

GIANNI LANZAFAME (*) & LUIGI TORTORICI (**)

LA TETTONICA RECENTE DELLA VALLE DEL FIUME CRATI (Calabria) (***)

RÉSUMÉ: LANZAFAME G. & TORTORICI L., *La Tectonique recente de la Vallée du Crati (Calabre)* (IT ISSN 0084-8948, 1981). Le bassin du Crati peut être divisé en deux parties: l'une méridionale en position axiale par rapport à la chaîne apenninique, et l'autre septentrionale représentée par la plaine de Sibari, disposée à environ 60° de la précédente et se développant le long de la Ligne de Sangineto.

Afin de reconstruire les étapes de l'évolution tectonique d'un tel bassin, on a étudié la disposition et les faciès des sédiments, les lignes de fractures et l'on a effectué des mesures de diaclases, microfailles, fentes de tension et axes de plis.

Les failles se répartissent suivant trois systèmes principaux. Le plus important est de direction N-S, avec des rejets verticaux quaternaires de l'ordre de 1200 m, et il est responsable des soulèvements de la chaîne côtière et de la jonction de la partie méridionale du bassin du Crati.

Le second système de failles est de direction NW-SE et le troisième NE-SW. Ce dernier est le moins évident des trois car il est en partie masqué par les dépôts quaternaires; mais c'est sans doute le plus important pour la compréhension de l'évolution tectonique de la région, dans la mesure où il correspond à la Ligne de Sangineto, accident à composante horizontale senestre, qui a joué depuis le Miocène un rôle majeur dans la construction de la chaîne apenninique.

L'analyse microtectonique a permis de préciser qu'une phase de compression avec une direction de raccourcissement E-W, intéressant les sédiments du Miocène et du Pliocène inférieur, a été suivie à partir du Pliocène moyen-supérieur par une tectonique de distension, avec une direction d'extension E-W. Cette tectonique a été interrompue, postérieurement au Pléistocène inférieur, par une phase brève de compression, avec une direction de raccourcissement NNW-SSE.

Les sédiments qui affleurent dans la vallée du Crati (principalement argiles, sables, grès et conglomérats) ont un âge allant du Miocène au Quaternaire. Si on laisse de côté les dépôts miocènes partout présents, la disposition des autres sédiments montre que le bassin s'est agrandi notablement vers l'Est, à la fin du Pliocène supérieur, permettant à la mer calabrienne de transgresser largement sur le bord occidental du massif de la Sila. La région de la plaine de Sibari a été subsidente à partir du Pliocène moyen. Cette subsidence a atteint son maximum pendant le Calabrien quand la dorsale de San Lorenzo del Vallo, dont la partie la plus haute était réduite à une petite île, ne fonctionnait plus comme une barrière entre la partie orientale du bassin ouvert vers la Mer Ionienne et la partie occidentale reliée à la Mer Tyrrhénienne.

À la fin du Pléistocène inférieur commence le soulèvement de toute la région. Les mouvements verticaux sont particulièrement intenses dans la chaîne côtière qui commence à émerger alors et provoque la fermeture du bassin vers la Mer Tyrrhénienne. Le soulèvement se poursuit ensuite en plusieurs étapes qui permettent le dépôt des différentes terrasses, l'érosion profonde de la chaîne

apenninique et conduisent à son aspect actuel. En conclusion, on propose pour le bassin du Crati un modèle d'ouverture lié aux mouvements horizontaux de la Ligne de Sangineto.

RIASSUNTO: LANZAFAME G. & TORTORICI L., *La Tettonica recente della Valle del Fiume Crati (Calabria)* (IT ISSN 0084-8948, 1981). Il bacino del F. Crati è costituito da una porzione più meridionale, che si trova in posizione assiale rispetto la catena apenninica e da una porzione più settentrionale, rappresentata dalla pianura di Sibari che si dispone a circa 60° dalla precedente e che si sviluppa lungo la Linea di Sangineto. Al fine di ricostruire le tappe dell'evoluzione tettonica di tale bacino sono state studiate la disposizione e le faciès dei sedimenti, le linee di dislocazione e sono state effettuate misure di diaclasi, microfaglie, fentes di tensione ed assi di pieghe.

Le dislocazioni si dispongono in tre sistemi principali dei quali il più vistoso, con rigetti quaternari dell'ordine di 1200 m, si sviluppa in direzione N-S ed è responsabile del sollevamento della catena costiera e della formazione della porzione meridionale del bacino.

Le dislocazioni del secondo sistema hanno direzione NW-SE; l'ultimo sistema infine, a direzione NE-SW, è il meno evidente dei tre perché in parte mascherato dalla copertura pleistocenica, ma è il più importante in quanto si identifica con la Linea di Sangineto, una struttura a componente sinistra che ha giocato, fin dal Miocene, un ruolo primario nella costruzione della catena.

L'analisi microtettonica ha permesso di puntualizzare che ad una compressione con direzione E-W, rilevata nei sedimenti del Miocene e del Pliocene inferiore, è seguita, dal Pliocene medio-superiore in poi, una tettonica distensiva anch'essa con direzione E-W, interrotta, durante il Pleistocene inferiore, da una puntuale fase compressiva NNW-SSE.

I sedimenti che affiorano nella Valle del Crati (in prevalenza argille, sabbie, arenarie e conglomérati) hanno un'età compresa tra il Miocene ed il Pleistocene ed, a prescindere dai depositi miocenici che sono ubiquitari, mostrano con la loro disposizione che il bacino si è ampliato notevolmente verso E alla fine del Pliocene superiore consentendo al mare calabriano di trasgredire ampiamente sul bordo occidentale del massiccio silano. L'area della pianura di Sibari dal Pliocene medio-superiore in poi è stata sempre in subsidenza, la quale ha raggiunto il suo culmine nel Pleistocene inferiore quando l'alto di S. Lorenzo del Vallo, ormai ridotto ad una piccola isola in corrispondenza della sua porzione più elevata, ha

(*) Istituto Internazionale di Vulcanologia, CNR, Catania.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Castiglione Scalo, Cosenza.

(***) Lavoro eseguito con il contributo del CNR, contratto CT 79.00118.05. Si ringrazia ETCHECOPAR per il trattamento dei dati al computer.

smesso di funzionare da elemento separatore tra la parte orientale del bacino, aperta verso lo Jonio, e la parte occidentale tirrenica.

Inizia alla fine del Pleistocene inferiore il sollevamento di tutta l'area che si manifesta con particolare intensità nella catena costiera, che inizia ad emergere in questo periodo realizzando così la chiusura del bacino verso il Tirreno. Il sollevamento continua attraverso una serie di tappe che permettono la deposizione di sedimenti marini e continentali variamente terrazzati, la profonda erosione della catena e fanno assumere alla regione l'assetto attuale.

PREMESSA

La Valle del Crati è una depressione tettonica orientata in direzione N-S, le cui caratteristiche salienti consistono nel fatto di trovarsi in posizione assiale rispetto la catena appenninica e di essere delimitata da faglie che diventano man mano meno numerose e meno vistose da W verso E; è da notare ancora che la Valle del Crati passa verso N nella fossa di Sibari che presenta invece un andamento normale alla catena ed è delimitata a settentrione dalla *Linea di Sangineto*, una struttura con componente di movimento orizzontale sinistra che ha giocato un ruolo primario nella costruzione della catena (AMODIO-MORELLI & *alii*, 1979).

A prescindere dai più discontinui lembi miocenici, i sedimenti marini che si rinvencono nella Valle del Crati hanno un'età plio-pleistocenica e la loro deposizione è avvenuta trasgressivamente da W verso E (BURTON, 1971). Questa non è avvenuta con continuità ma attraverso tappe successive accompagnate da attività tettonica e perciò marcata da lievi discordanze.

Tali caratteristiche particolari ci hanno portato ad esaminare l'evoluzione tettonica di questo bacino ed, al fine di avere informazioni il più possibile complete, l'esame è stato condotto attraverso lo studio della grandi linee di dislocazione, delle microdeformazioni che interessano i sedimenti e delle facies di questi ultimi. I risultati di questa indagine ci hanno inoltre permesso di ipotizzare uno schema di genesi del bacino del F. Crati legato all'attività della Linea di Sangineto.

STRATIGRAFIA

Qui di seguito verranno esposti i lineamenti principali della successione postorogena, di età compresa tra il Miocene medio ed il Pleistocene, trasgressiva sulla catena, costituita quest'ultima dalla sovrapposizione di varie unità tettoniche. Le notizie, oltre che da osservazioni degli autori, specialmente per quel che riguarda l'alta Valle del Crati, di cui la bibliografia è carente, sono desunte da VEZZANI (1968), BOUSQUET & GUEREMY (1969), GUEREMY (1972), PERRONE & *alii* (1973), DI NOCERA & *alii* (1974), DI NOCERA & *alii* (1975), LANZAFAME & ZUFFA (1976).

MIOCENE

Affiora diffusamente in lembi discontinui risparmiati dall'erosione ed è rappresentato nella sua sequenza basale da un conglomerato poligenico legato con rapporti di eteropia latero-superiore a sabbie ed arenarie arcose; questa sequenza passa, attraverso livelli lentiformi

di calcareniti organogene, che a Sud di Cosenza assumono notevole continuità e potenza, ad argille siltose a *Globorotalia menardii*. Lo spessore complessivo è di alcune centinaia di metri. Seguono i depositi della serie evaporitica messiniana (250 m circa), anch'essi trasgressivi, che affiorano con facies variabili da punto a punto essendo costituiti da termini tra loro spiccatamente eteropici tra cui è possibile distinguere un conglomerato basale, marne calcaree siltose ed argille marnose a *Globigerina multiloba* con gessi intercalati.

PLIOCENE INFERIORE

Affiora lungo il bordo occidentale del bacino e, con maggiore continuità, nella zona di Lungro; è stato rinvenuto anche a —1 340 m di quota sul livello del mare nel sondaggio Crati 2 (SNIA VISCOSA, 1971), il più orientale fra quelli eseguiti nella pianura di Sibari. La successione è costituita da una porzione basale di microconglomerati ed arenarie torbiditiche (10 m circa) che evolve rapidamente a 150 m di prevalenti argille siltose grigio-azzurre, ben stratificate, a *Globorotalia puncticulata* e con i livelli basali a *Globorotalia margaritae* e *Sphaeroidinellopsis*. Le argille poggiano talora direttamente in concordanza sui depositi messiniani (T. Fiumicello, presso Lungro).

PLIOCENE SUPERIORE - PLEISTOCENE S.L.

Trasgressiva sui termini finora descritti o direttamente sul substrato la successione del Pliocene superiore-Pleistocene s.l. esordisce con un conglomerato discontinuo, poligenico, del Pliocene medio-superiore (250 m di spessore a Vaccarizzo) che passa a prevalenti argille marnose (150 m) a *Globorotalia inflata*, sormontate a loro volta, con continuità di sedimentazione (a Mongrassano), o con una leggera discordanza (a Montalto Uffugo), da sabbie ed arenarie ad *Hyalinea balthica* spesse 250 m. Queste sabbie ed arenarie, a causa di un notevole ampliamento del bacino verso E durante la loro sedimentazione, trasgrediscono direttamente sul substrato attraverso livelli basali conglomeratici lungo tutto il bordo silano della fossa del Crati e sull'alto di S. Lorenzo del Vallo. A queste sabbie ed arenarie seguono argille marnose (600 m) ad *Hyalinea balthica* e sabbie e conglomerati regressivi (200 m) a *Globorotalia truncatulinoides* e quindi ascrivibili alla parte alta del Pleistocene inferiore (Siciliano di RUGGIERI & SPROVIERI, 1977).

I sondaggi eseguiti nella pianura di Sibari hanno attraversato una successione plio-pleistocenica, rappresentata da un conglomerato trasgressivo di limitato spessore, cui seguono fino a 1 200 m circa di argille siltose con rare intercalazioni sabbiose.

Nella zona di Lungro-Castrovillari la sedimentazione inizia nel Pleistocene inferiore ed è esclusivamente rappresentata da depositi ghiaioso-conglomeratici di ambiente paraloico.

Al limite meridionale del bacino, a S di Cosenza (Piano Lago), la sequenza marina infrapleistocenica passa lateralmente a sabbie limose e limi di origine continentale con intercalati livelli lentiformi di conglomerati grossolani e brecce (150 m).

Trasgressivi sui vari termini della successione plio-pleistocenica si rinvencono, nella porzione medio-bassa della Valle del Crati, più o meno estesi depositi marini terrazzati riferibili al Pleistocene medio, visti i rapporti con le formazioni sottostanti. Questi sono sostituiti, nelle porzioni più marginali del bacino, da depositi continentali alluvionali e di facies lacustre e nella parte alta da superfici di erosione e da accumuli pedemontani. Limitatamente alla zona compresa tra Doria e Sibari seguono, trasgressivi, depositi marini terrazzati prevalentemente sabbiosi. Depositati più recenti, esclusivamente continentali, sono rappresentati infine dagli accumuli pedemontani che si localizzano lungo il bordo della Sila, della Catena costiera e nella zona di Castrovillari.

DISLOCAZIONI

Le dislocazioni che interessano il bacino del Crati si identificano in tre sistemi principali. Il più vistoso, a direzione N-S, è rappresentato dalle faglie che hanno determinato il sollevamento della struttura che costituisce la catena costiera e segnano il limite occidentale del bacino e dalle più rare dislocazioni che rappresentano verso E il limite tra il bacino stesso ed il massiccio silano. Un secondo sistema, con direzione NW-SE, si identifica con le faglie che abbassano verso N l'edificio della catena costiera e determinano un ampliamento verso W del bacino di sedimentazione. L'ultimo sistema che è rappresentato da una serie di dislocazioni ad andamento NE-SW, legate alla Linea di Sanginetto, chiudono verso N il bacino del Crati.

SISTEMA N-S

È rappresentato da faglie che determinano una struttura a gradinata degradante verso E e che non sono rigorosamente parallele ma divergono leggermente procedendo verso N dalla zona immediatamente a S di Cozenza. Si possono distinguere due elementi principali, rappresentati dalla linea S. Marco Argentano - S. Fili e dalla linea Torano Castello-Marano Marchesato già descritte da LANZAFAME & ZUFFA (1976) e da ORTOLANI (1976). La prima dislocazione, la più occidentale, segna la separazione in affioramento tra il substrato cristallino metamorfico della catena e i sedimenti postorogeni; la seconda mette a contatto, sempre in affioramento, i livelli più profondi di quest'ultimi con i livelli sommitali della serie plio-pleistocenica. Viene così ad essere delimitata una fascia compresa fra le due dislocazioni in cui affiorano quasi esclusivamente i depositi postorogeni più antichi e limitate porzioni del substrato.

Queste dislocazioni sono espresse morfologicamente da versanti rettilinei ben evidenti, talora modellati in faccette triangolari; alla base delle scarpate si localizzano depositi più o meno estesi di falde e coni di detrito. I sedimenti in prossimità delle faglie principali si presentano interessati da numerose piccole dislocazioni vicarianti e sono generalmente intensamente deformati come a S. Marco Argentano od in prossimità di S. Fili, dove una serie di faglie normali mette a contatto sedimenti supramiocenici con termini basali della successione infra-

pleistocenica i quali, con giacitura verticale, sono a loro volta accostati ai termini sommitali della stessa successione. Nella zona più settentrionale della fascia compresa tra le due linee principali di questo sistema si sviluppa una serie di faglie orientate NNE-SSW che, creando una serie di horst e graben, porta a volte ad affiorare il substrato cristallino; ben individuati geologicamente sono l'horst di Ponte Malofabbricato che porta in affioramento rocce granitiche e l'horst di Lattarico in corrispondenza del quale affiora la sequenza evaporitica messiniana con il suo substrato.

Faglie appartenenti a questo sistema si ritrovano ancora poco a W di Roggiano Gravina dove tagliano termini del ciclo plio-pleistocenico che, insieme ai depositi infra-mesopleistocenici terrazzati che li coprono trasgressivi vengono ribassati di circa 100 m verso W.

Altre dislocazioni minori si riscontrano nelle vicinanze di Arcavacata dove faglie normali determinano una struttura a gradinata con progressivo abbassamento verso E interessando sia termini infrapleistocenici sia i sovrastanti depositi continentali terrazzati del Pleistocene medio-superiore.

I sedimenti più recenti interessati da questo sistema sono i depositi alluvionali pedemontani di Marri che, in base ai rapporti con le altre formazioni, possono essere tentativamente attribuiti al Pleistocene medio-superiore; a Mongrassano una serie di faglie normali e subparallele, con direzione N-S, dislocano i sedimenti infrapleistocenici ed i depositi continentali pseudostratificati che li coprono in leggera discordanza.

A questo sistema appartengono anche numerose faglie che dislocano termini del substrato e creano morfologie particolari come vette con le massime quote allineate, non corrispondenti alle linee di spartiacque, corsi d'acqua rettilinei e faccette triangolari ben evidenti.

Questo sistema di faglie raggiunge i massimi rigetti nella zona di Regina dove i livelli basali messiniani sono messi a contatto con le sabbie ed i conglomerati regressivi infrapleistocenici, per cui i rigetti post Pleistocene inferiore, tenuto conto dello spessore dei sedimenti messiniano-infrapleistocenici che affiorano con potenze complessive di 1 700 m e della probabile riduzione di tale spessore dovuta alla fase erosiva pliocenica, sono dell'ordine di 1 200 m.

SISTEMA NW-SE

Trova la sua massima espressione nell'allineamento di faglie che da S. Sosti si prolunga verso SE, interessando trasversalmente il bacino del Crati, fino al bordo silano di quest'ultimo. Si tratta di faglie normali, con piani inclinati 70-80° verso NE. Nel tratto più settentrionale le dislocazioni mettono a contatto in affioramento il substrato cristallino ed i termini più bassi della successione postorogena con i livelli plio-pleistocenici creando come a S. Sosti e a S. Marco Argentano, scarpate ben sviluppate. Tra S. Marco Argentano e Rose queste faglie controllano l'idrografia (T. Finita, F. Crati) e fungono inoltre da elemento separatore tra due zone del bacino di cui quella a N è caratterizzata dalla diffusa presenza di depositi marini terrazzati mediopleistocenici,

sostituiti nella porzione meridionale, da glaciai e da depositi continentali alluvionali anch'essi mediopleistocenici. Nel suo tratto più meridionale questo allineamento funge da margine S al vasto apparato conoidale del F. Mucone.

Anche la ben nota faglia del M. Pollino (BOUSQUET & GUEREMY, 1969) con andamento NW-SE, disloca verticalmente i sedimenti plio-pleistocenici di circa 500 m e dà luogo a scarpate rettilinee con una evoluzione morfologica molto articolata (BOUSQUET, 1973).

Faglie NW-SE interessano l'alto strutturale di S. Lorenzo del Vallo dislocando i sedimenti pleistocenici di circa 100 m e dando origine ai meandri incassati nel substrato cristallino del medio-basso corso del F. Crati.

Osservazioni effettuate su faglie minori appartenenti a questo sistema immediatamente a NE di Terranova da Sibari ed in prossimità di S. Lorenzo del Vallo (Fonte Pippiana), mostrano inoltre che si tratta di antiche faglie rimobilizzate dalla tettonica pleistocenica (SPADEA & *alii*, 1979). A Fonte Pippiana si osserva infatti una faglia che disloca di almeno 200 m diversi termini del substrato cristallino dislocando solamente di 1,5 m la base conglomeratica dei depositi infrapleistocenici; la medesima situazione si osserva a Terranova da Sibari dove faglie ad andamento NW-SE interessano termini del substrato con rigetti di circa 300 m venendo suturate dai depositi infrapleistocenici che solo a luoghi sono dislocati di alcuni metri.

I rigetti dell'intero sistema aumentano progressivamente da S verso N dove, lungo la dislocazione principale, raggiungono valori complessivi dell'ordine del migliaio di metri di cui almeno 700 realizzati dopo il Pleistocene inferiore.

SISTEMA NE-SW

Questo sistema è il meno evidente dei tre ma senz'altro il più importante; esso ha infatti giocato un ruolo essenziale nella storia tettonica della regione e trova la sua massima espressione nella nota Linea di Sanginetto di controversa interpretazione (STAUBB, 1951; GLANGEAUD, 1952; CAIRE & *alii*, 1960; GRANDJACQUET & *alii*, 1961; OGNIBEN, 1969; PERRONE & *alii*, 1973; AMODIO-MORELLI & *alii*, 1979). Questa linea attraversa tutta la regione e nel bacino del Crati è riconoscibile nella sua geometria rettilinea solo a tratti in quanto nella copertura pleistocenica dà luogo a manifestazioni diverse. Quest'ultimo fatto testimonia che l'attività di questa struttura, iniziata almeno nel Miocene inferiore (AMODIO-MORELLI & *alii*, 1979), si è protratta durante tutto il Pleistocene.

La Linea di Sanginetto è costituita da una serie di faglie normali che determinano una struttura a gradinata degradante verso SE e separano, fin dal Pliocene superiore, due ambienti di sedimentazione: uno a N, ai piedi della catena del M. Pollino, caratterizzato da depositi detritici grossolani che riflettono caratteristiche di ambiente paralic che evolve all'inizio del Pleistocene medio ad ambiente lacustre, e l'altro a S, caratterizzato da peliti a microfaune pelagiche. Nella zona di Altomonte è rap-

presentato da una faglia normale che mette a contatto, con rigetti verticali di circa 300-350 m, sedimenti prevalentemente argillosi del Miocene superiore a NW con termini sommitali del ciclo plio-pleistocenico a SE e crea, a causa del diverso grado di erodibilità dei terreni posti a contatto, vistose scarpate modellate nella porzione ribassata (*subsequent scarp faults*). Nel tratto compreso tra Altomonte ed il T. Coscile non si hanno evidenze nei depositi pleistocenici di questo sistema di dislocazioni; si ritrova invece una serie di faglie normali *en échelon* con direzione N-S, che potrebbero rappresentare delle fessure di Riedel legate a movimenti trascorrenti in profondità (TCHALENKO & AMBRASEYS, 1970); la loro geometria testimonierebbe così l'esistenza di movimenti a componente sinistra della struttura sepolta in accordo in ciò con AMODIO-MORELLI & *alii* (1979) e GHISSETTI & VEZZANI (1979). Dal T. Coscile fino alla costa ionica è possibile seguire con buona continuità l'elemento principale che è particolarmente evidente in corrispondenza di Cassano Jonio dove determina un alto costituito da termini del substrato qui prevalentemente carbonatico su cui poggiano sedimenti paralici infrapleistocenici la cui base trasgressiva si trova a circa 400 m sul livello del mare. La base trasgressiva del ciclo plio-pleistocenico, lungo il lato ribassato da questa faglia, si ritrova nel pozzo Doria 1 (MONTECATINI, 1955) a quota -1 100 m sul livello del mare e nel pozzo Sibari 1 (PERGEMINE, 1970) a quota -1 280 sul livello del mare. In questa zona l'attività sinsedimentaria di questa dislocazione risulta ben evidente; essa è documentata, lungo la scarpata di faglia, dalla presenza di vistosi livelli con deformazioni sinsedimentarie e da olistoliti del substrato cristallino in seno alla sequenza pelitica (MELIDORO, 1966). Verso Oriente ai piedi della scarpata di faglia si ha un notevole sviluppo di apparati conoidali pleistocenici.

Al sistema NE-SW appartiene la Linea S. Marco Argentano-Doria, lungo la quale il corso del F. Esaro presenta un percorso vistosamente rettilineo, che determina il sollevamento del blocco sud-orientale e delimita l'alto di S. Lorenzo del Vallo mettendo a contatto il substrato cristallino con i termini sommitali della successione plio-pleistocenica. Questo alto risulta già individuato fin dal Pliocene superiore e a partire da questo periodo subisce un progressivo sprofondamento che culmina nel Pleistocene inferiore quando è ridotto ad una piccola isola; tutti i termini della successione infrapleistocenica si rastremano infatti in corrispondenza della porzione più elevata dell'alto stesso che in tale periodo era emersa: numerosi fori di litodomi sembrerebbero infatti testimoniare un'antica linea di costa immediatamente a monte dei più alti affioramenti dei depositi marini. L'alto si immerge rapidamente verso NE dove i sedimenti pelitici diventano dominanti ed assumono spessori dell'ordine del migliaio di metri.

Indicazioni sulla presenza di questo sistema in sottosuolo vengono fornite dalla analisi dei pozzi profondi perforati nella pianura di Sibari. Lungo una direttrice che dall'alto di Cassano Jonio scende verso SE, in una serie di pozzi la base trasgressiva del ciclo plio-pleistocenico è stata rinvenuta, rispetto al livello del mare, a -1 100

metri (pozzo Doria 1), —780 m (pozzo Crati 3, SNIA VISCOSA, 1973), a —1 290 m (pozzo Crati 1, SNIA VISCOSA, 1969) e a —1 340 m (pozzo Crati 2, SNIA VISCOSA, 1971). Questi valori sono spiegabili ammettendo la presenza di una serie di faglie, presumibilmente ad andamento NE-SW, compatibile con il sistema dominante in questa porzione del bacino, che delimitano un alto strutturale in corrispondenza del pozzo Crati 3.

L'analisi di questi sondaggi profondi e delle situazioni di superficie ci permette di valutare l'entità dei movimenti di queste dislocazioni e di tentare la ricostruzione paleogeografica di questa porzione del bacino. I sedimenti infrapliocenici si rinvennero in affioramento solo lungo il limite occidentale della media Valle del Crati e nei sondaggi vengono ritrovati solamente nel pozzo Crati 2, al margine più orientale della pianura di Sibari; ciò potrebbe significare che l'alto di S. Lorenzo del Vallo figurava da elemento separatore di due bacini infrapliocenici, uno orientale, aperto verso lo Jonio, ed uno occidentale aperto verso il Tirreno. Una seconda ipotesi vedrebbe invece un unico bacino infrapliocenico i cui sedimenti in corrispondenza dell'alto strutturale e della porzione centrale della pianura di Sibari, sollevatesi in epoca successiva, sarebbero stati completamente asportati in seguito ad un evento erosivo mediopliocenico.

È comunque necessario invocare ampie comunicazioni verso il Tirreno perché le faune pelagiche delle argille infraplioceniche e supraplioceniche del bordo occidentale del bacino non sono compatibili con situazioni di golfo o di stretto braccio di mare che deriverebbero da comunicazioni solamente verso lo Jonio. Lo sprofondamento della pianura di Sibari è comunque iniziato nel Pliocene superiore continuando fino al Pleistocene e raggiungendo valori massimi di circa 1 400 m lungo tutta la Linea di Sangineto; nel pozzo Sibari 1 infatti, in corrispondenza del lato ribassato di questa linea sono state attraversate circa 1 300 m di peliti plio-pleistoceniche.

MICROTETTONICA

Su tutti i terreni affioranti nel bacino del Crati sono state effettuate numerose misure di diaclasi, microfaglie e fessure di tensione (*fentes*) ed assi di pieghe.

I terreni miocenici ed infrapliocenici sono interessati quasi esclusivamente da un fitto reticolato di diaclasi che si manifesta con la formazione di due sistemi: uno prevalentemente N-S e l'altro NE-SW. Su questi termini, a causa della loro litologia prevalentemente pelitica e dei numerosissimi dissesti superficiali che li interessano, è stato possibile effettuare solo poche osservazioni microtettoniche le quali mostrano comunque chiare evidenze di una tettonica polifasica che è possibile schematizzare in una fase compressiva seguita da una distensiva. Questa successione di eventi è riconoscibile pressoché in tutte le stazioni di misura effettuate e si mostra particolarmente evidente quando si analizzano le deformazioni rigide dei termini arenacei e calcarenitici miocenici. Le deformazioni in compressione si manifestano principalmente con pieghe i cui assi sono orientati circa N-S e

che si possono osservare nei sedimenti miocenici ed in quelli infrapliocenici un po' ovunque e con particolare evidenza nei dintorni di Lattarico o nei pressi di S. Sisto dei Valdesi, dove pieghe con assi N-S deformano vistosamente marne e siltiti del Pliocene inferiore. Sono presenti anche numerose faglie inverse con direzioni variabili da 350° a 15°, che interessano vari termini della successione miocenica e talora infrapliocenica. Sono state inoltre misurate numerose faglie trascorrenti sia destre (35° - 50°) che sinistre (110° - 150°) con *pitch* inferiore ai 10°. I dati di queste manifestazioni in compressione riguardanti i sedimenti miocenici ed infrapliocenici sono riportati, cumulativamente per tutta la Valle del Crati, nell'emisfero inferiore del diagramma di SCHMIDT di fig. 1 che mostra una direzione di raccorciamento massimo (z) E-W.

Le deformazioni in distensione che interessano questi terreni sono successive a quelle in compressione e si esplicano con faglie normali e fentes di tensione che presentano una direzione N-S pressoché costante anche al di fuori dell'area qui considerata. I rapporti temporali tra queste due fasi deformative sono desumibili dalla sovrapposizione sugli stessi piani di faglia di due ordini di strie, un primo in compressione tagliato da un secondo in distensione; è possibile effettuare tali osservazioni in vari affioramenti di termini miocenici poco a S di Cosenza o ancora in sedimenti infrapliocenici nei dintorni di Lattarico e di Lungro.

I sedimenti del ciclo plio-pleistocenico hanno mostrato di essere interessati in prevalenza da strutture distensive e si sono osservate solo tracce di strutture in compressione. Sulle strutture in distensione sono state effettuate 15 stazioni di misura, ognuna rappresentativa di un set-

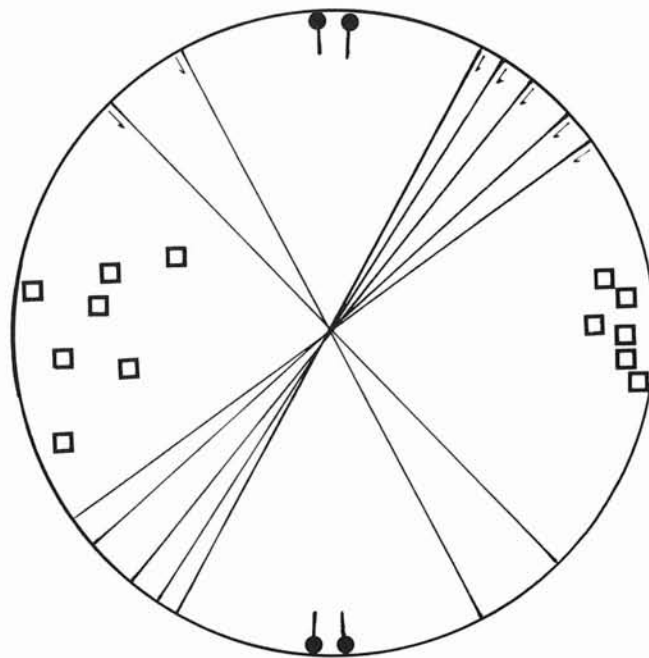


Fig. 1 - Diagramma cumulativo delle strutture in compressione in sedimenti miocenici ed infrapliocenici. Vedi spiegazione nel testo. (Diagramma di SCHMIDT, emisfero inferiore).

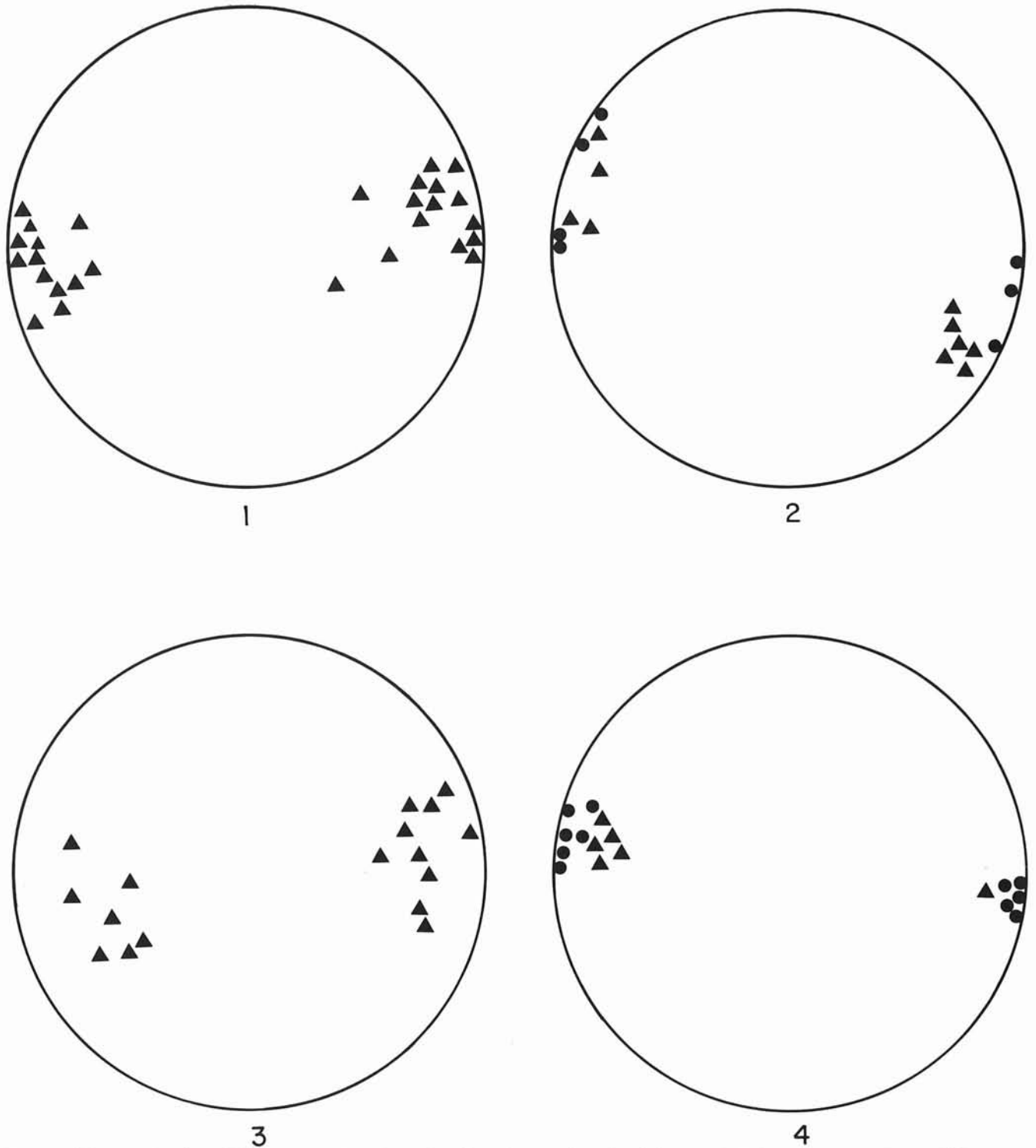
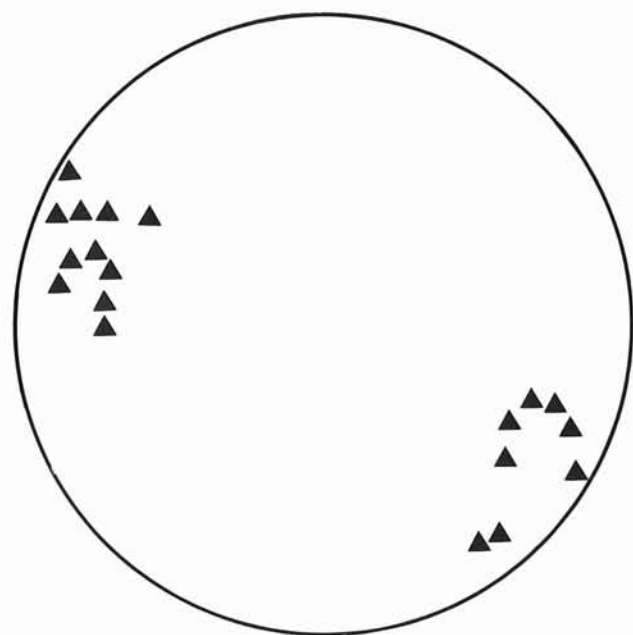


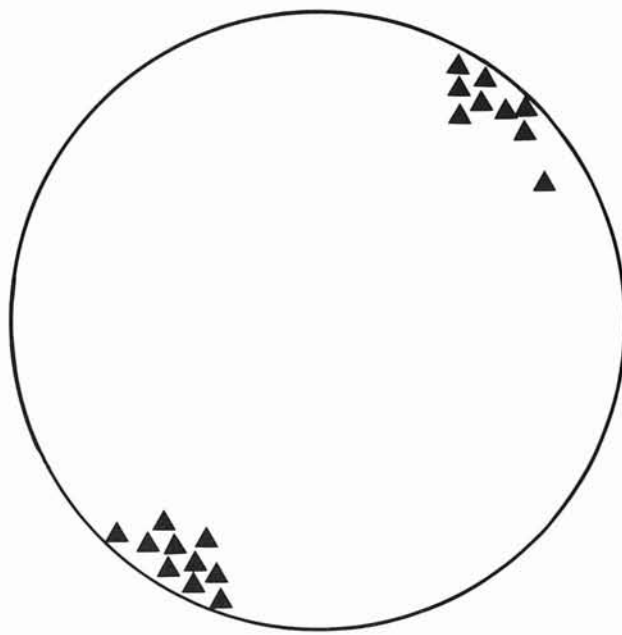
Fig. 2 - Diagrammi polari delle strutture distensive nei sedimenti suprapliocenico-pleistocenici. Vedi spiegazione nel testo. (Diagramma di SCHMIDT, emisfero inferiore).

tore dell'area studiata (tav. I), in cui sono state effettuate, in media, una ventina di misure. Delle stazioni 11 sono state effettuate nei livelli sabbioso-conglomeratici della successione infrapleistocenica, 2 (stazioni 14 e 15) nei livelli pelitici della stessa successione infrapleistocenica, 1 (stazione 12) in depositi ghiaioso-conglomeratici del Plei-

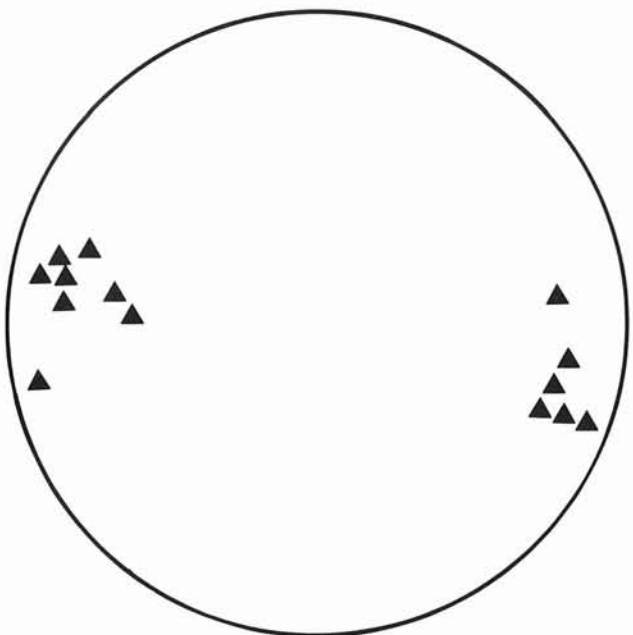
stocene medio ed 1 (stazione 11) nel substrato calcareo lungo una faglia che lo mette a contatto con i sedimenti quaternari. I dati raccolti sono stati rappresentati come poli dei piani nell'emisfero inferiore del diagramma di SCHMIDT ad eccezione dei dati delle stazioni 14 e 11, le uniche dove è stato possibile misurare il *pitch* delle strie,



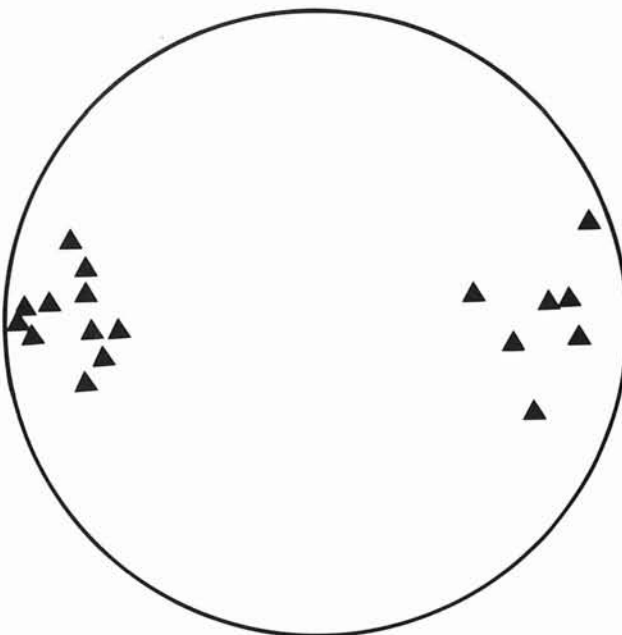
5



6



7



8

FIG. 3 - Diagrammi polari delle strutture distensive nei sedimenti suprapliocenico-pleistocenici. Vedi spiegazione nel testo. (Diagramma di SCHMIDT, emisfero inferiore).

la cui elaborazione è stata effettuata per mezzo del calcolatore elettronico secondo il metodo di CAREY & BRUNIER (1974) modificato da ETCHECOPAR (comm. pers.) che ricerca per ogni stria la direzione degli stress principali (σ_1 , σ_2 , σ_3) corrispondenti e ne determina le orientazioni nello spazio.

I dati rappresentati nei diagrammi di SCHMIDT (figg. 2, 3, 4 e 5) mostrano una buona coerenza indicando costantemente una sola direzione di estensione massima compresa fra 85° e 120° ad eccezione delle stazioni 6 e 10 che danno rispettivamente direzioni medie di estensione di 35° e 60° .

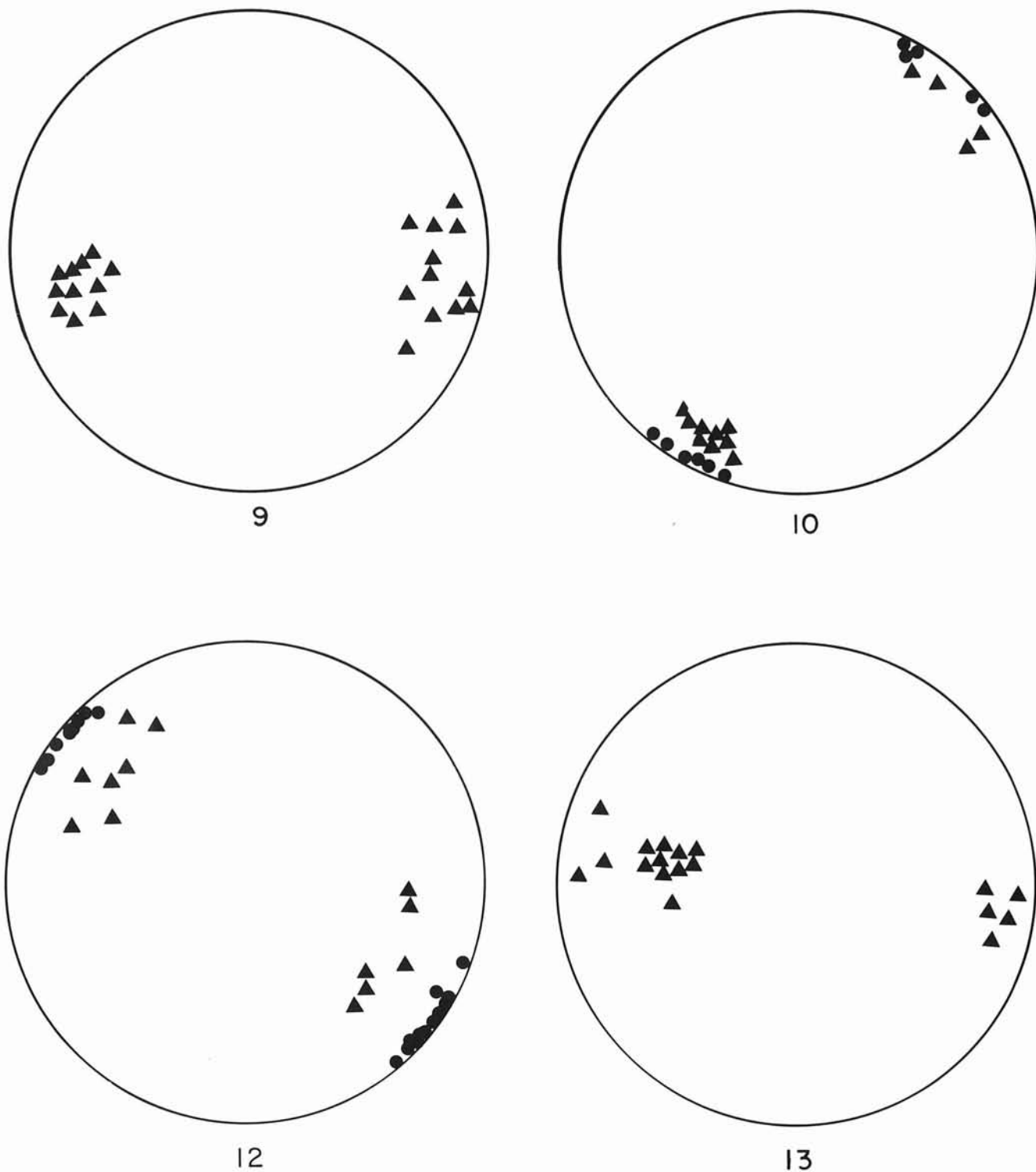
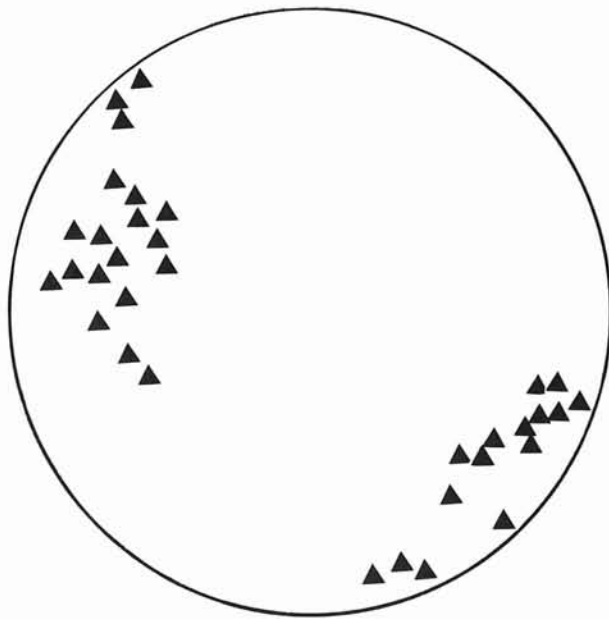


FIG. 4 - Diagrammi polari delle strutture distensive nei sedimenti suprapliocenico-pleistocenici. Vedi spiegazione nel testo. (Diagramma di SCHMIDT, emisfero inferiore).

L'analisi dei dati della stazione 14 ha fornito risultati che si inquadrano perfettamente in un panorama di estensione massima E-W fornendo per i tre tensori i seguenti valori di direzione ed immersione: $\sigma_1 = 26^\circ 00' - 77^\circ 19'$; $\sigma_2 = 187^\circ 12' - 3^\circ 41'$; $\sigma_3 = 268^\circ 12' - 00^\circ 05'$. Anche i dati raccolti sui termini del substrato carbonatico (sta-

zione 11) hanno mostrato un'orientazione degli stress principali relativi alla loro ultima fase deformativa subita, compatibile con quelle rilevate nei sedimenti plio-pleistocenici ($\sigma_1 = 9^\circ 20' - 64^\circ 59'$; $\sigma_2 = 189^\circ 16' - 15^\circ 07'$; $\sigma_3 = 106^\circ 12' - 5^\circ 08'$).

Nei sedimenti infrapleistocenici sono state riscontrate



15

FIG. 5 - Diagrammi polari delle strutture distensive nei sedimenti suprapliocenico-pleistocenici. Vedi spiegazione nel testo. (Diagramma di SCHMIDT, emisfero inferiore).

tracce di strutture in compressione. Nella cava ubicata 1 km a NW dell'abitato di Firmo, nel fondovalle del T. Tiro, i depositi ghiaioso-conglomeratici del Pleistocene inferiore sono interessati da piccole faglie inverse con rigetti di 30-40 cm e con piani orientati da 48° a 52° che immergono verso W di 50-55°. Lungo la strada per Civita, poco a S del cimitero si riscontra una serie di micropieghe con associate faglie inverse a piccolo rigetto (max. 15 cm) con orientazione degli assi e dei piani ESE-WNW. Lungo il T. Raganello, alla base della Pietra del Demanio, i sedimenti ghiaioso-conglomeratici infrapleistocenici, che hanno una giacitura suborizzontale, man mano che ci si avvicina alla faglia che li mette a contatto con i calcari mesozoici del substrato, si raddrizzano sempre più fino a rovesciarsi in corrispondenza della dislocazione (BOUSQUET, 1973, f. 19). Più che a causa di un evento puramente distensivo come ipotizzato da questo autore, risulta più verosimile spiegare il rovesciamento invocando sforzi compressivi posteriori alla più decisa fase distensiva che avrebbe provocato la dislocazione ed una prima, ma più blanda, deformazione degli strati. Pieghe a largo raggio con assi orientati NE-SW interessano i termini della successione plio-pleistocenica ed i depositi lacustri del Pleistocene medio di Ponte di Virtù (BOUSQUET, 1973).

In conclusione l'esame delle strutture tettoniche che interessano i sedimenti della Valle del Crati ci permette di evidenziare la presenza di una Tettonica polifasica. Ad una compressione con direzione E-W, le cui strutture si manifestano nei sedimenti del Miocene e del Pliocene inferiore, segue, dal Pliocene medio-superiore in poi, una Tettonica prevalentemente distensiva, anch'essa con direzione E-W, interrotta da una, sia pur probabile e breve,

fase tettonica compressiva le cui strutture sono state rilevate solo nei sedimenti del Pleistocene inferiore e della porzione basale del Pleistocene medio e mostrano una direzione di raccorciamento massimo circa NNW-SSE. Problematico è fare affermazioni su questa fase compressiva i cui effetti sono rari e poco evidenti ma che è forse possibile inquadrare nel più vasto panorama tettonico del Mediterraneo dove è ben documentata una fase compressiva con direzione N-S datata alla fine del Pleistocene inferiore anche in zone soggette a prevalente tettonica distensiva (MERCIER, 1976; ARMIJO & alii, 1977; RAMPNOUX & alii, 1977; THOMAS, 1977; MERCIER & alii, 1979). Tracce di strutture in compressione comparabili sia per età sia per direzione a quelle qui descritte si ritrovano anche nella porzione più meridionale dell'arco calabro in prossimità dello Stretto di Messina (BOUSQUET & alii, 1980).

RIEPILOGO DEI DATI E CONCLUSIONI

I dati riguardanti la distribuzione dei sedimenti neogenici affioranti nella Valle del Crati possono essere così schematizzati:

- i lembi dei sedimenti miocenici risparmiati dall'erosione sono sparsi ubiquitariamente nell'area in esame, l'individuazione del bacino è quindi posteriore alla loro deposizione;

- i sedimenti argillosi a faune pelagiche del Pliocene inferiore affiorano lungo il bordo occidentale del bacino e sono stati attraversati solo dal sondaggio più orientale tra quelli eseguiti nella pianura di Sibari;

- i sedimenti marini del Pliocene medio-superiore (conglomerati trasgressivi) e del Pliocene superiore (peliti con faune pelagiche) affiorano con buona continuità lungo tutto il bordo occidentale del bacino e si rinvencono in tutti i sondaggi profondi eseguiti nella bassa pianura di Sibari;

- i sedimenti marini del Pleistocene inferiore (conglomerati e sabbie basali, argille pelagiche e sabbie e ghiaie sommitali) si rinvencono con continuità di sedimentazione sulle peliti del Pliocene superiore lungo il margine occidentale del bacino mentre riposano trasgressivi sulla rimanente parte di esso;

- depositi del Pleistocene medio affiorano in facies marina nella porzione centro-settentrionale della zona studiata ed in facies continentale nella porzione più meridionale e nella zona di Castrovillari;

- sedimenti del Pleistocene medio-superiore in facies marina affiorano solo nella zona prospiciente l'attuale linea di costa.

Il quadro tettonico della Valle del Crati mostra la presenza di tre principali famiglie di dislocazioni dirette rispettivamente NE-SW, NW-SE e N-S. Di questi sistemi sia il NE-SW, cui appartiene la Linea di Sanginetto, sia il NW-SE rappresentano dei sistemi ereditati ripresi dalla tettonica quaternaria mentre non si hanno elementi a favore di questa ipotesi per quel che riguarda il sistema N-S, che in ogni caso mostra indizi di attività molto intensa durante tutto il Pleistocene medio-supe-

riore. Riguardo quest'ultimo sistema è di interesse ripetere che esso è di gran lunga più sviluppato sul bordo occidentale del bacino e che le dislocazioni che lo compongono divergono leggermente procedendo verso N a partire dal limite meridionale del bacino stesso.

L'analisi microtettonica delle deformazioni in distensione rilevate nei sedimenti del Pliocene superiore e del Pleistocene ha mostrato una direzione di estensione massima E-W costante in tutta l'area.

Le relazioni che intercorrono tra i sistemi di faglie descritti e la direzione di estensione E-W sono compatibili con una dinamica pleistocenica delle varie dislocazioni secondo la quale il sistema NE-SW (Linea di Sanginetto) si sarebbe mosso come faglia normale con componente orizzontale sinistra; il sistema NW-SE come faglia normale con componente orizzontale destra; il sistema N-S semplicemente come faglia normale.

L'analisi dei dati stratigrafici e tettonici sopra descritti ci permette di tracciare, almeno nelle sue linee principali, l'evoluzione del bacino a partire dal Pliocene inferiore.

L'ubicazione dei sedimenti infraplioceni suggerisce o una fase erosiva mediopliocena che ha asportato completamente tali depositi dovunque tranne che nelle zone di attuale affioramento e nella zona più orientale della pianura di Sibari o l'esistenza di un elemento separatore, corrispondente grossomodo all'attuale dorsale di S. Lorenzo del Vallo, e conseguentemente l'esistenza di due bacini, uno occidentale tirrenico ed uno orientale ionico. Nel Pliocene medio-superiore e superiore solo il bordo occidentale dell'attuale Valle del Crati era sommerso mentre l'alto di S. Lorenzo del Vallo, controllato dai sistemi NW-SE e NE-SW, aveva iniziato a sprofondare consentendo alla trasgressione di conquistare la bassa pianura di Sibari. Sempre in questo intervallo di tempo è iniziata l'individuazione della porzione più meridionale della catena costiera.

Nel Pleistocene inferiore, controllato dalle faglie N-S, è iniziato il sollevamento delle strutture che costituiscono la catena costiera (passaggio con continuità di sedimentazione da depositi pelitici a depositi sabbioso-arenacei infrapleistocenici) e l'ingressione del mare sul bordo silano della Valle del Crati; è continuato lo sprofondamento dell'alto di S. Lorenzo del Vallo che si è ridotto ad un isolotto in corrispondenza della sua porzione più elevata. Il bacino del Crati è venuto così ad essere delimitato a S ed a E dal massiccio silano, ad W dalla catena costiera in via d'emersione, a N dal blocco del Pollino.

All'inizio del Pleistocene medio è iniziato il sollevamento generalizzato di tutta l'area che si manifesta con particolare intensità nella catena costiera che emerge in questo periodo (depositi pelagici infrapleistocenici tagliati da faglie N-S) realizzando la chiusura verso il Tirreno. Il sollevamento continua attraverso una serie di tappe che conducono alla formazione di vari ordini di terrazzi marini mentre la catena costiera, sempre in rapido sollevamento, viene profondamente erosa fino a mettere a nudo i termini del substrato.

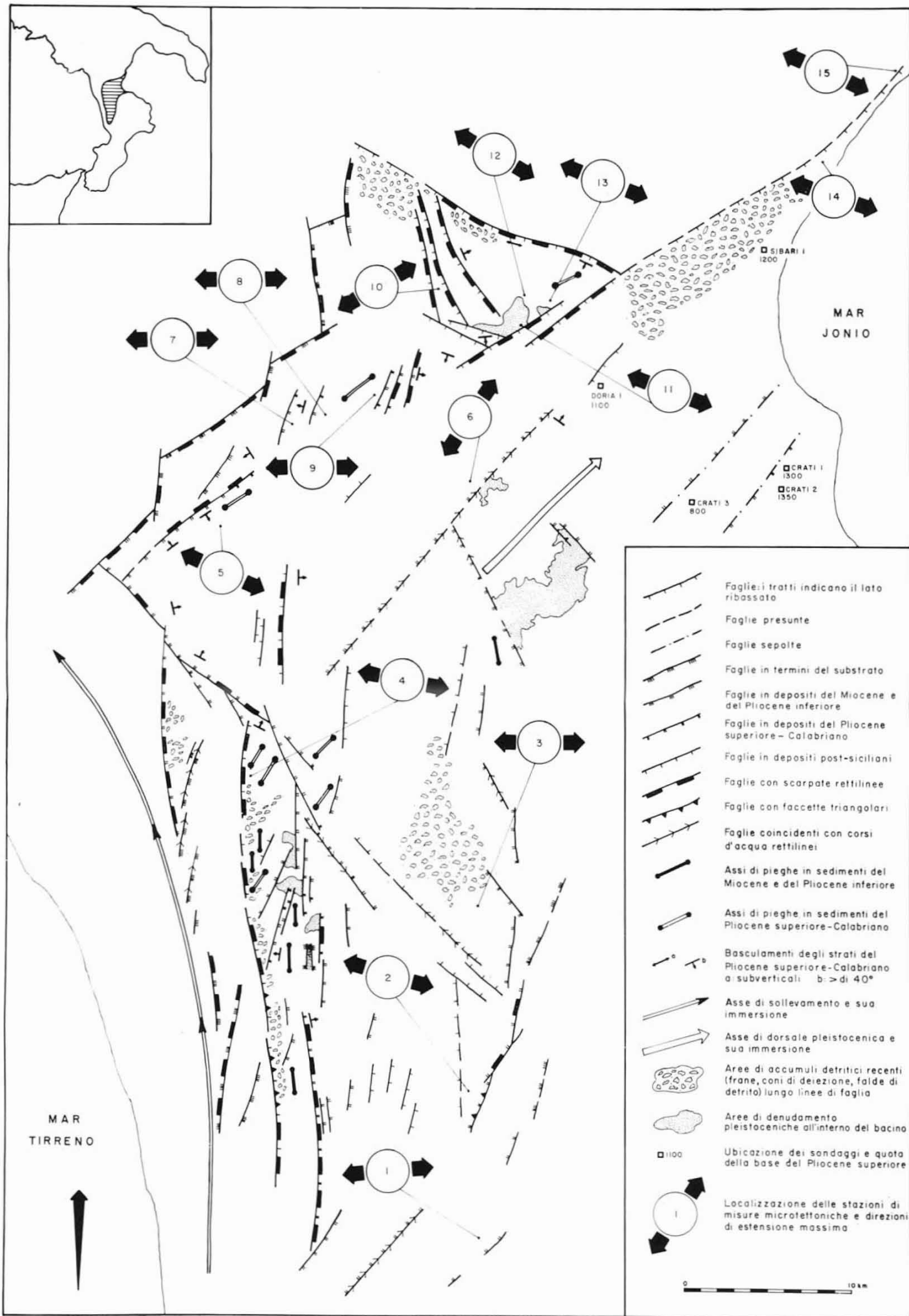
Più in generale la formazione del bacino del Crati potrebbe essere dovuta alla Linea di Sanginetto il cui mo-

vimento sinistro sarebbe responsabile dell'apertura della fossa il cui asse si dispone con un angolo di circa 60° rispetto ad essa. Questa ipotesi di formazione del bacino, che permette di collocare in un contesto globale e coerente sia la trasgressione diacrona dei sedimenti plio-pleistocenici nella Valle del Crati che la dissimmetrica disposizione e la divaricazione delle dislocazioni del sistema N-S, trova riscontro nei modelli di apertura di fosse in connessione con movimenti orizzontali di elementi maggiori proposti da DAVIS & BURCHFIEL (1973) per la Faglia di Garlok e da TAPPONNIER & VARET (1974) per la zona dell'Afar. In particolare quest'ultimi autori confrontano questa ipotesi con un modello sperimentale di laboratorio che conferma tale genesi per fosse tettoniche orientate a circa 70° rispetto l'elemento trascorrente.

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1979) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-magrebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- ARMIJO R., BENKHELLI J., BOUSQUET J. C., ESTEVEZ A., GUIRAUD R., MONTENAT C., PAVILLON M. J., PHILIP H., SANZ DE GALDEANO C. & VIGUIR C. (1977) - *L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la Mer d'Alboran. III. Les résultats de l'analyse structurale et la Néotectonique des littoraux. A. Les résultats de l'analyse structurale en Espagne*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 7, 19, 591-593.
- BOUSQUET J. C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin Calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, 12, 1-104.
- BOUSQUET J. C., CARVENI P., LANZAFAME G., PHILIP H. & TORTORICI L. (1980) - *La distension pléistocène sur le bord oriental du Détroit de Messina: analogies entre les résultats microtectoniques et le mécanisme à foyer du séisme 1908*. Bull. Soc. Géol. France (in stampa).
- BOUSQUET J. C. & GUEREMY P. (1969) - *Quelques phénomènes de Néotectonique dans l'Apennin Calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. II. L'escarpement méridional du Pollino et son piedmont*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 11, 223-236.
- BURTON A. N. (1971) - *Carta geologica della Calabria alla scala 1:25 000. Relazione generale*. Cassa per il Mezzogiorno, Serv. Bonifiche, 120 pp., Roma.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1960) - *Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 7, 2, 915-938.
- CAREY E. & BRUNIER B. (1974) - *Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles*. C.R. Ac. Sc. Paris, 279, 891-894.
- DAVIS A. G. & BURCHFIEL B. C. (1973) - *Garlock Fault: an intra-continental transform structure, southern California*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 1407-1422.
- DI NOCERA S., NARDI G., ORTOLANI F. & TORRE M. (1975) - *Cinere riolitiche nei depositi messiniani della Valle del Crati (Calabria settentrionale)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., Soc. Naz. Sc. Lett. Arti, Napoli, ser. 4, 51, 1-27.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1974) - *Successioni sedimentarie messiniane e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 575-607.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1979) - *Strutture crostali della Calabria e della Sicilia: loro evoluzione geodinamica*. Atti Seminario

TAVOLA I.
CARTA NEOTETTONICA DELLA VALLE DEL CRATI.



- Faglie: i tratti indicano il lato ribassato
- Faglie presunte
- Faglie sepolte
- Faglie in termini del substrato
- Faglie in depositi del Miocene e del Pliocene inferiore
- Faglie in depositi del Pliocene superiore - Calabriano
- Faglie in depositi post-siciliani
- Faglie con scarpate rettilinee
- Faglie con faccette triangolari
- Faglie coincidenti con corsi d'acqua rettilinei
- Assi di pieghe in sedimenti del Miocene e del Pliocene inferiore
- Assi di pieghe in sedimenti del Pliocene superiore - Calabriano
- Basculamenti degli strati del Pliocene superiore - Calabriano a subverticali b > di 40°
- Asse di sollevamento e sua immersione
- Asse di dorsale pleistocenica e sua immersione
- Aree di accumuli detritici recenti (frane, coni di deiezione, falde di detrito) lungo linee di faglia
- Aree di denudamento pleistoceniche all'interno del bacino
- Ubicazione dei sondaggi e quota della base del Pliocene superiore
- Localizzazione delle stazioni di misure microtettoniche e direzioni di estensione massima

0 10 km

- Sottoprogetto « Sorveglianza dei vulcani attivi e rischio vulcanico », CNR, P. F. Geodinamica, 3-4 maggio 1979, Catania (in stampa).
- GLANGEAUD L. (1952) - *Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 6, 1, 735-762.
- GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L., DUBOIS R. & CAIRE A. (1961) - *Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 4, 131-147.
- GUEREMY P. (1972) - *La Calabre centrale et septentrionale; guide d'excursion géomorphologique*. Trav. Inst. Géogr. Reims, pp. 128.
- LANZAFAME G. & ZUFFA G. G. (1976) - *Geologia e Petrografia del foglio Bisignano (bacino del Crati, Calabria)*. Geol. Romana, 15, 223-270.
- MELIDORO G. (1966) - *Scorrimenti gravitativi quaternari di argille scagliose ofiolitifere e frane indotte nei depositi pleistocenici dei dintorni di Cassano Jonio*. Geol. Appl. Idrogeol., 1, 87-91.
- MERCIER J. L. (1976) - *La Néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple: l'arc égéen (Méditerranée orientale)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 18, 323-346.
- MERCIER J. L., DELIBASSIS N., GAUTHIER A., JARRIGE J. J., PHILIP H., SEBRIER M. & SOREL D. (1979) - *La Néotectonique de l'arc égéen*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 21, 67-92.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla Geologia del con-fine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.
- ORTOLANI F. (1976) - *Fase tettonica mediopliocenica in Calabria: schema delle strutture originate*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 84, 1-25.
- PERRONE V., TORRE M. & ZUPPETTA A. (1973) - *Il Miocene della Catena Costiera Calabra. I contributo: zona di Diamante-Bonifati - S. Agata d'Esaro (Cosenza)*. Riv. It. Paleont. Strat., 79, 157-205.
- RAMPNOUX J. P., ANGELIER J., COLLETTA B., FUDRAL S., GUILLEMIN M. & PIERRE G. V. (1977) - *L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la Mer d'Alboran. III. Les résultats de l'analyse structurale et la Néotectonique des littoraux. B. Les résultats de l'analyse structurale au Maroc*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 7, 19, 594-598.
- RUGGIERI G., SPROVIERI R. (1977) - *A revision of Italian Pleistocene Stratigraphy*. Geol. Romana, 16, 131-139.
- SPADEA P., TORTORICI L. & LANZAFAME G. (1979) - *Serie ofiolitifere nell'area tra Tarsia e Spezzano Albanese (Calabria): Stratigrafia, Petrografia, rapporti strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 135-174.
- STAUB R. (1951) - *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. Ecl. Geol. Helv., 44, 29-130.
- TAPPONNIER P. & VARET J. (1974) - *La zone de Mak'arrascu en Afar: un équivalent émergé des failles transformantes océaniques*. C.R. Acad. Sc. Paris, 278, 209-212.
- TCHALENKO J. S. & AMBRASEYS N. N. (1970) - *Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures*. Geol. Soc. Am. Bull., 81, 41-60.
- THOMAS G. (1977) - *L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la Mer d'Alboran. III. Les résultats de l'analyse structurale et la Néotectonique des littoraux. C. Les résultats de l'analyse structurale en Algérie nord-occidentale*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 7, 19, 599.
- VEZZANI L. (1968) - *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, 20, 28-84.