Sismicità in relazione alla tettonica e accumulo delle tensioni elastiche nella regione abruzzese, nel periodo 1900-1970

(Seismicity referred to the tectonics and the accumulation of elastic tensions in the Abruzzi Region in the period between 1900 and 1970)

P. CALOI - U. COLADONATO - M. C. SPADEA

Ricevuto il 5 Ottobre 1969

RIASSUNTO. — Lo studio ivi riassunto si riferisce alla sismicità della regione abruzzese (intesa in senso lato) e riguarda il periodo 1900-1970. I terremoti verificatisi in tale periodo, di intensità superiore al III grado della Scala Mercalli, furono 380 circa. Pochi di essi, per evidenti motivi, sono stati studiati con i metodi microsismici: la grande maggioranza è stata sottoposta ad indagini macrosismiche, intese al rilevamento delle zone epicentrali, della profondità ipocentrale e della magnitudo. Naturalmente, per tale via, il rigore quantitativo non ha ragion d'essere. Piuttosto, ci si è preoccupati di avvalersi di metodi unitari, così da consentire un accettabile valore relativo dei risultati. D'altronde, specie per quanto concerne la magnitudo — grandezza, definita entro larghi margini e soggetta a notevole variabilità di interpretazione —, sarebbe illusorio la ricerca di approssimazioni spinte.

Terremoti di magnitudo superiore a 6 si verificarono nelle seguenti località: zona del Velino 6.6 (1904); Avezzano 7.5 (1915); Arquata del Tronto 6.2 e Cittareale 6.3 (1916); Acquaviva d'Isernia 6.2 (1925); Lama dei Peligni 7.0 (1933); Gran Sasso d'Italia 7.1 (1959); Monti della Laga 6.5 (1951);

L'Aquila 6.2 (1958); Sorgenti del Peschiera 6.4 (1961).

L'attività sismica fu massima lungo l'allineamento Vinchiaturo – Isernia – Avezzano – Monte Velino – Sorgenti del Peschiera, che coincide con la linea tettonica più attiva (ivi si verificarono il terremoto disastroso di Avezzano (1915), i forti terremoti del Velino (1904), di Acquaviva d'Isernia (1925, ecc.); fortissima a SE della Maiella con i rovinosi terremoti di Lama dei Peligni (1933), Taranta Peligna, ecc.; fortissima fra il Gran Sasso e i Monti della Laga. Le profondità ipocentrali furono generalmente

piccole: dell'ordine di 15 km quella del terremoto di Avezzano, la massima profondità non avendo superato i 25 km.

Nella IIIª parte del lavoro si fa un ampio esame della sismicità in relazione alla tettonica regionale. Per quanto concerne il meccanismo dei terremoti all'ipocentro, si riscontra che la spinta verso l'esterno (compressione), che ha caratterizzato i terremoti del Gran Sasso e dei Monti della Laga, coincide con i movimenti tettonici che hanno originato i massicci montani in questione, come da conclusioni di Fabiani - Segre - Demangeot. Era già stato sottolineato il contrasto fra i terremoti appenninici, caratterizzati da compressioni all'ipocentro, con i terremoti dell'alto Adriatico. in cui predominano le dilatazioni ipocentrali: orogenesi ancora in atto nel primo caso, flessioni associate alla fossa adrio-jonica nel secondo. Ma le due zone presentano altri contrasti strutturali. Nel 1937 era stato provato che le onde trasversali subcrostali dell'Alto Adriatico si propagano con una velocità di 4,8 km/sec., nettamente superiore alla media. Ciò presupponeva una deficienza di massa a favore della rigidità. Una ricerca del giapponese Kawabata (1954) sulle variazioni della verticale, in Italia, e zone limitrofe, mostrava nette deviazioni verso gli Appennini e le Alpi Dinariche: in altri termini, anche per questa via, risultava per l'Adriatico una densità della crosta sensibilmente inferiore a quella corrispondente agli Appennini e alle Alpi Dinariche, a conferma di un contrasto strutturale profondo fra le zone

Nella parte quarta si traccia l'andamento (valevole, naturalmente, solo come indicazione approssimativa) dell'accumulo delle tensioni elastiche nelle zone soggette a deformazione, sfociata successivamente in manifestazioni sismiche. Gli intervalli di tempo caratterizzati da relativa calma sismica, variano nel settantennio fra gli undici e i diciassette anni circa. Dal 1961 è in atto un periodo di relativa quiete. Uno scarico di energia in fase di accumulo mediante esplosioni nucleari sotterranee nella zona Gran Sasso – Fucino, sarebbe quanto mai propizio. Purtroppo, interventi del genere sono aucora inattuabili.

Summary. — The here summarized study deals with the seismicity of the Abruzzi Region (understood in a larger meaning), as observed in the 1900-1970 period. The number of earthquakes with higher intensities than Grade III of the Mercalli Scale was about 380. For obvious reasons only a few of them have been studied by microseismic methods. Their great majority has been subjected to macroseismic research work in order to locate the epicentral areas, the depths of epicentres and to ascertain the magnitude. This research work could not be quantitatively rigorous, of course. Its concern lay, rather, in the use of unitarian methods; so as to achieve an acceptable relative value of the results. On the other hand, there could be no illusions of arriving at far reaching approximations, especially as far as magnitude — size is concerned, which had been defined within wide margins and subjected to a considerable variability of interpretation.

Earthquakes with magnitudes larger than 6 have been recorded in the following spots: the Velino area 6.6 (1904); Avezzano 7.5 (1915); Arquata del Tronto 6.2 and Cittareale 6.3 (1916); Acquaviva d'Isernia 6.2 (1925); Lama dei Peligni 7.0 (1933); Gran Sasso d'Italia 7.1 (1959); the Laga Mountains 6.5 (1951); L'Aquila 6.2 (1958); the Peschiera Springs 6.4 (1961).

The seismic activity was highest along the conjunction line Viuchiaturo – Isernia – Avezzano – Monte Velino – Peschiera Springs, which coincides with the line of major tectonic activity (locations of the terrific Avezzano earthquake of 1915, the strong earthquakes of Velino in 1904 and of Acquaviva d'Isernia in 1925, etc.; the tectonic line is strongly evidenced to the SE of the Maiella Massive where the ruinous earthquakes of Lama dei Peligni (1933), Taranta Peligna and others took place, as well as in the area between the Gran Sasso and the Laga Mountains). The hypocentral depths are generally limited, that is in the order of 15 kms for the Avezzano earthquake, with maximum depths not over 25 kms.

The Illrd part of the study presents an ample examination of seismicity with reference to the tectonical aspect of the region. Concerning the mechanism of the earthquakes in the hypocentre, it has been found that the thrust toward outside (compression), which was the chief feature of the Gran Sasso and the Laga Mountains earthquakes, coincides with the tectonic movements which were at the origin of the said mountain massives, according to the conclusions of Fabiani, Segre and Demangeot.

The contrast between the earthquakes of the Apennines Region, whose main feature are the compressions at the hypocentre, and the earthquakes of the High Adriatic Region where hypocentral dilatations are predominant, has already been pointed out: in the first instance the orogenesis is still in course, and in the second there are flexions associated with the Adrio -Jonic ditch. But these are not all the structure contrasts between the two areas. It had been shown in 1937 that the sub-crustal transversal waves of the High Adriatic Region spread at the speed of 4.8 kms/sec, which is clearly above the average. This required a deficiency of mass in favour of stiffness. A study conducted by the Japanese Kawabata in 1954 on the variations of the vertical in Italy and adjacent areas, ascertained outspoken deviations towards the Apennines Range and the Dinaric Alps; in other words, also through this approach a tangibly lower density of the crust in the Adriatic area in comparison with that of the Apennines and the Dinaric Alps was brought to evidence and confirmed a deep structural contrast between the two areas.

The IVth part outlines a trend — which is only approximatively indicative — of the building up of elastic tensions in the areas subject to deformation which found successively an outlet of seismic phenomena. The time intervals of relative seismic calm vary between 11 and 17 years in the 70-year period considered. A period of relative stillness is being observed since 1961. The discharge of upbuilding energy through nuclear underground blasts in the Gran Sasso — Fucino area would appear more helpful than ever, but unfortunately the interventions of this kind cannot be realized as yet.

I. - LINEAMENTI TETTONICI DELLA ZONA LAZIALE-ABRUZZESE, CON PAR-TICOLARE RIGUARDO ALL'ABRUZZO.

L'interpretazione tettonica delle masse calcaree costituenti la facies laziale-abruzzese, per la complessità d'insieme, ha subito nel tempo diverse modificazioni, sempre più valide quanto più profonde sono state le indagini, alla luce di conoscenze nuove che pervenivano direttamente dallo studio e dalla ricerca. Queste nuove conoscenze non lianno investito tanto il piano stratigrafico quanto quello tettonico.

Così mentre l'interpretazione del Beneo, ad esempio, ha assegnato al complesso una tettonica di innalzamenti e sprofondamenti di tipo Hors e Graben, postulando l'esistenza di faglie inverse sul versante adriatico e faglie dirette sul versante tirrenico, l'interpretazione data dal Prof. Accordi, basata su nuovi studi stratigrafici, paleontologici, ha portato a considerazioni di tettonica traslativa, ad andamento W-E, con spostamenti sempre meno vistosi dal Tirreno all'Adriatico.

Lo studio sismologico che ci siamo proposti, in verità non investe direttamente la genesi della tettonica, ma gli effetti tettonici ed in particolare le interazioni fra le faglie e i movimenti sismici che hanno interessato ed interessano la regione. In ogni modo, poiché alcune nostre conclusioni, dovute a semplici considerazioni desunte dal problema affrontato, ci porteranno, sia pur genericamente, a delle affermazioni di carattere genetico (per quanto riguarda la tettonica), sia perchè una descrizione geologica è atta ai nostri fini, abbiamo voluto documentare questo nostro lavoro della sintesi cui sono giunti gli Autori che da ultimi si sono interessati di questa regione.

Procederemo dalle tesi del Beneo a quelle di B. Accordi, sia per rispettare una cronologia doverosa, sia perchè le teorie di quest'ultimo ci sembrano più vicine alle nostre considerazioni.

L'Appennino calcareo è compreso tra la facies Umbro-Marchigiana ed il Massiccio Calabrese: è costituito da una ossatura calcarea-mesozoica autoctona, mentre i terreni del Terziario ricoprono porzioni molto limitate. A Sud-Ovest il complesso si immerge, con un sistema di fosse e di massicci, sotto al retropaese tirrenico, a NE l'avampaese molassico continua a Sud con la formazione delle Argille scagliose e del Flysch per proseguire nella Fossa Bradanica, profonda geosinclinale del Mediterraneo orientale. In tutto il complesso quindi si riscontra la presenza di due grandi categorie di serie, una autoctona e l'altra alloctona; il nostro lavoro analizza le caratteristiche tettoniche e tenta la deter-

minazione del meccanismo della alloctonia e la sua distribuzione geografica.

Il complesso alloctono delle «Argille Scagliose» è costituito da terreni prevalentemente argillosi appartenenti ad età diverse che vanno dal Cretaceo, fino, talvolta, al Miocene medio-superiore. La traslazione delle argille scagliose è avvenuta, in più di una ripresa, con modalità di vere grandi colate, in un ambiente quasi sempre sottomarino, corrispondente ad altrettanti periodi di stasi orogenetica. Durante tali soste si formano su di esse quei depositi «parautoctoni» che, ad una ripresa del movimento, si sposteranno con esso.

Nel versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale, la parte più alta dell'autoctono è rappresentata dal «macigno». Poiché l'età del macigno è oligocenica, l'invasione delle argille scagliose si sarebbe iniziata dall'Oligocene. Il periodo durante il quale sono avvenute le grandi colate sembra essere terminato col Langhiano o con l'Elveziano.

Nel Lazio le argille scagliose si trovano in piccoli lembi sui calcari elveziani, il primo parautoctono, ed anche la parte più alta della serie autoctona.

In Abruzzo ad Est della Maiella e nel Molise, come in Lucania e in Basilicata, esistono i medesimi rapporti osservati nel Lazio fra le argille scagliose e gli altri terreni. Anche qui il movimento avviene nel senso da ponente ad oriente.

La forza che ha originato la traslazione è quella di gravità ed in particolare le sue componenti tangenziali. La componente tangenziale di gravità è parallela in ogni punto alla superficie inclinata delle masse meno plastiche sulle quali gravano le argille scagliose. Il moto delle argille scagliose avverrà quando l'inclinazione della superficie suddetta supererà il loro angolo d'attrito. Ma affinché si esplichi la componente tangenziale di questa forza è necessaria la formazione di innalzamenti del substrato: la natura di queste forze ci è ignota. Gli innalzamenti o dislocazioni del substrato, se pure hanno ampiezze regionali, non sono né continui, né contemporanei, ma procedono nel tempo e nello spazio secondo direttrici. In conseguenza, anche la traslazione delle argille scagliose subisce degli arresti per il raggiungimento di un equilibrio causato dall'annullarsi delle componenti tangenziali.

L'autoctono, per la propria rigidità costituzionale, è caratterizzato da una tettonica ribelle al piegamento; il motivo fondamentale della struttura è la faglia con tutte le combinazioni o complicazioni dovute alla resistenza delle zolle calcaree. Le linee di disturbo tettonico si raggruppano in due sistemi: uno longitudinale, con dire-

zione NW-SE, l'altro trasversale che interseca il precedente sotto angoli diversi. Si è spesso parlato della priorità di formazione di queste due linee, senza riuscire però a trovare argomenti inequivocabili, atti ad una sicura dimostrazione; si è optato tuttavia per la precedenza del sistema trasversale nel suo insieme.

Una eccezione a tale idea sembra fornita da un fascio di faglie trasversali costituenti una linea tettomca con direzione NE-SW, che taglia in due parti pressoché uguali la parte Nord-Orientale dell'Abruzzo.

Questa linea è facilmente ricostruibile, nonostante diverse lacune che ne impediscono la continuità. A SW la si vede al margine Settentrionale della depressione costituita dall'alveo del Fucino e cioè ai Tre Monti. Sopra Celano interrompe le bancate calcaree dolomitiche sul versante Meridionale della Serra. Dopo aver attraversato la valle del Cancello, la linea scende nel fondovalle fra il monte Pelara e il monte S. Pietro, risalendo poi verso il monte S. Nicola. Il versante NE del Sirente interessato da una potente distesa detritica, nasconde completamente i terreni che sono stati interessati dalla faglia. Poco oltre si ritrova il fascio di faglie nei calcari del vallone che sbocca a Gagliano Aterno. Procedendo ancora verso NE la faglia separa la montagna del Morrone dalle propaggini meridionali del G. Sasso. Nel versante orientale del monte Picca, come pure in quello di Morrone, ha luogo il grandioso ribaltamento delle masse calcaree sulle molasse della zona costiera adriatica. Il ribaltamento avviene a mezzo di un fascio di faglie inverse la cui superficie di scorrimento tende, talora, fino all'orizzontale. Qui la nostra linea diviene meno evidente. La linea viene a cessare oltre Pescosansonesco, venendo a cessare nelle molasse gli effetti delle forze che l'hanno prodotta.

Osserviamo ora lungo la linea trasversale, il fenomeno delle linee longitudinali tagliate dalle trasversali in due parti, sicché possiamo considerare le due linee in settentrionali e meridionali. Mentre le linee meridionali seguono il loro normale andamento NW-SE, quelle settentrionali presentano nella vicinanza della linea trasversale una sensibile deviazione verso Nord. Questa deviazione si fa più forte procedendo dal Fucino verso Nord-Est, fino a coincidere col meridiano nel ramo Sud della catena del Gran Sasso. I vertici di curvatura, che sono la conseguenza di tali deviazioni, si spostano verso Nord quando si procede nel medesimo senso di prima. Lo spostamento massimo è situato al centro della catena del Gran Sasso la cui vetta risulta formata

da due rami principali, uno con direzione EW l'altra a Sud con direzione NS.

In altri termini, tutto ciò ha il significato di un perdurare e di un accentuarsi locale delle forze orogenetiche che dettero, in tempi relativamente prossimi, l'attuale configurazione tettonica dell'Appennino. Per cui la rottura nelle faglie longitudinali è dovuta alla spinta ulteriore che le masse dei terreni venivano a ricevere, creando così un movimento di traslazione da SW a NE, rispetto al già avvenuto assestamento della massa meridionale.

Molte di queste faglie sono state nel tempo soggette a ripetuti movimenti. Vi sono infatti faglie composte da più piani, più o meno paralleli, che vanno considerate non di formazione contemporanea, ma ciascuna come conseguenza di una successione di periodi di attività tettonica. Un esempio recente è offerto dalla faglia Gioia-Sperone; parallelamente ad essa durante il macrosisma 15 gennaio 1915, si formò una frattura marginale alla pianura che si aperse e chiuse ripetutamente. Rimase riconoscibile per vari mesi per un tratto di 70 km.

Consideriamo ora « La valle dell'Aterno » che si rivela come uno degli esempi più tipici dell'Appennino abruzzese per la impressionante sequenza di faglie a gradinata.

Ne costituiscono la stratigrafia terreni del Secondario, prevalentemente calcari, del Terziario, calcari, brecce, molasse, argille, e del Quaternario, con marne e conglomerati.

Fra le linee di frattura, sono specialmente da ricordare quelle del versante NE del Sirente, che si riallacciano a NW con quelle dei monti d'Ocre a SE con quelle della conca Subequana. Nella conca aquilana, prolungamento a NW della valle d'Aterno, avviene la riunione di varie fratture appartenenti ai due sistemi; questo determina la formazione di una estesa zona milonitica. La parte sinistra della valle, infine, è interessata da una serie di fratture, con lunghezze e rigetti però meno vistosi. L'età delle fratture e degli spostamenti si può determinare considerando che tutti i terreni, dalle formazioni secondarie a quelle quaternarie, ne sono interessati; poiché però il fenomeno si rivela più vistoso al di fuori dei terreni interessati dai terreni fluviolacustri del Villafranchiano, possiamo presumere che l'inizio degli spostamenti abbia avuto luogo al massimo al Pliocene; in alcune zone d'altronde il fenomeno si prolunga nel resto di questo periodo.

Sarà bene ricordare la grande faglia di Beffi-Molina in corrispondenza di Acciano. Questa faglia, che si prolunga a SE verso la conca di Sulmona e a NW verso la zona di Fagnano-S. Demetrio, fa parte di

una serie numerosissima di faglie situate alla sinistra dell'Aterno, interessa verso SE la serie di calcari eocenici, mentre a NW interessa i calcari cretacei e la serie miocenica.

La zona di S. Demetrio, Fagnano, Fontecchio, Beffi, sulla sinistra dell'Aterno, sono interessate da un rilevante numero di faglie del sistema longitudinale; non mancano però quelle del sistema trasversale specialmente tra i territori di S. Demetrio e di Fagnano.

Se il motivo tettonico fondamentale della struttura abruzzese è la faglia, non mancano però le pieghe. Queste hanno la particolarità di essere molto blande nei versanti occidentali delle catene, e di accentuarsi sempre più, fino a veri e propri contorcimenti e stiramenti degli strati, nelle vicinanze dei bordi orientali, dove si ha una spiccata tendenza al ribaltamento. Nei Lepini esiste una piega-faglia con inclinazioni e scorrimenti crescenti da NW a SE che interessa tutto il bordo orientale, per cui i calcari del Cretaceo si sovrappongono alla formazione argilloso-arenacea miocenica della Valle Latina. Lo stesso fatto si verifica nel versante orientale del Morrone, dove però i calcari che si sovrappongono alle argille-arenarie del Miocene, appartengono sia al Cretaceo sia all'Eocene sia al Miocene stesso.

Nei Simbruim il fenomeno del ribaltamento è assai meno accentuato. Il versante orientale del Sirente, sulla destra della valle dell'Aterno, è invece un mirabile esempio di faglie multiple a gradinata. Sempre nella valle dell'Aterno il fenomeno della piega-fagha ribaltata si ripete poco più a Nord, vale a dire nel bordo orientale dei Monti d'Ocre.

È naturale che con i tipi di dislocazione descritti non manchino le fosse tettoniche. Due valli tettoniche dirette NW-SE, fiancheggiano la catena Simbruino-Ernica separandola dalla catena dei Lepini e da quella dei Marsicani; la prima è la valle del Sacco o valle Latina, la seconda è l'alta valle del Liri o val Roveto. Queste due valli, pur avendo entrambe la stessa origine, differiscono nel motivo tettonico del loro lato sinistro, che è un semplice elemento di anticlinale nella valle Latina e una imponente faglia nella valle Roveto, mentre il loro lato destro è costituito da una piega faglia più o meno inclinata. Un'altra fossa tettonica è la valle di Caramanico, fra il Morrone e la Maiella. Questa è tagliata da una serie di faglie poste sul prolungamento di quelle del bordo occidentale della Maiella.

Il gruppo della Maiella viene considerato un intenso e complesso ripiegamento, dove le pieghe e le faglie tendono al ribaltamento verso

ponente, in evidente opposizione con l'andamento generale dell'Appennino.

Dallo studio particolare di ogni singola zona presa in esame, si possono trarre le seguenti conclusioni. Dopo una fase orogenetica post-liassica e pre-cretacea, con formazione di pieghe singolari nei sedimenti triassico-liassico, si ha il parziale sollevamento eocenico dei Lepini, dei Simbruini, dei Marsicani. Fanno eccezione una parte della valle Latina, la zona a Sud del Fucino, una parte del Sirente. Il sollevamento viene originato da forze aventi direzioni sub-verticali di diversa intensità. Si ha perciò la formazione di grandi zolle spinte ad altezze varie e di conseguenza un adeguato numero di fratture con scorrimento. Il mare eocenico copre parzialmente la valle Latina a guisa di golfo, ai lati del quale stanno le scogliere dei Lepini e dei Simbruini. Nella Marsica il mare invade una parte della valle Roveto. Dopo un periodo di calma orogenetica nel Miocene medio, si ha un movimento negativo delle zolle che si sommergono bruscamente. Almeno parte dei Simbruini restano emersi, ma anche questi gradualmente si abbassano e vengono sommersi alla fine del periodo. Qui si ha una trasgressione, mentre nei precedenti i depositi calcarei miocenici sono subparalleli a quelli cretacei.

Al principio del Pliocene si verifica il parziale sollevamento dei Lepini, dei Simbruini, dei Marsicani, del Morrone, complicato però da forze tangenziali che producono pieghe, faglie, ed il ribaltamento di molte di queste ultime.

Nel Quaternario antico si ha ripresa generale del sollevamento, compresa la zona costiera a levante del Morrone, esclusa però la zona Pontina. I depositi del Pliocene, nel versante adriatico, vengono portati a più di 300 m di quota. La fase orogenetica, dopo qualche sosta, continua con sollevamenti ed abbassamenti parziali, come ad esempio l'assestamento della valle Roveto, della valle dell'Aterno, ed il sollevamento della pianura Pontina.

La nuova teoria del Prof. Accordi, di pubblicazione recente, in un certo senso riconsidera la teoria del carreggiamento verso Nord delle masse litoidi, teoria che era stata già ammessa per i Simbruini e gli Ausoni dal Franchi e dal Grzybosky, e che viene estesa a tutto il complesso laziale-abruzzese.

Questo movimento traslativo viene attribuito all'emersione, all'inizio del Pliocene, di una (presunta) dorsale tirrenica che, partendo dal Golfo di Squillace, interessava la parte settentrionale della Sardegna e vergeva infine verso oriente fino all'isola d'Elba. Ai primi movimenti

di emersione si è avuto il riversamento del pacco delle « argille scagliose », giacenti in un profondo bacino intermedio, sia sulla Sicilia e la Calabria, sia sull'Appennino centro meridionale (Tortoniano). Quando il fenomeno si esaspera, le masse calcaree, con la loro copertura detritica, sono interessate da un vero e proprio movimento traslativo che, da posizioni primitive nell'area tirrenica, grosso modo vicino alle isole Pontine, con movimento dell'ordine di alcune decine di chilometri, per le strutture occidentali, si sono spostate nell'area attuale con andamento circa N-NE.

A questo movimento fece seguito un vero e proprio scivolamento e sbandamento ai lati, sempre verso NE, con assestamento e collassi recenti.

Affrontiamo ora lo studio stratigrafico-tettonico delle singole strutture che costituiscono il complesso laziale-abruzzese.

Procedendo dal Tirreno verso l'Adriatico, la prima struttura che incontriamo, il Monte Circeo, caratterizza e conferma la teoria del carreggiamento. L'interpretazione di questo promontorio, considerato come una scaglia tettonica, si basa più sui dati della geofisica che non su quelli del terreno.

Molto più semplice è la stratigrafia dei Monti Lepini, Ausoni e Aurunci.

Esaminati i dati di campagna, è evidente il completo sovrascorrimento dei Lepini Nord-orientali sui Lepini Sud-occidentali. I primi hanno scavalcato i secondi portandosi da una posizione più arretrata alla posizione attuale.

Il gruppo degli Ausoni è separato dai Lepini dalla piana di Amaseno, interessata dal vulcanismo della Valle del Sacco, e in più punti, da lembi di marne ed argille appartenenti alle « Argille Caotiche », e dal piccolo blocco di Priverno. Gli Ausoni nei loro caratteri generali presentano una disposizione a sinclinaloide; fa eccezione il monte Siserno, il quale è la lunga fronte di sovrascorrimento dei Lepini-Ausoni verso NE ed è una dorsale con una piega coricata anche sul lato opposto, cioè verso WSW. La sua base era visibile sotto una cava: sotto i calcari si vedevano le argille caotiche mioceniche intensamente laminate e tettonizzate.

Più a SE il gruppo degli *Aurunci* appare nel complesso fratturato da faglie, per lo più verticali. Vi sono anche moltissime strie orizzontali, con movimenti ora verso N ora verso NE; anch'essi sono testimoni di movimenti traslativi, la cui importanza è notevole ed è messa chiaramente in luce dall'ampia fronte verso la valle Latina dove vi è un

arco con faglie inverse, piani di sovrascorrimento e lembi avanzati che si vedono oggi isolati, galleggianti sui materiali argillosi della valle del Sacco, come il Monte Leuco. Un'altra prova del movimento verso NE è data dai colli conglomeratici che poggiano contro il rilievo ausonio: questi conglomerati sono a diretto contatto col rilievo calcareo mesozoico, ma contengono solo rari ciotoli di queste rocce, e sono formati in prevalenza da arenarie, marne, calcari marnosi. Data la loro composizione litologica, è evidente che i conglomerati si sono deposti indipendentemente dal massiccio calcareo, che pure ora li sovrasta; recentemente si sono scoperte una quantità di ciotoli con magnifiche striature tettoniche rivolte in media verso NE. Queste strie possono essere dovute solo ad una spinta del massiccio calcareo contro i colli conglomeratici. Il movimento traslativo di queste strutture può considerarsi nell'ordine dei 50 km.

Nello schema tettonico dei Simbruini, Ernici sono compresi, oltre al blocco centrale, il complesso che da Arpino si spinge fino a Cassino e, a Nord, i monti Prenestini e i rilievi di Saracinesco fino alla piana di Carsoli. Questa struttura, come i monti Lepini, è caratteristica di facies di piattaforma. La parte settentrionale orientale dei Simbruini presenta delle difficoltà interpretative, per il gran numero di faglie che nascondono la situazione originaria. In ogni modo alcuni piani di sovrascorrimento, inclinati verso NE, fanno pensare che le masse mesozoiche sovrastino tettonicamente la serie miocenica della marnosa arenacea. Verso W, sui monti di Saracinesco, due scaglie di calcare miocenico sono sovrascorse sui pacchi argillosi del miocene superiore.

Anche il complesso dei Simbruini, come quello dei Lepini, ha subito un forte movimento traslativo, che lo ha portato da posizioni tirreniche verso l'Adriatico. Ricordiamo ancora una volta la perforazione del pozzo Trevi da parte dell'Agip mineraria, che ha confermato la disposizione anomala dei terreni, spiegabile esaurientemente solo con la teoria traslativa.

Con il termine « Strutture della Marsica Sud-Occidentale », si prendono in considerazione i rilievi che sorgono tra la valle Roveto e la valle del Sangro.

Il versante orientale della val Roveto, o valle del Liri, è formato da un enorme reggipoggio di dolomie e calcari mesozoici che nel tratto di Morea e Balsorano è interessato da un sistema di faghe dirette, mascherate spesso da enormi conoidi di deiezione. Più a Nord, la parete a reggipoggio va gradualmente diminuendo, assumendo valori modesti tra Capistrello e Tagliacozzo. Del tutto diverso è l'assetto tettonico nella parte meridionale della valle del Liri: abbiamo ancora faglie dirette, le pareti calcaree non sono più a reggipoggio ma sono inclinate verso valle tanto che, presso la frazione Forcella, è possibile vedere i sedimenti clastici del miocene superiore, disposti in serie regolare sul miocene calcareo e sul creta.

La lunga struttura al cui centro vi è la Serralunga è una monoclinale che pende verso l'Adriatico. In corrispondenza di Villavallelunga, dà una piega frontale piuttosto ridotta che si sovrappone alla marnosa arenacea. Verso il Fucino questa piega sparisce, per la presenza di una piccola faglia, sepolta dalle alluvioni quaternarie. In complesso questa struttura mostra una caratteristica nuova nelle strutture precedenti. La catena non è stata traslata parallelamente a se stessa, ma ha subito uno spostamento differenziato, con un punto che ha agito da fulcro e non ha subito traslazione.

Consideriamo ora la struttura che interessa Trasacco, Ortona dei Marsi e, scendendo verso Sud, passa per Pescasseroli piegando verso Est, fino ai rilievi di monte Amaro e M. Petroso. Il limite anteriore, di questa struttura è dato dalle linee tettoniche delle valli di Giovenco e del Sangro. Altri due disturbi tettonici interessano la linea di Giovenco e tutti e tre confluiscono verso la valle del Sangro. Anche la valle del Sangro è caratterizzata, fra le Fosse di S. Paolo e Villetta Barrea, da due linee tettoniche: una faglia diretta, che borda il monte Marsicano, e la linea di sovrascorrimento che da La Pelusare si dirige verso Civitella Alfedena, costeggiando a Nord il Monte Amaro. Questa ultima è molto importante perchè è legata alla traslazione del gruppo del monte Amaro e perchè il movimento avvenne verso N anziché verso NE. Questa linea continua, anche se non troppo evidente, passando alle spalle di Pescasseroli e collegandosi a quelle faglie che determinarono spostamenti verso NE.

La Marsica Nordorientale è una grossa zolla delimitata ad W della linea Giovenco-Alto Sangro, che si spinge fino ai rilievi che nel foglio Agnone si saldano con la parte meridionale della struttura del Morrone. La struttura, nel complesso, appare smembrata da faglie disposte nel senso appenninico.

Il gruppo del *Velino* è separato a Sud da una faglia diretta che da Celano, passando a monte di Massa d'Albe, va nella depressione Cartore-Corvaro; alcune faglie dirette vicarianti ne ribassano le propaggini Sudoccidentali. Per il resto presenta caratteristiche non dissimili alle strutture finora esaminate: pendenza generale verso l'Adriatico, linee di disturbo sempre nel senso appenninico, ancora depositi

di bauxite. Verso Nord, abbiamo un passaggio a facies che si collegano con quelle del Gran Sasso.

La fronte è interessata, fra Bagnogrande e Ovindoli, da un disturbo con parziale sovrascorrimento del Cretaceo sulle argille mioceniche. Anche più a Nord, il complesso dei monti Giano e Nuria sono sovrascorsi sulla marnosa arenacea.

La parte occidentale del gruppo del Sirente pende generalmente verso Ovest, tanto che fra Rocca di Mezzo e Ovindoli sembra veramente che s'immerga sotto il Velino. La parte orientale invece è formata da calcari non più mesozoici, e si collega con le strutture dei monti Picca e Cappucciata, attraverso lievi disturbi tettonici. Più a Sud la conca di Sulmona la separa dal gruppo del Morrone. Fra Sagittario e Capestrano, nel bordo occidentale della conca, i calcari finemente stratificati della facies di transizione presentano pieghe ribaltate ad Est.

Il gruppo del Morrone è limitato, alle spalle, dalla conca di Sulmona, alla fronte, l'allineamento Picca Cappucciata costituisce l'ultimo rilievo prima delle colline della piana adriatica, mentre il monte Morrone è separato dalla Maiella dalla valle di Caramanico.

Interessante sotto l'aspetto tettonico il grande scorrimento frontale dato da una piega-faglia con inclinazione di una trentina di gradi. In corrispondenza di Colle d'Oro s'imposta una vicariante ancora più vicina all'orizzonte. La parte settentrionale, oltre la fronte, è caratterizzata dalla presenza di due scaglie enucleate di La Queglia e di Colle Cantalupo, che possono considerarsi come lame rigide espulse dalla profondità a causa della forte compressione.

Più a Sud, nella zona di Roccacaramanico, il motivo delle scaglie enucleate è sostituito da alcune lunghe pieghe accavallate e ribaltate verso NE, bordate dalle argille del Miocene superiore e del Pliocene.

Anche in questa struttura il sovrascorrimento è confermato da un sondaggio nella gola incisa dal fiume Pescara, a monte della fronte. Infatti, il sondaggio ha incontrato sotto i calcari la stessa formazione argillosa antistante alla fronte. Il movimento minimo dell'intera struttura darebbe valori intorno ai 4 km.

La Maiella è una brachianticlinale, con asse orientato da Nord a Sud, rotto solo sul fianco occidentale, mentre i bordi settentrionale e orientale hanno pendenze che fanno immergere le formazioni sotto la coltre detritica. Benché oggetto di grande studio, la Maiella presenta caratteri strutturali e stratigrafici ancora in discussione.

Ai bordi della Maiella, nella zona Peligna Sud orientale, com-

paiono formazioni inglobate parzialmente nel complesso delle argille scagliose; questo complesso, incontrato anche nella piana di Vasto, da perforazioni di pozzi, comprende, oltre che i gessi e i conglomerati, anche le cosiddette « Arenarie di Rocca » rosse o brune per alterazione, riccamente fossilifere e, sul tetto della formazione miopliocenica, delle brecce di calcare di esiguo spessore.

Dobbiamo ricordare ancora due serie: quella di Taranta, con argille scagliose rosse brune, porcellanite rosa (roccia silicea argillosa), e frammenti vetrosi vulcanici, selce nera, brecce calcaree e letti carboniosi; e la serie della Torretta, emergente dalle argille scagliose e formata principalmente da calcari marnosi a globigerine, alternati a brecciole e tufi vulcanici.

La messa in posto di questi materiali alloctoni sembra dovuta al sollevamento della Brachianticlinale, che ha fatto affossare il pacco dei sedimenti compresi fra la Maiella e il Gargano, con il conseguente richiamo dei materiali alloctoni. Sopra questi si sono sedimentate le sabbie del pliocene superiore. Per quanto riguarda la fronte della Maiella, possiamo dividerla in due parti: una meridionale, in cui mancano contatti tettonici, e una settentrionale, con contatti anormali con le argille scagliose; questo starebbe a dimostrare un movimento parziale della parte settentrionale, mentre la meridionale avrebbe agito da perno. Nel complesso la Maiella, che si considera ancora radicata, ebbe uno spostamento verso Est di almeno 3 km.

II. – CARATTERISTICHE SISMICHE FONDAMENTALI DELL'ABRUZZO, FATTO RIFERIMENTO AL PERIODO 1900-1970.

Allo scopo di precisare meglio le caratteristiche dinamiche dell'Abruzzo, ci siamo preoccupati di aggiungere, alle determinazioni condotte con metodi basati su registrazioni sismografiche (forzatamente, in numero limitato), i dati relativi ai rilievi macrosismici di gran parte dei terremoti sentiti nel primo settantennio del secolo.

Tracciate le isosiste di questi terremoti, abbiamo determinate le relative coordinate geografiche epicentrali. Ci siamo quindi preoccupati di calcolare le corrispondenti profondità ipocentrali, le energie sviluppate e le magnitudo dei singoli terremoti.

Le profondità h sono state calcolate con la formula generale

$$h = \frac{s_n}{\sqrt{\frac{I_0 - I_n}{3} - 1}}$$
 [1]

dove I_o è l'intensità (della scala Mercalli) osservata all'epicentro, I_n le intensità delle isosiste successive e s_n il relativo raggio limite. L'energia è stata ottenuta con la formula

$$\lg E = 9.5 + 3.2 \cdot \lg h + 1.1 I_o, \qquad [2]$$

dove i logaritmi sono decimali, mentre per la magnitudo ci siamo valsi della formula

$$M = 0.6 I_o + \lg h + 0.4.$$
 [3]

Le Tabelle che seguono contengono i risultati ottenuti.

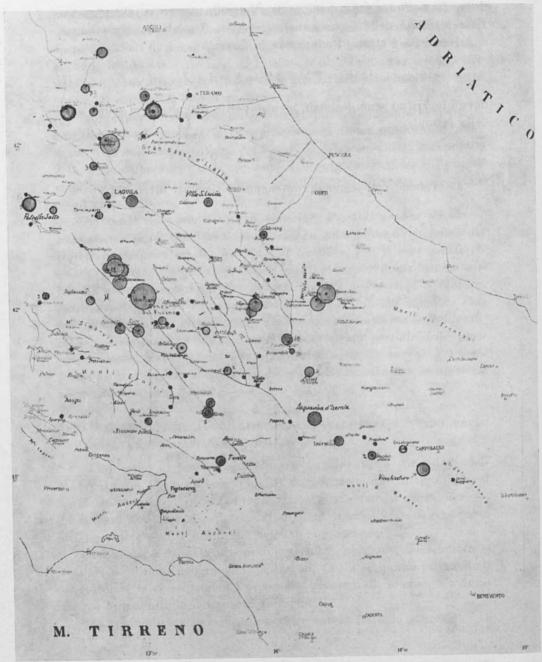


Fig. 1 — Distribuzione geografica degli epicentri (la cifra a fianco indica il numero delle principali scosse avvertite nella località), le linee rappresentano le faglie regionali.

No	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	М	E ergs
1	29-I-1900	Alanno	42°05′N	VI	4	4.6	1018
2	05h22m 21-IV »	L'Aquila	13°58′E 42°21′.4 N 13°25′E	1 V	6	3.6	3.2×10^{16}
3	08 ^h 45 ^m 10-VIII- » 05 ^h 30 ^m	Teramo	- 13°25 E	V-VI	5	4.4	8 ×10 ¹⁷
4	10-VIII- » 22h30m	Accumoli	_	IV-V	5	3.5	1016
5	2-IX- » 10 ^h ±	Borgo Velino	_	v	5	4.0	2 ×10 ¹⁷
6	31-VII-1901 11h40m	Alvito	И	VIII	5	6.0	8 ×10 ²⁰
7	31-VII- »	Villetta Barrea -	_	IV	5	3.5	1016
8	1-VIII- » 17 ^h +	Pescosolido		IV	5	3.5	1016
9	14-VIII- » 02h15m	Opi		V-V1	5	4.4	8 × 10 ¹⁷
10	15-X- » 14h55m	S. Valentino	42°14′N 13°59′E	Vl	8	4.9	1019
11	21-X- » 03h58 m	L'Aquila	42°21′.4 N 13°25′E	V	6	4.8	1018
12	25-X- » 17h15m	»	» »	IV	6	3.6	3.2×10^{16}
13	26-X- » 09h15m	»	» »	IV	6	3.6	$3.2 imes I0^{16}$
14	15-XI- » 04h58m	»	» »	V	6	4.2	1018
15	17-XI- » 08h25m	»	» »	IV	6	3.6	3.2×10^{16}
16	9-I-1902 19h25m	»	» »	1V	6	3.6	3.2×10^{16}
17	14-II- » 21h09m	»	» »	1 V	6	3.6	3.2×10^{16}
18	31-V- » 08h30m	Villetta Barrea		IV	-	1-	Francisco Contraction
19	31-VII- » 15h23m	L'Aquila	42°21′.4 N 13°24′.7 E	III	6	3.0	2.5×10^{15}
20	5-IX- » 22h30m	»	» »	IV	6	3.6	3.2×10^{16}
	30-IX- »))	» »	1 V	6	3.6	3.2×10^{16}
21	08h35m	117		all controlled	CHANGE OF	33.12	

Periodo sismico L'Aquila.

Anno 1901 $E_{1901} = 2.1 \times 10^{18} \,\mathrm{ergs}$

Anno 1902 $E_{1902} = 0.163 \times 10^{18} \text{ ergs}$ Anno 1903 $E_{1903} = 3.4 \times 10^{18} \text{ ergs}$ Energia Totale $E_{1901-1902-1903} = 3.4 \times 10^{18} \text{ ergs}$.

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	M	E ergs
23	12-I1-1903 14h05m	L'Aquila	1)))	v	6	4.2	1018
24	14-11- » 22 ^h 18 ^m	»	n n	17	6	4.2	3.2×10^{16}
25	7·11I- » 05 ^h +	»	n »	IV	6	4.2	3.2×10^{16}
26	8-III- » 18h20m	n	n n	III	6	3.0	2.5×10^{10}
27	9-III- » ()5 ^h 12 ^m	n	n »	IV	6	4.2	3.2×10^{10}
28	24-II-1904 16h53m21s	Rosciolo (Velino)	42°07′ N 13°20′.5 E	IX	6	6.6	102
29	25-II- » 01h29m	Velino	» »	VII	7	5.4	102
29a	25-II- » 03h04m	n))))	VII	4	5.2	101
30	25-II- » 06 ^h ±	n	» »	VII	9	5.6	1.6×10^2
31	25-II- » 06h03m))))))	VII	10	5.6	2.5×10^2
32	25-II- » 20h16m	»	» »	IV	7	5.4	5.0×10^{1}
33	1-III- » 02h53m	Marsica (Velino)))))	VI	10	5.0	2.0×10^{1}
34	1-III- » 05 ^h ±	Borgocolle- fegato - L'Aquila - Scurcola M.	42°I3′ N 13°15′ E	VI	14	5.1	6.3×10^{1}
35	3-111- » 19h56m	Marsica - Velino))))	VII	15	5.8	102
36	10-III- » 05h22m	Velino Marsica))))	VIII	8	6.1	1.6×10 ²
37	11-III- » 14 ^h 25 ^m	Magliano dei Marsi - Velino	» »	VII	7	5.4	102
38	20-III- » ()6 ^h 5() ^m	Magliano dei Marsi - Velino	» »	VII	7	5.4	104
39	20-III- » 08h50m	Scurcola - Velino	» »	VII	9	5.6	10
40	25-III- » 22h58m	Magliano dei Marsi - Velino))))	VII	7	5.4	104
41	28-III- » 23h26m	Scanzano - Velino))))	V	11	4.4	2 × 101
42	29-III- » 05h30m	Scanzano - Velino))))	V	11	4.4	2×10^{1}
43	29-III- » ()9 ⁿ 30 ^m	Magliano dei Marsi - Velino	» »	VIII	4	5.8	1.6×10

Nο	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	M	E ergs
44	7-IV-1904 20 ^h ±	Magliano dei Marsi - Velino	42°13′ N 13°15′ E	VII	7	5.4	102
45	7-1 V- » 20h55 m	Magliano dei Marsi - Velino	» »	V	7	4.2	5 × 10 ¹
46	13-IV- » 06h57m	Scanzano Scureola(VI)))))	VII	11	5.6	3.2×10^2
47	20-1V- » 23h55m	-Velino Velino - Scanzano	» »	VII	11	5.6	3.2×10 ²
48	14-V- » 05h+	(Velino)	» »	IV	10	3.8	1.3×10^{1}
49	8-VI- » 14h30m ±	Velino Avezzano - Cappelle	» »	VI	9	5.0	1.3×10 ¹
50	22-VI- » 16h30m	Velino - Scanzano (IV)))))	VI	7	4.8	6.3×10^3
51	5-VII- » 02h40m	L'Aquila		V	6	4.2	101
52	2-XI- » 08h15m	Manoppello- Gioia dei Marsi		IV	5	3.5	1.6×10^{1}
53	2-XI- » 16h32m	Gioia dei M Scanno	41°56′.6 N 13°42′ E	VII	10	5.6	$2.5 \times 10^{\circ}$
54	30-XII- » 23 ^h ±	Scanzano		V	5	4.1	2×10^{1}
55	16-11-1905 04h±	Tornimpar- te	_	V	5	4.1	2×10^{1}
56	25-VIII- » 21h41m	Sulmona	42°02′.7 N 13°55′.7 E	VII	15	5.8	10:
57	27-VIII- » 10h50m))	» »	V	10	4.4	2×10^{1}
58	5-II-1906 16h]0m	Montereale	Tarrett	VI	5	4.8	5 × 10 ¹
59 60	1-VII- » 01h50m 24-X- »	Antrodoco Pettorano		V-VI IV	5	4.8 3.5	5×10^{1} 1.6×10^{1}
61	03h45m 23-I-1907	Teramo		V	5	4.1	2×10^{1}
62	01h15m 20-111- »	Casalcipra-	41°34′.6 N	VI	8	4.9	101
63	14h30m 10-VII- »	no Pesco-	14°31′.3 E 41°55′ N	VII	5	5.3	3.2×10^{1}
64	04 ^h ± 18-VII- »	costanzo	14°04′.5 E » »	IV	5	3.5	1.6×10 ¹
65	13 ^h ± 19-VII- »	»	» »	111	5	2.9	1.3×10^{1}
66	13h30m 22-VII- » 09h30m	'n))))	V	5	4.1	2×10^{1}

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	M	$E \ { m Ergs}$
67	12-VIII-1907 12h20m	Avezzano	A 451637	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
68	15-IX- » 22h ±	Pesco- costanzo	41°55′ N 14°04′ E	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
69	19-IX- »	»	» »	VII	5	5.3	1.6×10^{16}
70	23h ± 5-X- »	Celano		v	5	4.1	2×10^{17}
71	22 ^h 20 ^m 10-X- »	Rivisondoli	41°52′ N	v	5	4.1	2×1013
72	$^{03^{ m h}\pm}_{10 ext{-} ext{X-}}$ »	Pesco-	14°03′.5 E 41°55′ N	VI	5	4.7	2.5×10^{16}
73	04h30m 24-X- »	costanzo Rivisondoli	14°04′.5 E 41°52′ N	ıv	5	3.5	1.6×1010
74	20h23m 29-X- »	Pesco-	14°03′.5 E 41°55′ N	v	5	4.1	2×10^{1}
75	02h30m 22-XI- »	costanzo Rivisondoli	14°04′.5 E 41°52′ N	v	5	4.1	2×10^{1}
76	13h30m 26-XI- »	Pesco-	14°03′.5 E 41°55′ N	v	5	4.1	2×10^{1}
77	19 ^h 40 ^m 22-XII- »	costanzo	14°04′.5 E	VII	5	5.3	3.2×10^{1}
No.	07 ^h ±	Montereale	, ,	VI	6	4.8	5×10^{1}
78	$^{14 ext{-}1 ext{-}1908}_{02^{ ext{h}}\pm}$	Production of the second		VI	6	4.8	5×10^{1}
79	16-1- » 11h27 m	L'Aquila	130 2101			- agg ag	
80	16-11- » 17h50m	»	_	VII	6	5.0	6 × 101
81	16-V- » 03h50m	Montereale		V	5	4.0	2×10^{1}
82	2-VI- » 13h+	Pizzoli	7 5 - 12 k	· IV	5	3.5	101
83	2-VI- » 18h+	Barete	-	IV	5	3.5	101
84	5-VI- »	Pesco- costanzo	41°53′.1 N 14°03′.8 E	VI	4	4.6	101
85	14-IX- » 05 ^h +	Amatrice	_	1 V	5	3.5	1.6×10^{1}
86	7-11-1909	Montereale	_	V	5	4.1	2×10^{1}
87	21h15m 16-111- »	L'Aquila	_	1 V	6	4.8	5 × 10 ¹
88	16h55m 24-VI- »	Magliano dei	K in the Course	V	5	4.1	2 × 10 ¹
89	23h55m 17-X- »	Marsi »	Z = bett	v	5	4.1	2×101
90	06h16m 4-XI- »	Montereale	3 6 ARRES.	V	5	4.1	2 × 10 ¹
91	06 ^h ± 22-II-1910	(Gran Sasso) Magliano de	_	VI	5	4.7	2.5×10
92	16h35m 6-III- »	Marsi Accumoli		1 V	5	3.5	1.6×10

N°	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	М	$m{E}$ ergs
93	14-VIII-1910 17 ^h +	Caramanico	_	v	5	4.1	2×1017
94	2-XI- » 08h07m	Sulmona	75 - 10 5 k	IV-V	5	4.1	2×1017
95	22-XII- » 18h18m	Accumoli	42°41′ N 13°15′ E	VI	10	5.0	2×10^{19}
96	26-XII- »))	» »	VII	10	5.6	3.2×10^{20}
97	21-IV-1911 16h32m	Caramanico	_	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
98	28-V- » 14h52m	L'Aquila	_	VI	6	4.2	5×10^{18}
99	9-XI- » 12h32m	»		VI	6	4.2	5×1018
100	8-III-1912 05h04m	Paganica	_	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
101	3-I-1913 14h39m	Gioia dei Marsi	41°56′.6 N 13°42′ E	VII	15	5.8	1021
102	4-X- » 19h26m	Vinchiaturo - Jelsi	41°30′ N 13°41′.2 E	VIII	12	6.3	6.3×10^{21}
103	25-XI- » 01h57m	Cercemag-	42°27′.4 N 14°43′ E	VI	16	5.2	1020
104	14-IV-1914 03h49m	Gioia dei M Pescina	42°01′.5 N 13°39′.9 E	VI	13	5.1	5×1019
105	21-IV- » 12h46m	Avezzano	— H 6, 60-01	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
106	17-XII- » 03h16m	Isernia	41°35′.3 N 14°13′.2 E	VI	15	5.2	1020
107	19-XII- » 04h50m	n)))	VII	8	5.5	1020
108	13-I-1915 07h52m43s	Avezzano	41°59′ N 13°36′ E	X	15	7.5	1023
109	13-II-1916 03h20m	Tornim- parte	42°17′ N 13°17′,7 E	v	10	4.4	2×10^{18}
110	20-11- »	») » »	IV	10	3.8	1.6×10^{17}
111	02 ^h ± 14-111- » 01 ^h 39 ^m	»	» »	VI	12	5.1	5×1019
112	21-IV- » 13h46m	L'Aquila - Tornim-	42°19′ N 13°20′ E	VI	8	4.9	1.3×10 ¹⁹
113	22-IV- » 05h33m	parte L'Aquila - Tornim- parte	» »	V11	13	5.7	8×10 ²⁰
114	4-VII- » 06h06m	Arquata del Tronto	42°46′.2 N 13°17′.6 E	VIII	10	6.2	4.0×10^{21}
115	28-IX- » 14 ^h ±	L'Aquila	— — —	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
116	16-XI- » 07h35m	Cittareale	42°37′ N 13°09′.5 E	VIII	13	6.3	1022
117	22-XI- » 11h20m	n))) L	v	20	4.7	1.6×10 ¹⁹

No	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	M	$E = { m ergs}$
118	2-I-1917 02h45m	Amatrice		III	5	2.9	1.3×10^{15}
119	3-I- » 02h35m	Gioia dei M Popoli- Pratola Peligna-	42°02′ N 13°50′ E	VII	15	5.8]()21
120	17-II- »	Scanno Amatrice	_	III	5	2.9	1.3×10 ¹⁵
121	21 ^h 40 ^m 26-II- » 07 ^h 18 ^m	Isernia	140 m 6 R	1 V	5	3.5	1.6×10^{16}
122	26-II- » 08h44m	»	Table And Table	III	5	2.9	1.3×1018
123	21-III- » ()1h30m	Amatrice		v	ā	4.1	2×10^{17}
124	20-IV- »	Gioia dei Marsi	478 <u>-</u> 2.3	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
125	04 ^h ± 20-IV- »	»	31-16	IV	5	3.5	1.6×1016
126	13h55m 26-IV- »	Popoli	_	I11	5	2.9	1.3×10^{15}
127	$\begin{array}{c} ^{(02^{\rm h}\pm} \\ 26\text{-}{\rm IV-} \\ ^{04^{\rm h}\pm} \end{array}$	»		I11	5	2.9	1.3×10 ¹⁵
128	3-V- » 12h49m	Gioia dei Marsi	41°57′.5 N 13°34′ E	IV	25	4.2	3.2×10^{18}
129	12-1X- » 05h45m	Isola Liri- Sora	41°42′ N 13°35′.6 E	VI	10	5.0	2×1019
1 3 0	5-XI- » 04h31 m	Montereale	42°31′ N 13°18′ E	IV	10	3.8	1013
131	19-X1- » ()3h42m	Scanno		v	5	4.1	2×101
132	20-X1- » 13h40m	Amatrice	-	III-IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁰
133	16-XII- » 19h40m	»	<u> </u>	III-IV	5	3.5	1.6×101
134	22-X1I- » ()4h()5m	»	<u>-</u>	v	5	4.1	2×10^{1}
135	22-X11- » 15h45m	»		III	5	2.9	1.3×101
136	10-I-1918 ()2h25m	Civitella Roveto- Gennazzano	41°52′ N 13°11′.5 E	V	10	4.4	1.6×1014
137	19-I- » ()2 ^h 20 ^m	Trasacco- Poli	41°51′ N 13°14′ E	V	20	4.7	1.6×10^{1}
138	7-IV- » 16h54m	Balsorano	41°48′ N 13°34′. 5E	V	17	4.6	101
139	27-V11- » 18h42m	Agnone	_	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
140	18-X- » 04h29m	Pescasseroli- Alatri	41°45′.5 N 13°34′.5 E	V	15	4.6	6.3×10^{1}
141	11-III-1919 01h04m	L'Aquila		V	6	4.2	101

Nº	Data	Località	Coord, Ep.	I_o	h km	М	$E = { m ergs}$
142	11-111-1919 21 ^h 30 ^m	Borgocolle- fegato	_	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
143	20-IV- » 07h32m	Avezzano- Trasacco	41°39′ 6 N 13°29′ E	v	15	4.6	1015
144	2-VII- » 16h30m	Venafro	15"29 E	III	5	2.9	1.3×10 ¹⁸
145	16-VIII- » 23h42m	Posta	42°33′.5 N	IV	10	3.8	1017
146	20-VIII-»	Castellone al	13°06′ E 41°39′ N	IV	10	3.8	1013
147	04h58m 15-IX- »	Volturno Amatrice	14°03′.6 E 42°37′.6 N	v	9	4.4	1018
148	00h08m 7-X- »	Isernia	13°17′.5 E 41°35′ N	IV	5	3.5	1.6 × 1010
149	11 ^h 28 ^m 15-X- »))	14º14' E	IV	5	3.5	1.6×1016
150	21h05m 16-X- »	»	» »	III	5	2.9	1.3×1018
151	02h10m 16-X- »	»	» »	111	5	2.9	1.3×10 ¹¹
152	06h15m 24-X- »))	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{10}
153	06h08m 2-XI- »))	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{10}
154	05h54m 2-XI- »))))))	111-1 V	5	3.2	5 × 1011
155	16h46m 4-XI- »))	» »	III-IV	5	3.2	5 × 10 ¹
156	12h11m 6-XI- »	»	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{10}
157	11h45m 8-XI- »	b	n n	III-IV	5	3.2	5 × 10 ¹
158	14h26m 9-XI- »	»	» »	IV	5	3.5	1.6×101
159	05h29m 28-XI- »	n	» »	IV	5	3.5	1.6×101
160	04h25m 29-X1- »	»	» »	П	5	2.3	101
161	01h33m 30-XI- »	n	» »	111	5	2.9	1.3×10^{1}
162	21h10m 2-XII- »	»	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
163	14h05m 4-XII- »	»	» »	III	5	2.9	1.3×10 ¹¹
164	14h52m 4-XII- »	»	» »	Ш	5	2.9	1.3×10 ¹¹
165	15h07m 5-XII- »	»	» »	Ш	5	2.9	1.3×10 ¹⁸
166	01h13m 5-XII- »	»	n »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
167	13h09m 5-XII- »	»	» »	Ш	5	2.9	1.3×10 ¹¹

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	Io	h km	М	E angle ergs
168	5-XII-1919 15h56m	Isernia		IV	5	3.5	1.6×10^{16}
169	5-XII- » 20h26m	»	» »	III	5	2.9	1.3×10^{15}
170	12-XII- » 13h20m))	» »	IV-V	5	3.8	6.3×10^{16}
171	13-1-1920 11h35m	Tornim- parte	42°17′ N 13°17′.7 E	VI	10	5.0	2.5×10^{19}
172	15-I- » 01h+	»)))	VI	10	5.0	2.5×10^{19}
173	11-II- » 01h05m	Venarotta	42°54′ N 13°31′ E	VI	10	5.0	2.5×10^{19}
174	14-XII- »	Tornim-	42°17′ N	v	10	4.4	2×10^{18}
175	$^{03^{ m h}}\pm}_{28 ext{-}XI ext{-}1922}_{06^{ m h}56^{ m m}}$	parte L'Aquila - Sassa -	13°17′ 7 E 42°36′ 8 N 13°16′ 5 E	IV	24	4.2	2.5×10^{18}
		Borgocol- lefegato- Tornim- parte					
176	29-XII- » 13 ^h 22 ^m 06 ^s	Pescina Gioia dei Marsi- Villavalle- longa-	41°48′ N 13°38′ E	VII	26	6.0	5×10^{21}
177	13-V-1923	Balsorano Borgocolle-	42°11′.5 N	VI	18	5.3	1020
178	15h31m 16-VI- »	fegato Balsorano	13°14′ E	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
179	10 ^h 59 ^m 29-VI- »	n	_	III-IV	5	3.2	5×10^{15}
180	08h± 8-X- » 01h43m	Tornim-	_	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
181	9-VIII-1924	parte Sora	_	IV-V	5	3.8	6×10 ¹⁶
182	23 ^h 10 ^m 28-IX- »	Balsorano	<u>-</u>	V-VI	5	4.4	8 × 10 ¹⁷
183	10 ^h 11 ^m 28-IX- »	»	_	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
184	$20^{ m h}58^{ m m} \ 14\text{-}I\text{-}1925 \ 20^{ m h}27^{ m m}$	Popoli	-	IV-V	5	3.8	6×10 ¹⁶
185	20 ⁿ 27 ^m 17-II- » 22 ^h 30 ^m	Lecce dei	-	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
186	9-VI- »	Marsi - Popoli	-	v	5	4.1	2×10^{17}
187	04h37m 24-IX- »	Acquaviva	41°40′ N	VIII	11	6.2	4×10^{21}
188	14h33m 12-I-1926	d'Isernia - Pizzoli-	14°09′ E 42°26′.5 N	IV	5	3.5	1016
189	07 ^h 45 ^m 18-I- » 19 ^h ±	Barete Sulmona	13°17′.7 E —	IV	5	3.5	1018

Nº	· Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I _o	h km	M	E ergs
190	16-IX-1926 05h10m	Isernia	_	III	5	2.9	1.3×10 ¹⁵
191	18-X- » 05h28m	»	_	III	5	2.9	1.3×10^{15}
192	30-X- » 07h33m	Sulmona	-	III-IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
193	18-XII- » 22h07m	Trasacco	41°57′.4 N 13°32′.5 E	VI	13	5.1	5 × 10 ¹⁹
194	20-XII- » 18h08m))	» »	1 V	10	3.8	2×10^{17}
195	21-VII-1927 13h59m	Borgocolle- fegato	<u>-0</u> 1/21/	IV	5	3.5	1016
196	11-X- » 15h45m	Luco dei Marsi	41°56′ N 13°27′ E	VII	16	5.8	1021
197	14-II-1928 17h37m	Pizzoli- Barete	42°26′.5 N 13°17′.7 E	v	5	4.1	1.6×10^{17}
198	9-IV- » 21 ^h 26 ^m	Scanno- Villetta Barrea-	41°51′.7 E 41°51′.3 N 13°55′.7 E 42°17′ N	IV	10	3.8	1017
199	11-IV- »	Rocca Pia Tornim-	13°17′.7 E	1 V	6	3.6	3.2×10^{16}
200	$06^{ m h}43^{ m m}\ 10\text{-}I\text{-}1929\ 22^{ m h}\pm$	parte L'Aquila		IV	5	3.5	1016
201	14-I- » 04h53 m	Avezzano- Sulmona- Scanno	42°00′ N 13°45′.5 E	v	18	4.7	1019
202	14-I- » 05h01m	Pescasseroli	41°48′.5 N 13°47′.5 E	v	25	4.8	3.2×10^{19}
203	14-I- » 06h52m	Sulmona- Casamari	- 21 6, 14-61	III	5	2.9	1.3×10^{15}
204	21-I- » 09h10m	L'Aquila - Tornim- parte	42°19′ N 13°20′ E	IV	10	3.8	1.6×10 ¹⁷
205	21-I- » 10h20m	»	n n	IV	10	3.8	1.6×10^{17}
206	21-I- » 12h33m	»	» »	IV	10	3.8	1.6×10^{17}
207	26-I- » 06h20m	»	» u	v	17	4.6	8 × 10 ¹⁸
208	25-I- » 06h30m	»	» »	Ш	10	3.2	1.3×10^{16}
209	31-I- » 21h50m	»	n »	III	10	3.2	1.3×10 ¹⁶
210	4-II- » 06h10m	»	n n	IV	10	3.8	1.6×10^{17}
211	4-II- » 15h54m	Scosse continue nel	» »	IV	10	3.8	1.6×10^{17}
212	18-11I- » 23h	pomeriggio »	n n	Ш	10	3.2	$1.3 \times 10_{16}$

No	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_{o}	h km	M	E ightarrow ergs
213	18-IV-1929 22 ^h ±	Avezzano Avvertita in		IV	10	3.8	1.6×10 ¹⁷
		altri paesi della Marsi- ca		Section			
214	23-V- »	Tornim-	42°17′ N 13°17′.7 E	IV	6	3.6	3.2×10^{16}
214a	24-V- » 19h16m	Sulmona Scanno	41°58′.4 N 13°54′.6 E	VI	25	5.4	4×10 ²⁰
215	2-VI- » 03h50m	L'Aquila- Tornim- parte	42°19′ N 13°20′ E	IV	10	3.2	1.3×1016
216	30-VI- » 22h42m	Scanno	41°47′.5 N 13°52′.3 E	IV	17	4.0	6.3×10^{13}
217	18-X- » 15h09m	L'Aquila	42°21′.6 N 13°24′.7 E	IV	7	3.6	4×1016
218	6-IV-1930 16h05m	»	» »	IV	7	3.6	4×1016
219	7-IV- » 18h17m	Arquata del Tronto	42°46′.2 N 13°17′.6 E	Vı	14	5.1	1020
220	7-I-1931 23h45m	Villavalle- longa	41°53′.4 N 13°37′.4 E	V	11	4.4	2×10^{18}
221	20-1- » 09 ^h 53 ^m	L'Aquila- Sassa-Bor- gocollefe- gato-Fia-	42°17′ N 13°16′.9 E	IV	10	3.8	1.3×10 ¹⁷
		mignano				A CORE	
222	29-1- » 12h48m	L'Aquila- Sassa Tornim-	42°20′ N 13°20′ E	IV	8	3.7	6.3×10 ¹⁶
223	26-V- » 16h24m	parte Villa S. Lucia	41°30′.7 N 13°13′.3 E	VII	3	5.1	6.3×10^{10}
224	18-VI- » 08h20m	Montorio a Vomano		IV	9	3.8	101
225	12-VII- » 07h19m	Nerito di Crognaleto	42°32′.6 N 13°28′.6 E	IV	10	3.8	1013
226	3-XII-1932 17h58m	Isernia	41°35′.3 N 14°13′.2 E	V	5	4.1	2×10 ¹⁷
227	3-XII- » 18h50m	»	» »	IV	5	3.5	1.6×1010
228	3-XII- » 23h50m	»	» »	III	5	2.9	1.3×10^{11}

Periodo sismico Gennaio-Ottobre 1929

L'Aquila - Tornimparte (analogo a quello del 1916) l'energia totale sviluppata: $E_{tot}=9\times10^{18}~{\rm ergs}$.

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	М	$E ule{ergs}$
229	4-XII-1932 02h59m	Isernia	» »	v	5	4.1	2×10 ¹⁷
230	5-XII- » 02h50m	»	» »	III	5	2.9	1.3×10^{15}
231	5-XII- » 19114m	»))))	111	5	2.9	1.3×1015
232	26-IX-1933 04h33m	Lama di Peligna- Taranta	42°03′.0 N 14°11′.4 E	IX	14	6.95	I () 23
		Peligna- Fara S. Martino					
233	7-X- » 07h14m	Arsita	-	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
234	23-XI- » 02h13 m	Taranta Pe- ligna	42°01′.1 N 14°10′.3 E	VII	17	5.8	I 0 21
235	22-II-1934 3h26m	Isernia		IV	5	3.5	1.6×10^{16}
236	22-1V- » 23h50m	Guardia- grele	-	III-IV	5	2.9	1.3×10^{15}
237	5-VIII- » 01h50m	Taranta Peligna- Pernapie dimonte-	42°04′ N 14°10′.2 E	V	14	4.5	5×10 ¹⁸
238	3-XI- »	Civitella M. Rai- mondo Gioia dei	A splets	111	10	3.2	1016
	11h35m	Marsi- Luco- Sulmona					
239	4-X1- » 02h4 m	Gioia dei Marsi Luco dei Marsi	41°57′.6 N 13°35′ E	V	25	4.8	3.2×10^{19}
240	24-VII-1935 15h32m	Civitella del Tronto	42°46′.6 N 13°40′.4 E	V	9	4.4	1018
241	18-VI-1936 12h52m	Pescasseroli	41°48′.6 N 13°47′.3 E	V	12	4.5	3.2×10^{18}
242	31-VII- » 06h46m	Castel di Sangro	41°47′ N 14°08′ E	VII	3	5.1	1018
243	31-VII- » 08h14m))	» »	VI	3	4.5	5×10 ¹⁷
244	12-VIII-1938 08h30m	L'Aquila	42°21′.6 N 13°24′.7 E	VI	25	5.4	4×10 ²⁰
245	4-XII- » 23h52m24s	n	» »	IV	10	3.8	1.6×10 ¹⁷
246	4-XII- » 23h59m17s	n	» »	IV	10	3.8	1.6×10^{17}

Energia sviluppata periodo sismico 12-VIII-1938 / 12-111-1939 L'Aquila. $E_{tot}=4.025\times 10^{20}~\rm ergs.$

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	Io	h km	М	$m{E}$ ergs
247	5-XII-1938	L'Aquila	42°21′.0 N	IV	10	3.8	1.6×10 ¹⁷
248	00h03m45s 12-III-1939 17h12m55s	n	13°24′.7 E	v	10	4.4	2×10^{18}
249	11-VII- » 04h47m53s	Chieti	42°21′.0 N 14°10′.0 E	v	10	4.4	2×10^{18}
250	9-I-1940 07h47 m	Pettorano sul Gizio	— — — —	IV	5	3.5	1016
251	10-1- » 07 ^h ±	Popoli- Scanno- Pesco-	42°01′.2 N 13°55′ E	IV	10	3.8	1.6×10 ¹⁶
252	16-11- »	costanzo Antrodoco	_	IV-V	5	3.8	6.3×10^{16}
253	03h05m 9-III- »	Isernia -	_	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
254	00h33 m 27-111- » 00h32 m	Frosolone Isernia	_	IV	5	3.5	1.6×1016
255	15-X- » 09h51m	Castel di Sangro	-	V-VI	5	4.5	5×10^{17}
256	24-XI- » 16 ^h 30,11 ^m	»	_	V-VI	5	4.5	5×10^{17}
257	14-II-1941 12h04,03m	Monte- cassino	_	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
258	14-IV- » 04h22,5m	S. Anatolia (Velino)	42°45′ N 12°45′ E	V	7	4.2	6×10^{17}
259	14-IV- » 12h22,5m	n	-	V	7	4.2	6×10^{17}
260	14-IV- » 12h23,8m))	42°45′ N 12°45′ E	V	7	4.2	6×10 ¹³
261	14-IV- » 16 ^h 01 ^m	»	» »	V	7	4.2	6×10^{13}
262	14-IV- » 16 ^h 16 ^m	»	» »	V	7	4.2	6 × 10 ¹³
263	26-VII- » 04 ^h 10 ^m	Avezzano	42°01′.8 N 13°28′.5 E	IV	17	4.0	6.3×10^{13}
264	1-XII- » 04h10m	L'Aquila	» »	IV	7	3.6	5×10^{13}
265	20-VI-1942 07h48m	L'Aquila- Monterea- le-Sassa	42°26′.3 N 13°18′.1 E	1 V	10	3.8	1.6×101
266	25-VII- » 20h40m	Alvito	41°41′.2 N 13°44′.6 E	v	5	4.2	2×1013
267	4-XI- » 03h19m	L'Aquila- Sassa	42°21′ N 13°21′ E	IV	10	3.8	1.6×101
268	29-I-1943 04h23m	Teramo- Accumoli-	42°39′21″N 13°29′31″E	Vl	25	5.4	4×102
901	A. [2.2] 5	Cittareale			101200		F. 10
269	15-VII-1948 16h±	Bolognano	42°13′ N 13°57′.8 E	V	7	4.2	5×101
270	15-VII- » 23h45m	Alanno	42°17′.3 N 13°58′.5 E	V	6	4.2	4 × 10 ^t

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I _o	h km	М	E ergs
271	12-III-1950 05h10m	Accumoli		VII	10	5.6	3.2×10 ²⁰
272	5-IX- » 05h08m57s	Gran Sasso	42°31′ N 13°19′.6 E	1X	22	7.1	5×10 ²³
273	18-IX- » 01 ^h 40 ^m	Montereale (Gran Sasso)		VI	10	5.0	2.5×10^{19}
274	2-VIII-1951	Torricella Sicura	7-161	V	5	3.5	1.6×10^{16}
275	8-VIII- » 21h56m	Canzano	42°36′ N 13°30′ E	VIII	19	6.5	2.5×10^{22}
276	8-VIII- »	Repliche	10 00 11	VI	10	5.0	2.5×10^{19}
	22h11m	»	» »	11))	n	» »
055	23h09m 23h53m	» »))))))))))))))	» »	» » » »
277	9-VIII- »				Maria Maria		anna anna
	00 ^h 59 ^m 05 ^h 45 ^m	n	» »))))))))))
	06h45m	» 	» »))	»))	» »
	15h13m))))))))))))))))	» »	» »
278	24-XI-1953 04h13m	Avezzano	42°01′.9 N 13°25′.6 E	v"	10	4.4	1.6×10^{18}
279	3-XII- » 06h56m08s	Colletorto	41°42′ N 14°48′ E	v	10	4.4	1.6×10^{18}
280	21-XII-1954 02h30m	Campli		V	18	4.7	1019
281	3-X-1956 01h34m	Caramanico- Tocco Casauria	42°12′ N 13°59′ E	V	10	4.4	1.6×10 ¹⁸
282	25-XI- » 03h06m40s	Macchiago- dena	41°35′ N 14°24′.4 E	VI	19	5.3	1020
283	29-XI- » 03h15m	Macchiago- dena- S. Angelo in Grotte	41°33′.6 N 14°23′.5 E	V	15	4.6	6.3×10^{18}
284	2-XII- » 09h35m	S. Angelo in Grotte	41°35′.8 N 14°21′ E	V	7	4.2	5×10^{17}
285	25-I-1957 05h40m	Pizzoli- Barete	42°26′.5 N 13°17′.5 E	VI	17	4.6	8 × 10 ¹⁸
286	11-IV- » 17h19m	Petrella Salto-Var- co Sabino	42°15′.7 N 13°02′.4 E	V1	12	5, 1	4 × 1019
287	21-IV-1958 03h22m40s	Montorio al Voma- no-Campli	42°39′ N 13°39′.3 E	v	18	4.7	1019
288	26 IV » 03h20m	Torricella Sicura	42°39′.3 N 13°39′.3 E	v	10	4.4	1.6×10^{18}
289	8-V- » 19h55m34s	Montorio al Vomano	42°34′.9 N 13°37′.7 E	v	15	4.6	1019
290	24-VI- » 06h07m05s	L'Aquila	42°20′57″N 13°26′26″E	VIII	10	6.2	3.2×10^{21}
291	1-I-1959 23h58m	Torricella Sicura	42°39′.3 N 13°39′.3 E	VI	11	5.0	2.5×10^{19}

No	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	M	$m{E}$ ergs
292	20-11-1959 09 ^h 士	Campli - Ci- vitella del Tronto- Tagliacozzo	42°45′ N 13°41′ E	1 V	9	3.8	1017
293	14-111-1960 04h45m	Cappadocia	42°02′ N 13°15′.7 E	VII	5	5.3	2.5×10^{19}
294	16-111- » ()1 ^h 53 ^m ()5	Montemo- naco- Cit- tareale	— — — — — — — — — — — — — — — — — — —	VI	20	5.3	2×10 ²⁰
295	29-1-1961 22h32.5m	Isernia	41°36′ N 14°06′ E	V	15	4.6	1019
296	30-1- » 22h3()m	Villetta Barrea	41°46′.5 N 13°56′ E	1 V	12	4.0	2.5×10^{17}
296a	25-III- »	Pizzoli	_	V	10	4.4	2×10^{18}
297	20-IV- » 12h34m42s	Capistrello	41°57′.8 N 13°23′ E	VII	12	5.7	5×10 ²⁰
298	10-IV- » 06h55.9m	Rocca di Botte - Arsoli - Cervara	42°01′ N 13°04′ E	VI	7	4.8	5×1018
299	12-IV- » ()() ^h 43 ^m	Pereto - Rocca di Botte	42°02′.5 N 13°05′ E	VI	7	4.8	5×1018
300	12-IV- » 01h30m	L'Aquila	10 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	IV	7	3.6	5 × 10 ¹⁷
301	11-VI- » ()6h46m()4s	Presso Sor- genti del Peschiera	42°21′54″N 13°00′28″E	1V	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
302	15-V1- » 07h26m34s	»))))	1 V	5	3.5	1.6×10^{16}
303	4-V111- » 14h30m38s	»	» »	1 V	1.2	2.9	2×10 ¹⁴
304	13-IX- » ()1h()5m53s	»)))	IV	1,1	2.8	1.3×10 ¹⁴
305	5-X- » 20h59m36s	n))))	VI	5.3	3.5	3.2×10^{18}
306	31-X- » 14h37m18s.6	»))))	VIII	8	6.1	1.6×10 ²¹
307	31-X- » 16h12m09s	»	» »	IV	5	3.5	1.6×1016
308	31-X- » 16h22m56s	»))))	1 V	5.3	3.6	1.6×1016
309	31-X- » 16h31m13s	»))))	IV	5.8	3.6	2.5×10^{16}
310	31-X- » 16h37m47s))))))	1V	5	3.5	1.6×1016
311	31-X- » 17h05m57s))))))	IV	5	3.5	1.6×1016
312	31-X- » 17h09m33s,5))))))	1V	5	3.5	1.6×1016

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	М	E ergs
313	31-X-1961 17h30m±	Presso Sor- genti del Peschiera	42°21′54″5 13°00′28″5	VIII	5	6.4	4×10 ²
314	31-X- » 17h31m03s	»	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
315	31-X- » 17h38m36s	»	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
316	31-X- » 18h04m47s))	» »	IV	3.9	3.4	101
317	31-X- »))	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{10}
318	19h24m48s 31-X- »	»	» »	IV	5	3.5	1.6×1010
319	19h29m33s 31-X- »	»	» »	IV	5.3	3.5	1.6×1010
320	19h42m28s 31-X- »	»	» »	IV	5	3.5	1.6×1010
321	20h42m03s 31-X- »))	» n	IV	5	3.5	1.6×1016
322	21h40m27s 31-X-»	»	» »	VI	7	4.85	8×10 ¹⁸
323	21h48m21s 31-X-»	»	» »	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁰
324	21h51m55s 31-X-»			IV		SHEET	
	21h54m54s	»	» »		5	3.5	1.6×1010
325	31-X- » 22h59m43s	»))))	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
326	31-X- » 23h56m56s	n	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{16}
327	1-XI- » 00h48m22s	n	» »	IV	4.5	3.45	3.2×10^{16}
328	1-XI- » 03h46m50s	n	» »	IV	4.5	3.45	3.2×10^{16}
329	1-XI- » 03h51 m20s	n	» »	IV	4.5	3.45	3.2×10^{16}
330	1-XI- » 03h51m57s	»	» »	IV	4.5	3.45	3.2×10^{16}
331	1-XI- » 04h12m49s.5))	» »	IV	4.5	3.45	3.2×10^{16}
332	1-XI- »	»	» »	VI	5	4.7	2.5×10^{18}
333	06h04m40s 1-XI- »	n	» »	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
34	06h27m05s 1-XI- »	»	» »	VIII	5.7	6.0	6.3×10^{20}
35	08h40m38s 1-XI- »	n	» »	IV	5	3.5	1.6×1016
36	20h41m48s 2-XI- »	n	» »	ıv	5.8	3.6	2.5×10^{16}
37	11h03m06s 2-XI- »	n	» »	IV	5	3.5	1.6 × 10 ¹⁶
	16h32m22s	District Training	GENERAL TOTAL				7.10

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	M	$m{E}$ ergs
338	2-XI-1961 17h42m04s	Presso Sorgenti del Peschiera	42°21′54″5 13°00′28″5	IV	5	3.5	1.6×10 ¹
339	2-XI- » 22h08m34s	»	» »	VIII	4.5	5.85	3.2×10^2
340	3-XI- »	»	n n	VIII	8.1	6.1	2×10^2
341	05h07m19s.5 6-XI- »	»	n n	VIII	9.5	6.2	4×10 ²
342	13h31m53s 6-XI- »))	n n	IV	6.3	3.6	4×101
343	21h57m45s 7-XI- »	»))))	IV	2	3.1	101
344	19h36m36s.5 9-XI- »	»))))	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
	01h57m58s					1829 23	
345	9-XI- » 14 ^h 51 ^m 37 ^s))	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
346	10-XI- » 02h19m12s	»	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
347	10-XI- » 22h12m07s))	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
348	14-XI- »))	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
349	11h40m46s 15-XI- »	n	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
35 0	00h48m09s.5 16-XI- »	n	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
351	12h41m05s 17-XI- »	n	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
352	14h41m37s 17-XI- »	n	» »	VI	5	4.7	2.5×10^{1}
353	20h30m13s 20-X1- »	»	» »	IV	5	3.5	1.6×10^{1}
354	19h53m14s			III	5		100
	22-XI- » 19h14m52s	»	» »			2.9	1.3×10^{1}
355	27-XI- » 18h14m12s	»))))	VI	5.6	4.75	4×10^{1}
356	3-XII- » 17h27m45s.5	»	» »	IV	4.1	3.4	101
357	5-XII- »	n	n n	V111	6.1	6.0	8×10^{2}
358	18h51m02s 5-XII- »	»))))	VI	2.4	4.4	2.5×10^{1}
359	19h36m16s 5-XII- »	n	» »	IV	5	3.5	1.6×10 ¹
360	22h28m55s 10-XII- »	»	n »	IV	4.6	3.46	1.3×10^{1}
361	15h30m52s 10-XII- »	n	» »	III	5	2.9	1.3×10^{1}
362	22h00m30s 11-XII- »	"		IV	3.3	3.3	5×10^{1}
302	16h12m39s	n	» »	1 V	3.3	3.3	9 X 10,

Nº	Data	Località	Coord. Ep. φ λ	I_o	h km	М	$E \ m ergs$
363	19-XII-1961 02 ^h 16 ^m 19 ^s	Presso Sorgenti del Peschiera	42°21′54″.5 13°00′28″.5	IV	5	3.5	1.6×10 ¹⁶
364	30-VII-1962 11h ±	Pratola Peligna - L'Aquila	42°06′ N 13°52′.7 E	IV	8	3.7	8×10 ¹⁸
365	21-XI- » 22h20m ±	a Nord di Alvito -	41°41′.2 N 13°44′.6 E	VII	2	4.9	2×10 ¹⁸
366	14-XII- » 13h35m +	L'Aquila Alvito L'Aquila	» »	VII	4	5.2	1.6×10^{19}
367	5-II-1963 8h30m ±	Villa S. Lucia L'Aquila	41°30′.7 N 13°46′ E	IV	15	4.0	6.3×10^{17}
368	5-II- » 19 ^h 15 ^m +	Contigliano	42°24′.3 N 12°45′.7 E	V	12	4.5	$4 \times I0^{18}$
369	24-VII- » 03h40m +	Amatrice	42°37′.6 N 13°17′.5 E	VII	8.5	5.5	2×10 ²⁰
370	$17 ext{-}III ext{-}1\overline{9}65$ $02^{ ext{h}} \pm$ scossa premonitrice	Villa S. Lucia - L'Aquila	42°20′ N 13°47′ E	П	15	2.8	4×10 ¹⁵
371	17-III- » 02 ^h 30 ^m ±	Visso	42°55′.8 N 13°05′.1 E	v	18	4.7	1.3×10 ¹⁹
372	12-XI- » 07 ^h 20 ^m ±	Celano - L'Aquila	42°05′ N 13°36′ E	1 V	10	3.8	1.6×10 ¹⁷
373	3-III-1966 $05^{\rm h}10^{\rm m}\pm$	Barisciano - L'Aquila	42°19′.4 N 13°35′.5 E	III	5	2.9	1.3×10 ¹⁵
374	locale 3-XII-1967 17h39m10s	Castellafiu- me - L'A- quila	41°59′,2 N 13°19′,2 E	1I	5	2.3	1014
375	3-XII- »	Locale, pre-	42°18′ N		ERE-ER	BLAN	of the contract of
	19h49m41s	monitrice. Monti della Laga	13°36′ E	IV	18	4.1	1018
376	3-XII- » 21h29m59s	Monti della Laga	42°18′ N 13°24′ E	V	35	4.7	1020
377	4-I-1968 10h20m +	Collevecchio	U.S.C.G.S. 42°20′ N 12°32′.9 E	VI	5	4.1	2.5×10^{18}
378	5-I- » 06h05m +	»	42°20′ N 12°32′.9 E	VI	6	4.2	5×10^{18}
379	8-VIII- » 05h ±	Tarano	42°21′.5 N 12°35′.3 E	Ш	15	3.4	5×1016
380	17-IV-1969	Terelle	41°33′ N 13°46′.3 E	VIII	3	5.7	8×10 ¹⁹
381	09 ^h 10 ^m ± 27-IX- » 09 ^h ±	Posta	42°33′.5 N 13°06′ E	IV	10	3.8	1.6×10^{17}
382	27-IX- » 12h45m +	Acquasanta del Tronto	42°46′.1 N 13°24′.7 E	VI	13	4.5	5.5×10^{19}

III. - LA SISMICITÀ IN RELAZIONE CON LA TETTONICA REGIONALE.

La teoria sulla traslazione dell'Appennino laziale-abruzzese non sembra contraddire, nelle grandi linee, alle ipotesi più volte avanzate da Caloi e collaboratori sui movimenti di dette masse litoidi.

L'esame sismo-tettonico di detta regione ha constatato, attraverso le ricostruzioni già illustrate dalle interazioni caratteristiche fra zona

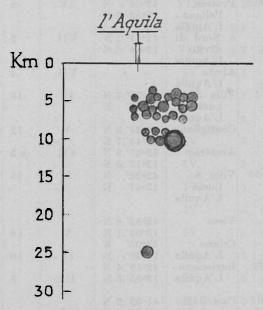


Fig. 2 – Scosse nella zona de L'Aquila avvenute nel 1900-1902, 1904-1907, 1929, 1938-1941, 1958. Magnitudo: $3 < M \le 6.2$ (I numeri in ordinata esprimono la profondità ipocentrale approssimativa).

epicentrale sismica e frattura tettonica, come esista una relazione, come da causa ad effetto o ancora come da effetto a causa, fra i terremoti recenti e gli sconvolgimenti più o meno vistosi che si sono prodotti e, che in scala minore, continuano a manifestarsi. Poiché a fenomeni sismici superficiali corrispondono all'ipocentro modalità altrettanto caratteristiche e specifiche, possiamo senz'altro considerare brevemente, alla luce di dati sperimentali, in un panorama che investe tutte le forme tipiche sismiche che hanno interessato e interessano la nostra Penisola, soffermandoci solo dove la materia del nostro studio diventa specifica, le relazioni che legano la sismicità all'orogenesi, in modo da avere gli elementi sufficienti per avvalorare la nostra dissertazione.

Dalla direzione del movimento determinato in superficie dalle onde longitudinali P_{θ} e P_n nelle stazioni d'osservazione, è possibile dedurre di che natura è stata la scossa all'ipocentro. Tale metodo d'indagine ci ha condotto alla conclusione che le scosse possono essere dovute a fratture, a sollevamenti o abbassamenti di strati. Ricordiamo che, dal punto di vista del senso del movimento provocato, un'onda longitudinale può essere di dilatazione o di compressione: al primo caso cor-

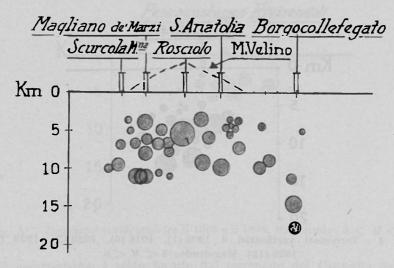


Fig. 3 – Scosse del 1904 nella zona del Velino (S. Anatolia nel 1941). Magnitudo: $4 < M \leqslant 6.6$

risponde nella stazione d'osservazione un avvallamento del suolo, al secondo caso un innalzamento.

Dall'osservazione delle tre componenti del movimento — due orizzontali a 90° fra loro ed una verticale — si può stabilire a quale dei due casi l'onda appartiene. In occasione di terremoti dovuti a fratture, in certe stazioni e per le stesse distanze epicentrali, si registra in superficie un movimento del suolo nella direzione epicentro-stazione (compressione); in altre il movimento in senso opposto (dilatazione). Nel caso più semplice, se la frattura si verifica su un piano verticale ed è dovuta ad una coppia di forze tangenziali orizzontali, questi movimenti di dilatazione e di compressione si dividono in modo da distribuirsi nei quattro quadranti determinati da due rette perpendicolari, incrociantisi all'epicentro, ed in maniera che nelle due coppie di quadranti opposti si verificano movimenti del suolo dello stesso se-

gno (compressioni o dilatazioni), mentre in quadranti adiacenti i movimenti sono di segno opposto. Per rappresentare, sia pure in maniera elementare, il modo con cui il fenomeno si verifica dal punto di vista dell'elasticità, diremo che queste fratture sono dovute all'azione di coppie di forze tangenziali che agiscono all'ipocentro. Dai fondamenti della teoria dell'elasticità sappiamo che ad una tensione che agisce secondo un determinato asse, corrisponde sempre una tensione com-

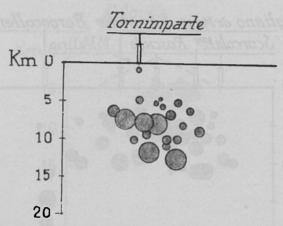


Fig. 4 – Terremoti verificatisi il 1905 (1), 1916 (5), 1920 (3), 1923 (1), 1929 (12). Magnitudo: $3 \le M \le 6$.

plementare secondo l'asse a 90°, di entità uguale alla prima ma di segno contrario. Analogamente, alla coppia che diremo principale, a cui si deve la frattura degli strati, corrisponde una coppia complementare, che agisce in direzione normale alla prima. In tal modo si viene a spiegare la suddivisione, nel senso del movimento, nei quattro quadranti suddetti.

Nel caso di terremoti dovuti a sprofondamento o sollevamento, in tutte le stazioni comprese in una zona di determinato raggio e in tutti gli azimut, si verifica invece un primo movimento dello stesso segno (dilatazioni o compressioni), e per tutte le stazioni esterne, un movimento di segno opposto (compressioni o dilatazioni).

Sotto il punto di vista della profondità dei terremoti, dobbiamo innanzitutto chiarire che i terremoti — oggetto del nostro studio — appartengono per la maggior parte a quei fenomeni che hanno interessato gli strati superficiali della crosta terrestre, se si eccettuano quelli rappresentanti la sismicità del basso Tirreno che hanno inte-

ressato le parti profonde (come ad esempio il terremoto del 13 Aprile 1938 delle isole Lipari, avvenuto ad una profondità di circa 300 km).

Tutti gli esempi sopra illustrati nella classificazione dei terremoti, hanno corrispettivi pratici nei terremoti che hanno interessato la nostra penisola.

La frattura, con il mutuo scorrimento di strati, è stata osservata in tutto il sistema alpino, dove essa sembra predominare: l'esempio

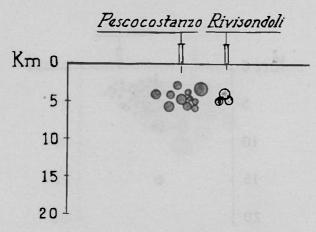


Fig. 5 - Terremoti verificatisi fra il 1907 e il 1908. Magnitudo: $3 \leqslant M \leqslant 5.3$

più caratteristico è stato fornito dal terremoto del Cansiglio del 18 Ottobre 1936, dovuto a frattura provocata da una coppia di forze inclinate, giacenti in un piano pure inclinato.

A proposito della profondità ipocentrale, va osservato che i terremoti interessanti il sistema alpino, in senso lato, riguardano esclusivamente la crosta terrestre; molti fra essi originano a piccole profondità ipocentrali, da un minimo di 10 km ad un massimo di 20 km.

I terremoti dell'alto Adriatico presentano invece il modello caratteristico dei terremoti di sprofondamento e sembrano originare ai limiti della crosta terrestre. A questo riguardo è interessante osservare il parallelo nei fenomeni bradisismici della regione. È noto infatti che, in ere geologiche passate, fu molto accentuato il bradisismo negativo in tutta l'Istria e la Dalmazia. Dell'entità di questo bradisismo si hanno chiare testimonianze nella forma frastagliatissima della costa adriatica orientale e nel gran numero di isole da cui è orlata.

Nel Tirreno meridionale i terremoti rientrano nel modello caratteristico delle fratture; qui il fenomeno presenta un interesse a sè, trattandosi di terremoti di origine profonda, come quello già citato a pag. 345 delle isole Lipari del 13 Aprile 1938.

In effetti la zona si presenta anomala da tutti i punti di vista: geologico, geodetico, sismico, essendo stata spesso teatro di eruzioni vulcaniche sottomarine, rivelate da terremoti e da maremoti.

L'Appennino presenta invece il fenomeno contrario dell'alto Adriatico. Lo studio dei terremoti dell'Appennino tosco-romagnolo, della

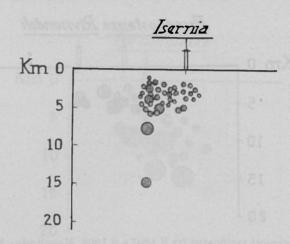


Fig. 6 – Terremoti avvenuti nel 1914 (2), 1917 (2), 1919 (23), 1926 (2), 1932 (6) e 1934 (1). Magnitudo: $3 < M \leqslant 5.5$

Garfagnana, del Monte Amiata, del Gran Sasso d'Italia, dell'Aterno e delle Sorgenti del Peschiera, ha messo chiaramente in luce il carattere di sollevamento di strati. Dal punto di vista geologico, questi sollevamenti trovano testimonianze dall'esame delle fronti di alcune faglie, quali ad esempio quello del Sirente e quello della catena del Gran Sasso verso Campo Imperatore. Le scosse che avvengono nell'ambito degli Appennini originano, come abbiamo visto, quasi esclusivamente a piccola profondità, ma non mancano esempi di profondità superiori ai 20 km.

È di estremo interesse a questo punto, dare il dovuto risalto al particolare fenomeno che distingue la sismicità dell'Adriatico da quella della catena, ad esso parallela, degli Appennini: agli sprofondamenti in profondità dell'Alto Adriatico, fanno riscontro i sollevamenti superficiali della catena appenninica. Alle compressioni laterali determinate dai primi, conseguono i sollevamenti dei secondi.

Questa fenomenologia, a nostro giudizio, può essere ben valida per spiegare come siano originate forze tali da giustificare il movimento traslativo del complesso laziale-abruzzese. Tra l'altro, il meccanismo con cui si sono originate dette spinte ci sembra anche rispondente alle considerazioni della teoria dell'Isostasia; per cui alla grande forza applicata in profondità, abbia corrisposto in superficie un movimento tendente all'innalzamento e allo scorrimento delle masse in questione.

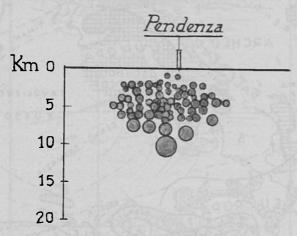


Fig. 7 – Ciclo scosse presso Sorgenti del Peschiera, verificatosi nel 1961. Complessive 63 scosse, di cui 6 con magnitudo dell'ordine di 6. Magnitudo: $3 < M \leqslant 6.4$

Questi movimenti sono stati resi ancora più vistosi per la presenza di una massa rigida, rappresentata dalla Tirrenide, che ha agito da contrafforte alle sollecitazioni dinamiche, per cui i terreni dello Schelf hanno subito un vero strizzamento verso la parte orientale dell'Adriatico. La fine del parossismo trova le terre costituenti la Tirrenide frantumate ed immerse nel Tirreno.

A questo iniziale parossismo ne seguirono degli altri, e possiamo dire che sussistono tuttora, ma sia per l'entità minore del fenomeno sia per la mancanza dello scudo rigido della Tirrenide, le componenti delle forze risultanti sono pressoché verticali, per cui abbiamo un effetto in superficie che si riduce ad un innalzamento del terreno.

Fin qui il confronto fra le recentissime indagini geologico-tettoniche e le ricerche sismologiche. A nostro parere, un confronto più significativo, ai fini dell'interpretazione dei moti-origine all'ipocentro, si può istituire fra risultati di ricerche sismologiche e meno recenti studi in campo geologico, condotti da Demangeot, Segre, ecc. sotto la guida del compianto Prof. Ramiro Fabiani.

Per quanto concerne le ricerche sismologiche riguardanti l'Abruzzo, e zone limitrofe, si è già detto in precedenza. Esse sono riassunte,



Fig. 8 – L'Italia peninsulare e la fossa adriatica, nel complesso delle zone di corrugamento in Europa (secondo Fabiani e Segre).

per quanto attiene al meccanismo dei terremoti all'ipocentro, nella Fig. 10. Da essa riesce chiaro il senso dei movimenti improvvisi nella parte esterna della Terra, per la zona che ci interessa: sprofondamenti in corrispondenza della fossa adriatica e sollevamenti nei confronti dell'Appennino centrale. Va sottolineato che, mentre i primi appaiono

verificarsi alla base della crosta terrestre, i secondi si presentano con profondità nettamente inferiori, nella generalità essendo tutti contenuti nello strato esterno (« granito »).

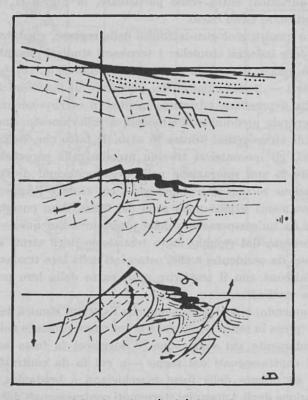


Fig. 9 – Evoluzione del bordo orientale del Gran Sasso. In alto: in nero, i conglomerati mio-pliocenici sparsi dai torrenti sul pianoro calcareo emerso e sulla riva del mare della molassa, verosimilmente in conseguenza di uno strappo tettonico. Nel mezzo: costretto da una spinta laterale, il blocco calcareo solleva la sua base nascosta. I depositi torrentizi sono infranti e cominciano a scivolare sulla scarpata molassica. In basso: il movimento in compressione si accentua, una scaglia rigida (la Queglia) perfora la molassa, i conglomerati continuano a corrugarsi in disordine (M. Bertona, ecc.), la base occidentale del blocco sprofonda per distensione (vallata del Tirino) (Secondo Demangeot). Questo meccanismo spiega la natura fisica delle scosse regionali (spinta verso l'esterno; modello bipolare).

Vediamo ora le sintesi geologiche di Fabiani, Demangeot, Segre, ecc. esposti nei « Contributi di Scienze Geologiche » del Consiglio Nazionale delle Ricerche (Vol. I - 1950; Vol. II - 1952: anni 20° e 22°

rispettivamente de « La Ricerca Scientifica »). La Fig. 8 dà una visione complessiva delle zone di corrugamento in Europa, secondo concetti generalmente accettati, nella quale quella che a noi interessa (la zona abruzzese-adriatica) entra come particolare, la Fig. 9 si riferisce, in modo specifico, al Gran Sasso.

Questo quadro geologico-tettonico della regione, giustifica in pieno i risultati delle indagini sismiche: i terremoti studiati presentano, nella fossa adrio-jonica, il modello a sprofondamento (Fig. 10) - come era da attendersi —, testimonianza del persistere di fenomeni di affossamento nella depressione adriatica; mentre in corrispondenza dell'Appennino centrale predominano i modelli a sollevamento, anche questi a riprova di un'orogenesi ancora in atto. Il fatto che, nella zona del Gran Sasso, gli ipocentri si trovino prossimi alla superficie esterna, può trovare la sua spiegazione nelle argomentazioni di Demangeot. Oltre all'azione residua dell'orogenesi, a cui si deve l'Appennino centrale, i movimenti sismici nella zona del Gran Sasso potrebbero pure conseguire da un'esasperazione delle pressioni a cui questo massiccio viene sottoposto dal residuo moto traslatorio degli strati superficiali che premono da occidente, e che, ostacolati nella loro traslazione verso oriente, finiscono con il trasferire gran parte della loro pressione in una spinta verticale.

Riassumendo, è nostra opinione che l'attività sismica della regione abruzzese (presa in senso lato), trova le sue cause primarie nel fenomeno di sprofondamento cui soggiacque (e soggiace) la fossa adrio-jonica (terremoti contrassegnati dal segno —), cui fa da contrasto il sollevamento, ad oriente delle fosse marchigiana e bradanica, associato alla formazione degli Appennini (terremoti contrassegnati dal segno +). Questo sollevamento è stato (ed è) agevolato dalla trasformazione in senso verticale della spinta orizzontale proveniente da Ovest e da Sud-Ovest.

È quanto, con altro linguaggio, si deduce dalle citate Figg. 8, 9, e quanto, del resto, è detto nella prima parte del nostro lavoro. Si noti che la traslazione Ovest-Est — oggi attribuita ad una compiacente Tirrenide — avrebbe provocato, nelle zone tirreniche (Circeo ed altre) moti traslativi dell'ordine di alcune diecine di km (addirittura una cinquantina).

L'entità di dette traslazioni è andata gradatamente scemando a mano a mano che interessava strutture verso l'Appennino centrale, sempre più ostacolate dall'antemurale appenninica (Maiella-Gran Sasso), tanto che le strutture fra il Sirente e il Marsicano non appaiono tra-

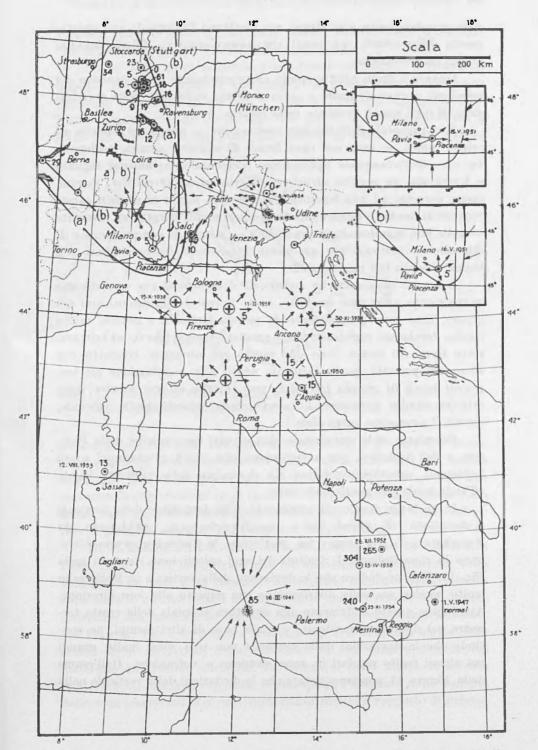


Fig. 10 – Posizione geografica e meccanismo di alcuni terremoti studiati in Italia dopo il 1933. La cifra in grassetto indica la profondità ipocentrale (Secondo Caloi).

slate parallelamente a se stesse, ma mostrano l'azione di uno spostamento differenziato, con punti che hanno agito da fulcro, immuni quindi da traslazione.

Quanto è stato riferito spiega esaurientemente il meccanismo dei terremoti abruzzesi, quale è stato studiato sulle basi delle registrazioni di forti scosse avvenute nella regione.

È improbabile però che tale meccanismo — quello del modello ad origine unica — esaurisca ogni forma di attività sismica regionale. Le zone dell'avampaese appenninico occidentale, fortemente fagliate e fratturate, in seguito all'azione di traslazione Ovest-Est, devono essere soggette ad una fenomenologia sismica legata ai modelli caratteristici di duplici o quadruplici forze (scorrimenti o fratture), associate — nelle loro manifestazioni superficiali — a moti di compressione e di dilatazione distribuiti per quadranti. I terremoti finora studiati non hanno rivelato tali meccanismi.

Noi però riteniamo che moltissime delle scosse, che si verificano annualmente nelle zone su dette, siano provocate da meccanismi del genere. Esse sono generalmente di piccola intensità e quindi, molto spesso, forniscono registrazioni simografiche incomplete o, addirittura, sotto forma di tracce. Solo uno studio più accurato, condotto con strumenti portatili, particolarmente adatti alla registrazione dei terremoti locali di piccola intensità, può chiarire questo aspetto della attività sismica abruzzese. Lo studio della microsismicità regionale, quindi, è altamente auspicabile.

Riteniamo utile sottolineare altri aspetti caratteristici della Penisola e dell'Adriatico, che armonizzano con quelli geodinamici sopra richiamati: intendiamo riferirci alle deviazioni della verticale, legate all'andamento del geoide nella zona.

In un lungo studio sull'argomento della deviazione della verticale (« deviations of plumb-line », Lotabweichungen), pubblicato da Kawabata nel 1954, come caso particolare lo studioso giapponese esamina la zona italiana. I risultati dei suoi calcoli sono riassunti nella Fig. 11. Egli ne deduce che le deviazioni della verticale in Italia sono molto regolari sia nella distribuzione che rispetto alla loro direzione. Attribuisce questo andamento alla struttura anomala della crosta terrestre nel distretto considerato e, sulla base di altri esempi, ne conclude che le deviazioni dalla verticale non solo sono molto grandi ma altresì molto regolari in zone sismiche o vulcaniche. Dall'esame della Figura 11 possiamo notare che le deviazioni della verticale nella

Penisola sono fortemente indirizzate verso il sistema degli Appennini, che della Penisola costituiscono l'ossatura assiale.

Poiché sulla costa orientale dell'Adriatico si verifica il fenomeno opposto (flessione verso le Dinariche), da questa diffusa attrazione verso gli Appennini da un lato e verso le Dinariche dall'altro, dobbiamo concluderne che la densità del materiale subcrostale sotto il letto dell'Adriatico è relativamente minore di quella sotto i sistemi

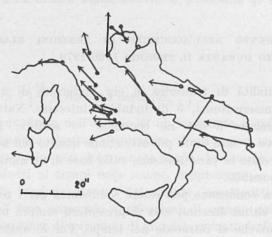


Fig. 11 – Deviazione della verticale nella zona italiana (le frecce sono in senso opposto a quello della deviazione). (Secondo Kawabata).

montuosi posti ai suoi lati. Questa conclusione è in perfetto parallelismo con gli aspetti geodinamici della zona. Abbiamo già notato come, alle dilatazioni ipocentrali nei terremoti dell'Adriatico facciano riscontro le compressioni negli ipocentri dei terremoti appenninici. Ma anche nella velocità di propagazione delle onde elastiche, l'alto Adriatico si presenta anomalo nei confronti della Penisola.

In un lavoro sul terremoto dell'alto Adriatico del 30 Novembre 1934, Caloi (1937) ha provato che ad una leggera diminuzione della velocità delle onde P fa riscontro un sensibile aumento della velocità delle onde S: mentre infatti le prime hanno una velocità di 7.77 km/sec (inferiore alla media), le seconde assumono un valore elevatissimo, 4.8 km/sec. Ciò è in perfetta armonia con le conclusioni tratte dallo studio delle deviazioni della verticale: ad una minore densità del materiale subcrostale adriatico, fa riscontro, nella stessa zona, una relativamente maggiore rigidità, il che spiega l'aumento della velocità delle onde trasversali. Nel caso sopra citato, inoltre il rapporto di Poisson

assume un valore di $\sigma=0.18$, che corrisponde ad una rigidità nettamente più accentuata di quella normale; non solo, ma altresì comporta una relativamente netta diminuzione di λ nei confronti di μ , il che spiega la flessione nel valore della velocità delle onde longitudinali. A conclusioni analoghe è giunto successivamente Valle (1948), nei confronti fra le caratteristiche elastiche della Calabria e dell'adiacente fondo del Mar Jonio.

IV. - ANDAMENTO DELL'ACCUMULO DI TENSIONI ELASTICHE NEL-L'ABRUZZO DURANTE IL PERIODO 1900-1970.

La possibilità di trasferire in erg l'intensità di un terremoto, noti i dati macrosismici, è di indubbio interesse. Naturalmente, il valore dell'energia E che ne consegue — sempre, forzatamente, approssimativo — sarà tanto più attendibile quanto più accuratamente risultano tracciate le varie isosisme, sulla base di un numero di notizie più grande possibile.

Se questa condizione può essere soddisfatta per i terremoti verificatisi negli ultimi decenni, essa si presenterà sempre meno sicura a mano a mano che si retrocede nel tempo. Per le antiche cronache, l'operazione più delicata sarà quella di tradurre in gradi della scala Mercalli (originaria o modificata) le notizie, spesso scarse e contraddittorie, dei grandi terremoti del passato. In molti casi però l'operazione merita di essere compiuta, e ne vedremo subito il perchè.

Nel 1940, il giapponese Tsuboi aveva proposto di esprimere l'energia E di un terremoto con la seguente formula

$$E = \frac{1}{2} \mu \, \varepsilon^2 V \tag{4}$$

dove μ rappresenta l'effettiva costante elastica della crosta terrestre, ε la deformazione elastica media precedente il terremoto e V il volume della zona sottoposta a deformazione.

Evidentemente ε , scelto come valor medio, presuppone che il volume del materiale, che sarà interessato dal terremoto, sia uniformemente deformato, in modo che ε sia dovunque lo stesso all'istante in cui il terremoto si verifica, così che l'energia liberata E provenga dall'intero volume soggetto a deformazione. Si tratta, non c'è dubbio, di un'ipotesi molto restrittiva, di difficile realizzazione.

Ad ogni modo, questa formula fu ripresa da Hugo Benioff. Messa la [4] sotto la forma

$$E^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{1}{2} \mu V\right)^{\frac{1}{2}} \cdot \varepsilon, \qquad [5]$$

Benioff osservò che, in prima approssimazione, considerate invariabili, per una determinata faglia attiva, le grandezze μ e V, la [5] può scriversi

$$E^{\frac{1}{2}} = C \cdot \varepsilon \tag{6}$$

dove $C = \left(\frac{1}{2} \mu V\right)^{\frac{1}{2}}$ è ritenuta costante.

La radice quadrata dell'energia di un terremoto è quindi proporzionale alla tensione elastica deformante. Perciò, per una sequenza di scosse avvenuta in una determinata faglia, la somma degli incrementi $E_{i}^{1/2}$, riferiti ai tempi delle scosse, rappresenta — a meno del fattore C — la tensione elastica deformante, caratteristica della sequenza. Bemoss fece parecchie applicazioni di questo principio, non solo a singole sequenze di terremoti di una determinata faglia, ma anche a sequenze di terremoti, verificatisi nel mondo con determinate profondità, con determinate magnitudo, ecc.

Questo metodo può essere utilizzato vantaggiosamente anche nella determinazione della sismicità di un distretto sismico, potendo usufruire dei dati macrosismici ivi raccolti durante uno o più secoli. L'interesse di queste determinazioni (a prescindere dalla loro limitata approssimazione) è quello di fornire indicazioni sull'accumulo di tensioni attuale, nel tratto di crosta terrestre investigato (Fig. 12).

A questo proposito, recentemente è stata persino adombrata la possibilità di abbassare l'entità della tensione in fase di accumulo in una determinata zona sismica. Cesare Emiliani, Christopher Harrison e Mary Swanson dell'Università di Miami, studiando gli effetti di recenti esplosioni nucleari sotterranee, provocate nel Nevada e in altre regioni degli Stati Uniti, trovarono che tali esplosioni suscitano, a loro volta, una sensibile attività sismica per almeno 32 ore dopo l'evento e fino a distanze di almeno 860 km. A conclusioni analoghe pervennero R. M. Hamilton, F. A. Me Keown e J. H. Healy dell'« U.S. Geological Survey ». Poiché, più a lungo le tensioni si accumulano in una zona sismica, più pericolosa è da attendersi la susseguente attività sismica,

Emiliani e collaboratori suggeriscono l'opportunità di impiegare esplosioni nucleari sotterranee allo scopo di liberare la litosfera dalle tensioni ivi accumulate, per deformazione tettonica naturale. Periodiche esplosioni in zone sismicamente attive potrebbero essere usate per prevenire disastrosi terremoti. Di qui l'interesse di conoscere l'andamento dell'accumulo delle tensioni elastiche in dette zone (come da Fig. 12).

Nel caso specifico, abbiamo tracciato il diagramma di $\Sigma_t E^{1/r}$ per il periodo preso in esame, associato alla sismicità della zona abruzzese. La Fig. 12 non richiede estesi commenti. Si osserva che quanto più lungo è il periodo di relativa quiete sismica di una regione, tanto, maggiore è generalmente l'accumulo delle tensioni elastiche e, di conseguenza, il pericolo di terremoti disastrosi.

Il risultato esposto, naturalmente, è di grossolana approssimazione. In queste ricerche — almeno allo stato attuale delle nostre conoscenze, è illusorio perseguire valori assoluti. Ciò che più preme è conoscere l'andamento delle variazioni, e l'approssimazione di questo è strettamente legata all'uniformità del metodo seguito.

N.B. – I dati macrosismici sono stati dedotti da cataloghi diversi; si è ritenuto superfluo far stampare le isosisme.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino lazialeabruzzese. «Geologica Romana», V (1966).
- BENEO E., Appunti geologici sulle regioni dell'Appennino centrale, compreso nel foglio 151 (Alatri). « Boll. Uff. Geol. d'Italia », 63 (1938).
- Beneo E., Sezione geologica della penisola italiana dal Tirreno all'Adriatico. « Boll. Uff. Geol. d'Italia », 64 (1939).
- Beneo E., Schema tettonico dell'Abruzzo Nord-Orientale. « Boll. Uff. Geol. d'Italia », 68 (1943).
- BENIOFF II., Global Strain Sequence of Great Shallow Earthquakes. « Bull. Geol. Soc. Am. », 62 (1951).
- Caloi P., Il terremoto adriatico del 30 Novembre 1934. « Boll. Soc. Sismol. Ital. », XXXV (1937).
- Caloi P., Struttura geologico-sismica dell'Europa centro-meridionale, dell'Italia e del Mediterraneo centro-occidentale, quale risulta da recenti ricerche condotte in Italia. « Ann. di Geof. », V (1952).
- CALOI P., On the Upper Mantle. In «Advances in Geophysics » 12, Academic Press, New York (1967).

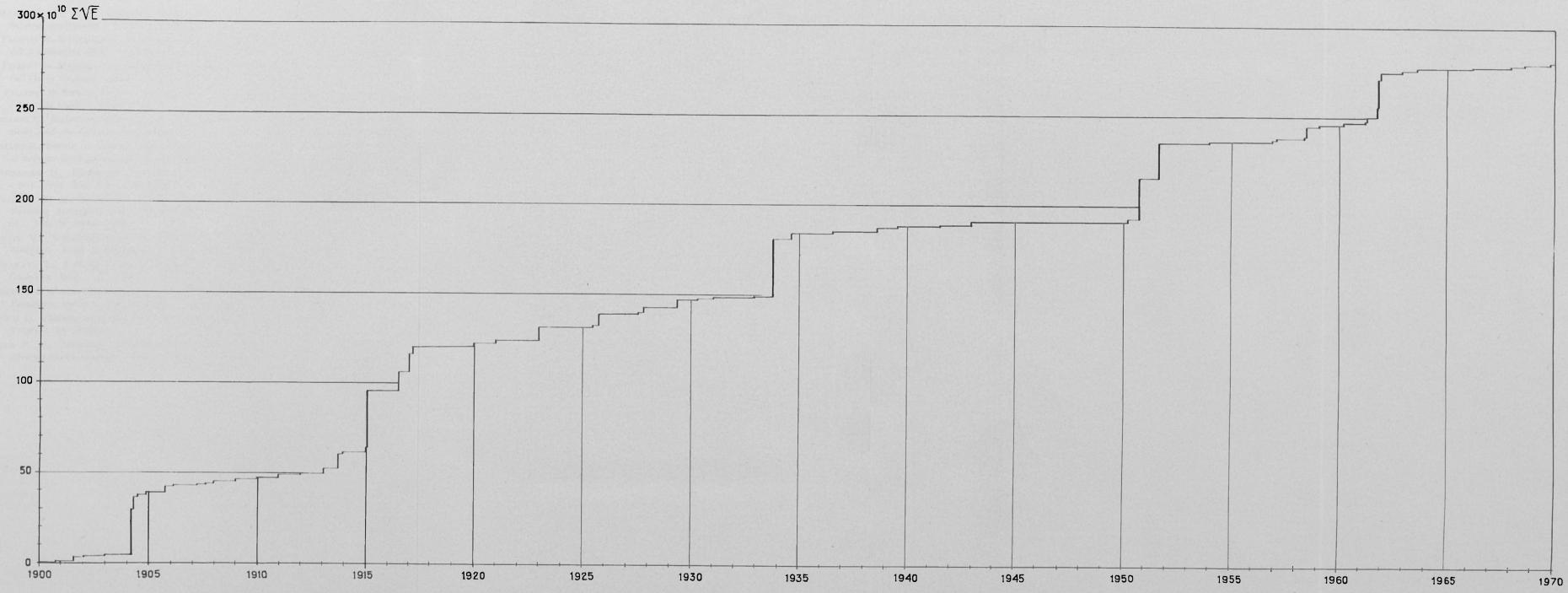


Fig. 12 - Andamento - puramente indicativo - delle tensioni, che hanno agito nella regione abruzzese durante il periodo 1900-1970, e all'accumulo delle quali si deve la sismicità ivi osservata.

- Demangeot Y., L'are Abruzzais externe. Etud tectonique. « Contributi di Scienze geologiche », H. In «La ricerca scientifica », Anno 22° (1952).
- Di Filippo D.-Marcelli I., Uno studio del terremoto del Gran Sasso d'Italia del 5 Settembre 1950. « Ann. di Geof. », IV (1951).
- Di Filippo D.-Marcelli L., Struttura della erosta terrestre in corrispondenza dell'Italia Centrale. « Ann. di Geof. », V (1952).
- DI FILIPPO D.-PERONACI F., La sismicità del campo fagliato dell'Aterno. « Ann. di Geof. », XVII (1964).
- EMILIANI C., HARRISON C. G. A., SWANSON M., Underground Nuclear Explosions and the Control Earthquakes. « Science », 165, N. 3899 (1969).
- Fabiani R., Segre A., Schema strutturale della Regione Italiana. « Contributi di Scienze Geologiche », II. In «La Ricerca Scientifica », (Anno 22º 1952).
- GUTENBERG B., Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. « Bull. Seis. Soc. Am. », 34 (1942).
- HAMILTON R. M., McKeown F. A., Healy Y. H., Sesmic Activity and Faulting Associated with Large Underground Nuclear Explosion. « Science », 166, N. 3905 (1969).
- KARNIK V., Magnitudebestimmung europäischer Nahbeben. a Travaux Inst. Géophys. Acad. Tchécosl. d. Sc. », 47, Praha (1957).
- KAWABATA Y., A Study on the Deviation of the Plumbo-Line in Japan «The Geophys. Mag. », 26 (1954).
- MARCELLI L.-PANNOCCHIA G., L'attività sismica nella zona delle Sorgenti del Peschiera. Parte I. « Ann. di Geof. », XVI (1963).
- TSUBOI C., Isostasy and Maximum Earthquake Energy. « Proc. Imp. Acad. Yapan », 16 (1940).
- Valle P. E., Contributo allo studio delle caratteristiche sismiche del Mediterraneo centro-orientale. « Ann. di Geof. », I (1948).