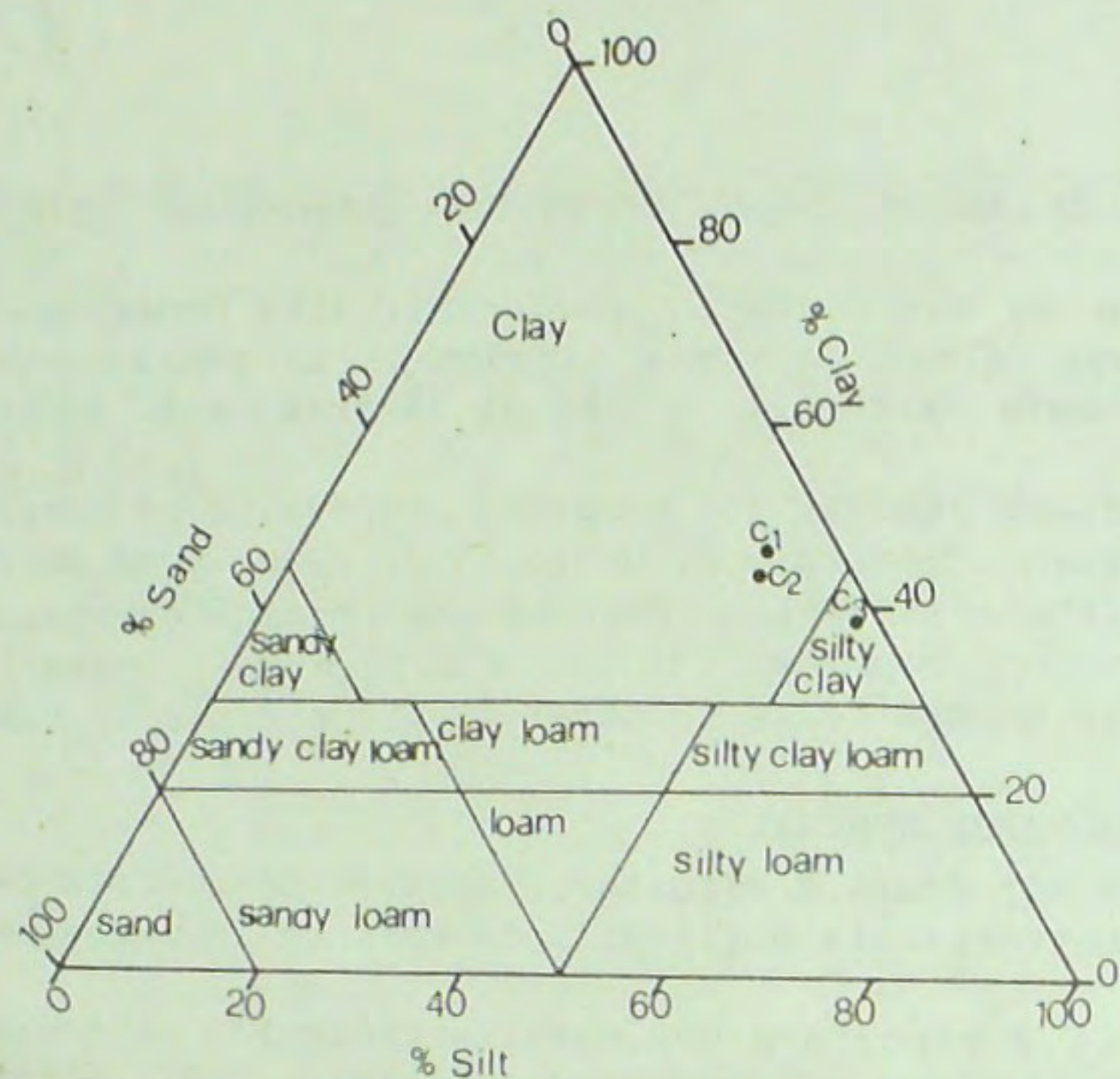


Fig. 2 : Classificazione granulometrica triangolare secondo l'U.S. Bureau of Public Roads.

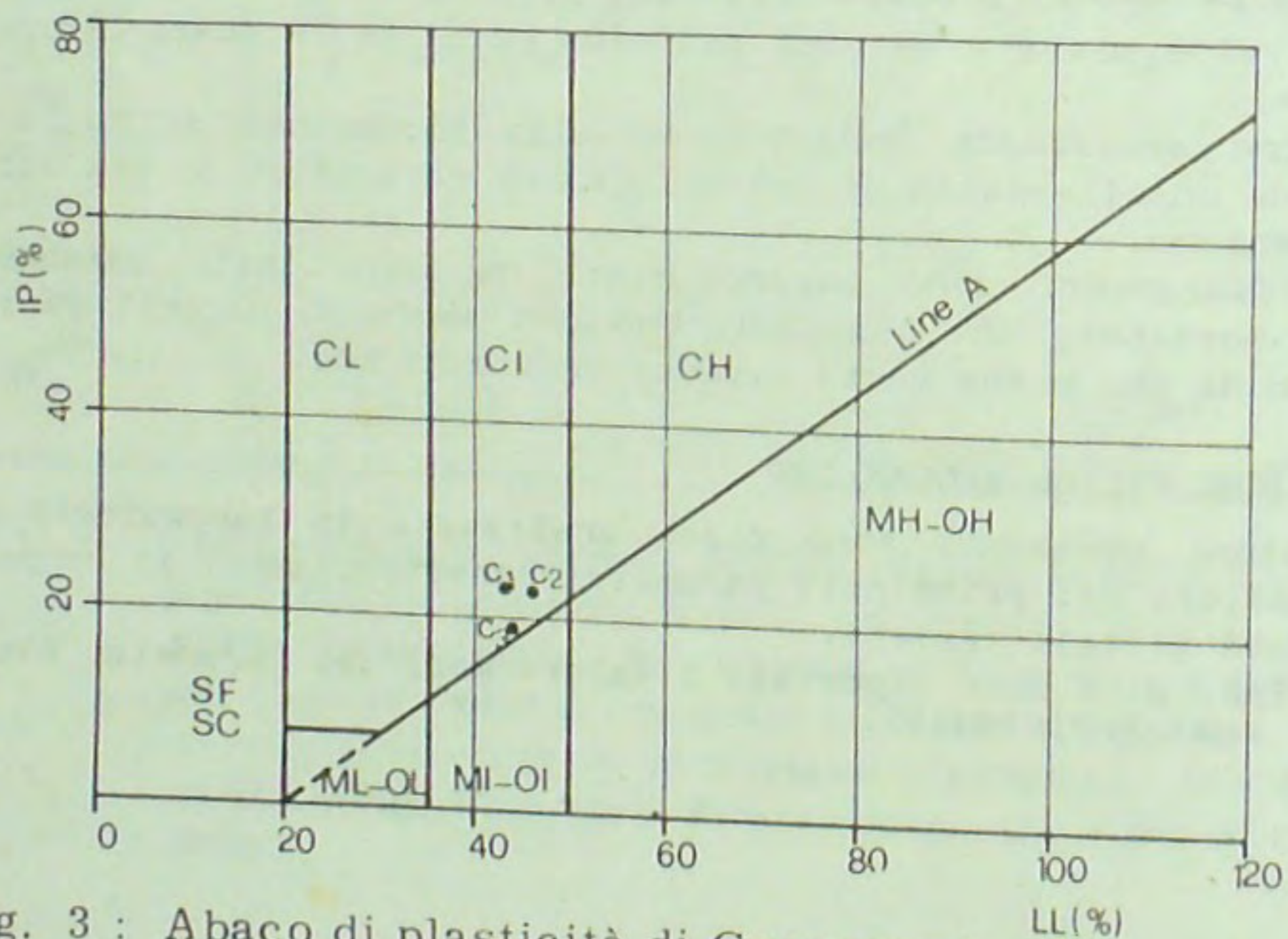


Fig. 3 : Abaco di plasticità di Casagrande. I campioni esaminati rientrano nel campo CI (argille inorganiche di media plasticità).

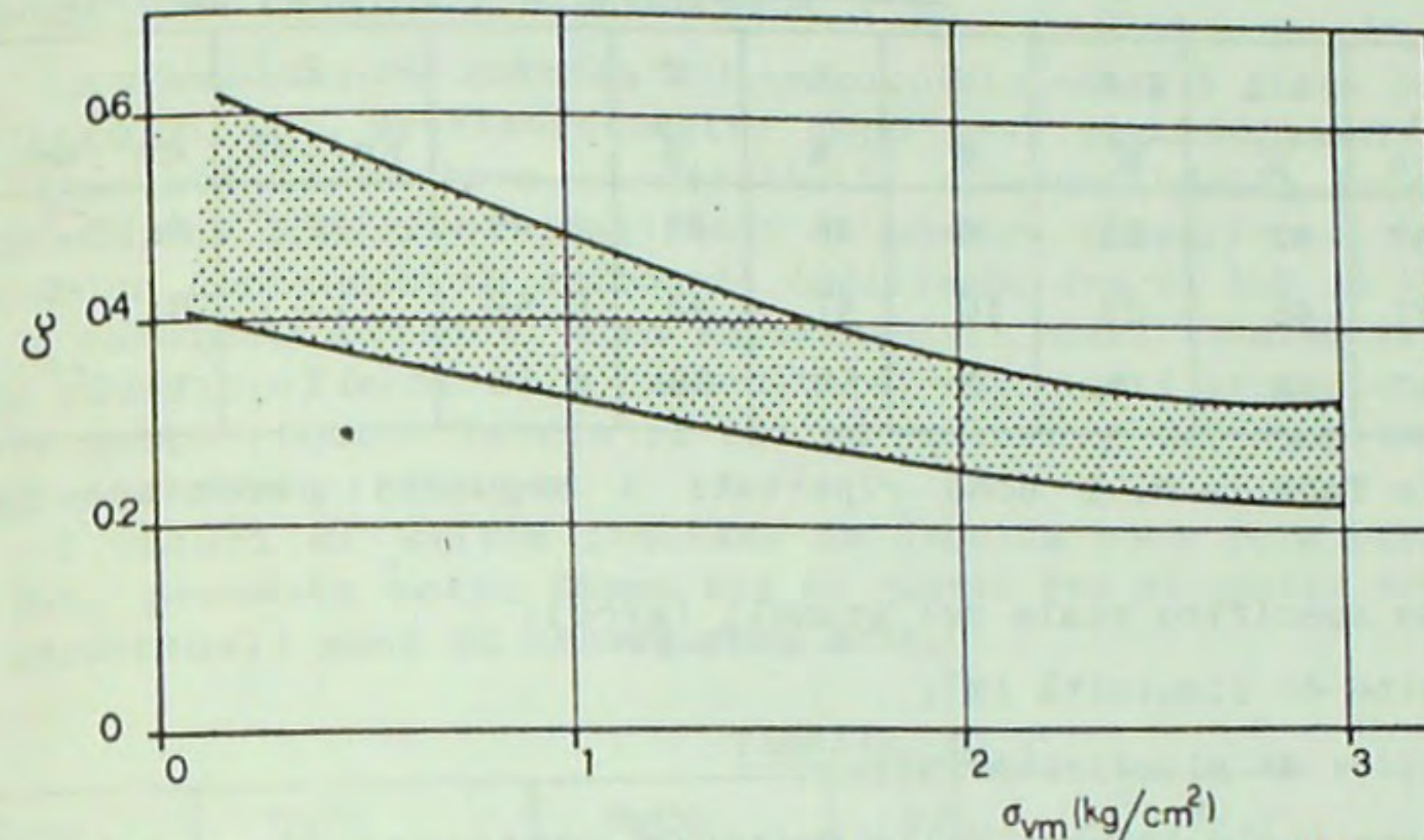


Fig. 4 : Campo di variabilità dell'indice di compressibilità C_c in funzione della pressione media applicata durante la prova di consolidazione edometrica.

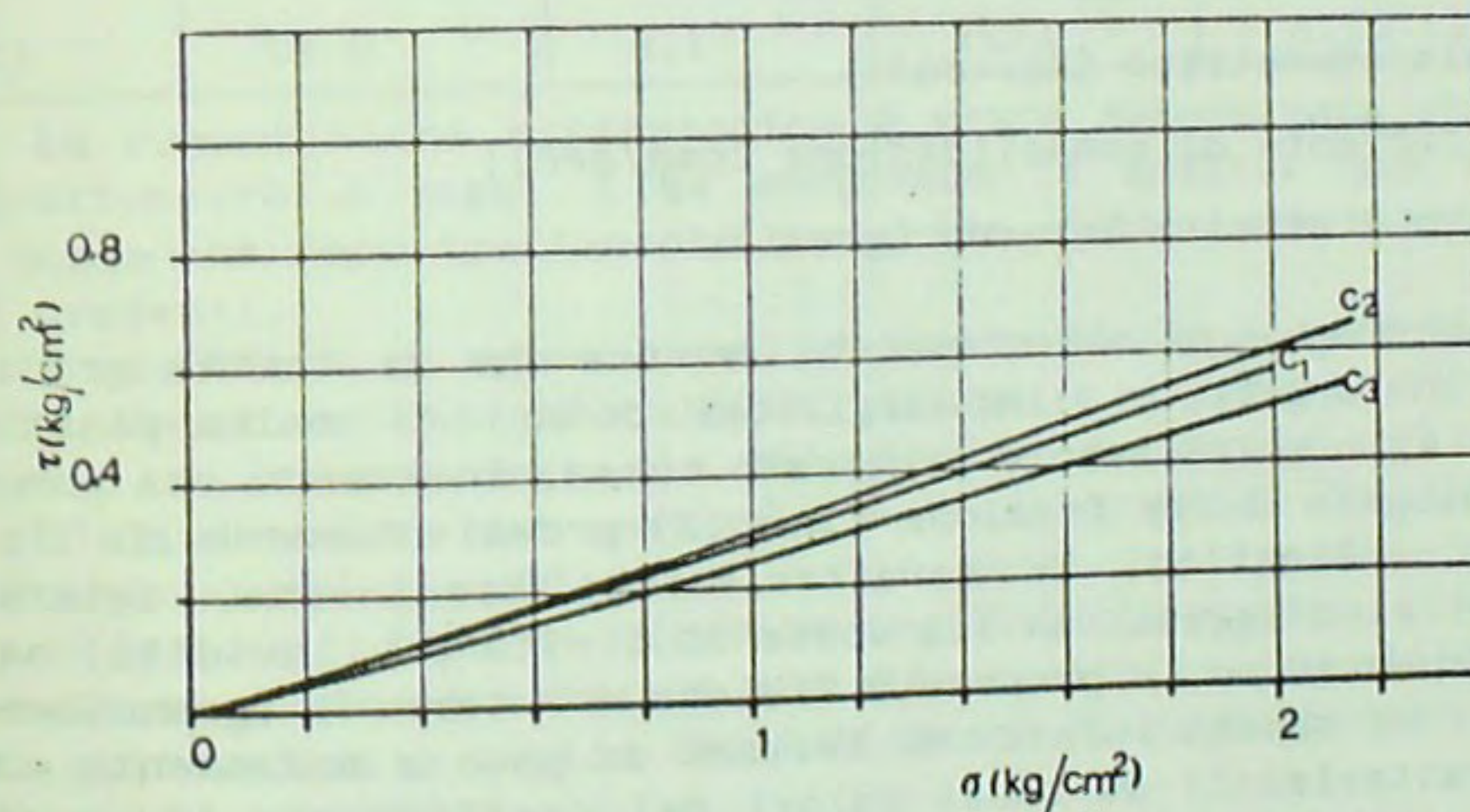


Fig. 5 : Prove di taglio diretto alla scatola di Casagrande del tipo consolidato non drenato, eseguite su campioni rimaneggiati: andamento della resistenza al taglio (τ) in funzione della pressione normale (σ).

Tabella N. 1

| Camp. n. | γ_s g/cc | L.L. % | I.P. % | S % | L % | C % | A | E Kg/cmq | c_v cm ² /sec | φ |
|----------------|--------------------|-----------|-----------|--------|--------|--------|------|-------------|-------------------------------|-----------|
| C ₁ | 2.67 | 43 | 23 | 8 | 46 | 46 | 0.49 | 12 | 6x10 ⁻⁵ | 16 |
| C ₂ | 2.71 | 46 | 23 | 10 | 47 | 43 | 0.52 | 13 | 8x10 ⁻⁵ | 17 |
| C ₃ | 2.67 | 44 | 19 | 3 | 59 | 38 | 0.50 | 17 | 1x10 ⁻⁴ | 14 |

Nella Tabella N. 1 sono riportati i seguenti parametri fisici e meccanici:

γ_s : peso specifico reale dei granuli (g/cc);

L.L. : limite di liquidità (%);

I.P. : indice di plasticità (%);

S : percentuale in peso della frazione sabbiosa;

L : percentuale in peso della frazione limosa;

C : percentuale in peso della frazione argillosa;

A : indice di attività;

E : modulo edometrico (Kg/cmq);

c_v : coefficiente di consolidazione (cmq/sec);

φ : angolo d'attrito interno (gradi).

L'esame comparato dei risultati mostra che si tratta granulometricamente di argille e limi argillosi dotati di media plasticità. L'attività (A) risulta sempre piuttosto bassa, indicando una composizione mineralogica della frazione fine (2) prevalentemente di tipo illitico e/o caolinitico. Le caratteristiche meccaniche, determinate sui campioni rimaneggiati ad 1.5 volte il limite di liquidità, hanno valori congruenti con le proprietà fisiche dei terreni (granulometria, plasticità): si tratta infatti di terreni da poco a mediamente compressibili, caratterizzati da bassi valori del coefficiente di consolidazione e quindi da scarsi valori del coefficiente di permeabilità e con angoli d'attrito interno piuttosto modesti.

COMPOSIZIONE CHIMICA E MINERALOGICA

La composizione chimica dei campioni in esame è stata determinata utilizzando uno spettrofotometro dopo aver opportunamente trattato ed attaccato il terreno. I risultati, riassunti nella Tabella N. 2, indicano che i terreni analizzati si possono classificare come marne, avendo un contenuto in carbonati oscillante tra il 59% ed il 66% circa. I carbonati presenti sono rappresentati quasi totalmente da carbonato di calcio, mentre il carbonato di magnesio è presente in percentuali molto ridotte (circa il 2%) ad esclusione del campione C3, dove raggiunge l'8% circa.

I valori di silice indicati in Tabella sono relativi al totale di SiO₂ presente sotto forma sia di quarzo che di silice combinabile: le percentuali sono di conseguenza alte.

Tabella N. 2

| Camp. n. | CaCO ₃ % | MgCO ₃ % | SiO ₂ % | Al ₂ O ₃ % | Fe ₂ O ₃ % |
|----------|------------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| C1 | 57.7 | 1.7 | 25.3 | 4.05 | 1.04 |
| C2 | 56.5 | 2.2 | 20.7 | 6.20 | 1.10 |
| C3 | 58.0 | 8.1 | 19.3 | 8.50 | 1.63 |

La composizione mineralogica è stata determinata utilizzando il diffrattometro a raggi X ed eseguendo le analisi sia sul campione tale quale che dopo trattamento con acido acetico per eliminare i carbonati presenti.

I risultati di queste analisi mostrano che i terreni sono costituiti essenzialmente da calcite, quarzo e minerali argillosi; sono presenti in tracce anche la dolomite e la clorite nel campione C1.

L'eliminazione dei carbonati e l'essiccamento dei campioni a varie temperature (da 60 gradi a 110 gradi centigradi) ha consentito di precisare il tipo di minerale argilloso presente: sono stati così determinati i picchi relativi sia alla caolinite che all'illite, anche se la prima risulta meglio cristallizzata e, probabilmente, più abbondante della seconda.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

La possibile utilizzazione delle "Marne di Bur Gourà" come materia prima per la produzione di cemento è stata valutata determinando

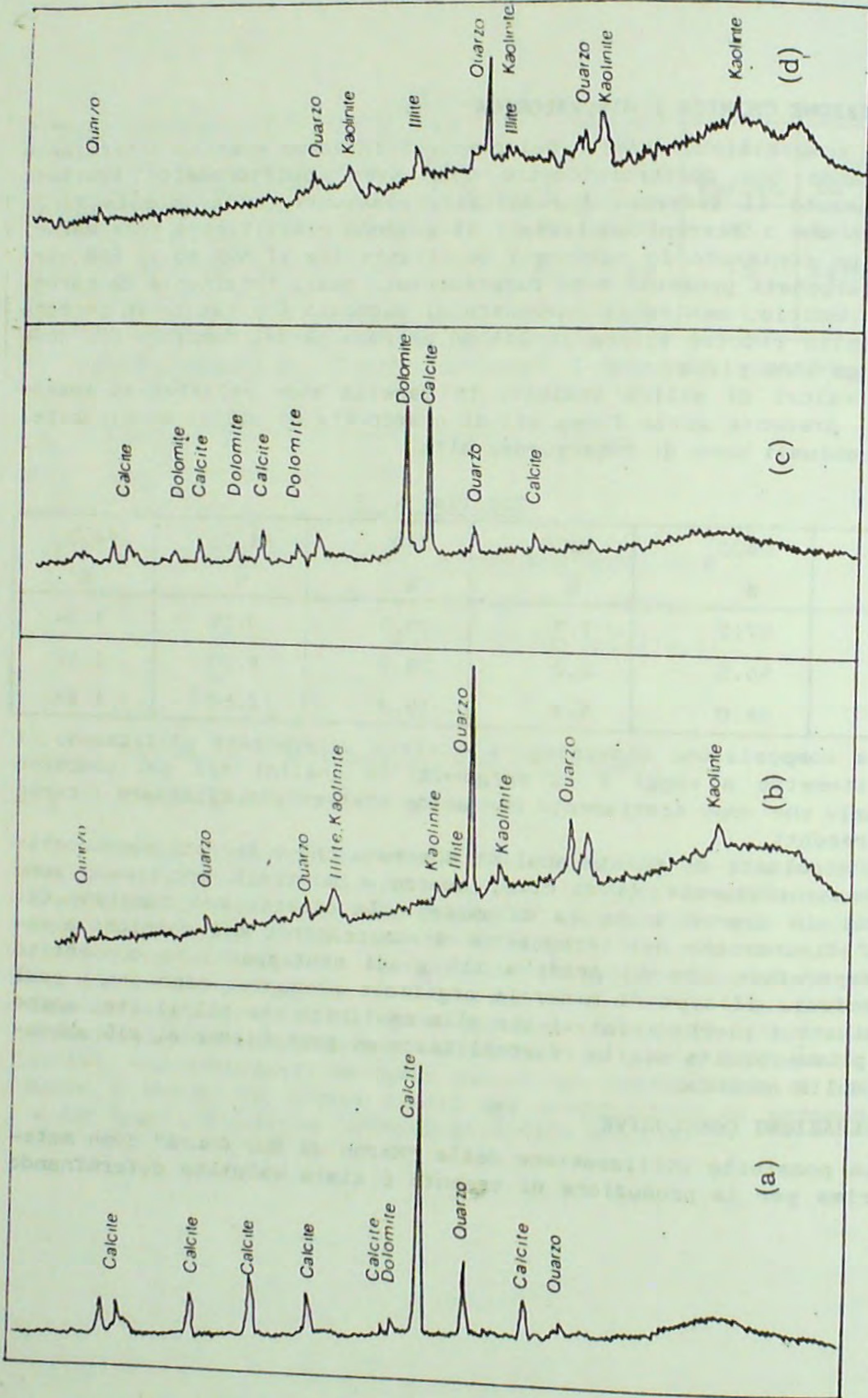


Fig. 6 : Diffratogrammi eseguiti sui campioni C2 tal quale (a) e C3 tal quale (c). In (b) e (d) sono riportati i risultati ottenuti sugli stessi campioni trattati con acido acetico.

il valore di tre moduli che indicano la loro idoneità e che sono rappresentati dai seguenti rapporti:

a) modulo idraulico:
$$\frac{\text{CaO}}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$

b) modulo silicico:
$$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$

c) modulo dei fondenti:
$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$$

Nel cemento Portland questi moduli assumono valori rispettivamente pari a circa 2, di poco superiore a 2 e tra 0.5 e 10.

I risultati ottenuti sulle marne esaminate danno i seguenti valori:

modulo idraulico:
$$C1 = 1.06 ; C2 = 1.13 ; C3 = 1.26$$

modulo silicico:
$$C1 = 4.97 ; C2 = 2.84 ; C3 = 1.91$$

modulo dei fondenti:
$$C1 = 3.89 ; C2 = 5.64 ; C3 = 5.21$$

I valori ottenuti rientrano nei campi di variabilità imposti dalle norme per il cemento di Portland solo per quanto riguarda il modulo dei fondenti; gli altri due moduli assumono valori o inferiori (modulo idraulico) o leggermente superiori (modulo silicico). Tuttavia, tenendo presente che la silice determinata è quella totale, mentre nella determinazione di tali moduli si deve tener conto della sola silice presente nella frazione argillosa, cioè quella combinabile, risulta comprensibile lo scarto tra i valori ottenuti e quelli indicati per il cemento Portland. Osservando infatti le percentuali in peso dei carbonati presenti e quelle delle diverse frazioni granulometriche, si può affermare che i moduli reali vengono ad assumere i valori richiesti dalle norme citate.

In definitiva, anche se in via preliminare, si può concludere che le "Marne di Bur Gourà" rappresentano un'ottima materia prima naturale per la produzione di cemento.

Anche i quantitativi presenti, valutabili nell'ordine di milioni di tonnellate, sono piuttosto rilevanti. La presenza di calcari di copertura negli affioramenti marnosi, non rappresenta un problema per l'esiguità degli spessori (20 m al massimo), senza contare la possibilità della loro utilizzazione come pietra da costruzione o come materia prima per la produzione di calce, vista la loro purezza.

I MATERIALI NATURALI DA COSTRUZIONE DELLA ZONA DI MOGADISCIO - OSSERVAZIONI TECNICHE PRELIMINARI

OMAR SHIRE I. & OSMAN MOHAMED A.
Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

1. PREMESSA

Le rocce sono elementi essenziali delle costruzioni. E quindi necessario che i costruttori ne conoscano i requisiti tecnici e la possibilità ed i limiti del loro impiego, in quanto le rocce offrono varietà molto ampie di composizione, struttura e tessitura, che si traducono in proprietà tecniche diverse e variabili.

Mentre come è ben noto la ricerca delle rocce da costruzione si basa in larga misura sulle condizioni geologiche (stratigrafia e tettonica), la scelta delle stesse per l'utilizzazione è condizionata da fattori tecnici, economici ed ambientali.

Prima di esaminare i principali fattori tecnici che questa nota si propone di illustrare, sia pure in via preliminare e indicativa, è opportuno descrivere rapidamente i caratteri essenziali delle rocce affioranti nell'abitato di Mogadiscio.

Descrizione della zona di studio

La zona in studio si estende lungo la costa del Benadir da Ceel Cadde (Nord Est di Mogadiscio) fino a Gesira (Sud Ovest di Mogadiscio) per una lunghezza di Km 13, e si spinge all'interno per una profondità di circa Km 6.

Nella zona in studio sono state distinte le seguenti unità litologiche:

- 1) Sabbie argillose e silt (laguna di Gesira);
- 2) Sabbie bianche calcaree di spiaggia;
- 3) Sabbie rosse quarzose;

- 4) Sabbie bianche eoliche;
- 5) Calcareniti in s.l..

Ci limitiamo qui ad esporre una breve descrizione dei litotipi che in particolare hanno interessato il nostro studio.

- 1) Sabbie bianche calcaree di spiaggia: sono sabbie medio-fini, di composizione prevalentemente calcarea e di colore bianco.
- 2) Sabbie rosse quarzose: sono il litotipo più largamente affiorante. Essè sono costituite prevalentemente da granuli di quarzo. Il colore rosso non è uniforme ma sfuma dal rosso all'arancione sino al biancastro nella parte superficiale.
- 3) Sabbie bianche eoliche: affiorano tra le sabbie di spiaggia e le sabbie rosse e sono il litotipo più diffuso dopo le sabbie rosse. Hanno un colore grigio chiaro.
- 4) Calcareniti s.l.: sono facies di spiaggia e presentano notevoli differenziazioni sia verticali che orizzontali nella cementazione, nella porosità (almeno parzialmente) e nella composizione mineralogica. Ciò comporta caratteristiche tecniche differenti.

2. CARATTERISTICHE FISICHE E MECCANICHE

Tutti i litotipi descritti precedentemente sono stati sottoposti a prove di laboratorio, per conoscere le principali caratteristiche tecniche e fisiche.

Le analisi sono state fatte nel Laboratorio di Geologia Applicata della Facoltà di Geologia e in parte nel Laboratorio della Facoltà di Ingegneria, dell'U.N.S.

Le prove eseguite sono state:

- 1) Granulometria;
- 2) Peso specifico;
- 3) Calcimetria;
- 4) Coefficiente di imbibizione;
- 5) Carico di rottura;
- 6) Peso di volume.

Granulometria:

Dalle analisi granulometriche eseguite su 12 campioni, 6 sulle sabbie bianche e 6 sulle sabbie rosse, risulta che: i materiali esaminati

S A B B I A R O S S A

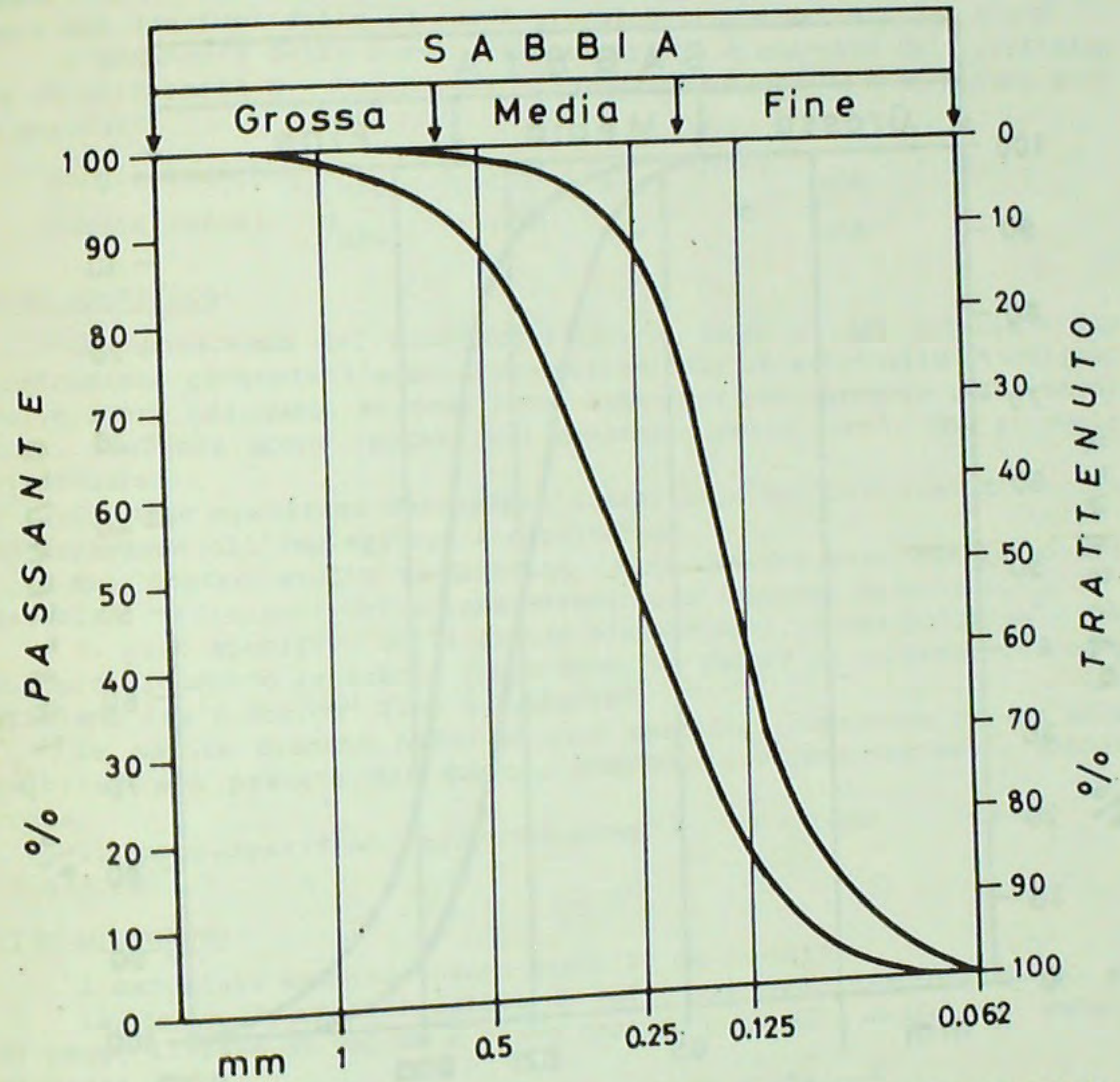


Fig. 1 - Cumulativa di 6 (sei) curve granulometriche

S A B B I A B I A N C A

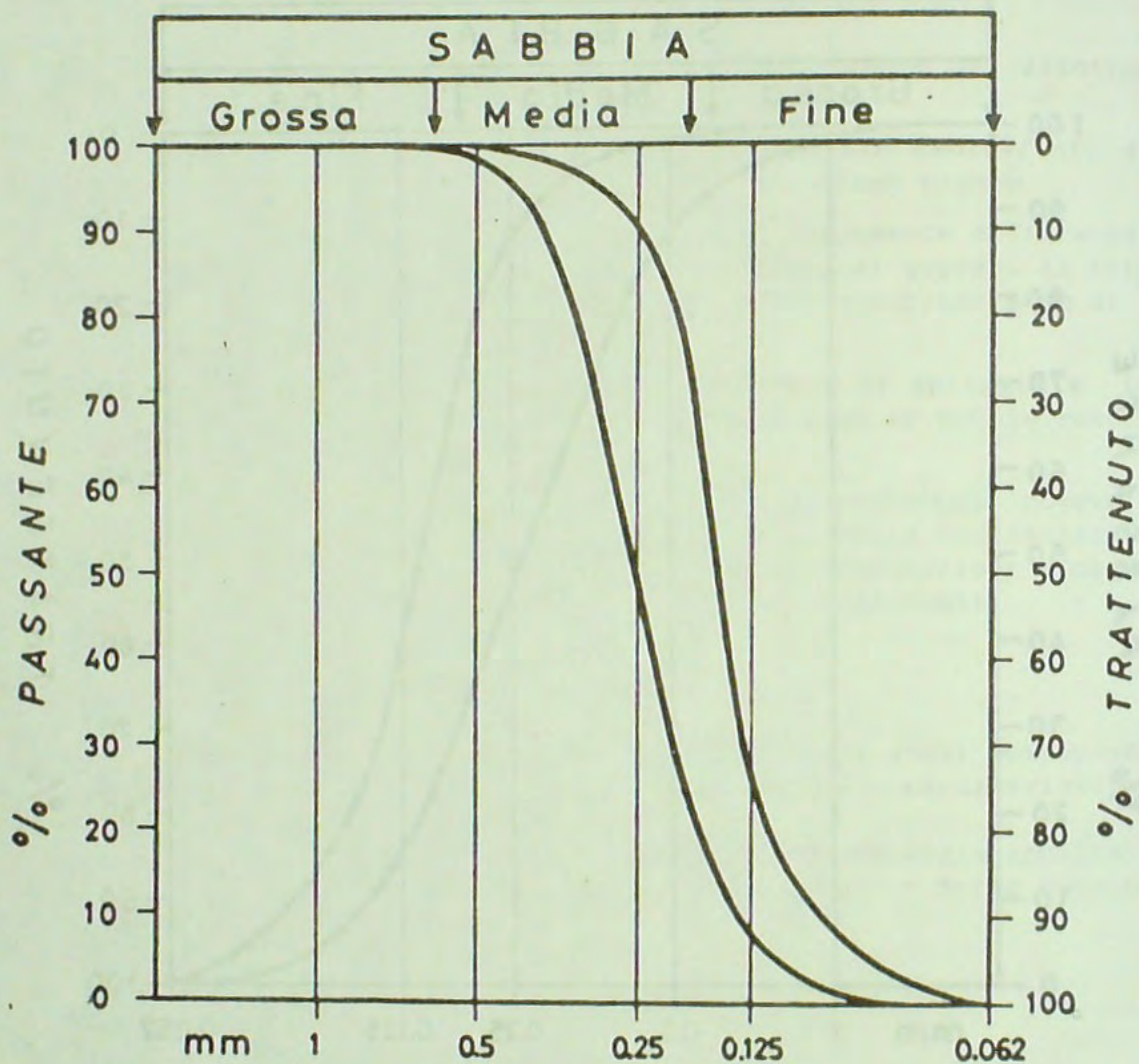


Fig. 2 - Cumulativa di sei curve granulometriche

appartengono alla categoria delle sabbie medio-fini, come si può osservare dai due fusi delle 14 curve granulometriche delle figg. 1 e 2.

L'andamento delle curve granulometriche è espresso dal coefficiente di uniformità $U = D_{60}/D_{10}$. I valori medi, massimi e minimi sono i seguenti:

Sabbie bianche: $U_{\text{medio}} = 1,66$; $U_{\text{max}} = 2,34$; $U_{\text{min}} = 1,31$.

Sabbie rosse: $U_{\text{medio}} = 1,75$; $U_{\text{max}} = 2,30$; $U_{\text{min}} = 1,36$.

Peso specifico:

La conoscenza del peso specifico (o densità) dei materiali da costruzione consente l'esecuzione dei calcoli relativi alla stabilità delle opere, nei quali si deve tener conto del peso proprio delle strutture. Consente anche ipotesi sul movimento delle terre che si vuole effettuare.

Il peso specifico determina la scelta di un dato tipo di roccia in relazione all'impiego cui è destinata.

Nel nostro studio si è fatta la misura del peso specifico dei materiali affioranti della zona, ottenendo i seguenti risultati.

Il peso specifico delle sabbie bianche oscilla tra $2,72\text{g/cm}^3$ e $2,76\text{g/cm}^3$; mentre le sabbie rosse danno un valore un po' inferiore ed oscillano tra $2,65\text{g/cm}^3$ fino a $2,68\text{g/cm}^3$.

Le sabbie bianche hanno un peso specifico superiore dovuto alla calcite, più pesante del quarzo, componente essenziale delle sabbie rosse.

Il peso specifico delle calcareniti si pone intorno a $2,67\text{g/cm}^3$.

Peso di volume:

I materiali esaminati sono state le calcareniti.

La prova è stata ripetuta 6 volte per ogni campione di 30 gr di peso; il peso di volume è stato assunto pari alla media dei valori parziali.

I risultati ottenuti danno un valore di $1,47\text{g/cm}^3$.

Coefficiente di imbibizione:

La determinazione è stata eseguita con la metodologia corrente. I materiali esaminati sono state le calcareniti.

Il coefficiente di imbibizione è stato ricavato dalla formula:

$$C_i = \frac{C_u - C_s}{C_s} \cdot 100$$

dove C_i = coefficiente di imbibizione
 C_u = peso del campione umido
 C_s = peso del campione secco.

I campioni esaminati hanno dato i seguenti risultati:

- $C_1 = 25,6 \%$
- $C_2 = 24,7 \%$
- $C_3 = 23,8 \%$

con una media di 24,7 %. Si tratta di un valore abbastanza alto in evidente accordo con la porosità totale dei campioni stessi.

Calcimetria:

Tutti i campioni prelevati della zona in studio, sia sabbie che materiali litici, non avendo avuto la possibilità di fare una calcimetria per titolazione, sono stati sottoposti ad analisi calcimetriche speditive. I risultati ottenuti sono i seguenti:

Sabbie rosse

| Campione | Perdita di carbonati |
|----------|----------------------|
| C_1 | 11,3 % |
| C_2 | 10,2 % |
| C_3 | 9,7 % |
| C_4 | 9,9 % |

con una perdita media pari a 10,2 %.

Sabbie bianche

| Campione | Perdita di carbonati |
|----------|----------------------|
| C_5 | 82,85 % |
| C_6 | 78,80 % |
| C_7 | 92,60 % |
| C_8 | 94,80 % |

con una perdita media pari a 87,2 %.

La calcimetria delle calcareniti è variabile essendo legata al

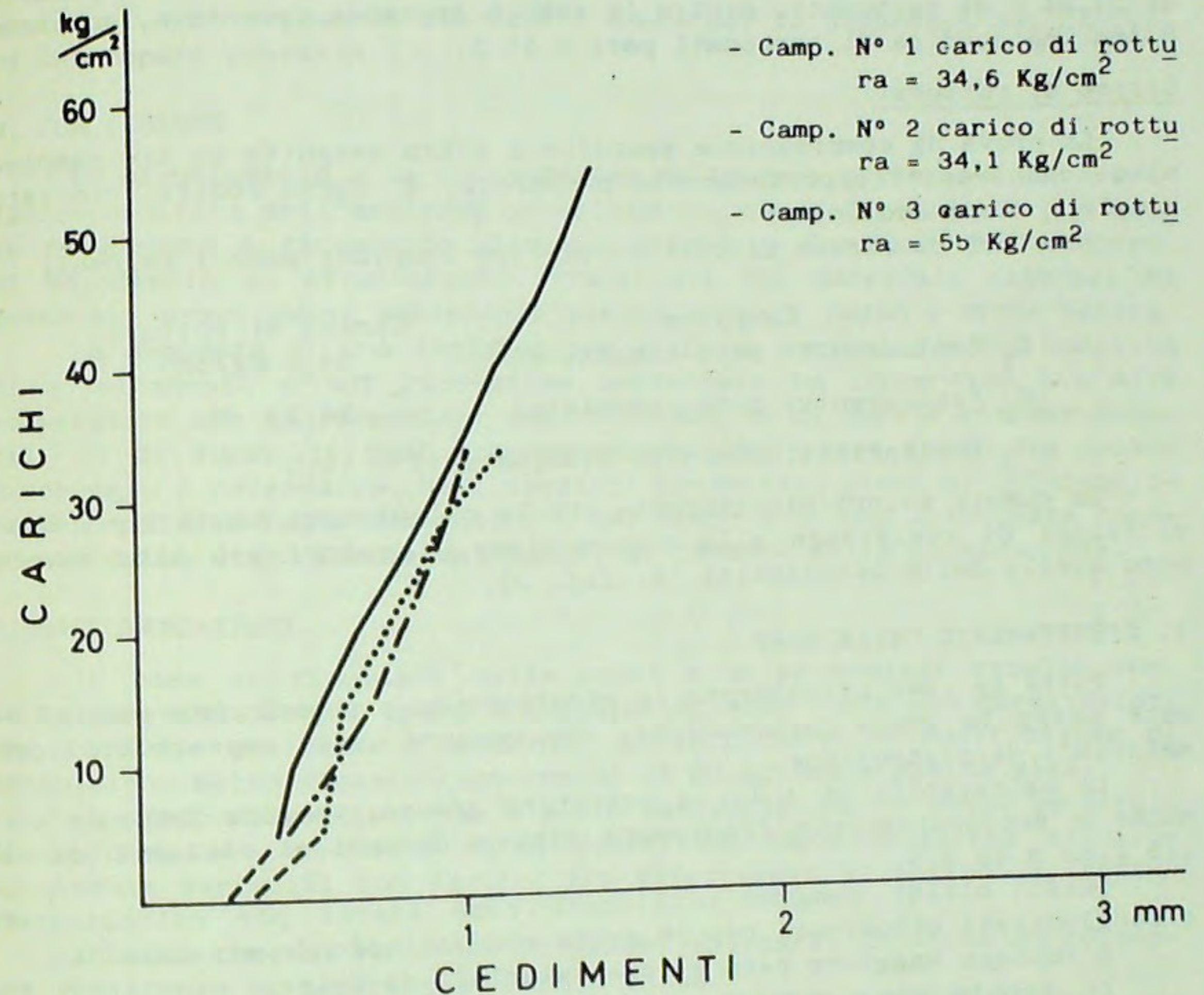


Fig. 3
 Prova di Compressione

OSSERVAZIONI:

- Campione N° 1 e 3 caricati perpendicolarmente alle laminazioni si rompono sbriciolandosi nell'arco di pochi secondi senza segni di preavviso
- Campione N° 2 caricato parallelamente ai piani di laminazione si è rotto in più porzioni subparallele alle laminazioni con una altezza pari circa a 2/3 dell'altezza originale.

cemento ed alla matrice; i valori si aggirano intorno ad una perdita di 24,84 % di carbonati, mentre le sabbie arenacee cementate, compatte hanno una perdita di carbonati pari a 15 %.

Carico di rottura:

La prova di compressione semplice è stata eseguita su tre campioni di calcareniti opportunamente preparati, di forma cubica, con lato eguale a dieci centimetri.

I valori di carico di rottura dei tre campioni sono i seguenti:

| Campione | Carico di rottura |
|---|-------------------------|
| C ₁ (calcareniti poco cementate) | 34,6 Kg/cm ² |
| C ₂ (calcareniti poco cementate) | 34,1 " |
| C ₃ (calcareniti compatte-bioclastiti) | 55,0 " |

Da questi valori risulterebbe che le calcareniti hanno i più bassi valori di resistenza alla compressione, i valori più alti invece sono quelli delle bioclastiti (v. fig. 3).

3. SFRUTTAMENTO DELLE CAVE

Tutte le cave attualmente in sfruttamento o abbandonate sono ubicate entro le rocce carbonatiche, che vengono usate soprattutto come materiali da costruzione.

Le calcareniti in s.l., a pezzatura grossa, vengono lavorate con mazze e successivamente frantumate sino a dimensioni varianti da cm 1,5 fino a cm 3,5.

Questi ultimi vengono utilizzati come inerti per calcestruzzi e conglomerati bituminosi oppure anche come sottofondo stradale.

L'impiego maggiore però è come materiali da calce. Le sabbie, sono generalmente utilizzate per la fabbricazione di blocchetti di calcestruzzo come materiali da costruzione.

Per la coltivazione si utilizzano esplosivi, con piccole volate, con fori da 1 + 1,5 metri ottenuti con barramine.

A volte la coltivazione avviene frantumando direttamente la roccia con la pala della ruspa.

Il personale impiegato per la coltivazione delle cave in sfruttamento non supera complessivamente i 500 operai.

Non vi sono tecnici qualificati che dirigano la coltivazione. Sarebbe opportuno che tutta l'attività estrattiva fosse unificata

sotto un unico organo di controllo, anche per la sicurezza dei cantieri che appare precaria.

4. CONCLUSIONE

Lo sfruttamento e la coltivazione delle cave provocano una inevitabile modifica dell'ambiente preesistente, che difficilmente può essere recuperato e ricondotto alle sue primitive funzioni. Nei dintorni di Mogadiscio lo sfruttamento irrazionale dei materiali naturali ha provocato gravi danni ambientali, specialmente a Karan e verso Gesira.

La mancanza di una legislazione e di un controllo sulla modalità di sfruttamento e sul ripristino ambientale ha consentito sia alle cooperative che ai lavoratori una coltivazione di queste risorse naturali al di fuori di ogni programmazione. Per porre termine a questo saccheggio è necessario che i cavaatori presentino piani di coltivazione ben definiti nelle dimensioni e nel tempo e di una anticipata conoscenza dello stato finale dei luoghi al termine della coltivazione.

5. RACCOMANDAZIONI

In base ai risultati delle prove e delle analisi risulta che: le calcareniti, le più usate a Mogadiscio, sono rocce con caratteristiche tecniche decisamente scadenti. Infatti hanno un coefficiente di imbibizione molto elevato (intorno al 25 %) ed una porosità alta.

Il grado di suddivisione è molto variabile sia in senso verticale che orizzontale e questo fatto conferisce caratteristiche tecniche ugualmente variabili con particolare riferimento ai carichi di rottura.

Infatti come si nota dai diagrammi allegati, le rocce hanno sempre resistenza di compressione molto bassa.

Da questi dati l'impiego di queste rocce come materiali da costruzione è sconsigliabile o al massimo possono essere impiegate in costruzioni nelle quali i carichi ammissibili siano limitati entro bassi valori.

A nostro giudizio sarebbe opportuno un cambiamento della politica estrattiva con l'impiego (e la ricerca) di materiali più pregiati (come i laterizi di Afgoi), anche se i costi potranno essere alla fine più elevati.

TABELLA RIASSUNTIVA

| Litologia | Granulometria | Coefficiente di uniformità | Coeff. di inibizione | Peso di volume | Peso specifico | Carico di rottura | Perdita di carbonati in % di peso |
|-------------------|---------------|--------------------------------------|----------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------------------|
| Sabbia rossa | Medio-fine | Medio 1,75 Min. 1,36 Max. 2,30 | / | / | 2,65g/cm ³ | / | 10,2 % |
| Sabbia bianca | | Medio 1,66 Min. 1,51 Max. 2,34 | / | / | 2,72g/cm ³ | / | 87,2 % |
| Calcare-nite s.l. | / | / | 25,7 % del peso | 1,47 g/cm ³ | 2,67g/cm ³ | 34,3 kg/m ³ | 24,84 % |

TABELLA RIASSUNTIVA (bis)

| Litologia | Descrizione litologica |
|-------------------|--|
| Sabbie rosse | Sono costituite prevalentemente da granuli di quarzo. Il colore rosso non è unificiale, ma sfuma dal rosso all'arancione sino al biancastro nella parte superficiale. |
| Sabbie bianche | Sono sabbie medio-fini di composizione prevalentemente calcarea di colore bianco e si differenziano dalle sabbie bianche per la composizione anche dal punto di vista morfologico. |
| Calcare-nite s.l. | Sono facies di spiaggia e presentano notevoli differenziazioni sia verticali che orizzontali nella cementazione, nella porosità (almeno parzialmente) e nella composizione mineralogica. Ciò comporta caratteristiche tecniche differenti. |

GLI ORIZZONTI GESSIFERI IN SOMALIA

PICCOLI G.
Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Padova

ROBBA E.
Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano

ANGELUCCI A.
Istituto di Geologia dell'Università di Roma

PREMESSA

Nella programmazione dell'uso dei materiali edilizi, che la Somalia si accinge a sviluppare nel prossimo futuro, uno dei materiali di più facile utilizzazione è il gesso. Si tratta infatti di una roccia di facilissima lavorabilità, leggera, che si può usare direttamente in blocchi e conci, come già avviene nella parte settentrionale del paese, oppure, macinata, quale legante e rispettivamente perintonaci, previa cottura. Una regione a scarsa piovosità come quella somala può ricorrere senza rischi a un materiale solubile qual'è il gesso, che viene adoperato del resto a scopi edilizi in tutto il mondo. Altro uso del gesso si fa in agricoltura, quale correttivo per terreni salini.

E' da notare come la Somalia sia il paese con la più alta percentuale di gessi affioranti nel proprio territorio. Essi si trovano anche a distanza ragionevole dalla capitale, Mogadiscio, il maggior centro con veloce ritmo di sviluppo urbano di tutta la Somalia.

GLI ORIZZONTI GESSIFERI NELLA SERIE STRATIGRAFICA SOMALA

Esistono quattro principali unità evaporitiche e cioè: il Membro di Mao (Ceel Macaw) della Formazione di Garbaharre (Garba Haarey), la Formazione Selenitosa Principale (Main Gypsum Formation), il Gesso di Ferfer (Feer Feer), la Formazione di Taleh (Taleex). Intercalazioni gessoso-anidritiche di spessore apprezzabile sono

BIBLIOGRAFIA

- ALTICHIERI L., ANGELUCCI A., BOCCALETTI M., CABDULQAADIR M.M., CARUSH M.C., PICCOLI G. & ROBBA E., 1981 - Preliminary study on the Paleogene Formations of Central Somalia. Quad. Geol. Somalia, 5, 1-26.
- ANGELUCCI A., BARBIERI F., CABDULQAADIR M.M., FAADUMA C. CAYNAB, FRANCO F., CARUSH M.C. & PICCOLI G., 1983 - The Jurassic stratigraphic series in Gedo and Bay regions (South-western Somalia). Mem. Sc. Geol., 36, 73-94.
- AZZAROLI A., 1971 - Somalia. Geologia. E.N.I., Encicl. Petrolio Gas Nat., 8, 780-784. Colombo, Milano.
- BARBIERI F., CABDULQAADIR M.M., DI GERONIMO I., FAADUMA C. CAYNAB, GIULINI P., CARUSH M.C., MICHELINI G. & PICCOLI G., 1979 - Il Cretaceo della regione di Hiiraan in Somalia (valle dello Webi Shabelle). Mem. Sc. Geol., 32, 24 pp.
- BARNES S.U., 1976 - Geology and oil prospects of Somalia, East Africa. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 60, 389-413.
- DAINELLI G., 1943 - Geologia dell'Africa Orientale. R. Acc. Italia, 1916 pp., carta geol. 1:2.000.000, Roma.
- HILAL A.F., PAVAN G. & ROBBA E., 1977 - Geologia stratigrafica della Somalia. Quad. Geol. Somalia, 1, 19-50.
- KOZERENKO V.N. et al, 1970-72 - Geological map of Somalia. 1:1.000.000. U.N.D.P., Min. Ris. Miner. Idr., inedita Mogadiscio.
- MERLA G., ABBATE E., CANUTI P., SAGRI M., & TACCONI P., 1973 - Carta geologica dell'Etiopia e della Somalia. 1:2.000.000. C.N.R., Litogr. Art. Cart., Firenze; Comment (1979), 95 pp., 2 geol. maps, Centro Stampa, Firenze.
- PICCOLI G., 1979 - Gessi fra Jowhar e Bulu Burti e loro possibile utilizzazione, Sahan, n. 1, 4 pp., Muqdishow.
- STEFANINI G., 1933 - Note illustrative della carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia. C.N.R., 195 pp., carta geol. 1:2.000.000, Ist. Geogr. Milit., Firenze.

WATER SUPPLY AND AGRICULTURAL USE: A PROPOSAL FOR THE ADOPTION OF SUBSURFACE DAMS IN SOMALIA (1)

- POZZI R.
Istituto di Geologia dell'Università di Milano
- BENVENUTI G.
Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Padova
- GATTI G.
Politecnico di Milano
- IBRAHIM MOHAMED F.
Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

ABSTRACT

Principles based on geological engineering, hydrogeology, geotechnic and applied geophysics have shown that a build-up of underground water reserves by means of subsurface dams is feasible as well as useful. These schemes, already successfully completed in dry and semi-dry regions, where preserving water from evaporation is of vital importance, can be equally achieved to advantage in countries where concentrated use of large water reserves makes the storage of excess seasonal rainfall indispensable. Here are reported the results of surveys made at Sinujiif village, near Kaalis and in the Eyl area. Some results of the study on the Nugal Valley, now in course, are reported too.

(1) Carried out with M.P.I. funds (1980-1981). Dynamics and Evolution of the Lithosphere. Coordinating Committee No. 3. Presented at the Second International Congress of Somali Studies University of Hamburg - Germany - August 1-6-1983.

INTRODUCTION

Subsurface or underground dams have proved to be useful as barrages of the underground water flow in the subsurface of temporarily present water courses in order to set up, or increase permanent water reserves during floods.

In other words, it is a matter of creating impermeable diaphragms within loose porous materials with sufficient permeability down to a bed-rock of lesser permeability, or even an impervious one.

The seepage or infiltration waters saturate the porous material until an underground water is built up which will not, therefore, be subject to evaporation. A similar method and the relevant techniques were first used on a relatively large scale, in recent years, in arid and semi-arid countries; however, owing to the general increase of water consumption in all industrialized and densely populated countries, the necessity has arisen to store water, for instance during the spring season, when water is usually available in excess of consumption, in order to satisfy the various consumption peaks (projects to this target in the executive stage are at hand from Japan, the U.S.A. and elsewhere).

Other obvious developments have been registered as regards as the convenience of these works: in fact, the issue is no longer confined to preserving water against evaporation, but also, and far more, of not encumbering with and open-air water tanks inhabited or not inhabited areas.

GEO-ENGINEERING AND HYDROGEOLOGIC PREREQUISITES FOR THE DESIGN OF SUBSURFACE DAMS

The experience gained in Algeria suggested to A. Robaux (1954) the following classification of works relevant to subsurface dams:

- a) Underground barrages deviating the flow of seepage waters below ground level, channeling them towards consumer areas.
- b) Underground water storage barrages raising the level of the aquifer, thus creating a zone of humid ground for the direct development of suitable kinds of crops.
- c) Underground water storage barrages with captation works of the water reserve thus accumulated - the true subsurface dams.

Obviously underground barrages of this nature will in any case permit to use the water downstream, provided the barrage is complete with captation works, as well as upstream if pumping stations can be installed, or even locally, if the saturated ground is sufficiently close.

to the surface.

The engineering and hydrogeologic prerequisites warranting the feasibility of subsurface dams are essentially based on the availability of:

- a) An impervious bed-rock at reasonable depth if possible with a lie shaped like a buried basin (syncline);
- b) A porous reservoir (sands, gravel and intermediate lithotypes) of adequate volume for building up a permanent water reserve, capable of lasting two years without the need for natural recharge (so as to take into account cases of exceptional drought);
- c) A very ample intake basin to compensate scarcity of annual rainfall;
- d) A water course - even of the seasonal kind - collecting any and all precipitations, both intensive and of short duration, in certain regions; seepage may be accentuated by means of bridges and/or cross beams slowing down the outflow.

The first methodological exposé of the more widely used procedures in constructing underground diaphragms is due to R. Tornaghi (1969), and contemplates:

- a) Injections screens;
- b) Tangent or secant poles sunk or cast in situ;
- c) Panels cast in situ following ground removal;
- d) Secant panels or panels placed into "stabilized soil";
- e) Thin diaphragms cast in situ with the aid of metal angles.

To be added to these are the "coil-element" diaphragms (ICOS S.p.A., Milano 1967) and the "plastic" diaphragms (R. Tornaghi, 1969).

The former is particularly suited in the presence of relatively strong subsurface aquifer currents for instance at contact between flooding water and bed-rock, or when one can safely assume the presence of large erratic difficult to be crossed by standard means. The use of this type of pole also provides an excellent seal between the alluvial porous lithozone and the impervious bed-rock, particularly if the latter consists of crystalline schist which is difficult to be injected. From a technical viewpoint, the contact between the porous reservoir and bed-rock is certainly the most arduous task of diaphragm performance.

In one of the examples mentioned above (ICOS S.p.A., Milano, 1967) the rock was located at a depth of about 30 m., with a downstream in-

clination of about 20°; at the maximum excavation depths, therefore, water pressure against the diaphragms reached 2-3 atm. The use of a "coil-element" diaphragm permitted the setting up of a pumping station within the range of one ENEL's hydroelectric power plants in Italy. Even using some of the more conventional diaphragms, ICOS has been in a position to construct subsurface barrages specifically designed to raise the level of the aquifer so as to facilitate the exploitation of the available groundwaters. As far as depth is concerned, there appears to be considerable scope for the use of ICOS diaphragms, since there are examples of blocked river beds in the presence of bed-rock at a depth of 100 m; on the other hand, Bentonite, used in making the diaphragm, produces a lasting effect even after it is removed from the borehole, thus increasing wall impermeability.

While the traditional technology still retains its validity, the past ten years have witnessed the development of plastic diaphragms, using "selfhardening" muds. These muds (the so-called "plastic mixtures") are introduced directly on excavation and initially act as drilling fluids, to assume later the required characteristics of strength and deformability (C. Mastrantonio & R. Tornaghi - Ing. Rodio & C. S.p.A., 1977).

This has permitted the construction of continuous jointless structures combining excavation and casting into a sole operation, in theory with saving of time and costs.

The mud components most commonly used are cement and Bentonite, which may, in certain cases, be replaced by sufficiently plastic types of clay.

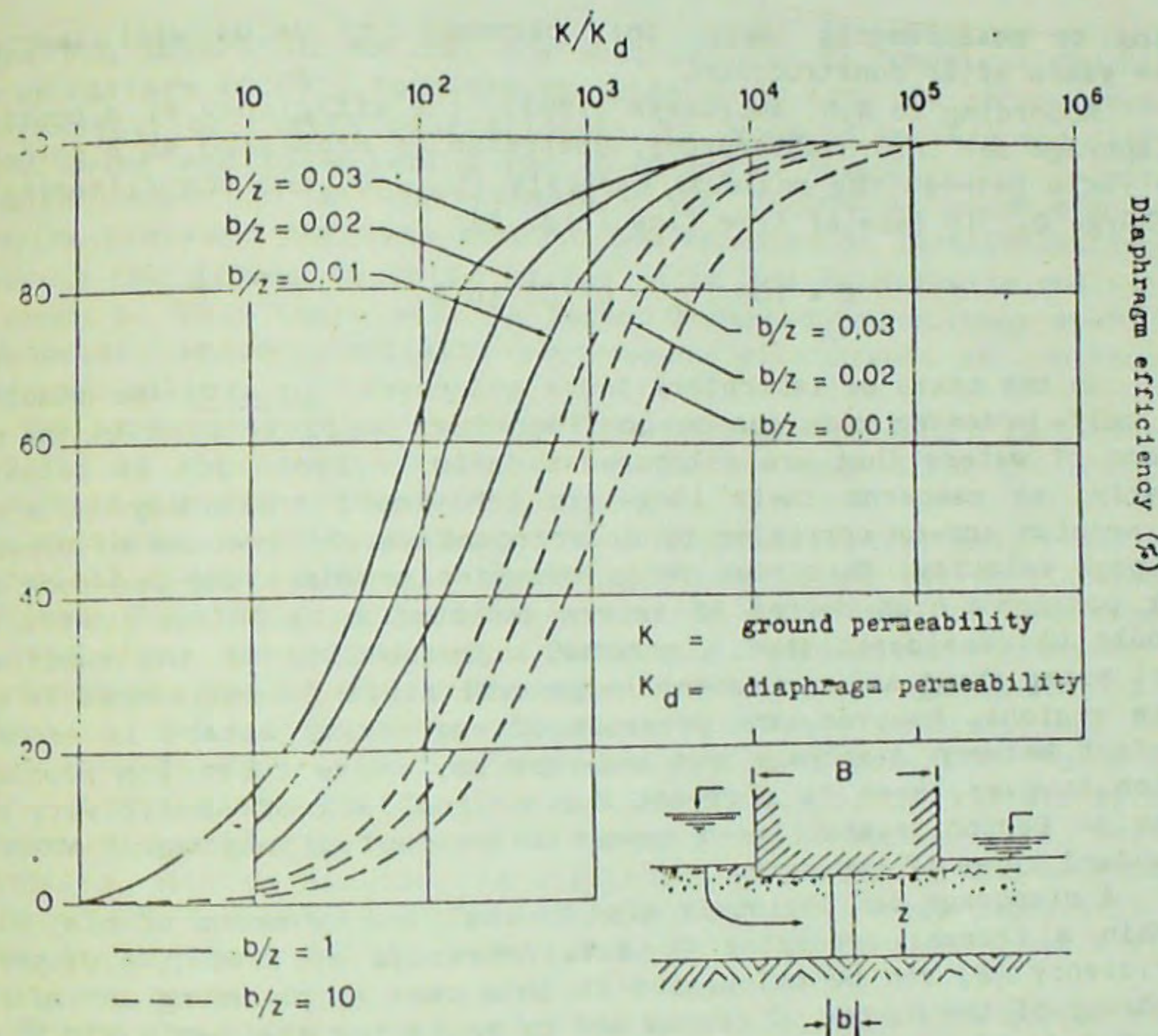
The binder may consist in a cement/pozzolana mixture, provided the lesser cost of the latter component makes for overall saving without prejudice to the desired short or long term results; it may also be necessary to use chemical additives.

For waterproof diaphragms the composition of the selfhardening is generally kept within the following limits:

Bentonite/water: 0.04 - 0.07

Cement - water: 0.15 - 0.30

For applications requiring greater final resistance the cement/water ratio may be increased considerably. The typical permeability of a plastic diaphragm is in the order of $K \times 10^{-6}$ cm/sec, at the stage when the mud retains its plasticity; this value decreases to values of the order of $K = 1 \times 10^{-9}$ cm/sec as soon as the mixture hardens. Accord



- K = permeability coefficient of the ground in relation to the diaphragm set into an impervious substratum
- b = diaphragm thickness
- z = diaphragm depth
- B = width of work protected by diaphragm (horizontal extension corresponding to piezometrical difference in height upstream and downstream),

Fig. 1

Efficiency of a continuous diaphragm, expressed as residue discharge in relation to the filtering capacity without diaphragm (Aubrassey, 1963)

ding to measurements taken, this permeability value will last even for years after construction.

According to N.N. Ambraseys (1963), the efficiency of a continuous diaphragm set into a waterproof substratum is expressed as a percentage ratio between the residual capacity ($Q_0 - Q$) and the filtering discharge Q_0 in case of free flow (Fig. 1):

$$E = 100 (Q_0 - Q)/Q \text{ in } \%$$

On the basis of laboratory tests and checks in situ the stability of self-hardening muds can be considered as complete even in the presence of waters that are sulphureous, acid or even rich in selenite. Lastly, as concerns their long-term behaviour, there may be a risk of erosion and-or corrosion by underground waters in case of elevated seepage velocity. This risk tends to increase where the bed-rock does not possess a high degree of impermeability; in such an event). it should be considered that a greater injectability of the substratum will bring about an improvement in general sealing conditions. In certain regions, however, the presence of aggressive waters in areas of contact between diaphragm and bed-rock may cause corrosion problems, which, however, seem to decrease due to the lack of sensitivity peculiar to Bentonite-stabilized cement in respect of any agent attacking standard types of concrete.

A diaphragm can obviously also be realized by means of clay block within a trench: according to N.N. Ambraseys (1963), diaphragm efficiency (E) can be calculated in this case by assuming an infinite tendency of the number of cracks and by replacing the ratio W/D ("open space ratio") or degree of imperfection - i.e. the relationship between the overall cracked surface of the diaphragm and its total surface - by the ratio K_1/K , where K is the permeability of the clay blocks. Then:

$$E = \frac{100/l (K/K_1 - 1)/D}{B/D + l(K/K_1 + 1)/d + 0.88} \text{ in } \%$$

B/D being the ratio between the width of barrage above the diaphragm (B) and the stratum to be diaphragmed, which is supposed to equal the diaphragm length (D); l is the width of the diaphragm.

Sealing diaphragms may also be manufactured according to a methodology recently developed in Japan and presented by G. Miki in 1973

at the 8th ICSMFD in Moscow. The process, called "Chemical Churning Pile or Pattern (CCP)", consists in introducing into the ground mixtures of cement, or cement plus silicate, by means of an injector placed at the lower end of a boring rod 40-60 mm in diameter. The injection fluid is pumped in at overpressure - the 200-250 Kg/sq.cm standard operating pressure may even rise to 600 Kg/sq.cm in certain instances - causing the ground to split at the sides and to mix with the injected product. Thus there will be formed consolidated columns 40-50 cm in diameter, which partially superposed, will result in continuous impervious walls.

The importance of a complete diaphragm system with a particularly tight fit in the contact zone between the man-made structure and the bed-rock is clearly evident.

A previous paper by R.Pozzi and C.Benvenuti (1979) underlined the theoretical considerations determining this problem: the zones investigated were located in a hardship area from a logistic and environmental viewpoint, therefore quite different considerations relevant to the economical use of one or the other type of diaphragm should apply. It appears obvious that the manufacture of more sophisticated diaphragm should require better and more efficient job-sites: this may involve considerable difficulties. Lack of water, or the widespread presence of brackish water, represent only one of such possible negative aspects, not to mention the difficulty of procuring the necessary raw materials (cement, Bentonite and/or clay) and purely logistic problems. It may well be that earthworks followed by tamping of a clay block prove reasonably convenient after all.

Ground investigations involve the identification of a buried synclinal rock structure with a permeability coefficient between $10^{-5}/10^{-7}$ cm/sec, not affected by important dislocations. This identification will obviously start from considerations concerning the regional geologic characteristics and take shape by means of detailed geological surveys, first and foremost by establishing a plan of field surveys of geophysical mechanical and engineering nature, aimed at defining:

- a) The lie and form of the impervious substratum;
- b) The composition and thickness of the porous reservoir, so as to determine the physical and hydraulic characteristics of the future aquifer;
- c) The presence of clay deposits used for making diaphragm and the possible digging of tube or dug wells.

An additional purpose of geognostic drilling is to equip small diameter pilot wells not only for direct permeability measurements, but also to measure any aquifer currents within the contact zone. A useful tool could be the micrometer currently adopted by Rodio S.p.A. and described by them as suitable to assess natural flow speeds of under 1 cm/sec, and conveniently lowered into 50 mm boreholes. In fact, as underlined earlier in this paper, when making a technical choice as to the type of diaphragm to be adopted, it is important to assess the hydrogeological and hydraulic conditions prevailing at the bottom of the reservoir. As to the latter, one should evaluate not only its geometrical dimensions, but also its effective porosity, in order to calculate at once the feasible volume of water storage and the necessary saturation time; the time factor will obviously depend on the amount and distribution of rainfall. As concerns effective porosity, it should further be noted that on the whole a value varying between 10% and 20% of overall porosity is more or less acceptable; permeability tests in situ accompanied by drillings, all carried out according to the appropriate procedures and methods, have long become a standard practice.

It has been said that the use of a good type of colloidal clay instead of Bentonite is feasible for self-hardening muds.

This circumstance could be of considerable economic importance, since Bentonite is generally very expensive, its price being four times the price of cement in certain countries. On the other hand, there are practically very reduced possibilities to discover clay deposits consisting of crystalline particles with a diameter below 0.002 mm and consisting mostly of Montmorillonite, not to speak of the unlikelihood that such deposits are sufficiently close to the place of application.

As can be seen, economic considerations are closely linked to the strictly technical aspects, particularly so in arid or semi-arid countries where there is a particular need to adopt this type of solution to create permanent water reserves, the benefits of which are self-evident.

GEOPHYSICAL SURVEYS FOR CHOICE OF SITE AND SUBSURFACE DAM PROJECTS

Knowledge of the structural, lithological and geotechnical features of the underground is of basic importance in determining the feasibility of major civil engineering works, as well as in determining the most suitable technical solutions and evaluating their ultimate cost.

A considerable part of such studies is taken up by geognostic perforations and laboratory tests on rock samples collected during such operations. Perforations or soil drilling are useful in that they permit direct explorations of the subsoil, however, the disadvantage lies in their high cost and in the spot collection of data. To overcome these difficulties, geophysical investigation is being increasingly used, as it permits indirect subsoil exploration at a far lower cost over a far more extended area; in fact, the data so collected in a certain sense provide an average picture of the subsoil around the point of measurement.

More specifically, when designing subsurface dams a geophysical survey will prove very useful in solving two kinds of problems of equal importance in ensuring a good product quality:

a) Evaluation of the hydrogeological properties (physical and hydraulic) of the subsoil with special regard to their horizontal and vertical variations;

b) Determination of morphology of impermeable bed-rock. So it is possible to point out the more favourable thickness of rock reservoirs and the site where placing the sub-surface dam.

Generally speaking, a geophysicist can tackle problems of this nature by resorting to two methods of investigation, namely geoelectrical sounding and seismic refraction surveying, each within its own optimal range of application; their joint use, which is not always possible for technical and financial reasons, ensures a high degree of precision and reliability at the stage of geophysical interpretation.

The first method relies on measuring electrical ground resistivity at increasing depths; it will be the more efficient, the greater the contrast of the resistivity characteristics for each type of layer. The method has quite a good resolutive capacity, permitting the detection of strata with thickness equalling the depth of their top with an appreciable degree of precision. It is particularly suitable when evaluating the water-bearing characteristics of the alluvial deposits.

For these deposits the value of electrical resistivity is, in fact, inversely proportional to their content of superfine elements, that is practically to their permeability:

A resistivity scale "q" is tentatively set forth below:

- $\rho < 10$ ohm.m: prevalence of clays
- $10 < \rho < 20$ ohm.m: prevalence of silt clays
- $30 < \rho < 40$ ohm.m: prevalence of silt
- $60 < \rho < 80$ ohm.m: prevalence of sands
- $\rho > 80$ ohm.m: prevalence of gravel

The seismic method for studies related to problems of civil engineering is the method of refraction based on the varying propagation speeds of the elastic waves in the rocks, such speed depending essentially on the elastic features of the material. The method features a considerably higher resolute capacity than the electrical one compared with it however is less incisive when detecting the hydrogeological aspects of loose alluvial soil. Viceversa, the method is particularly suited for determining both the depth and conditions of the rock forming the aquifer bed on which the barrage works are to be anchored. There is, in fact, a near contrast of the propagation speed not only between alluvial deposits and compact deposits (bed-rock in sensu lato), but between rocks with different degrees of alteration or jointing as well. This method of investigation will therefore be particularly useful where altering and/or tectonizing processes have involved the bottom rocks, causing a radical change of their physical and at times, even petrographical features.

A typical example is given by the sub-surface barrages which are to be built in those zones in which the bed-rock is made of magmatic or metamorphic rock in general and of granite in particular; a sequence of altered rock belt, a belt of jointed rock and lastly, compact rock can usually be found justly beneath the alluvials, the bed of the more important aquifer. Wanting to realize a truly efficient type of work in similar circumstances, cognizance of the importance of both belts as to thickness, extension and degree of compactness should obviously be of considerable interest.

Similar data can be given by seismic studies considering that the typical speed of propagation in rock is reduced to 1/5, to 1/4 in the belt of alteration and to 1/3, 1/2 in the fractured belt according to the importance of alteration and fracturation.

GEOTECHNICAL PROBLEM DURING THE DESIGN OF SUB-SURFACE DAMS

The geotechnical problems arising in the design stage of sub-surface dams with the aid of impervious diaphragms are mainly concerned

with the hydraulic and static checks.

The hydraulic check contemplated an evaluation of the syphoning safety coefficient and a calculation forecast on the delivery of water which may seep in beneath the diaphragm. In many cases the application of approximate methods such as tracing the grid of a page, can lead to sufficiently accurate evaluations once the type of deposit permeability in question and the aquifer geometry have been defined.

Analytical and final solution are possible solely in those cases in which the geometry and contour conditions are sufficiently simple and flow-governing equations are linear.

Whenever particularly complex conditions are met, the use of numerical methods becomes absolutely necessary; the construction of models to which one resorts at times, becomes quite a burden, quite besides the hardly acceptable time requirements.

The used numerical methods are mainly those based on finite differences and finite elements even though other methods are employed at times like those of the characteristics and integral equations (C. S. Desai, 1977).

The static control which is not indispensable in cases without strongly unbalanced loads at the two diaphragm faces, accentuated stratigraphical heterogeneity will be required in particular circumstances such as levelling and embanking operations near diaphragms, elevated hydraulic loads, presence of soft strata and unfavourable morphologies. Such checks should concern both the overall stability of ground and diaphragm as a whole and the definition of deformation and action taking place inside the diaphragm.

Whilst a control of the overall stability may be carried out by traditional methods of calculation, research of the state of tension and deformation within the diaphragm becomes difficult and little accurate.

In many cases the problem will be faced considering the diaphragm like a beam rammed into the ground and subject to external stress and action by the ground.

As no closed-form solution is possible, recourse is made to discerning solution applying the method of the finite differences or the method of Zemochkin and using for the ground the Winkler model with springs of rigidity variable according to depth and stratigraphy (elastic or elastoplastic type).

The major difficulties are, however, not of a mathematical nature.

but consist far more in evaluating the action brought to bear on the diaphragm and the definition of a link in harmony with ground reaction-diaphragm displacement; especially the latter aspect of the problem has apparently not been solved yet.

The analysis of the behaviour of sealing diaphragms cannot be conducted satisfactorily except for the use of the finite elements, particularly when diaphragms are involved in excavations or embankments (G. Gatti - A. Cividini, 1979).

For description of the non-linear behaviour of the ground the hyperbolic link type, proposed by J.M. Duncan and C.Y. Chang (1970) (the ISBILD Programme) is frequently adopted. However, in presence of a condition near to failure similar schematic lose efficiency (C.Y. Ozawa and J.M. Duncan, 1976) it will then be preferable to resort to an elasto-plastic model (G.De Donato, 1979) defined by the elasticity module E and the coefficient of Poisson for states off stress contained inside or pertaining to the failure envelope or Mohr-Coulomb.

Referring to a plane in deformation ($\epsilon_y = 0$), the failure envelope of Mohr-Coulomb in function of σ_x , σ_z and τ_{xz} , (supposing tension $\sigma_y = \sigma_2$ being intermediate in respect of the main tension σ_1 and σ_3 on plane X, Z) will have the form:

1)
$$(\sigma_x - \sigma_z)^2 + \tau_{xz}^2 = (2c \cos \phi + (\sigma_x + \sigma_z) \text{sen} \phi)^2$$

Within the range of tensions σ_x , σ_z and τ_{xz} the equation 1) represents an elliptical section cone the axis of wich coinciding with the straight line.

$$\tau_{xz} = 0, \sigma_x = \sigma_z$$

For stress conditions appartenant to the yield surface the plastic and increasing deformations may be expressed, according to the Law of Normality, by the following:

$$p_{ij} = \lambda \frac{\delta f}{\delta \epsilon_{ij}}$$

in which λ is a plastic multiplier and f the yield function of equa-

tion 1).

Calculating by finite elements also creates considerable difficulties which will become the more relevant the greater the complexity of the supposed ground model and the higher the number of elements in play. It will therefore become necessary to provide for an appropriate limitation of the area of discernment both upstream and downstream of the diaphragm, as well as in depth.

Certain indications regarding the dimensions to be adopted are given by F.H. Kulhawy (1977).

The module evaluation requires particular attention as its value changes in function of the state of tension.

Depending on the required degree of accuracy one may refer to mudules corresponding to the initial and final situation or with better results even, associate the module variation with the state of stress.

NUGAL VALLEY: HYPOTHESIS ON INTERVENTIONS IN FAVOUR OF ZOOTECHNICS

We regarded useful putting before some constructive and methodological considerations about construction of sub-surface dams; very little notes were published on this subject, although many specialized in subsoil works Enterprises boast a long professional experience (we want to mention Italian Rodio S.p.A. and I.C.O.S. S.p.A.), obviously indited.

In Somalia studies for ground water reservoirs were made (even by preliminary investigation - drillings) in ex-Somaliland by J.A. Hunt (1955) who did work excellently.

Hypothesis on interventions in Somalia were pointed out also by C.Faillace in the 60's and between 1982 and 1983 he proposed many projects to Somali government.

We want to take again the notices published in 1978-79 about sub-surface dams in Nugal Valley (between Garoowe and Sinujiif), adding some unpublished data collected in Togga Nugal in Eyl area, thanks to the field investigations made by R. Pozzi, E. Sommavilla, Saadia Arif Oasim, Ibrahim Mohamed Farah in 1979 and 1980, later by R. Pozzi and G. Benvenuti, and again by R. Pozzi and Ibrahim Mohamed Farah. Here it is the reason: about discharges of Togga Nugal to the north of Eyl we have only approximate informations. Perhaps there are some, but dispersed in quite private report, being always difficult to consult and to be found. Our own goal concerns the remarkable possibilities that Nugal Valley gives for cattle-breeding, also considering

the abundance of fresh-water localized in some sectors not interested by evaporites (gypsum and anhydrites).

RESEARCHES IN SINUJIIF TERRITORY

Sinujiif village is situated about 60 Km far from Garoowe in the wide talweg of Nogal. The river-bed of Togga is lowered of about 2 m as regards the site on which the built-up areas lies, and is about 200 m large. The sandy-gravel alluvium has 10⁻² cm/sec permeability and constitutes a site for a remarkable sub-surface unconfined aquifer.

This aquifer is occasionally overworked; mostly people dig by hand little wells in the sub-surface, which are utilized temporarily either for men or for cattle (all the valley is rich in it). We must observe that the geophysic researches, even if limited, have pointed out that reservoir rock has a remarkable thickness and in this way we have a real possibility of tube wells which permit a continuous irrigation.

In April 1979 the static level was considerably lowered; dug wells were few and about 1,30 m deep; the water temperature was of 28° C, being the air 23°,5 (at 6 m.a.). From Garoowe to Shimbiraale up to Sinujiif we have seen a lot of wells in evaporites; Shimbiraale well, 4 m deep, has a strongly sulphureous water.

A few Km ESE of Sinujiif, the Togga Nugal Valley becomes less and less marked and the river-bed is no more recognizable. In Kaalis region the Taleh Evaporites outcrop widely, whereas the Togga Nugal shifts northwards, so that it shows again its own river-bed 10 Km down stream of Kaalis.

In this area we note the transition from the Taleh Evaporites to the Karkar Formation and the Togga bed appears well defined down in the valley, which trends to narrow, with relatively steeper slopes. The morphology appears different from the one represented by our topographic maps. Remarkable facts happened too. The great dry season of 1970, in fact, cancelled every sign of life, concentrating at Sinujiif the remained people. However, it is always remarkable the number of camels and wild animals, that find pasture and represent the reason for local life.

We think that the water problem of the Nugal Valley is Really to be seen as function of pasture improvement, which would determine an increase of the number of head of cattle, and, hence of stable population.

Sinujiif built-up area can improve its water disponibilities

either by drilling deeper wells or by creating a sub-surface dam (that is a diaphragm-wall) which should be used for collecting, east of the built-up area, a section of ground water flow, while obstructing the loss and the pollution from Taleh Evaporites. A sub-surface dam would be very useful also just downstream of Kaalis, near Garas, where the Togga Nugal goes in the Karkar Formation, to give a new impulse to this territory.

The chemical analysis of a sample of water of a sub-surface well in the Togga of Sinujiif (16/4/79) gave the following results:

| | | | |
|---|-----|------|----------|
| Ph: | 6,8 | | |
| Conductivity (°C 28): | µS | : | 1410 |
| Organic substances (KMnO ₄) | : | mg/l | : 9,48 |
| Ammonia (NH ₃) | : | " | : 0,500 |
| Nitrites (NO ₂) | : | " | : 0,075 |
| Total hardness (CaCO ₃) | : | " | : 958,98 |
| Temp. hardness (") | : | " | : 140 |
| Perman. hardness (") | : | " | : 818,98 |
| Alkalinity P (") | : | " | : 0 |
| Alkalinity M (") | : | " | : 140 |
| Calcium (") | : | " | : 889,0 |
| Magnesium (") | : | " | : 69,98 |
| Sodium and Potasssium (") | : | " | : 29,76 |
| Iron (") | : | " | : 0,057 |
| Copper (") | : | " | : 0,001 |
| Bicarbonates (") | : | " | : 140 |
| Carbonates (") | : | " | : 0 |
| Hydrates | : | " | : 0 |
| Sulphates (SO ₄) | : | " | : 700 |
| Chlorides (Cl) | : | " | : 84 |
| Nitrates (NO ₃) | : | " | : 2,0 |
| Phosphates (PO ₄) | : | " | : - |
| Silica (SiO ₂) | : | " | : 16,80 |

We have also collected samples to see if there exist argillaceous deposits to build the diaphragm-wall. The subsoil of Sinujiif is formed by argilloceous sand, mud, practically impermeable, which could undoubtely fit for that purpose. Moreover, the executed geoelectric section points out well the continuity northward of the conductive zone, where samples have been collected -so as in the south- where values are even lower. Also in Sinujiif territory the stream migrated in the plane, depending on the meteoric regime; we may see it in the geoelec -

trical section, where the resistive zone, in correspondence with the alluviums saturated with river water, continues sothward in the sub-soil; far more northeastward, the alluviums of the Togga Garoowe could lie on the Togga Nugal ones. This increases remarkably the disponibilities of ground water reservoirs of the Nugal Valley, permitting a variety of solutions, everyone very interesting, based on sub-surface dams construction.

We must note that under the very resistive alluviums, there is a zone still with fair resistivity (160 ohm.m) which might result productive in the lower part (it is always the same resistivity of reservoir rocks of Garoowe). There could exist, hence, a second aquifer.

GEOELECTRICAL PROSPECTION (see Figg. 2-3)

From the interpretation of 4 S.E.V. diagrams, achieved in this area, the electrostratigraphic landscape would be the following: 4 ohm.m.

- covering. It is very heterogeneous in the upper part, from about 4 ohm.m (S.E.V. 3) to about 700 ohm.m (S.E.V. 1 and 4: pure clay constitutes the conductive electrostratum, stones and dry sand consist the resistant one.

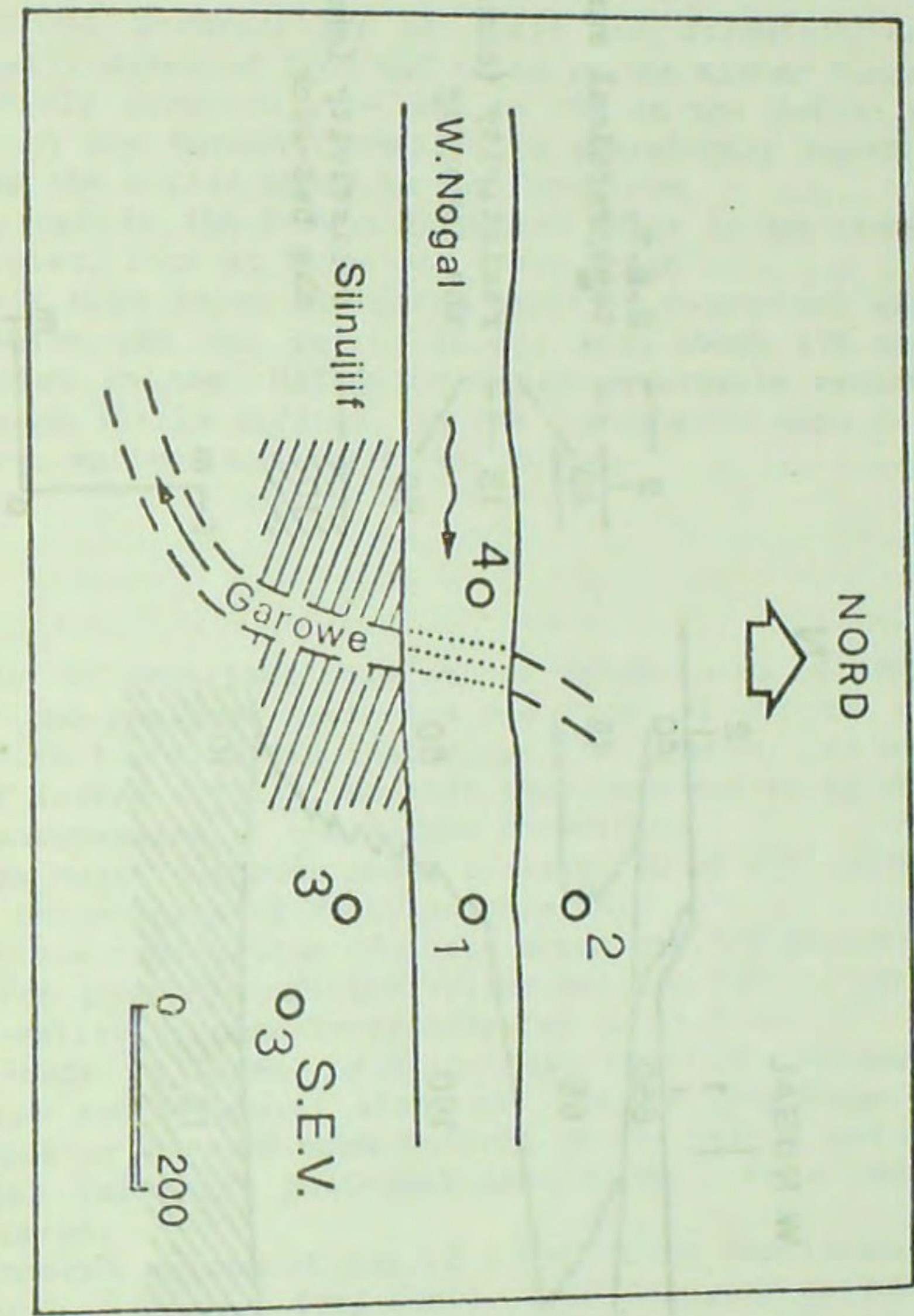
In the lower part there are resistant layers (about 50 and 150 ohm.m) and a thickness of about 15 m. The more resistant terms should accord with sands and stones, the less resistant ones with muds.

- substratum. It is represented with a electrostratum, whose resistivity can be evaluated between 10 and 15 ohm.m and which could identify itself with the Taleh Formation. It is interesting to observe that this formation maintains electric characteristics, practically exactly alike Garoowe and Sinujiif, far from each other 60 Km.; the geoelectric section of Sinujiif points out that the resistive zone, possible site for an aquifer, has a notable thickness (8-10 m.) not only in correspondance with the actual water-course (S.E. 1), but also on the right side of the same (S.E. 3); on the left side the ground at 50 ohm.m could be an obstruction, al least partial, to the aquifer contained in more resistive layers.

THE NUGAL VALLEY IN EYL AREA

The low valley of the Nugal, that is 100 Km long seawards, is characterized, from the hydrogeological point of view, by the limestones of Karkar Formation which is overlain by the sands, sandstones and conglomerates of the Hafuun Formation.

Fig. 2 - Location of geophysical (electrical methods) surveys in Sinujiif area



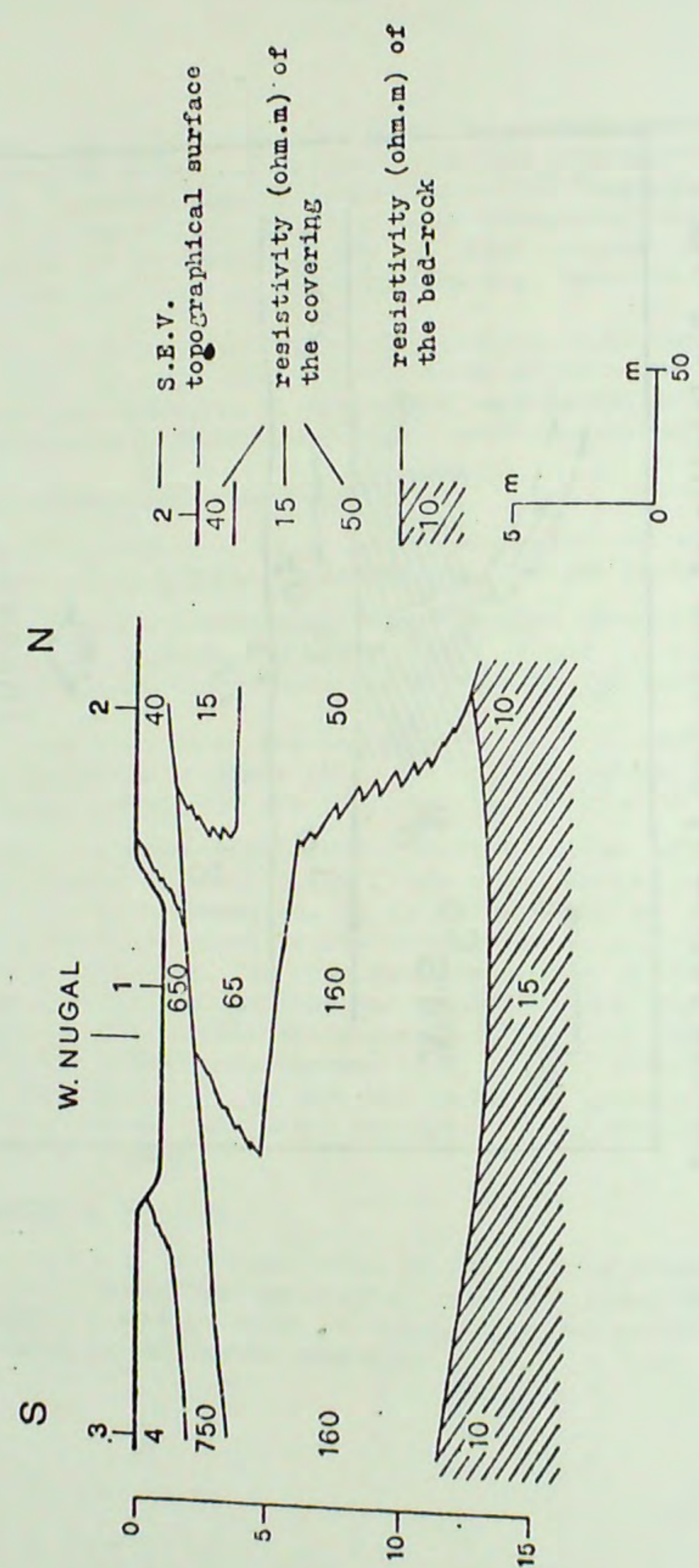


Fig. 3- Electrostratigraphical, cross-section of Sinujiif sub-soil

The different permeability of these two formation establishes a drainage mostly directed from NNE to SW in the Karkar Formation, and a drainage mainly directed from NNW to SSE in the Hafuun Formation. The drainage in the Karkar Formation is prevalently based on faults and it follows the softer zones in the formation.

The drainage in the Hafuun Formation seems to be connected with facies etheropies, both at large and small scale.

Relatively high rains along the coast in comparison with the inland ones (which may not exist; in Eyl area about 175 mm rain per year), establish in the Hafuun Formation remarkable reservoirs which discharge through little springs. In the topographic maps to the scale 1:100.000 these springs are called as follows:

- Dhinkaad
- Dhagaxlaha
- Bio Kulul
- God cad.

Certainly an important role on the intake area of these springs is played by the regional tectonics and first of all the subvertical big faults (directions NE-SW) that slope like graben, the more ancient formations of Karkar - Taleh, so that they were scaled by the Miocene-Oligocene transgression of the Hafuun Formation.

The Togga Nugal outcrops about 10-12 Km NO of Eyl. Waters outcrop depending on the outcrop of rocky substratum.

The complete exploration of these areas was not possible for time reasons; we can pass through the valley only on foot, from Eyl we can climb up the valley by Land-Rover only for about 2 Km.

The bed-rock is formed by lithologic types of the Karkar Formation, which lie subhorizontal along all the bed the Togga Nugal; the more calcareous or marlier zones outcrop on the talweg and its slopes.

The Nugal Valley in Dool-Dool area forms like a canyon and is about 250 m large.

At the moment we cannot say if there is a continuous flow (Sinujiif - Kaalis - Garas - Dool-Dool). From Sinujiif to Dool-Dool the thickness of alluviums seems locally very high (perhaps more than 70-80 m), while in the Kaalis area the Taleh Formation crops out; we are of the opinion that between Sinujiif and Kaalis the outcrop of the Togga Nugal is due to a fault NE-SW. East of Sinujiif the sandy alluvium shrinks so that it disappears.

From Kaalis to Dool-Dool there are still the alluviums with remarkable thickness, but we do not know if they contain water. These

as we mentioned above - outcrop to the east of Dool-Dool, but this could be due not to a continuous flow, but only to a local concentration.

In the dry season the observable amount is very low; in comparison with the amplitude of the drainage basin we can see that water reservoirs in the sub-soil are quite fair in Sinujiif area, and less numerous in Dool-Dool area.

Our reflections get us to think that the outcrop is due to the contact between the Karkar Formation and the Hafun Formation; the latter, in a regional sense, acts as a rock reservoir.

The retained-rocks, locally, are formed only by the Karkar Formation which we see to occupy the low Nugal Valley, about 5 Km west of Eyl.

Now we are going to consider the Togga Nugal. We made surveys in 1979 and 1980. The difficulties were great of course, so that data are indicative. The surveys were made along 6 sections as illustrated in Fig. 4.

| Section | Day | Hydraulic discharge | |
|---------|---------|---------------------|--------|
| N° 1 | 7/5/80 | 73.5 | l/sec. |
| N° 1 | 8/5/80 | 490.0 | " |
| N° 2 | 7/5/80 | 180.0 | " |
| N° 3 | 1/11/79 | 18/20 | " |
| N° 4 | " | 2/4 | " |
| N° 5 | 8/5/80 | 1,450.0 | " |
| N° 6 | " | 700.0 | " |

At the same time, we made a survey of the discharge of the Bio-Kulul spring, on 7-8/5/80.

We have to note that all the night of 7th long, there was abundant rainfall and that, the day before, it had rained in the Nugal (mostly in Kaalis area on 4/5/80).

The hydraulic discharge of the Bio-Kulul passed from 1.5 lit/sec on 7/5/80 to 3.2 in the night of 8/5/80.

The collected data let us make some consideration:

a) The ground water flow of Eyl is completely independent from the superficial one and is connected with the quaternary formation, widely cropping in the Eyl area.

b) The Il-Dabay spring is connected with drainage of the outcrops from the plateau north of Eyl, and its hydraulic discharge varies from about 9 lit/sec to about 20-25 lit/sec.

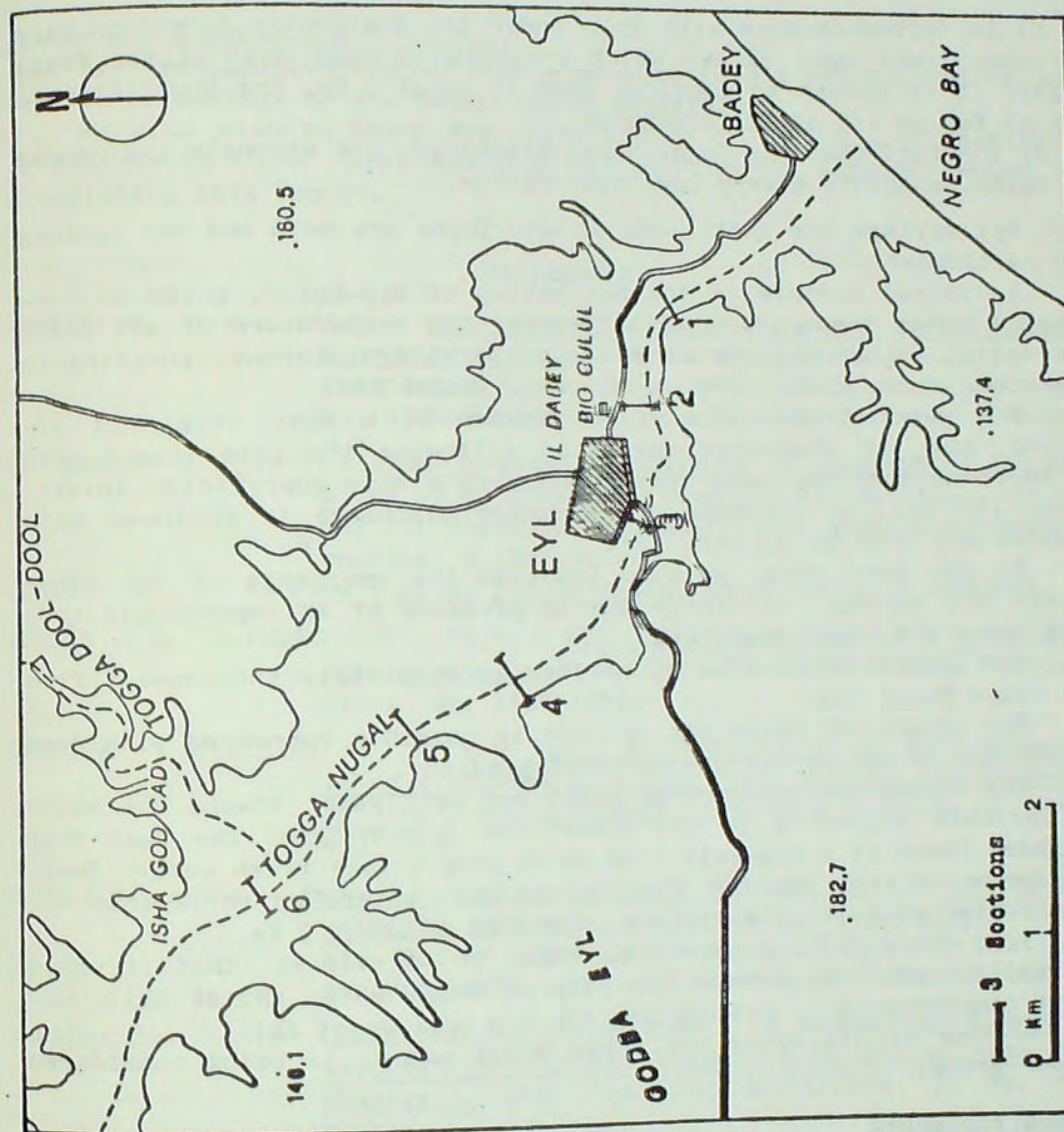


Fig. 4 -
Surveys in
the Eyl area

c) In correspondance with Eyl, under the quaternary formation very pervious rocks must exist, which establish a wide loss of the Togga Nugal; it is enough to consider that in about 3 Km, the Nugal disperses as far as 2/3 of its discharge.

d) The fact that the Togga Nugal discharges are strongly influenced by rains, suggests a very low infiltration.

Eyl springs are quite well-known. There are cold and hot springs (in particular).

A typical example is the hot spring of Bio-Kulul, where we surveyed a water temperature of 38° (being the temperature of air 31°). The spring is about 1 Km of Eyl and the water outcrops, gurgling in pressure, about 10-15 m above the Togga Nugal Bed.

The water temperature is in favour of a deep origin of the spring, but the discharge variation following the rain season gets us to think that the same spring has also a more superficial intake-area; in fact, an increase of hydraulic discharge is followed by a temperature decrease of about 2°.

In the same area, we also observed the emergence of two other little hot springs, evidently due to presence of an impermeable bed, just above the Togga Nugal bed.

The ground water flow of springs is completely independent from the Togga Nugal one.

The origin of these hot springs is possibly connected with deep faults and is due to the geothermical gradient.

The contact-zones between fresh and salt water toward the coast is variable according to the tides, but is meaningful the fact that at Badey there is a dug-well from which people take fresh water. There is, hence, a thin aquifer floating on salt water; we think that the penetration of salt water in the inland is of about 2 Km.

From the practical point of view, it is evident that it would be really useful to prevent the loss of Nugal water (NO of Eyl), without compromising or prejudicing the big springs of Eyl.

A plan of utilizing the Togga Nugal plains is being considered by our group.

ACKNOWLEDGEMENTS

Our thanks especially go to General XUSEEN KULMIYE AFRAH, Vice President of the Somali Democratic Republic, for his great encourage-

gement and suggestions.

Sincere appreciation is also expressed to all our friends of the Faculty of Geology at the Somali State University.

We also wish to thank Mrs. Rory Todaro of S.I.D.A.M. Institute of Mogadiscio and Mrs. Fiorella Zattoni for the patience shown in translating this report.

REFERENCES

AMBRASEYS N.N., 1963 - Cut-off efficiency of grout curtains and slurry trenches. in "Grout and Drilling Muds in Engineering Practice", Symp. Internat. Soc. of Soils Mechanics and Foundations, pp. 39, London.

DE DONATO G., 1979 - Elastic-plastic analysis of geotechnical problems by mathematical programming. Internat. Journal for numerical and analytical methods in Geomechanics, 3, 381-401.

DESAI C.S., 1977- Flow through porous media. Mac-Graw Hill, 458-505.

DUNCAN J.M. & CHANG C.Y., 1970 - Non-linear analysis of stress and strain soils. Journal of Soils Mechanics Foundations, 96, 1629-1653.

GATTI G. & CIVIDINI A., 1979 - Stato di tensione e di deformazione in un diaframma plastico e nel terreno interessato da uno scavo profondo. Geologia Tecnica, 4, 29-40, Roma.

HUNT J.A., 1955 - Report on Geological Work carried out in connection with the proposed Sub-Surface Dam, Hargeisa. Geolog. Survey Somaliland Protectorate, Water Resources Pamphlet, 1, pp. 70, Westminster and Nairobi.

IMPRESA COSTRUZIONI OPERE SPECIALIZZATE, 1967 - Diaframma "ad elementi avvolti" per la realizzazione di un impianto di pompaggio. Riv. Ital. di Geotecnica, 2, pp. 4, Napoli.

KULHAWY F.H., 1977 - Embankments and excavations. in: "Numerical Methods in Geotechnical Engineering", Mac-Graw Hill, 528-555, New York.

MASTRANTONIO C., TORNAGHI R. & Ing. RODIO & C., S.p.A., 1977 - Fanghi

auto indurenti per la realizzazione di diaframmi plastici. Rapporto Interno Rodio, S.p.A., N° 15, pp. 20, Milano.

OZAWA C.Y. & DUNCAN J.M., 1976 - Elasto-plastic finite element analysis of sand deformation. in: "Numerical Methods in Geomechanics", Mac-Graw Hill, 126-139, New York.

POZZI R. & BENVENUTI G., 1979 - Studio geologico applicato e geofisico per dighe subalvee nel distretto del Nogal (Somalia Settentrionale). Mem. Sc. Geol., 32, pp. 33, Padova.

POPOV A.P. & KIDWAI A.I., 1972 - Groundwater in Somali Democratic Republic. United Nations Development Programme, Mineral and Groundwater Survey Project (Phase II), pp. 149, Mogadiscio.

ROBAUX A., 1954 - Les barrages souterraines. Terres et Eaux, 6, n. 23, 23-37, Paris.

TORNAGHI R., 1969 - Diaframmi sottili in terreni sciolti. L'Energia Elettrica, 46, 647-656, Milano.

PRESENT STATUS OF KNOWLEDGE ON THE CRYSTALLINE BASEMENT OF NORTH SOMALIA

SASSI F.P., GATTO G.O. & VISONA' D.
Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova

Advancement of knowledge on the North Somali Basement represents a peculiar case. Thirty years ago, this basement was better known than several other African areas, due to the excellent work carried out by English geologists. Unfortunately, after that time this basement was not further considered for about three decades.

This means that our present knowledge on this basement is not as advanced as in many surrounding countries. Specifically, when long-distance interregional correlations are attempted, a very uncertain picture is revealed, partly due to the lack of age determinations.

The present research program - which consists of a systematic multidisciplinary survey (structural geology, stratigraphy, petrology, radiometric geochronology) along some transverses (Fig. 1) - is still in a very early stage. Most of the laboratory work is under way, our new radiometric data are not yet available, some crucial field relationships have not yet been focused, and some very important problems have only been touched on.

As a consequence, this report will not give a well-established picture of the North Somali Basement, but will outline what the approach of the present research program is, and what the presently available results are.

Two main aspects will be considered here: (i) lithostratigraphic (or structural) classification; (ii) metamorphic evolution. Therefore magmatism and tectonics will be disregarded here, although they cover extremely important aspects of the geological development of the North

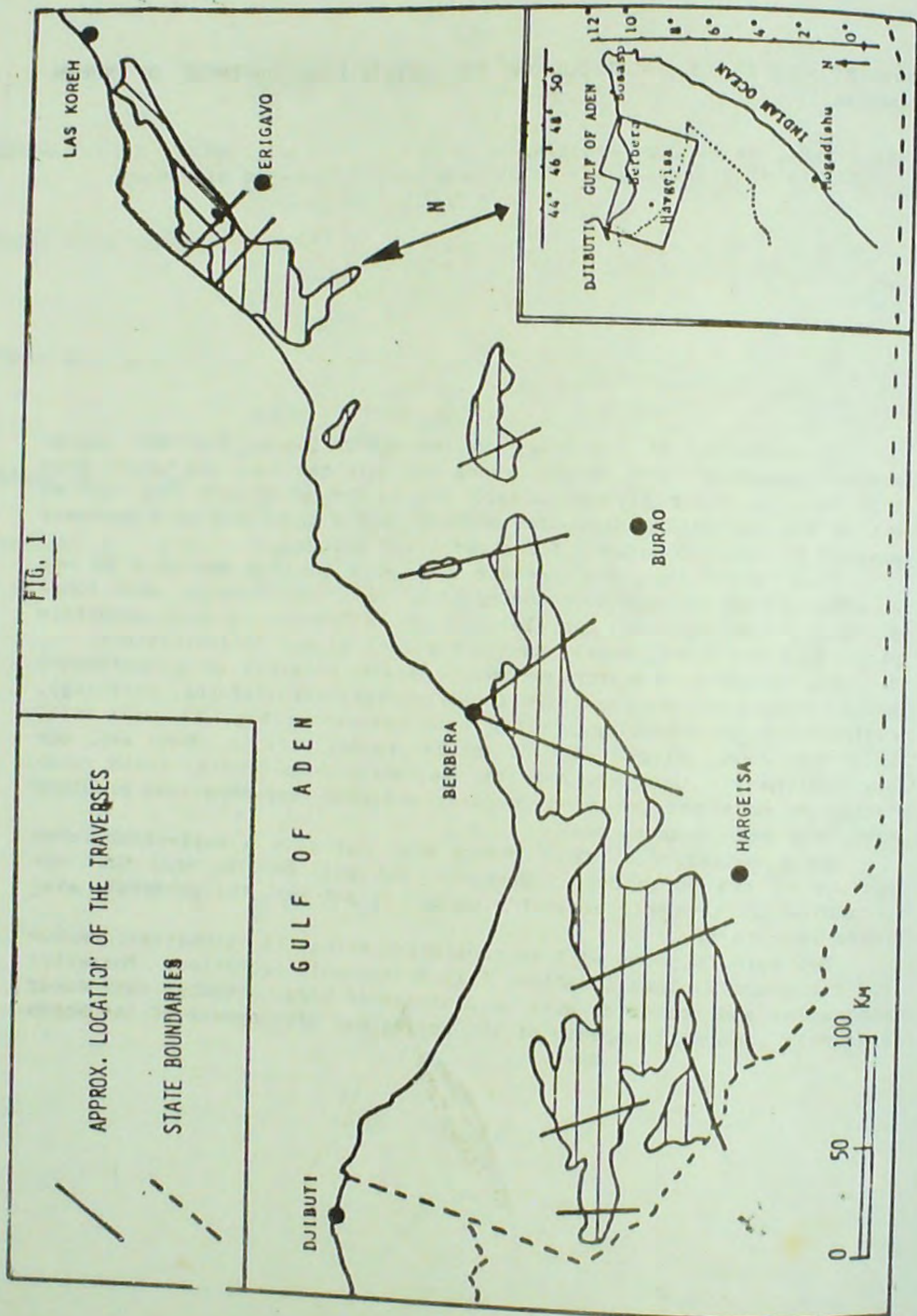


FIG. 1

Somali Basement.

(1) Litho-stratigraphic (or structural) classification. Mainly based on rock-type association, four rock complexes have been distinguished: 1. Qabri Bahar migmatitic -gneissic complex; 2. Mora marble-rich complex; 3. Abdulkadir volcano-sedimentary complex; 4. Inda-Ad volcano-sedimentary complex.

For the moment, it is not clear whether these complexes were originally linked to each other - therefore representing stratigraphic complexes - or whether they are only structural complexes.

1. Qabri Bahar Complex: This mainly consists of an old pelitopsammitic rock sequence altered into gneisses and migmatites. Basic rocks were interlayered, and now occur as amphibolitic horizons, lenses or boudins. Calc-silicate felses occur locally. High-grade metamorphism and anatexis are common everywhere in this complex. However, metamorphic history must have been very complicated, as the relics of granulitic mineral assemblages suggest.

The Qabri Bahar Complex is assumed to represent the lowermost part (from the structural viewpoint) and the oldest part of the North Somali Basement.

2. Mora Complex: This consists of a metasedimentary series in which the occurrence of quartzites and carbonate rocks is characteristic.

Quartzites occur as sharply bordered beds, sometimes Al-rich, as shown by the occurrence of Al-silicates in them.

Carbonate rocks occur as thick horizons of marbles, in which metapelites and meta-semipelites are also interlayered, as well as amphibolites and related rock types.

The Mora Complex is believed to lie directly over the Qabri Bahar Complex. However, the contact between these two complexes has been observed in detail only locally: consequently, it remains to be established whether this contact is stratigraphic or tectonic.

3. Abdulkadir Complex: This is a volcano-sedimentary metamorphic complex, mainly consisting of original acidic volcanics and volcanoclastics. Basic metavolcanics occur too, indicating a possible twomodal character of this old magmatism.

Thin quartzitic beds and carbonate layers occur locally, suggesting perhaps a sedimentological affinity between the Abdulkadir and Mora Complexes.

The geological position of the Abdulkadir Complex is still to

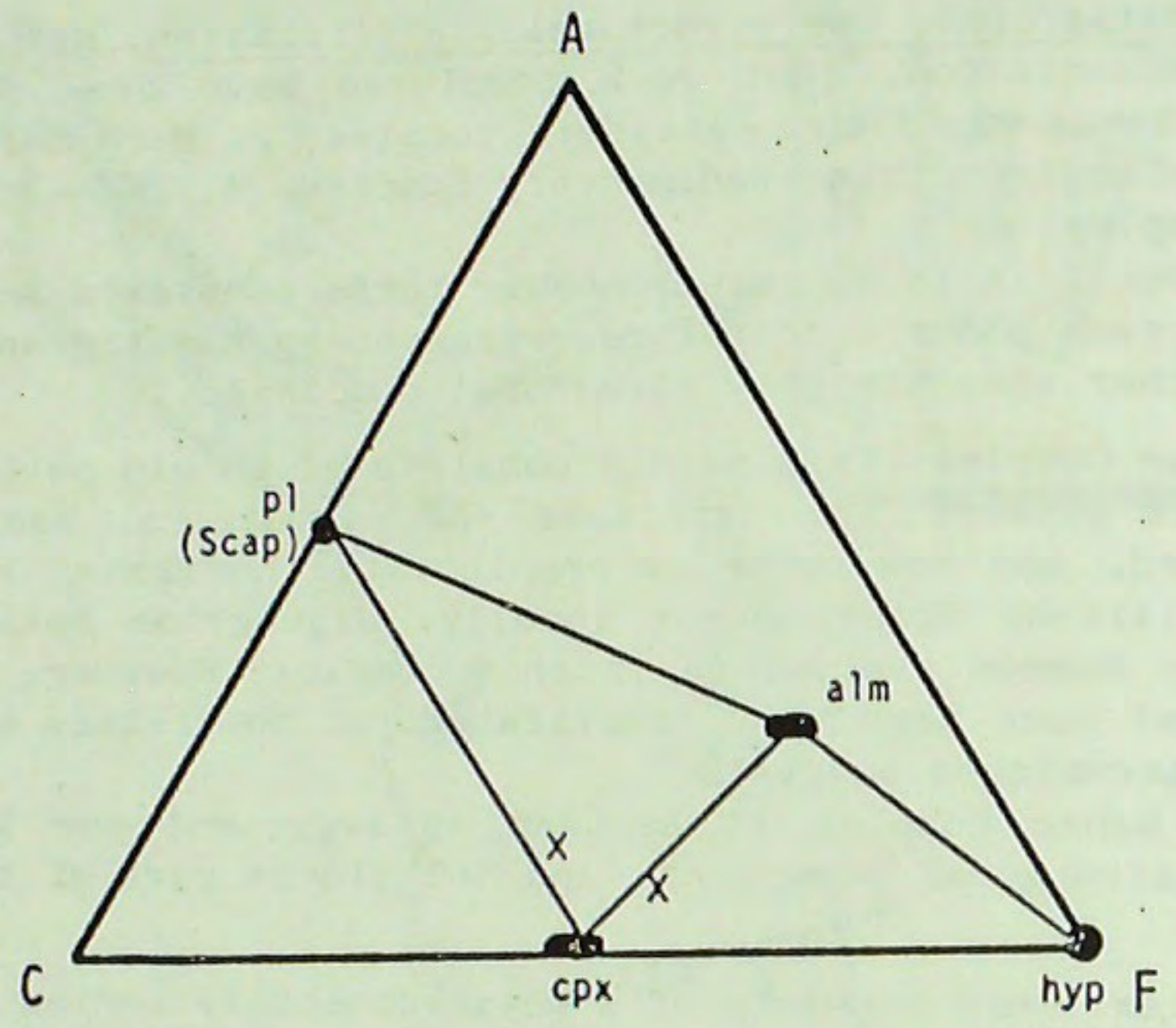


Fig. 2 - Mineral compatibilities and mineral assemblages occurring in the Qabri Bahar Complex as largely obliterated relics of an old granulitic metamorphism.

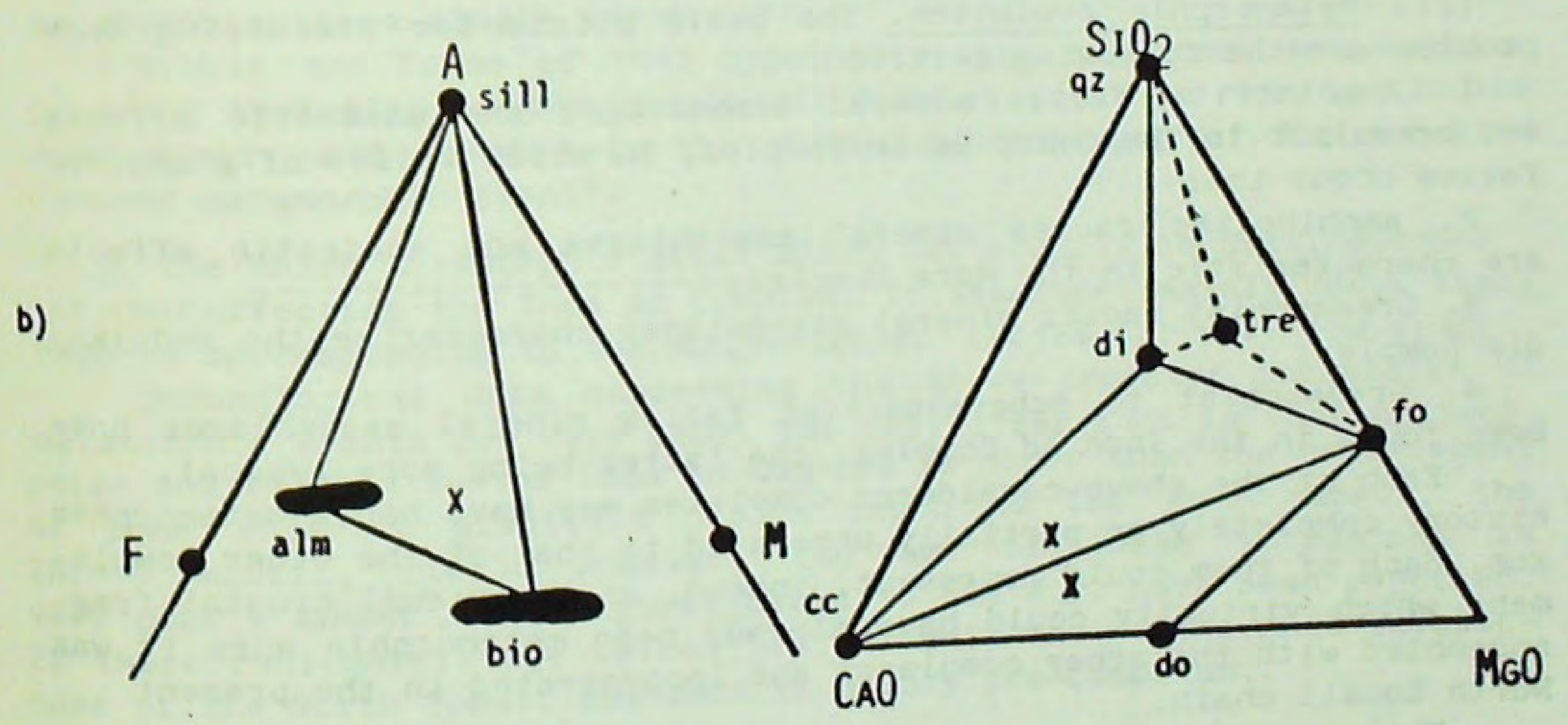
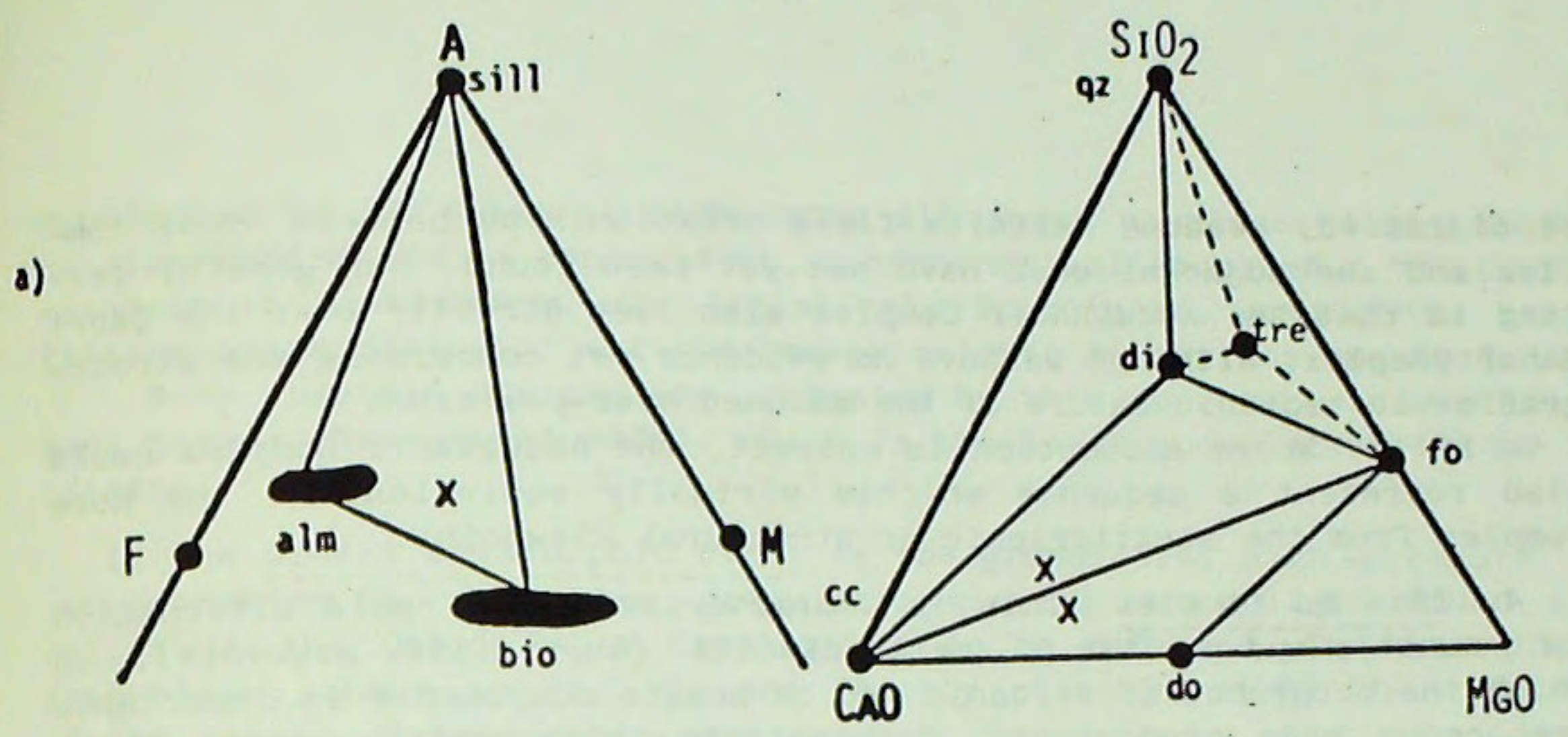


Fig. 3 - Mineral compatibilities and commonly observed mineral assemblages (crosses) in the metapelites and carbonate rocks from the Qabri Bahar (Fig. 2a) and Mora complexes.

be clarified, because definite field relationships between this complex and the adjacent ones have not yet been found. Our general feeling is that the Abdulkadir Complex also lies directly over the Qabri Bahar Complex, although we have no evidence yet concerning the stratigraphic vs. tectonic nature of the assumed over-position.

If the above assumption is correct, the Abdulkadir Complex could also represent a sequence which is virtually equivalent to the Mora Complex from the stratigraphic or structural viewpoint.

4. Inda Ad Complex: This is characterized by a rapid alternation of psammitic and pelitic metasediments (turbiditic sequence), in which the occurrence of volcanic and carbonate components is important. Arenaceous beds predominate. Carbonate horizons are abundant, up to 150 meters thick. Some problematic fossils have been found, suggesting a low Paleozoic age.

The Inda Ad Complex certainly represents the youngest part of the North Somali Basement.

It is unclear whether some low-grade metamorphic sequences occurring in the central part of the basement (e.g. the Jirbi phyllites and low-grade interlayered metavolcanics) belong to the Inda Ad Complex (representing its higher-grade westward continuation), or to the Abdulkadir Complex, as seems more probable.

(ii) Metamorphic evolution. The basic points for discussing this problem are the following data:

1. Amphibolite facies mineral assemblages and anatectic effects are prevalent in the Qabri Bahar Complex, in which relics of granulite facies occur too;
2. Amphibolite facies mineral assemblages and anatectic effects are characteristic in the Mora Complex;
3. Greenschist facies mineral assemblages characterize the Abdulkadir Complex;
4. Greenschist to subgreenschist facies mineral assemblages have been found in the Inda Ad Complex, the latter being more typical.

Each of the above-considered complexes may have had a metamorphic history completely or partially unrelated to that of the other complexes. Each of them could represent, indeed, an individual crustal fragment which virtually could have already been metamorphic when it was assembled with the other complexes and incorporated in the present North Somali chain.

This possibility certainly cannot be disregarded. However, the

hypothesis of an original link among all these complexes also cannot be disregarded. As a consequence, a hypothetical model of a "unitary" metamorphic development was tentatively formulated, trying the best fitting organization of all the geo-petrologic situations observed.

Many possible solutions are revealed by this approach, and we present here a three-event model, which is the least speculative in our opinion:

1. The oldest metamorphic event is the granulitic, high-pressure metamorphism to which the granulitic mineral assemblages found as relics in the Qabri Bahar Complex are to be referred. These mineral assemblage, shown in Fig. 2, are largely obliterated by the effects of the second metamorphic event.

2. The second metamorphic event is a high-grade to anatectic process, which produced the main petrographic features observable in the rocks of the Qabri Bahar Complex.

The metamorphism in the Mora Complex is identical, as shown in Fig. 3, where the amphibolite facies mineral assemblages found in the metapelites and carbonate rocks from the Qabri Bahar Complex and the Mora Complex respectively are compared.

As a consequence, for the time being and for the sake of simplicity, we prefer to consider the Mora metamorphism and the Qabri Bahar metamorphism as a single event.

Within the frame of this hypothesis, the low-grade metamorphism occurring typically in the Abdulkadir Complex could be referred to the same event, and related to the thermal zoneography of the so-called "second metamorphic event".

3. The third metamorphic event which may clearly be distinguished is that affecting the Inda Ad Complex. It developed mainly under temperatures corresponding to the subgreenschist facies (or very low-grade).

Chronological data concerning the above depicted succession of metamorphic events are very poor. The only clear fact is that metamorphism and folding in the Inda Ad Complex is older than the emplacement of some injected granitoid bodies (such as the Arar massif, the Inero massif, etc.). However, the age of these intrusions is very poorly known, and figures close to 500 m.y. have been reported. If these radiometric age values are correct, the metamorphic development of the North Somali Basement is mainly pre-Cambrian.

(iii) Some notes for long-distance correlations. Most of the analytical work is under way and the reliability of the above-quoted radio-

metric ages is not known. As a consequence, conclusions or definite indications concerning long-distance correlations cannot be drawn.

However, it is opportune to point out here some considerations which may be useful in formulating an early model of interregional correlations in the near future:

1. When comparisons between the Southern Somali Basement (Bur area west of Mogadishu, approx. 2° N latitude) and the North Somali Basement (approx. 10° latitude) are attempted, the following considerations may be made:

i) important layered gabbro occur in the Northern Somali Basement only (Koranti, Sheik, Hegebo, Berdale). Geochemical and petrological research is under way. Therefore, for the time being, it cannot be said whether these gabbro complexes may be correlated with those occurring in the surrounding countries, or whether they represent (or not) and old "suture". However, significant facts are that these gabbro complexes are roughly aligned, and their alignment follows an E-W trend.

ii) rocks which may be related to the "banded iron formations" significantly occur in the Southern Somali Basement only.

iii) younger injected granites occur in both Somali basements, and in both cases age values close to the Cambrian-Precambrian boundary have been reported for them. Therefore, the main or the whole evolution of both Somali basements is pre-Cambrian.

2. The oldest radiometric age value reported for the North Somali Basement is 740 m.y., and concerns the second metamorphic event. If this age value is reliable, the thermal evolution of the Northern Somali Basement is a Pan-African evolution, and possible pre-Panafrican remains are only scanty mineralogical relics.

(REFERENCES)

(in addition to those quoted in the papers listed below)

- ABBATE E., ALI K.M., DAL PIAZ G.V., GOSSO G., IBRAHIM H.A. & RIGATTI G., 1981 - Note di rilevamento sul basamento cristallino della Somalia settentrionale nell'area Rugay-Maydh-Hiis (Distretto di Ceerigavo). Rend. Soc. Geol. Ital. 4, 333-337.
- D'AMICO C., IBRAHIM H.A. & SASSI F.P., 1981 - Outline of the Somali Basements. -Geol. Rundschau 70, 882-896.
- GATTO G.O., IBRAHIM H.A., SASSI F.P. & VISONA' D., 1983 - Contribution to knowledge on the Basement of Northern Somalia. - 12th Colloquium of African Geology, Bruxelles, April 6-8 1983, Abstr., 41.
- SASSI F.P. & IBRAHIM H.A., 1981 - Tentativo di schematizzazione dei problemi litostratigrafici e di correlazione del basamento della Somalia Settentrionale. - Quad. Geol. Somalia, 5, 91-101.
- VISONA' D., 1983 - Su alcuni nuovi dati petrografici relativi al basamento cristallino della Somalia Settentrionale. Quad. Geol. Somalia, 7, 273-293.

NUOVI DATI DI CAMPAGNA SUL BASAMENTO CRISTALLINO DELLA SOMALIA
SETTENTRIONALE (ESCURSIONE SETTEMBRE-NOVEMBRE 1983)

VISONA' D.
Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova

ABDULLAHI HAYDER M., HAWA HERSI H., IBRAHIM HERSI A. & SAID AHMED A.
Facoltà di Geologia dell'Università Nazionale Somala

PREMESSA

Questo contributo rappresenta la prosecuzione delle ricerche sistematiche sul terreno iniziate da GATTO et al. nel 1981. Con le aree qui considerate si ha la copertura pressochè continua della parte occidentale del Basamento della Somalia Settentrionale. La nomenclatura delle nuove traverse, dei nuovi percorsi e la numerazione degli affioramenti e dei campioni, seguono quelle già adottate da GATTO et al. (1981). Per quanto riguarda i nuovi percorsi nel F° Gebiley il titolo di traversa e la lettera del percorso seguono quelle dei percorsi già fatti.

TRAVERSA B

Quest'area, già presa in considerazione nel 1981 (GATTO et al., 1981)) è stata esaminata lungo nuovi percorsi per completare le precedenti osservazioni, soprattutto nella parte centrale del foglio geologico ad est di Gebiley.

Itinerario B4 : Togga Cal Saxar ed alta valle del Togga Ged Deeble presso Bohl.

i) L'itinerario B4 considera due percorsi: uno ad ovest e l'altro a nord di Ged Deeble. Il primo attraversa una sequenza metasedimentaria il secondo una sequenza magmatica.

Ad Ovest di Ged Deeble affiora prevalentemente uno gneiss biotiti

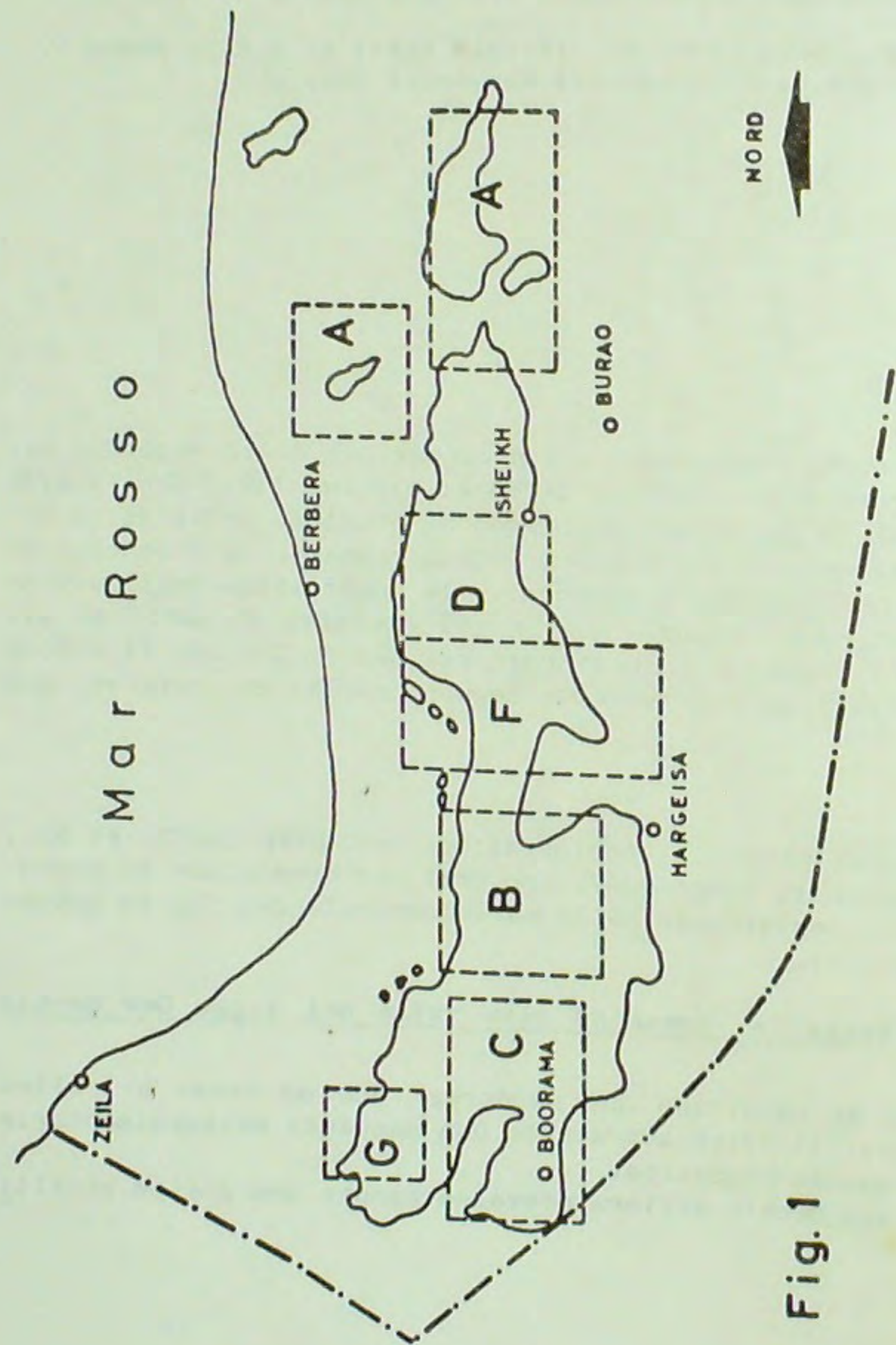


Fig. 1

co a grana fine, rosato, con rare intercalazioni di micascisti gneissici, intruso localmente da grenitoidi e con ampie zone migmatitiche al contatto. In particolare, sul fondo del Togga Cel Saxar circa 7 km ad ovest di Ged Deeble (punto 100) si osservano, per una distanza di circa 200 m da un ortogneiss granitico, migmatiti con fasce decametriche a prevalente leucosoma alternate a fasce altrettanto potenti di prevalente melanosoma. Nello gneiss granitico sono presenti schlieren di migmatiti (a prevalente melanosoma, boudinati lungo la scistosità (circa E-W). Le migmatiti contengono filoni di 10-50 cm di granito e leucogranito bianchi, biotiti, a grana minuta orientati N80°W vert. di poco discordanti sulle strutture N70°W delle migmatiti, e lineati N85°E come le migmatiti stesse.

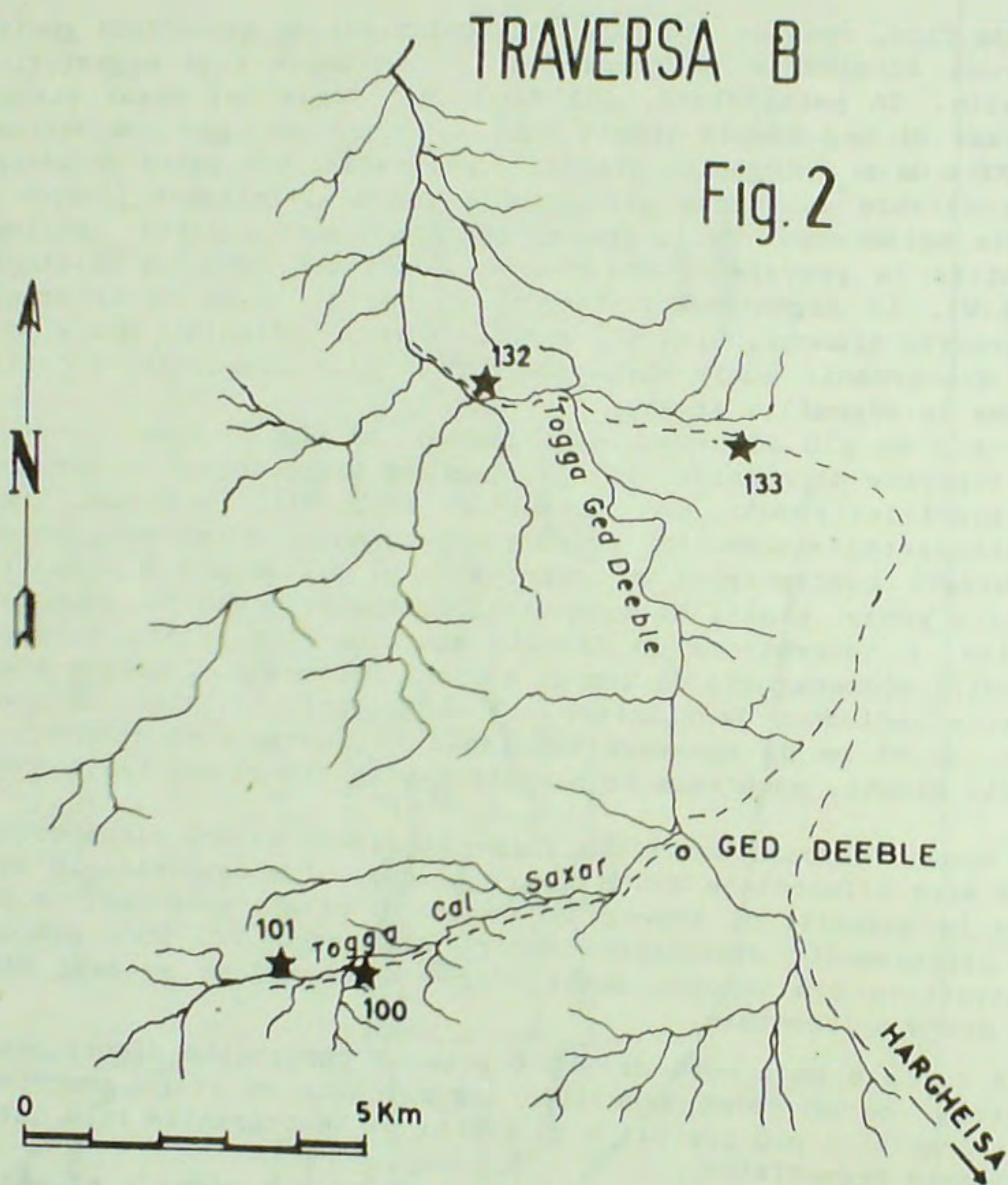
Circa 1 km più ad ovest, sui fianchi di una collina, sede di vecchie ricerche di cianite, la litologia è la seguente: a) paragneiss minuti, biotitici, rosati, con intercalati filoncelli (5-20 cm), livelli micascistosi e quarziti stirati e boudinati; localmente contengono idioblasti centimetrici di cianite; b) micascisti e micascisti gneissici a grossi blasti di muscovite, contenenti cianite. Localmente la cianite è concentrata in livelli monomineralici (fino a 10 cm), o in livelli accompagnata da quarzo e pochi feldspati. I grossi blasti muscovitici includono la cianite; c) micascisti biotitici, in livelli di 30-40 cm di spessore boudinati nei paragneiss rosati; d) anfiboliti minute, anch'esse in piccoli boudin (10-20 cm) nello gneiss rosato.

La sequenza sopra descritta forma il fianco di una piega decametrica ad asse orizzontale N70°E dentro al quale i micascisti, le anfiboliti e le quarziti si trovano al nucleo di pieghe metriche; e perciò in affioramenti discontinui dentro ai paragneiss. Sono presenti anche strutture più vecchie quali pieghe decimetriche ad assi N60°E NW30° e N20°W orizzontale.

ii) A circa 8 km a nord di Ged Deeble, i paragneiss minuti rosati sono intrusi da un corpo sienitico intersecante un corpo gabbrico e da corpi granitici più piccoli e da filoni di leucogranito rosa intenso localmente pegmatitico.

La sienite di Borka Haggar è un corpo spesso circa 1 km che si estende verso ovest per una ventina di Km. Essa viene attraversata dai percorsi in due punti: presso Bohl e nei dintorni di Kadiga Daanan.

A Bohl si presenta di color rosa violetto, a grana generalmente grossa ed a tessitura orientata N85°E, localmente con bande di 0.5-1



m ad intensa laminazione. Contiene frequenti inclusi molto allungati di rocce scistose ad orneblenda e biotite. La massa è attraversata da filoni microgranitici rosa aventi direzione N-S e con uno spessore massimo di circa 3 m, e da filoni di quarzo sede di mineralizzazioni a solfuri. Rari cristalli di molibdenite sono stati trovati anche sparsi nella sienite.

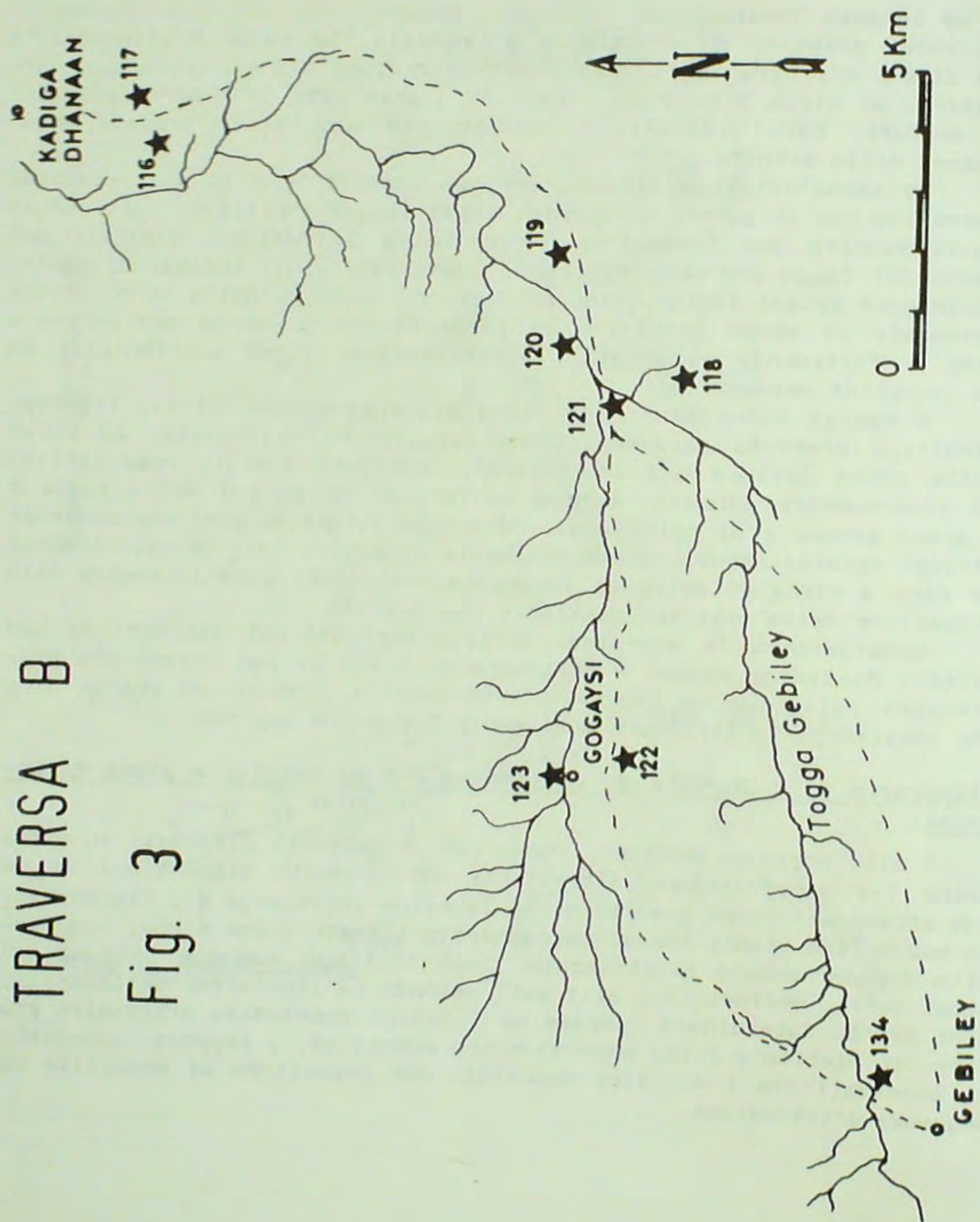
La caratteristica strutturale più importante è la sua relazione intrusiva con il gabbro adiacente. Infatti, quest'ultimo viene intruso dalla sienite con formazione di breccie di intrusione, visibili sul greto del Togga Ged Deeble, presso quota 996.6. Gli inclusi di gabbro contengono grosse lamine (fino ad 1 cm) di biotite. Nella terminazione orientale il corpo sienitico si presenta con grana da medio-fine a fine e fortemente orientata, caratteristiche forse attribuibili ad un overprint metamorfico.

A Kadiga Daann (lungo la pista Arabsiyo-Gaadda-Zeila), il corpo sienitico presenta caratteristiche litologiche differenti. Ad ovest della pista affiora una leucosienite con rari femici, rosa pallido ed intensamente lineata, mentre sulle colline ad est della pista è a grana grossa e di color viola-rosso. Quest'ultima contiene numerosi inclusi scistosi scuri, prevalentemente biotitici, di dimensioni massime fino a circa 40 metri di lunghezza, allungati parallelamente alla lineazione della sienite incassante che è N70°W.

Considerando le direzioni delle scistosità nei dintorni di Ged Deeble, di Kadiga Daanan e dell'area di Mora, si può notare una progressiva rotazione da N70°E-N70°W-NS-N45°E a formare un grande arco che interrompe la struttura mediamente E-W della regione.

Itinerario B5 : Dorsale di colline ad est di Gebiley e piana di Gogaysi.

i) Alle porte di Gebiley, verso ENE, i dossetti allineati in direzione E-W rappresentano altrettanti affioramenti discontinui di un sub affiorante corpo granitico. Il litotipo prevalente è un leocograni medio-fine bianco-rosato marcatamente lineato a due miche, con biotite frequentemente cloritizzata. Esso contiene numerosi inclusi scistosi scuri, decimetrici, allineati secondo la lineazione dell'ospite, cioè N80°E. Subordinato compare un litotipo occhiadino grigiastro più ricco in biotite e forse anch'esso con muscovite. I rapporti geometrici osservati fra i due tipi descritti non permettono di stabilire la sequenza d'intrusione.



TRAVERSA B

Fig. 3

ii) La piana di Gogaysi è chiusa verso est dalle colline di un grosso corpo di metagabbro orientato E-W. Tale ortogneiss contiene, verso il margine meridionale, frequenti inclusi decimetrici lentiformi di ultramafite, neri compatti con nuclei verdastri. Il suo incassante meridionale è uno gneiss granitico rosato a grana minuta, che come il metagabbro ha i minerali isoorientati $N80^{\circ}W$; entrambi sono inoltre tagliati da filoni N-S circa verticali, con spessore fino a 2 m, di microgranito rosa.

Alla confluenza del Togga Gebiley con il Togga Gogaysi, e in quest'ultimo a Gogaysi, affiora un ortogneiss granodioritico mai segnalato. Esso si estende in direzione E-W per almeno 6 km. Alla confluenza dei due togga è molto laminato, ma la presenza di inclusi (anch'essi molto deformati) permette di riconoscerne la natura ignea. A Gogaysi si presenta come una granodiorite lineata, grigia, a grana medio-fine biotitica, a rari inclusi lentiformi grigio-nerastri. La sua lineazione è E-W verticale. Filoncelli di leucogranito rosa di spessore massimo di 0.5 m lo attraversano con direzione N-S verticale.

Le collinette a SE di Gogaysi sono di gneiss minuto leucograniti porfiroidi (metariolite?) grigio pallido, rosato o giallastro sulle superfici di alterazione. A questo sono associati livelli decimetrici di quarziti minute biancastre. I litotipi descritti hanno giacitura $N85^{\circ}E$ suborizzontale.

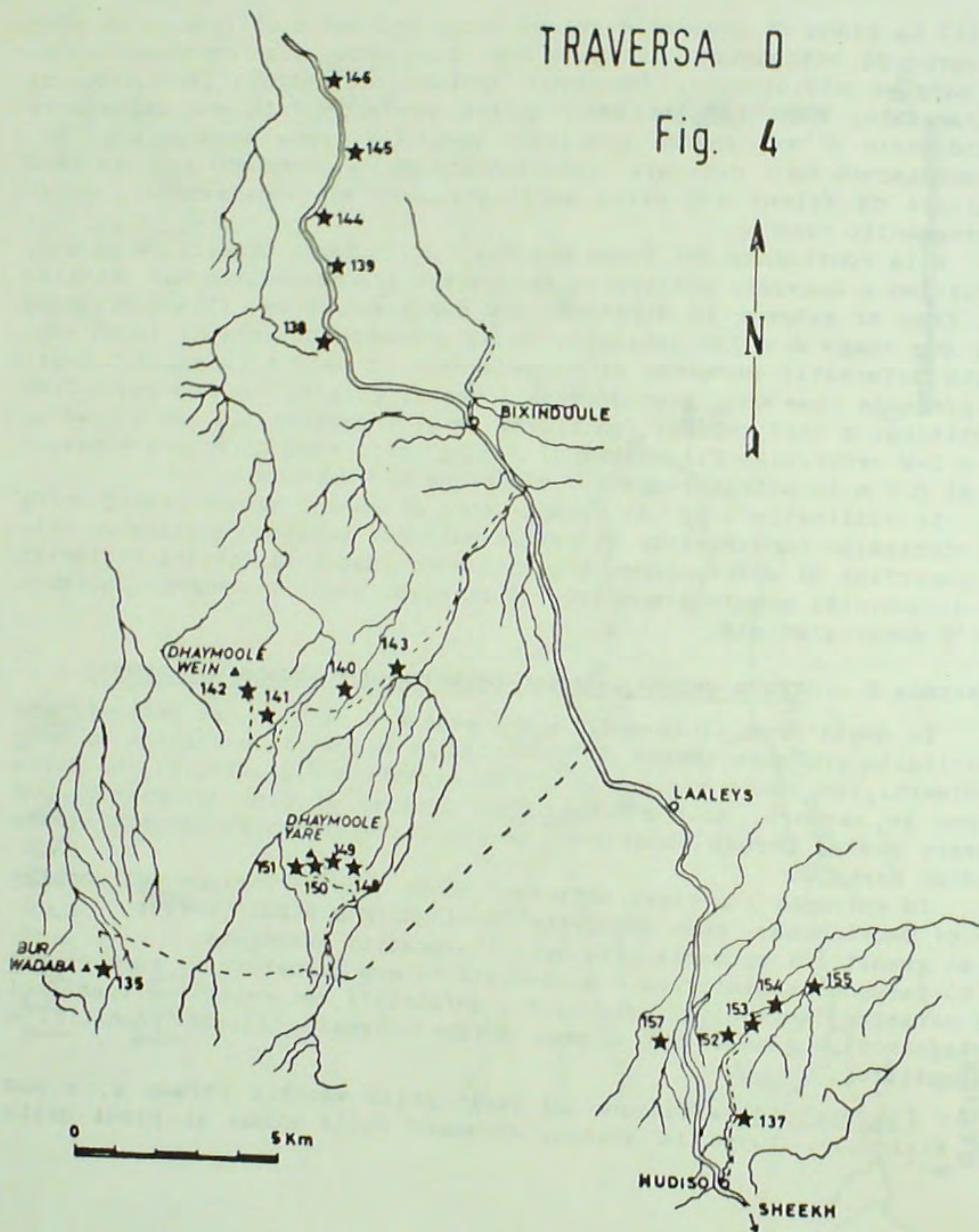
TRAVERSA D - Strada vecchia Hudiso-Berbera, Bur Wadaba e Dhaymole.

In quest'area il basamento può essere diviso in due settori, uno costituito prevalentemente da granitoidi e migmatiti e l'altro da meta sedimenti con rocce basiche e minori migmatiti e granitoidi. La divisione in settori, solo convenzionale e utile ai fini descrittivi, può essere posta, per le escursioni da noi fatte, lungo la vecchia strada Hudiso Berbera.

In entrambi i settori affiorano rocce caratteristiche del complesso di Qabri Baxar, come descritto da HIBRAHIM & SASSI (1981):

- a) granitoidi di varia litologia e migmatiti associate;
- b) paragneiss biotitici e micascisti talora granatiferi, rare quarziti nerastre, anfiboliti epidotiche, anfiboliti con relitti ultramafici, metagabbri e gabbri più o meno anfibolitizzati, filoni granitici e pegmatitici.

a) I granitoidi affiorano ad ovest della vecchia strada e, a sud di Bixindule, lungo la stessa, formando nella piana ai piedi della



scarpata dei bur molto aguzzi. Tali granitoidi si intrudono in migmatiti delle quali conservano inclusi di varie dimensioni (fino a una decina di m) assimilati anche al punto da lasciare solo delle strie biotitiche. Si tratta di intrusioni multiple delle quali la più antica sembra essere di un tipo biotitico a grana minuta. A questo segue un granito porfirico a grana grossa grigio o rosato a fenocristalli di k-feldspato in bei geminati Karlsbad. I due tipi ora descritti si trovano in grossi inclusi dentro ad un microgranito biotitico, talora porfirico. Il grado di porfiricità di quest'ultimo è molto maggiore nelle immediate vicinanze degli inclusi di granito porfirico a grana grossa, e i suoi fenocristalli di k-feldspato sembrano essere xenocristalli derivati dall'assimilazione del tipo a grana grossa. Infine, filoni di leucogranito biotitico rosa-violaceo di 1-10 dm attraversano i litotipi sopra descritti.

Tutti litotipi ora elencati contengono inclusi di basamento e sono lineati, anche intensamente e con direzione molto varia ma con due massimi intorno a NE-SW e NW-SE. A Bur Wadaba, nel tipo porfirico a grana grossa, sono riconoscibili due orientazioni differenti, una riferita alla biotite ed a parte dei fenocristalli di k-feldspato (N85°E) e l'altra, più vecchia, riferita a pochi k-feldspati (N50°E). Due generazioni di filoni pegmatitici tagliano tutti i granitoidi. Si tratta di rocce a grana grossa aventi spessori fino a 1 m, i più antichi sono scistosizzati insieme ai granitoidi e tagliati dai più recenti, apparentemente indeformati. All'ultima generazione di pegmatiti sembrano essere associati anche dei filoncelli di micrograniti rosa anch'essi con direzione N-S.

b) Le migmatiti sono state riscontrate a circa 3 km a NNE di Hudiso e sul fondo del Togga Kalajab, circa 2 km a NE di Bixindule. Nel primo caso, formano una fascia larga 2-300 m e lunga un paio di km disposta NNE-SSW; l'incassante è di gneiss micacei muscovitici a grana grossa la cui componente feldspatica aumenta progressivamente verso le migmatiti e ad esse fanno transizione in modo continuo. Le migmatiti sono prevalentemente di tipo arteritico, lit-par-lit ed infine nebulitico nella parte centrale. Sono grigio biancastre e localmente mostrano concentrazioni granitiche ellittiche di qualche decimetro e caratteristiche pieghe ptigmatiche in filoncelli centimetrici.

Nel Togga Kalajab l'area migmatitica si estende sul fondo del tog per circa 4-500 m. In questo caso il mobilizzato è rossastro e forma anche ammassi metrici; nelle arteriti il melanisoma è nero ed ha frattura concoide a causa della grana finissima. L'incassante è

questa volta di gneiss biotitici ad occhi feldspatici rossi, contenenti rari livelli anfibolitici.

Nell'area di Hudiso il basamento contiene frequenti livelli anfibolitici. Per lo più si tratta di anfiboliti minute, epidotiche, in un caso però dentro a queste si sono rinvenuti nuclei metrici di piroseniti a grana grossa (1-2 cm), del tutto simili a quelli di Hegebo (cfr. Traversa F, Percorso F2, iii), testimonianza della loro origine ignea.

Masse gabbriche più o meno estese intrudono il basamento in quest'area. A nord di Bixindule i corpi più piccoli sono completamente anfibolitizzati e boudinati dentro agli gneiss. Dei corpi più grandi, invece, si conserva la parte interna con l'originaria struttura e mineralogia magmatica, in più punti attraversata da fasce anfibolitiche lungo le quali si è fatta strada la trasformazione metamorfica.

Questo settore del basamento è intensamente ripiegato, accanto alle deformazioni più recenti, pieghe decametriche ad asse orizzontali circa NE-SW e circa NW-SE, permangono anche le tracce di deformazioni più vecchie soprattutto con piccole pieghe (al massimo dell'ordine del metro) ad asse verticale o variamente disposto dentro ai piani di scistosità (punto 153).

TRAVERSA G - Togga Darkainle fino a Damal

Nel distretto di Borama è stato fatto un solo itinerario che attraversa il basamento in un punto dove questo è costituito prevalentemente da litotipi magmatici. Nell'area della sienite di Darkainle, infatti, affiorano:

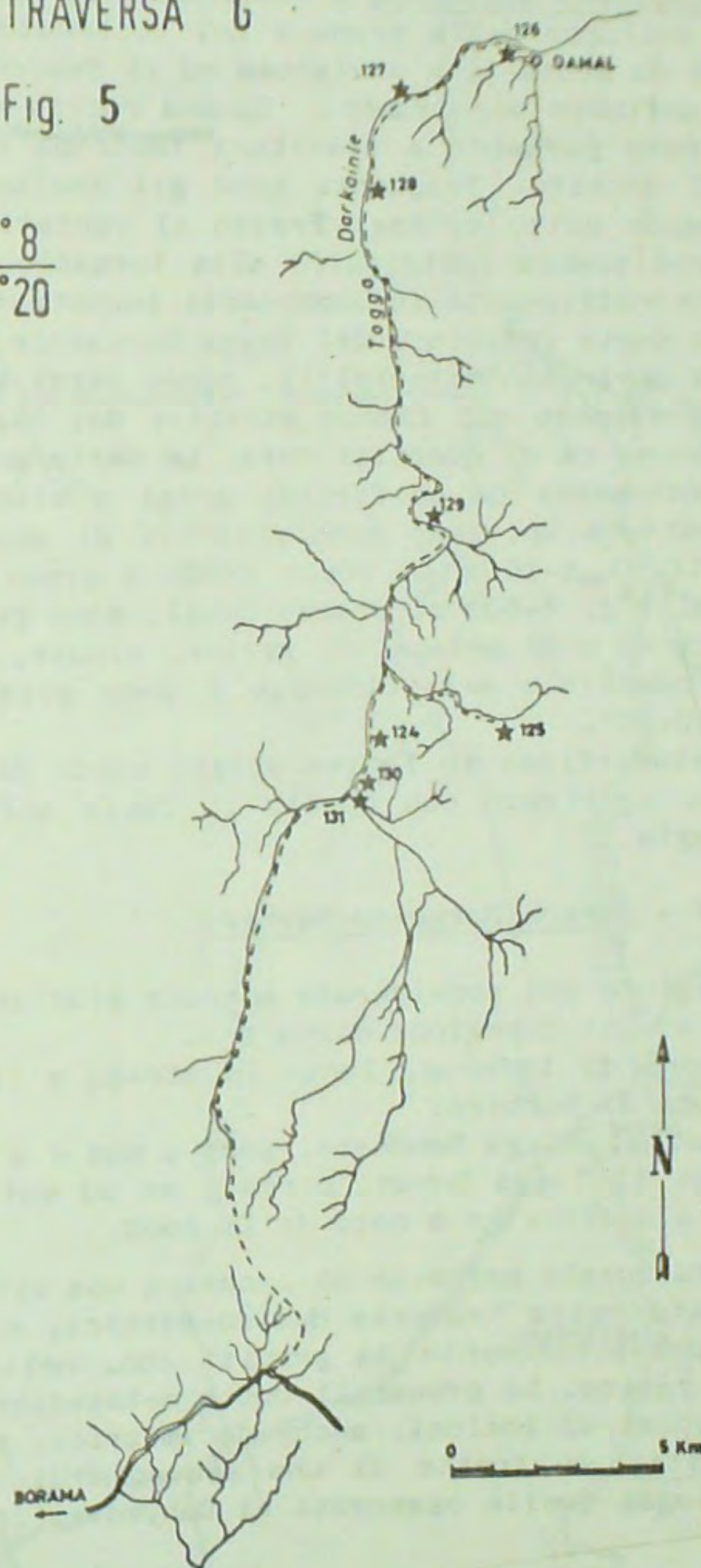
- a) graniti rosati a grana medio-minuta, localmente gneissificati ed attraversati da numerosi filoni pegmatitici a due miche anche a grana vistosa;
- b) sieniti nefeliniche, sieniti biotitiche, sieniti biotitico-anfibolite, localmente a granato;
- c) metarioliti con minori rocce verdi;
- d) minori quantità di paragneiss, micascisti e peliti di basso grado.

Le sieniti di Darkainle si trovano intruse in un basamento con aspetto migmatitico, costituito da scisti scuri, a luoghi granatiferi, con bande di 10-20 cm di gneiss granitico rosato. Il basamento appare piegato ripetutamente, la scistosità è N50°E.

TRAVERSA G

Fig. 5

F° 8
F° 20



Il complesso sienitico è costituito da numerosi litotipi differenti nello sviluppo della grana e nel contenuto mineralogico. La grana può essere da medio-fine a vistosa ed il femico può essere solo biotite, solo anfibolo o entrambi. E' una roccia marcatamente lineata che contiene rare porzioni a tessitura isotropa di pochi m², di sienite a nidi di biotite. Frequenti sono gli inclusi scistosi che possono formare bande molto estese. Presso il contatto meridionale l'intensa deformazione sembra contribuire alla formazione di bande decimetriche ricche alternativamente in componenti leucocratici e melanocratici.

Nella parte inferiore del Togga Darkainle, sugli gneiss granitici poggia una serie con metarioliti, rocce verdi e minori metapeliti. Il contatto è esposto sul fianco sinistro del tog ed è segnato da un livello di 30-40 cm di quarzite nera. La serie metavulcanica è costituita prevalentemente da porfiroidi grigi o biancastri nella cui massa di fondo minuta spiccano fenocristalli di quarzo e feldspati di 2-3 mm. Livelli di 5-10 m di rocce verdi a grana molto fine si ripetono ad intervalli di 4-500 m. Presso Damal, sono presenti anche due livelli di circa 40 m di metapeliti grigie, minute, alternate alle metarioliti. Il complesso metavulcanico è poco scistoso ed immerge a nord di circa 10-20°.

Il metamorfismo in facies scisti verdi della serie metavulcanica è in netto contrasto con quello in facies anfibolitica del basamento su cui poggia.

TRAVERSA F - Strada Hargeisa-Berbera

La regione qui considerata è stata studiata e campionata su tre percorsi, aventi direzione circa N-S.

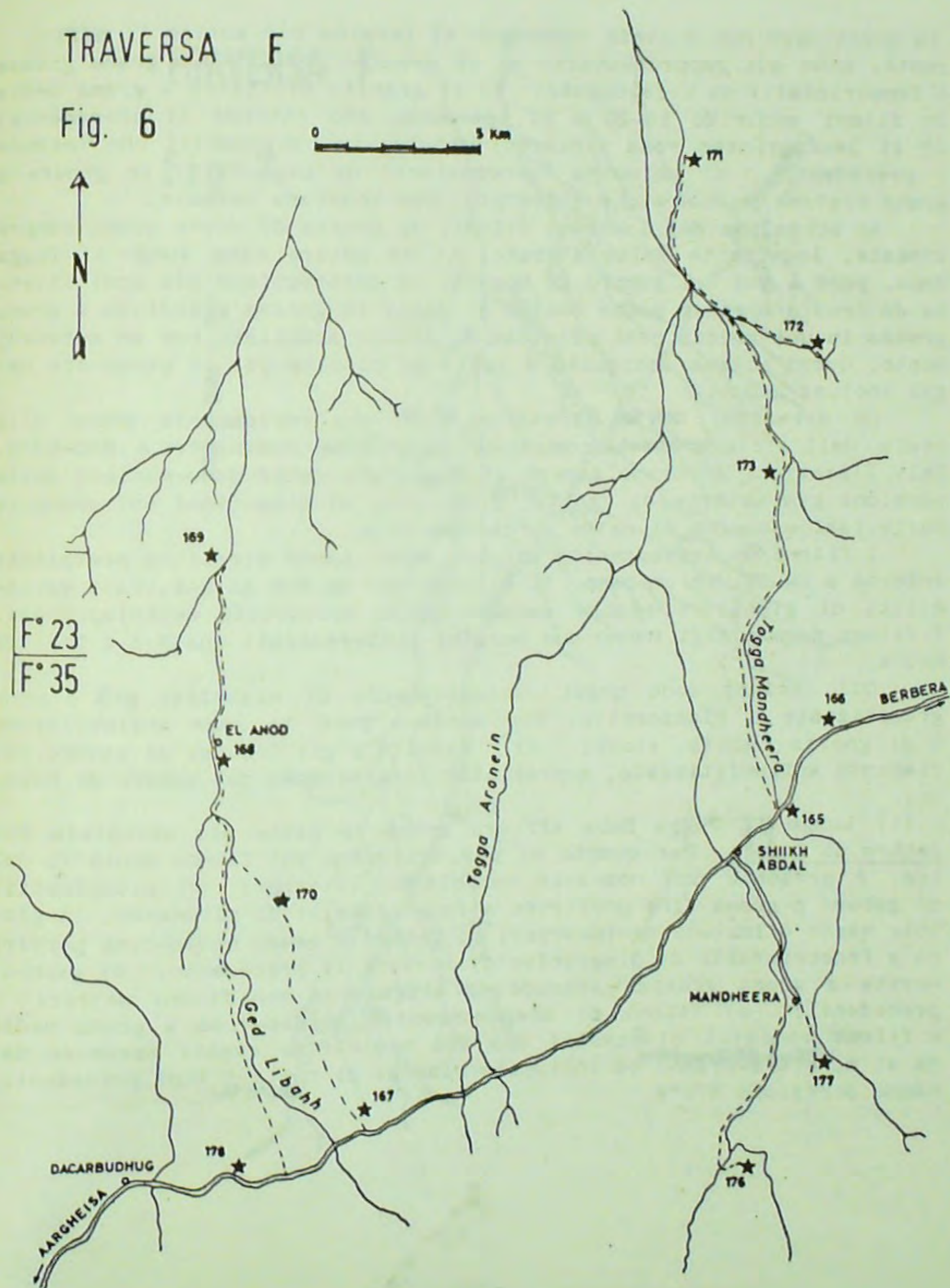
- F1) a nord di Laferug, lungo la strada e lungo il Togga Baba fino alla pianura di Berbera;
- F2) lungo il Togga Mandhere, poco a sud e a nord di Mandhere;
- F3) lungo il Togga Guban, circa 6 km ad est di Dacarbudhug, verso nord fino a qualche km a nord di El Anod.

F1) Su questo percorso si incontra una situazione analoga a quella osservata nella traversa Hudiso-Berbera, e cioè: un basamento costituito prevalentemente da graniti con, nella parte occidentale, un complesso basico. Le probabili rocce metasedimentarie sono assai scarse limitandosi ad inclusi, anche decametrici, nei graniti.

1) graniti: si tratta di una sequenza di intrusioni multiple del tutto analogaa quella osservata ai Dahymole, con identici litotipi, nel

TRAVERSA F

Fig. 6



la quale però non è stato osservato il termine più antico li affiorante. Sono qui rappresentati: a) il granito porfirico a grana grossa e fenocristalli di k-feldspato; b) il granito biotitico a grana media in filoni anche di 15-20 m di spessore, che intrude il precedente; c) il leucogranito rosa violaceo, minuto, in filoncelli che intrude i precedenti; d) un'unica "generazione" di pegmatiti, in genere a grana vistosa, a due miche e granato, con zonatura normale.

Ad eccezione degli ultimi filoni, si tratta di rocce quasi sempre lineate, localmente molto stirate. E' da notare come lungo il Togga Baba, poco a sud del gabbro di Hegebo, la deformazione sia così intensa da trasformare in poche decine di metri lo gneiss granitico a grana grossa in una roccia così scistosa da essere scambiata per un metasedimento. Quest'ultima ambiguità è tuttavia risolta per il permanere degli inclusi scuri.

Le direzioni delle lineazioni cambiano rapidamente anche alla scala dell'affioramento, comunque, il valore dominante è N40-50°E. Tali lineazioni sembrano essere il risultato delle deformazioni sulle porzioni più esterne di "zolle" granitiche di dimensioni estremamente varie (dalla decina di metri al chilometro).

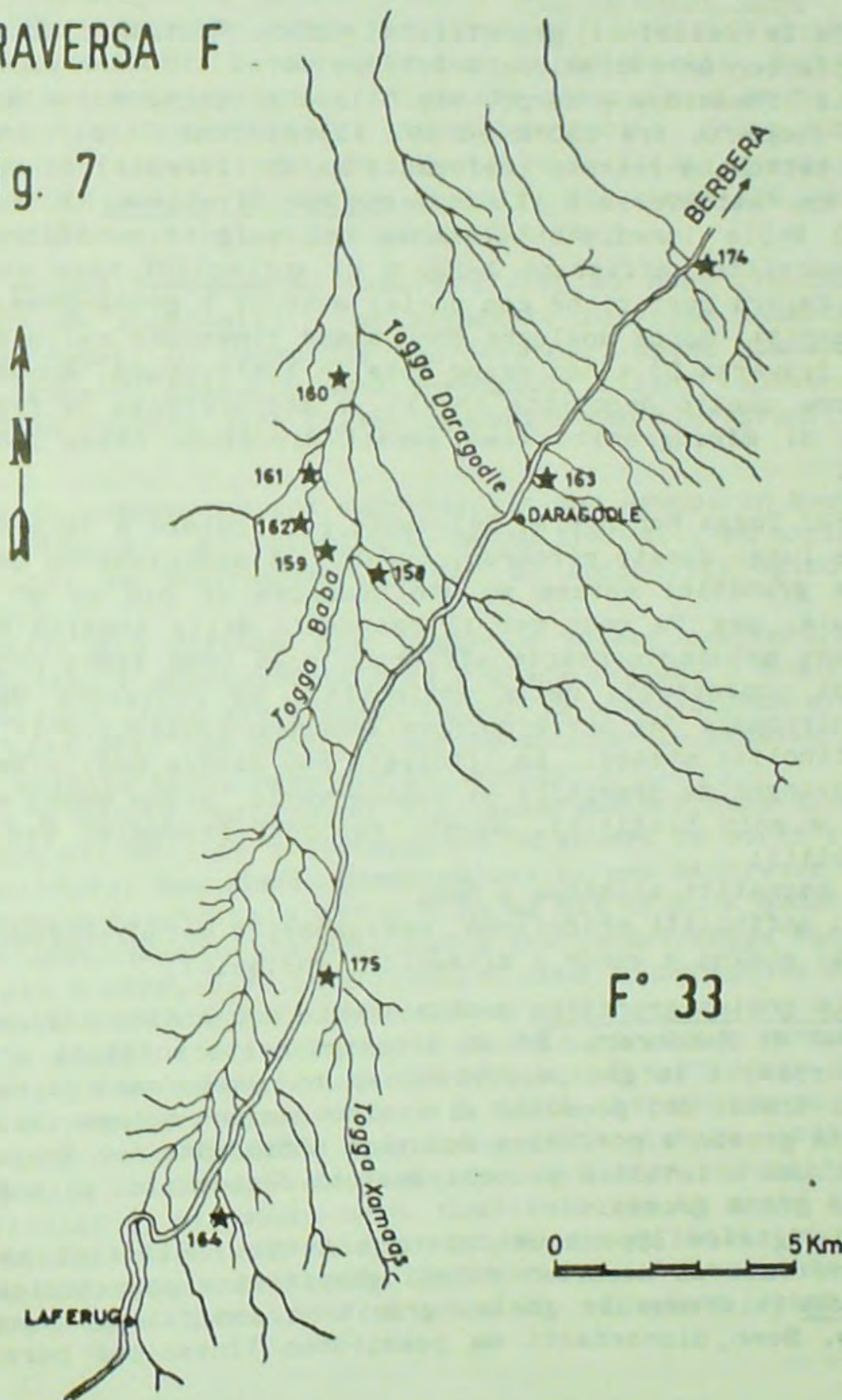
I filoni di leucogranito minuto, rosa, hanno direzione prevalente intorno a NW-SE, in un campo di dispersione da N-S ad W-E. Tale variabilità di giacitura sembra causata dalla scistosità sovrainpostasi. I filoni pegmatitici hanno due massimi preferenziali uno N-S e l'altro N40°W.

Gli inclusi sono quasi esclusivamente di migmatiti più o meno granitizzate e riassorbite. Non mancano però le lame anfibolitiche o di gneiss molto ricchi di biotite e gli inclusi di gabbro variamente anfibolitizzato, soprattutto in vicinanza del gabbro di Hegebo.

ii) Lungo il Togga Baba affiora anche la parte più orientale del gabbro di Hegebo. Per quanto si può osservare sul fianco sinistro del tog, è presente una notevole varietà di litotipi: a) ultrafemiti; b) gabbro a grana fine porfirico a fenocristalli di pirosseno, in piccole masse o inclusi decimetrici; c) gabbro a grana medio-fine porfirico a fenocristalli di plagioclasio, include il precedente; d) gabbro-norite a grana grossa, intrude ed attraversa con filoni metrici precedenti; e) filoni di sienomonzonite grigio-rosa a grana media e filoni granitici biancastri a grana medio-fine eventi spessore dal dm al m, attraversano ed includono blocchi di tutti i tipi precedenti, hanno direzione N70°W.

TRAVERSA F

Fig. 7



Dalle relazioni geometriche sembra trattarsi di una intrusione multipla con un'evoluzione nel tempo verso liquidi a carattere residuale. La lineazione è sempre visibile e a luoghi molto marcata in direzione compresa fra N30°E ed EW. Filoni "basaltici" interessati solo dalla tettonica recente (deformati ma non lineati) di spessore massimo di 50 cm, attraversano il complesso con direzione N30°E.

iii) Nelle immediate vicinanze del margine meridionale del gabbro ora descritto, affiorano 2-300 m di anfiboliti nere compatte a grana fine, talora porfiriche con nuclei metrici a grana grossa (1-2 m) di pirosseniti. Rocce analoghe sono state rinvenute nella zona di Hudiso (cfr. Traversa D) e non erano note in letteratura. Anche questo litotipo, come quello descritto in ii), è attraversato da filoncelli di 20-30 cm di microgranito rosa aventi direzione circa E-W e lineazione N30°E.

F2) Togga Mandheera. Del tutto particolare è la situazione litologica lungo questo percorso, infatti, l'associazione anfiboliti-ortogneiss granitici estesa su uno spessore di più di 30 km è alquanto inusuale, per lo meno per il basamento della Somalia Settentrionale. Le rocce metasedimentarie affiorano solo come lembi più o meno estesi inclusi soprattutto nelle anfiboliti, ad eccezione della parte più settentrionale del percorso dove sembrano costituire l'incassante delle anfiboliti stesse. La litologia può essere così riassunta:

- i) ortogneiss granitici di colore vario, grana media e fine, a due miche o solo biotitici, aventi rapporti intrusivi fra loro e con le anfiboliti;
- ii) pegmatiti scistose e non;
- iii) anfiboliti epidotiche, metagabbri e metaultrafemiti;
- iiii) gneiss a bande e micascisti gneissici.

Lo gneiss granitico probabilmente più antico affiora nelle colline a Sud di Mandheera. E' un litotipo molto scistoso a grana media, di color rosa, a luoghi porfirico, ed in questo caso si ha l'impressione che si tratti del prodotto di rielaborazione metamorfica di un granito a grana grossa e porfirico del tipo affiorante nel Togga Baba. Contiene inclusi scistosi e piccoli inclusi decimetrici di anfibolite gneissica a grana grossa.

Lo gneiss appena descritto e tutti i litotipi che seguono sono attraversati da numerosi filoni granitici e pegmatitici. Micrograniti nocciola iniettano lo gneiss granitico con filoni aventi spessori di 2-3 m. Sono discordanti ma possiedono lineazione parallela a quella

dell'incassante. Analoghi a questi sono i micrograniti rosa, anche a due miche (punti 165, 176, 171) in filoni mediamente da 5-10 m di potenza (max 100 m, punto 173) che intrudono le metabasiti. Anche questi hanno una lineazione evidente, in genere discordante anche se di poco con la direzione di intrusione. Contengono inclusi delle anfiboliti incassanti. Meno frequenti dei precedenti ed in filoni generalmente più piccoli sono i graniti biotitici lineati. Nel punto 176 un tale granito contiene filoncelli di pegmatite biotitica.

I filoni pegmatitici possono essere divisi su basi cronologiche rispetto all'ultima scistosità: a) pegmatiti scistose interfoliate agli ortogneiss rosa; b) pegmatiti non scistose, anche discordanti, a magnetite e granato. Entrambe sono in piccoli filoni (spessore max 50 cm) e le ultime possono dare filoni composti con micrograniti rosso cupo.

Le metabasiti possono essere suddivise in due gruppi in base alla loro probabile origine: a) metagabbri, metaultrafemiti ed anfiboliti a noduli gabbri, di derivazione ignea; b) anfiboliti epidotiche, di origine dubbia.

Le anfiboliti più diffuse sono quelle a noduli centimetrici di gabbro. L'anfibolite è generalmente nera a grana minuta, i noduli spiccano sia per la loro grana più grossa che per la composizione mineralogica (plag. + pirosseno con bordo di anfibolo), per la tessitura isotropa e per il sottile bordo nero che li avvolge.

Anfiboliti a noduli, metagabbri e metaultrafemiti sono di regola associati: i due ultimi tipi costituiscono in genere le parti interne di corpi anfibolitici. Una simile associazione si può osservare vicino alla strada Berbera-Hargheisa a circa 5 km ad est di Shiik Abdal (punto 166) e nell'affioramento già noto sulla destra del Togga Mandheera a circa 20 km più a nord, dove le anfiboliti sono accompagnate da metagabbri, serpentine e talcoscisti attinolitici.

Ultramafiti costituite praticamente da solo pirosseno sono presenti circa 1 km a SE di Mandheera (punto 177) e nell'affluente di destra del Togga Mandheera a circa 14 km a N della strada (punto 172). Si tratta di rocce nero-verdastre massicce a grana vistosa, costituite da grandi cristalli (6-10 cm) di pirosseno verdastro, peccolitico, e da piccoli cristalli di pirosseno nero. Costituiscono la parte interna di corpi anfibolitici con solo un piccolo bordo anfibolitico. Rocce di questo tipo non erano note nella letteratura del basamento della Somalia Settentrionale. Le uniche ultramafiti segnalate erano, come

già accennato sopra, quelle del punto 176.

I metasedimenti sono alquanto scarsi e, se si tralasciano quelli del punto 171, si tratta sempre di piccoli inclusi. Sono per lo più gneiss a bande centimetriche feldspatiche e minori livelli prevalentemente micacei. Nel punto 171 questi gneiss e micascisti gneissici probabilmente costituiscono l'incassante del complesso ultrafemico.

Per quanto riguarda gli elementi strutturali si può così riassumere: su tutto il percorso la direzione dei filoni rimane costantemente attorno al valore di N50°W, N30°E - verticale; la lineazione a sud è parallela alla direzione dei filoni, nella parte intermedia è molto disturbata per la presenza di pieghe ed al limite nord è EW, N30°; le pieghe sono particolarmente evidenti nel punto 166, vicino alla strada le direzioni misurate sono N55°E orizz., N70°W orizz. ed E-W, potrebbe trattarsi di una zona di interferenza di pieghe.

F3) Togga Guban. Il tratto meridionale della pista Dacarbudh Bulaxar offre un ottimo accesso per attraversare il basamento; vi affiorano soprattutto gneiss granitoidi e minori quantità di migmatiti, gneiss biotitici minuti e rare anfiboliti.

I probabili metasedimenti (gneiss biotitici etc.) affiorano lungo la strada asfaltata pochi km ad est di Dacarbudhug. L'affioramento si estende per alcune centinaia di metri; sono gneiss minuti a bande con aspetto migmatitico, contenenti livelli decimetrici di scisti anfibolici. Gli stessi litotipi si trovano inclusi negli ortogneiss granitici che affiorano nella parte rimanente del percorso qui considerato.

Nella parte meridionale della pista affiorano ortogneiss granitici minuti biotitici, rosa. Possiedono lineazione N60°W, NE 40-70° e contengono filoni e piccole sacche pegmatitiche.

Ortogneiss grossolani, porfirici, affiorano invece nella parte centrale e settentrionale della pista. Sono graniti grigi o rossastri con fenocristalli di k-feldspato, del tutto simili a quelli affioranti nei pressi di Daragodle e nella zona di Dhaymoole. Nel fondo del tog. presso El Anod (punto 168), è possibile osservare come il litotipo rosa intruda quello grigio, formando delle vere e proprie breccie di intrusione, entrambi i tipi sono lineati N70°W.

Filoni pegmatitici e di microgranito rosso cupo attraversano entrambi i graniti porfirici con direzione circa E-W.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Naturalmente, non è ancora possibile dare conclusioni sensate circa l'assetto strutturale, la litostratigrafia ecc. del settore di basamento preso in esame. Tuttavia, è possibile arrivare ad una migliore definizione di almeno uno dei "complessi" nei quali è stato suddiviso il basamento della Somalia Settentrionale (SASSI F.P., IBRAHIM H.A. & GATTO G.O. et al., 1983).

Da quanto descritto nelle sezioni precedenti, il basamento delle Traverse D ed F risulta appartenente ad un unico complesso. Esse, infatti, mostra un identico contenuto litologico, la stessa fenomenologia intrusiva sia acida che basica dentro una crosta con pressoché uguali sequenze litologiche. Quanto detto può essere riassunto, con i limiti delle sole osservazioni di campagna, nello schema seguente:

- crosta composta da gneiss minuti, micascisti, minori anfiboliti, rare quarziti, localmente migmatitica;
- intrusioni multiple di corpi femici ed ultrafemici;
- intrusione multipla di granitoidi;
- rielaborazione metamorfica;
- ampia diffusione di pegmatiti.

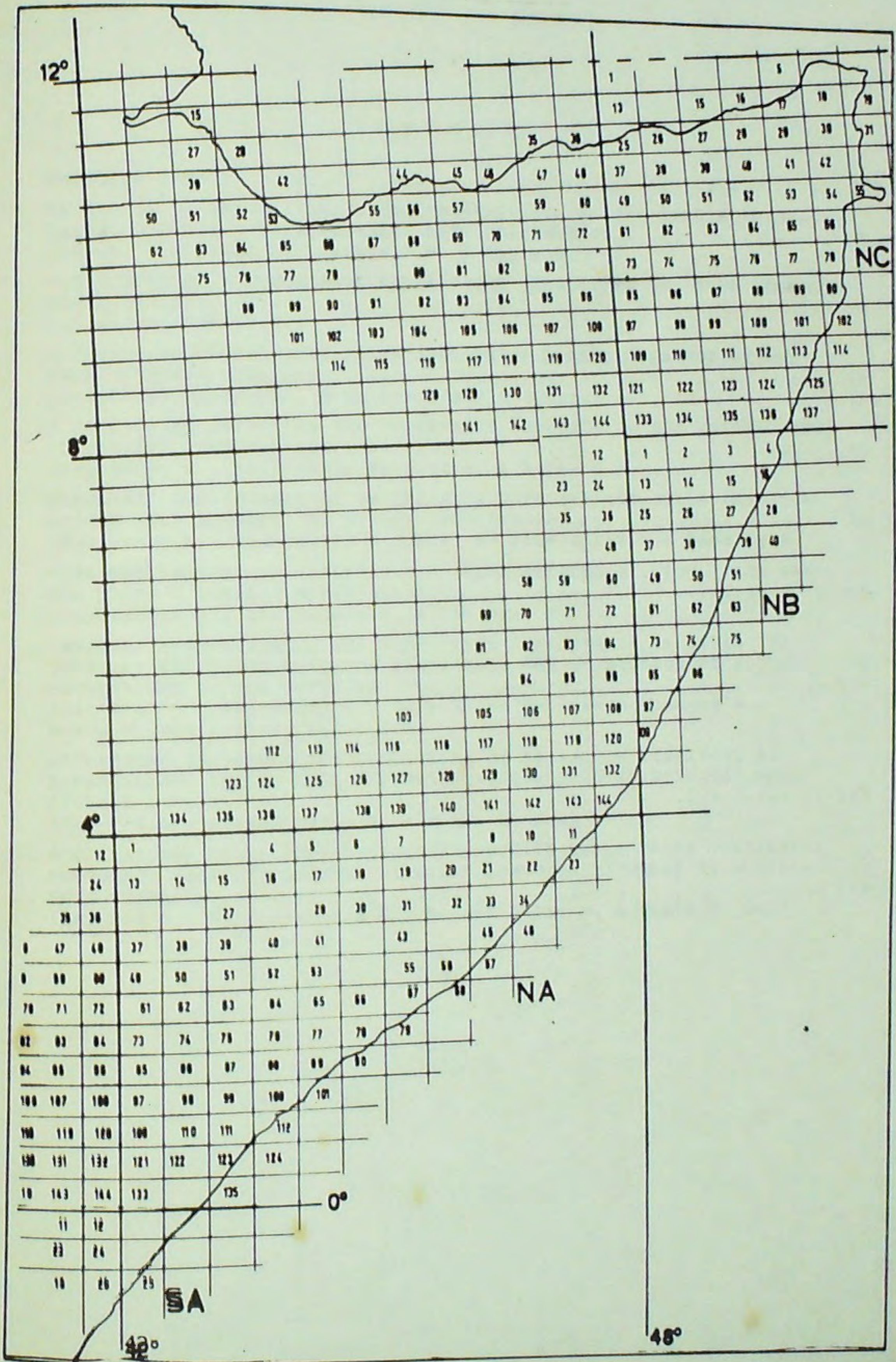
Nel suo insieme ci pare di riconoscere un grande corpo granitico (40 per 60 km) allungato E-W, risultato di più intrusioni in una crosta in parte migmatizzata, contenente numerosi corpi mafici ed ultramafici.

Per quanto riguarda l'appartenenza ad uno dei due complessi di alto grado proposti, si deve considerare sia l'assenza della caratteristica sequenza quarzítico-carbonatica che contraddistingue il Complesso di Mora, che il tipo di migmatiti affioranti nell'area qui esaminata. Queste ultime, infatti, non corrispondono alla descrizione fatta da SASSI & IBRAHIM (1981) soprattutto per la scarsità di anfiboliti associate. In quest'area le anfiboliti sono quasi tutte di origine ignea, associate a metaultrafmafiti e costantemente intruse da graniti. Rimandando la soluzione del problema ad un futuro con maggiori dati, proponiamo come ipotesi di lavoro che l'area delle Traverse D ed F venga comunque considerata facente parte del Complesso gneissico-migmatitico di Qabri Bahar, soprattutto in virtù della litologia dei metasedimenti e del suo carattere di elemento basale.

BIBLIOGRAFIA

- D'AMICO C. & IBRAHIM HERSI ADEN, 1980 - A proposed scheme for the succession of magmatic events in the basement of Northern Somalia. Geol. Rundschau, 70/3.
- DANIELS J.L., 1957 - Preliminary report on the geology of Eastern part of D.O.S. Sheet No.33, Gabile-Hargeisa District.
- DANIELS J.L., 1959 - Minerals and rocks of possible economic significance from Hargeisa and Borama district.
- DANIELS J.L., 1957-60 - Geology of Hargeisa-Borama district.
- DANIELS J.L., 1961 - Preliminary notes on the Damal Kyanite prospects.
- DANIELS J.L., SKIBA, A.J. & SUTTON, J., 1965 - The deformation of some banded gabbros in the northern Somalia fold belt. Quat. Jour. Geol. Soc. Vol. 121, London.
- GATTO G.O., IBRAHIM H.A., SASSI F.P., VISONA' D. & ALI CASSIM, 1951 - Contributo alla conoscenza del basamento della Somalia Settentrionale. Quaderno di Geol. Somalia, V, 27-41.
- GATTO G.O., IBRAHIM H.A., SASSI, F.P. & VISONA', D., 1983 - Contribution to knowledge on the Basement of Northern Somalia. 12th Colloquium of African Geology, Bruxelles, Aprile 6-8, Abstr., 41.
- GEILATLY D.G., 1960 - Report on the geology of the Las-Dureh area Burao District. Geol. Survey, Rep. No. 3.
- HUNT J.A., 1958 - Report on the geology of the Abdalleh area, Hargeisa and Berbera district. Geol. Surv. Rep. No. 2.
- HUNT, J.A., 1960 - Report on the geology of the Berbera-Shikh area, Berbera and Burao district. Geol. Surv. Rep. No.4.
- IBRAHIM HERSI ADEN & SASSI, F.P., 1980 - Outline of the Somali Basement. Geol. Rundschau, 70/3.
- IBRAHIM H.A., 1972 - The pegmatite occurrences of Bur Mado-Lafarug area. Geol. Surv. Unpub. Rep.
- MANSON J.E., 1962 - Report on the geology of the area North of Hargeisa and Lafarug. Hargeisa and Berbera districts. Geol. Surv. Rep. No. 7.

- MASON J.E. & WARDEN, A.G., 1965 - The geology of the Heis-Mait-Waqde-ria area. Erigavo district. Geol. Surv. Rep. No. 1.
- SASSI F.P. & IBRAHIM HERSI ADEN, 1981 - Tentativo di schematizzazione dei problemi litostratigrafici e di correlazione del basamento della Somalia Settentrionale. Quaderno di Geol. Somalia, V, 91-101.
- SASSI F.P., GATTO, G.O. & VISONA', D., 1982 - Present status of knowledge on the crystalline basement of North Somalia Quaderno Geol. Somalia, VII, 263-272



I N D I C E

PRESENTAZIONE..... 3

LE FACIES DI TRANSIZIONE E CONTINENTALI NEL BACINO TERZIARIO DEL DABAN, SOMALIA SETTENTRIONALE. DATI PRELIMINARI..... 7 ✓
(Abbate E., Bruni P., Fazzuoli M. & Sagri M.)

CONTRIBUTO ALLA CONOSCENZA DELLE MASSE GRANITOIDI DEI BUUR (SOMALIA MERIDIONALE)..... 39
(Abdullahi Hayder M.)

PRELIMINARY GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF BANDED IRON-FORMATIONS FROM SOUTHERN SOMALIA..... 55
(Abdullahi Hayder M., Sighinolfi G.P. & Gorgoni C.)

A PRELIMINAR REPORT ON THE QUATERNARY SEQUENCE IN THE COASTAL AREA OF BENADIR (CENTRAL SOMALIA)..... 69
(Angelucci A., Abdulkadir Mohamed M. & Robba E.)

RISULTATI PRELIMINARI DI UN'INDAGINE GEOELETRICA NELLA ZONA COSTIERA NEI DINTORNI DI GESIRA (MOGADISCIO)..... 75
(Benvenuti G., Abdulkadir S. Dorre, De Florentiis N. & Rapolla A.)

NOTA PRELIMINARE SUL RILEVAMENTO DELLA REGIONE DI CEDO (ALTA VALLE DEL GIUBA - SOMALIA MERIDIONALE)..... 85
(Carmignani L., Ali Kassim M. & Fantozzi P.L.)

INDAGINE IDROGEOLOGICA NEL TERRITORIO CIRCOSTANTE LA CITTA' DI QORIOLEY SUL FIUME SHABELLE (SOMALIA), PER LA RICERCA DI ACQUE SOTTERRANEE AD USO POTABILE..... 111
(Dal Pra' A., Benvenuti G., Omar Shire Y., Osman Mohamed A., Mumin M. God & Ahmed Yusuf I.)

SITUAZIONE IDROGEOLOGICA DELLA ZONA DI BALAAD IN RELAZIONE AL RIFORNIMENTO IDRICO DELL'AZIENDA AGRICOLA DELL'UNIVERSITA' NAZIONALE SOMALA..... 129
(Dal Prá A., Hussen Salad M. & Mumin M. God)

OSCILLAZIONI DELLA SUPERFICIE PIEZOMETRICA DELLA FALDA COSTIERA PROVOCATE DALLE ESCURSIONI DI MAREA LUNGO IL LITORALE DI MOGADISCIO (SOMALIA)..... 141
(Dal Prá A., De Florentiis N., Hussen Salad M. & Mumin M. God)

| | |
|--|-------|
| POSSIBILITIES OF DEVELOPING WATER RESOURCES FOR IRRIGATED AGRICULTURE IN ERIGAVO AREA..... | 153 ✓ |
| (Faillace C.) | |
| A BRIEF REVIEW OF THE SURFACE AND GROUNDWATER RESOURCES OF THE NORTH-WEST REGION OF SOMALIA..... | 171 |
| (Faillace C.) | |
| INDAGINE PRELIMINARE SULLA POTENZIALITA' IDRICA DEI BACINI TORRENTIZI SITUATI SULLA SINISTRA DELL'UEBI SCEBELI, TRA HALGEN E IL POZZO DI CEEL GAL, E SULLE POSSIBILITA' DI REALIZZARE IN ESSI DELLE RISERVE D'ACQUA..... | 189 " |
| (Franceschetti B. & Abdulkadir S. Dorre) | |
| PRIMI RISULTATI SULLE ANALISI CHIMICO-FISICHE E MINERALOGICHE DELLE "MARNE DI BUR GOURA" (SOMALIA CENTRALE)..... | 213 |
| (Genevois R. & Osman Mohamed M.) | |
| I MATERIALI NATURALI DA COSTRUZIONE DELLA ZONA DI MOGADISCIO - OSSERVAZIONI TECNICHE PRELIMINARI..... | 223 |
| (Omar Shire I. & Osman Mohamed A.) | |
| GLI ORIZZONTI GESSIFERI IN SOMALIA..... | 233 |
| (Piccoli G., Robba E. & Angelucci A.) | |
| WATER SUPPLY AND AGRICULTURAL USE: A PROPOSAL FOR THE ADOPTION OF SUBSURFACE DAMS IN SOMALIA..... | 239 |
| (Pozzi G., Benvenuti G., Gatti G. & Ibrahim Mohamed F.) | |
| PRESENT STATUS OF KNOWLEDGE ON THE CRYSTALLINE BASEMENT OF NORTH SOMALIA..... | 263 |
| (Sassi F.P., Gatto G.O. & Visoná D.) | |
| NUOVI DATI DI CAMPAGNA SUL BASAMENTO CRISTALLINO DELLA SOMALIA SETTENTRIONALE (ESCURSIONE SETTEMBRE-NOVEMBRE 1983)..... | 273 |
| (Visoná D., Abdullahi Hayder M., Hawa Hersi H., Ibrahim Hersi A. & Said Ahmed A.) | |
| QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI ALLA SCALA 1:100.000 DELLA CARTA TOPOGRAFICA DELLA REPUBBLICA DEMOCRATICA SOMALA..... | 295 |