

伊豆半島北東部の異常隆起について

檀 原 毅*

On the Abnormal Upheaval of the Earth's Crust in the Northeastern Part of the Izu Peninsula

Takeshi DAMBARA*

An abnormal upheaval was seen near Ito city in the northeastern part of the Izu peninsula, Shizuoka Prefecture, during the Ito swarm earthquakes (Feb.~May, 1930) and the Kita-Izu earthquake (Nov. 26, 1930; M7.0). A transition of its upheaval is shown in Fig. 2. The maximum upheaval amounted to 346mm in total, and its mean speed was about 170mm/year. The area of upheaval did not always coincide with those of epicenters of the swarm earthquakes and fore- and aftershocks of the Kita-Izu earthquake. The upheaved area, afterwards, seems to subside slowly up to about 1973.

A new swarm earthquakes have commenced since Aug., 1975 in the northeastern part of the Izu peninsula. Swarm earthquakes have been spread in wide area gradually, which involved an earthquake of the maximum magnitude (M5.4) in Kawazu town (Aug. 18, 1976). During repetition of rise and fall of the seismic activities from place to place, the Izu-Oshima Kinkai earthquake (M7.0) occurred on Jan. 14, 1978 with several strong foreshocks since the previous night.

Abnormal upheaval of the crust has been detected since Jan., 1975 by levelling survey and mareographic record. The central area of upheaval is near the Hiekawa pass about 10km west of Ito city. The area is again far from the areas of a series of seismic activities. The most part of the movement seems to be completed until Aug., 1976. The maximum upheaval in this duration was about 140mm, and its mean speed was 84mm/year. Swarm earthquakes diminished their activities after the earthquake of M7.0. The upheaval also decreased its pace after Aug., 1976. New swarm earthquakes, however, have commenced since Nov. 23, 1978 in a sea area off Kawana near Ito city, and a local upheaval is now continuing.

In order to give an interpretation to the curious behaviour of such abnormal upheaval of

1980年1月22日受理

* 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422.

the earth's crust, growth of the hydrostatic pressure in a visco-elastic layer is considered. This layer is originally a cave filled up with visco-elastic material which is not in equilibrium condition with load of upper crust.

Under action of tectonic force of constant strength and direction, the visco-elastic layer is gradually compressed by the creep deformation, and its inner hydrostatic pressure becomes large. After the hydrostatic pressure exceeds the load of upper crust, and if the surrounding crust fractures by, for example, swarm earthquakes, the upper surface crust may upheave abruptly by release of the accumulated hydrostatic pressure of the visco-elastic layer. An equation to calculate growth of hydrostatic pressure is obtained by combination of a condition equation of finite hydrostatic strain under one-dimensional compression and the Kelvin's model of visco-elastic material. A result of calculation under plausible assumptions is shown in Fig. 11.

1. 序

自然原因による地殻変動のなかで、ある程度の期間をかけて異常に大きな速さの隆起が見られた例として、伊東群発地震時の伊東市(1930~1932年)、ハワイ・キラウエア火山(1961年爆発前に2 ft/day)、松代群発地震時の皆神山一帯(1965~1966年)、今回の伊豆半島北東部(1975年~)などが挙げられる。これらのうち、キラウエア火山については、噴火前の溶岩貫入または火道の充てんによって、表層地殻が弾性的に変形したと解釈することができる。また、松代では地震そのものが3期の活動期に分かれたが、隆起域が群発地震の主要震源域に一致していたから、時間的推移が普通の地震と多少異なったものの、いわゆる地震に伴った地殻変動であると見ることができる。

しかし、1930年の伊東と、1975年からの伊豆半島北東部の異常隆起は、地震活動に関連している面もあるが、直接の結びつきがない面もある。また、両者の間には共通している観測事実が多く見られるが、もちろん互いに異なっている事実もある。両者に共通した最も顕著な観測的事実は、隆起地帯の周辺部に一連の群発地震活動があり、その後マグニチュード(以下Mと略記する)7級の大地震があったことである。伊東群発地震の震央は海域であったか

ら、必ずしも明確ではないが、1975年以降の異常隆起地帯は明らかに群発地震域からはずれている。そして、異常隆起地帯が北伊豆地震(1930年)、伊豆大島近海地震(1978年)のそれぞれの震源域から、大きくはずれていることは共通している。

日本における正常な上下地殻変動は、隆起・沈下のいずれにしても、2~4 mm/yearという数値が標準的な速さである。いま考える隆起の速さは100 mm/yearを超える異常さである。このような地殻の隆起が、地震とは直接の関係がなさそうな原因で行われるということは、極めて興味のある事実であると言える。

ここで問題とする伊豆半島北東部の地域の基盤は、第三紀中新世の終りごろか鮮新世初期における海底火山活動による火山砕屑物の湯ヶ島層群や白浜層群とされており、この上に第四紀更新世以後の宇佐見、天城、多賀などの火山岩が噴出・堆積している。大室山・小室山は溶岩や岩滓堆積物による噴石丘であるが、この付近一帯のいわゆる大室山火山群の生成は30,000年より古い時期から開始され、3,000年以降まで続いたと考えられている(葉室, 1978)。このような火山活動期の若さは、すでに1930年の伊東群発地震に関連して今村明恒、石本巳四雄等が指摘したように、現在もなおマグマもしくは余熱を保つ地下深層部が存在する可能性が高いことを示唆して

いる。

伊豆半島はまた、南海トラフが北方に曲折して続く駿河湾トラフと、相模灘を南東に走る相模トラフとの中間に存在する。そのために、いわゆる島弧に平行な海溝を境界にして、それに直角方向に沈みこむ海洋プレートのモデルが、単純に応用できない場所であると思われる。伊豆半島北東部およびその沖合の海域における浅発地震の発震機構の解析によると、主圧縮力の方向はほぼSE-NW方向であり(ICHIKAWA, 1971),このことは最近の伊豆大島近海地震についても、気象庁(1978)によって立証されている。従って、海洋プレートの運動に帰するか否かはともかくとして、伊豆半島北東部の少なくとも浅い地殻表層部については、SE-NW方向の水平圧縮力が作用していると考えなければならない。

この水平圧縮力は、テクトニックなものであるから、非常に長い期間にわたって、一定の大きさと方向とを保つであろう。もしも、地殻が完全弾性体に近く、かつ外力が適当に小さければ、フック変形がほとんど瞬間的に完成し、その後はぜい性破壊は起こらないし、また降伏点に到達することもない。圧縮力が一定であるということは、地殻内の応力もまた一定であることを意味する。応力が長期間一定に保たれているとき、時間の経過と共に変形(ひずみ)が増大するためには、非弾性的な、すなわち粘弾性的な性質を導入しない限り、地殻変動の説明は不可能である。

このようにして、正常時の緩慢な地殻変動は、一定応力下の粘弾性体としての地殻の挙動であると説明できたとしてみよう。しかしながら、ある時点から指数関数的に増大する異常隆起が始まり、しかも最終的に破壊に至らないという現象は、その変形の全部もしくは主要な部分がクリープ運動に基づくであろうことを強く示唆するものである。石橋(1977)、藤井(1977)、藤井・中根(1978)等は、最近の伊豆半島北東部の異常隆起の1つの解釈として、半島東方沖に伊豆東方線を考え、ここから半島下に45°の傾斜角でもぐりこむスラストを仮定した。この面に沿った非地震性逆断層の運動が行われたものとして、ク

リープ・モデルと名づけた。これらの研究は、いずれも伊豆大島近海地震以前に発表されたものであるが、断層モデルは一応当時までの上下・水平地殻変動を説明している。しかし、非地震性断層運動の可能な条件や必然性については、何ら言及していない。

もしも、地殻の異常隆起をクリープ現象と解するならば、クリープ変形の急激な加速を生ずるためには、応力の急激な増大もしくは集中、または高温化というような状態変化がなければならぬであろう。そのような可能性あるいは別途の可能性を考えるのが本研究の目的であり、そのためには1930年および1975年の異常隆起についての観測事実を、改めて整理しておく必要がある。

2. 伊東群発地震および北伊豆地震と地殻変動

伊東群発地震は1930年2月13日22hごろから始まり、その後活動が活発化して3月9日にピークに達した。この第1活動期は4月10日ごろでほぼ終わったが、5月8日から同月22日にかけて復活して、第2活動期となる。その後も散発していたが、8月末までに終り、ここまでのいわゆる伊東群発地震とされる(NASU *et al.*, 1931)。

さらにその後11月7日に至って、網代西方約10kmの地点を中心に南北約10km、東西約7kmの楕円形範囲内で新しい群発地震が始まり、それが活発化した時点の11月26日4hに北伊豆地震(M7.0)が発生した。このときの群発地震は、北伊豆地震の前震とされている。余震の震央分布は、中央气象台(1931)とNASU *et al.* (1931)とでかなり違っているが、網代西方の前震域が余震域と重なっているところは、比較的良好一致している。

最近の伊豆半島沖地震(1974年)や伊豆大島近海地震から類推すると、北伊豆地震の余震も丹那・浮橋断層沿いに集中していたのではないかと考えられる。その類推も多少いれて、伊東群発地震から北伊豆地震の余震域に至る震央分布を描いたのがFig. 1である。同図には、地殻変動が測定された水準路線および標石位置も示してある。

群発地震の発生後、東京大学地震研究所の要請を

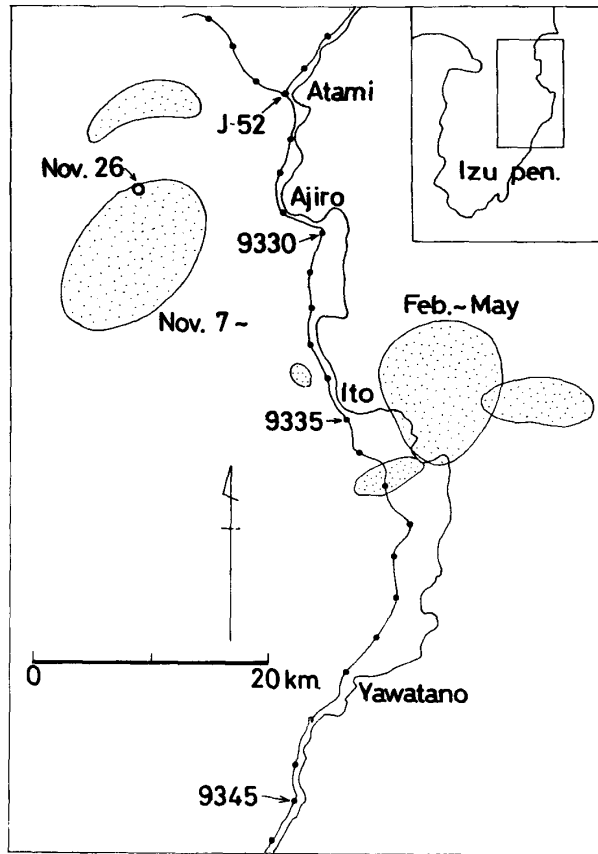


Fig. 1. Epicenters of Ito swarm earthquakes and fore-main- and aftershocks of Kita-Izu earthquake. The line shows levelling route and bench marks.

図1 伊東群発地震および北伊豆地震の前震、本震、余震の震央。線は水準路線と水準点を示す

受けて、陸地測量部による水準測量が計5回行われた。関東大地震後行われた1923～1924年の測量をIとし、以下測量順にII(1930年3～4月)、III(1930年11月～12月)、IV(1930年12月～1931年1月)、V(1932年12月～1933年3月)、VI(1936年2～3月)とする。これらの期間の地殻変動は、Tsuboi(1933)によって論じられているが、最後のVIは地震研究所(1936)の報告がある。藤井(1969)は、これらに最近の結果を加えて論じている。

Fig. 2は、これらの測量結果を改めて総合的に示したものである。測量IとIIの間の数年間の詳細な変動は不明であるが、この地域は関東大地震に伴った大きな地殻変動が見られなかったから、多分比較的小さな変動であったと思われる。従って、期間II-

Iに見られる大きな変動は、群発地震の始まった2月始めからの隆起であると考えてよい。また、期間VI-Vの変動は非常に小さくなっているから、一連の異常隆起は1932年末か1933年初めに終わったことがわかる。すなわち、異常隆起の期間は1930年2月から1932年末に至る2年11ヶ月間であり、期間V-Iの変動量が総隆起量となる。この総隆起量は図中太線で描いてある。

この期間V-Iの変動曲線から、範囲は網代(BM9329)から北川(BM9344)に至る約23kmの間で、最大隆起点は伊東市から約2km南方の城星付近(BM9336)であることがわかる。最大隆起量は346mmで、平均隆起速度は約170mm/yearとなる。また、Fig. 1とFig. 2を比較すると、異常隆起帯は伊東群発地震や北伊豆地震の震源域からはずれていることがわかる。ただし、群発地震の震央はほとんど海域であるから、松代群発地震のときのように震源域と隆起域が一致するものならば、この場合も伊東の沖合の震源域一帯が最大隆起域であって、それが近接するBM9335～9337間の水準路線上の最大隆起に現われたという見方もできよう。

このときの地殻変動としては、伊東および川奈に臨時に設けられた水平振子型傾斜計による傾斜の連続観測がある(石本・高橋, 1930)。そのベクトル変動図によると、伊東では3月中旬まで西下がり、それから5月初旬までほぼ南下がり、さらに5月下旬にかけて西下がりとなっている。川奈では、3月中旬から4月初旬までは西下がり、その後5月中旬まで北下がり、さらに6月初旬まで西下がりとかなり曲折している。石本等は、これらの傾斜の曲折を群発地震の推移と関連させることを試みたが、もし隆起域がBM9336や群発地震の震源域を含む一帯であるならば、傾斜変化は水準測量の結果と一致しない。

伊東観測点は伊東市街西方の広野にあり、水準路線から1km弱、川奈観測点は川奈村落西南でやはり水準路線から1.2km離れているに過ぎない。従って、傾斜観測と水準測量の結果とは一致してしかるべきである。石本等は、水準測量の結果(III-II)を地区別に細分して、川奈、伊東、富戸などの小地塊が

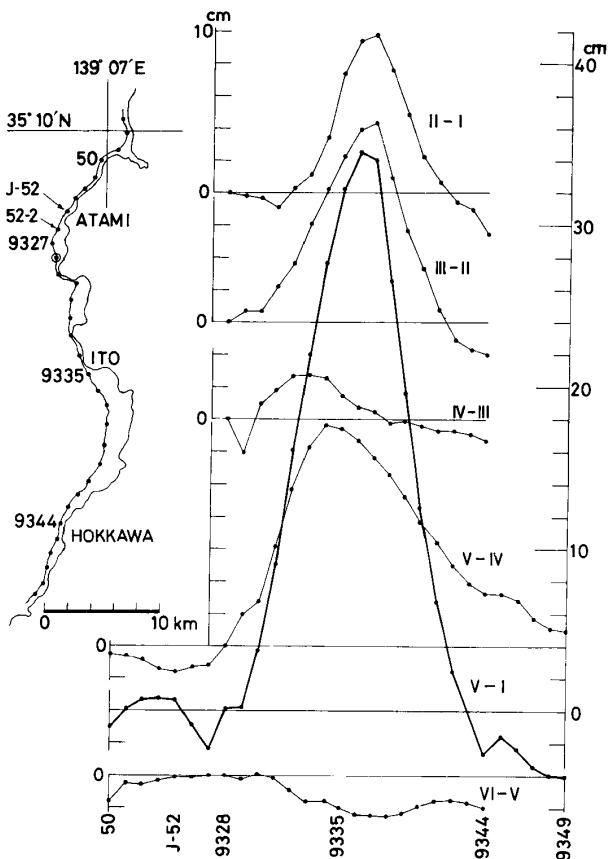


Fig. 2. Abnormal upheaval in the northeastern part of the Izu peninsula when the Ito swarm earthquakes were occurring. Fixed bench mark is BM 9328.

I (1923~1924), II (Mar.~Apr., 1930), III (Nov.~Dec., 1930), IV (Dec., 1930~Jan., 1931), V (Dec., 1932~Mar., 1933), VI (Feb.~Mar., 1936). Change in V - I shows the upheaval in total.

図2 伊東群発地震が起きていたときの伊豆半島北東部における異常隆起。固定水準点は BM 9328。

I (1923~1924), II (1930年3月~4月), III (1930年11月~12月), IV (1930年12月~1931年1月), V (1932年12月~1933年3月), VI (1936年2月~3月)。V - Iの変動は総合隆起を示す

個別に傾斜変化をすとして、一応の説明をつけた。そのことの是非はともかく、海域の群発地震震源域が隆起の中心部であると考えなくてもよい1つの傍証となろう。

さらに、重要な問題点がある。伊東群発地震は、網代西方のものを北伊豆地震の前震として除外すれば、5月下旬ではほぼ終り、また北伊豆地震も起きてし

まったにもかかわらず、1932年末から1933年初めに行われた測量Vに至るまで、すなわち期間V-IVにおいても隆起が継続している。その量もかなり大きい。このことは、極めて重要な事実として、記憶にとどめておかなければならない。

北伊豆地震に際して、この地域に地殻変動がなかったかということも、検討しておく必要があるであろう。もし、この地震の影響があったとすれば、それは期間IV-IIIの変動に含まれているはずである。この期間は極めて短いから、変動量は小さくて当然であるが、最大隆起点が前期間のときに比較して、北方へ約10km移動している。この事実はすでに TSUBOI (1933)が指摘したことである。しかし、Fig. 2のその後の期間の変動を見ると、この期間においてのみ最大隆起点が移動したとするのは、多少不自然のようでもある。そこで、この移動に着目して、次のように北伊豆地震の影響を分離する。

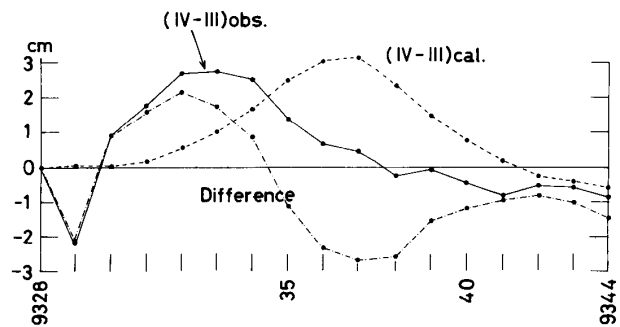


Fig. 3. Estimated vertical movement accompanied by the Kita-Izu earthquake of 1930, "Difference". (IV-III)_{obs.} is the survey result for IV and III, and (IV-III)_{cal.} is movement which is extrapolated from the mean speed of movement in I (since Feb., 1930) ~ II ~ III.

図3 1930年北伊豆地震に伴った上下変動の推定("Difference")。 (IV-III)_{obs.} はIIIとIVの測量結果で、(IV-III)_{cal.}はI (1930年2月以後)~II~IIIにおける変動の平均速度からの外挿値を示す

いま仮に、IIIからIVに至る間の変動は、I (実質的には1930年2月からと考える)~II~IIIの期間の平均隆起速度が継続していたとして、これを(IV-III)_{cal.}と書く。そうすると、観測された(IV-III)_{obs.}か

ら上の値を差引いた残差は、北伊豆地震に伴った変動となるであろう。Fig. 3に、この残差をDifferenceとして示した。これによると、BM9334と9335を境界として隆起と沈下が隣接しているが、松田(1977)によると、BM9334付近からN10°Eの走向の長さ2.5kmの活断層らしいリニアメントがあり、変位の向きは東側低下であるとしている。TSUYA(1930)も、この付近の第四紀火山スコリア層中に、東側低下の多くの小断層を認めている。Fig. 3の変動は、必ずしも急激な断層の特徴を示していないが、東側低下の傾向は合っており、地震後の調査で発見したTSUYAの小断層は、あるいは北伊豆地震の際に生じたものかもしれない。

3. 1933～1973年の地殻変動

さて、一連の異常隆起は前述のように1932年末か1933年初めに終了したが、その後の地殻変動はどうなったであろうか。水準測量は、1975年から始まる新しい隆起以前に、1967年9月(VII)と1973年1～2月(VIII)に行われている。異常隆起が終了後の変動として、Fig. 4にVI-V、VII-VI、VIII-VIおよび全期間の総合としてVIII-Vの各期間の変動を示した。ただし、不動点としてはJ-52を使った。この不動点の変更は、前図と比較するときにも特に問題はない。

Fig. 5はBM9334、9335、9336およびこれら3水準点の平均、それにBM9339と9341における1930年ごろの一連の隆起と、その後の沈下の状況を経年に対して示したものである。この図においては、水準測量が行われた関東大地震直後とは関係なく、多分異常隆起は1930年2月に始まったであろうこと、そして途中で北伊豆地震によるささいな変動変化があったものの異常隆起が1932年末まで続いたことを表わしている。

Fig. 4および5から明らかなように、かつての異常隆起地帯は、1933年以降沈下に転じた。各点の沈下量はそれぞれ異なるが、沈下の様式はほとんど同一である。最大沈下点はBM9339の付近(富戸の南、光の村)で、最大隆起点(BM9336)より数km南方である。これら2水準点について、沈下量から1年当

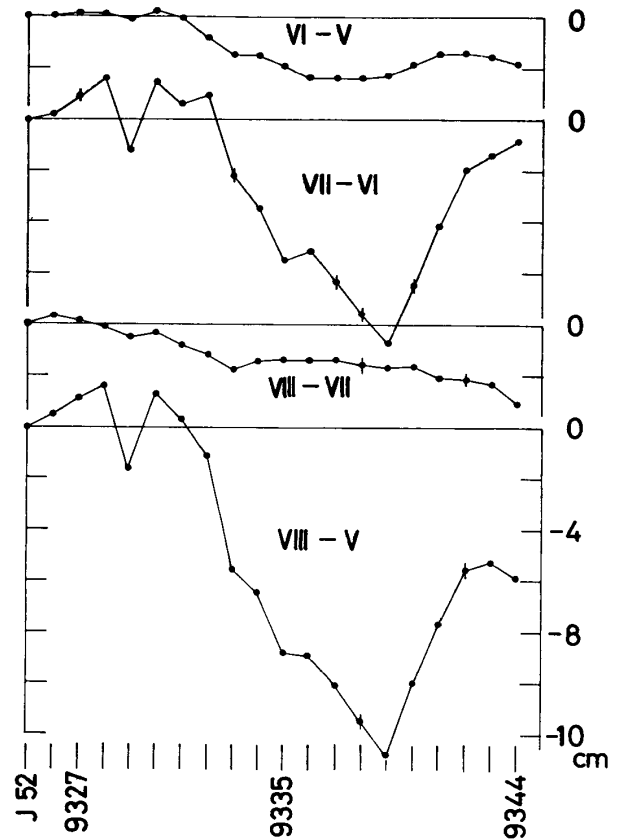


Fig. 4. Subsidence along the route where abnormal upheaval was seen in the period from Feb., 1930 to Dec., 1932. Change in (IV-V) is already shown in Fig. 3, but is plotted again under new fixed bench mark of J-52. VII(Sep., 1967), VIII(Jan.~Feb., 1973). A point with a short vertical line is an interpolated value.

図4 1930年2月から1932年12月にかけて異常隆起が見られた路線沿いの沈下。(VI-V)の変動は図4と重複であるが、固定点がJ-52に変わっている。短いたて線のある点は内挿値

りの沈下速度を求めるとTable 1のようになる。すなわち、隆起終了直後の2～3年間は比較的沈下速度が大きく、約-7 mm/yearであったが、その後は長い期間にわたって-2～-3 mm/yearという日本各地の正常な変動になっている。

また、期間V-Iの総隆起量に対する期間VIII-Vの沈下量の比は、BM9336および9339のそれぞれで+346:-90mm、+196:-128mmであるから、隆起の1/3ほどが回復していたことになる。

この期間における平均的な地殻変動は、検潮の記

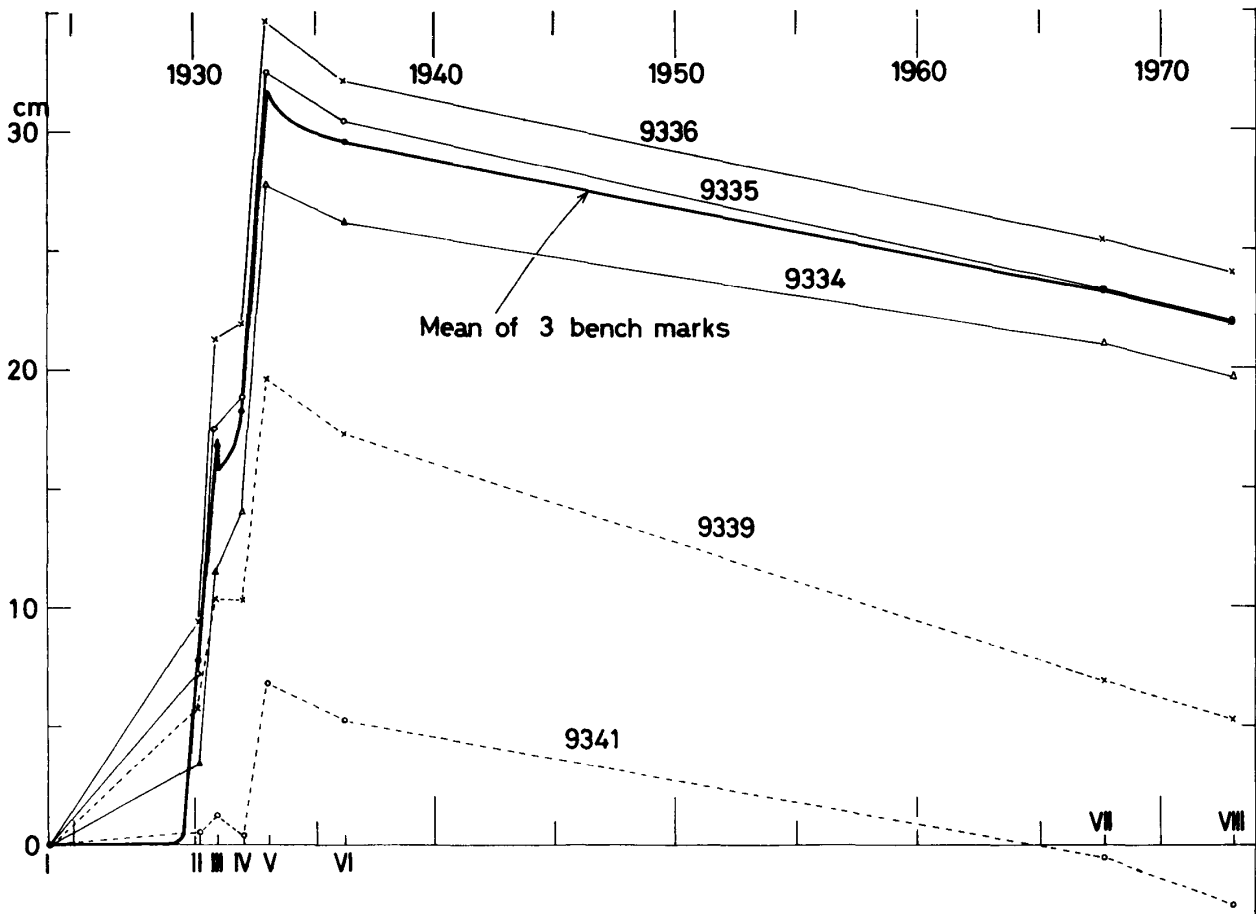


Fig. 5. Change in height of main bench marks along the route where abnormal upheaval was seen in 1930~1932.

図5 1930年~1932年に異常隆起が見られた路線沿いの主な水準点の上下変動

Table 1. Subsidence speed during the following periods, V(Dec., 1932~Mar., 1933), VI(Feb.~Mar., 1936), VII(Sep., 1967) and VIII(Jan.~Feb., 1973) at 2 bench marks in the northeastern part of the Izu peninsula.

表1 伊豆半島北東部2水準点における異常隆起後の沈下速度

Period	BM 9336	BM 9339
VI - V	-7.4mm/year	-7.1mm/year
VII - VI	-1.6	-2.8
VIII - VII	-2.4	-2.9
VIII - V	-2.2	-3.2

録からも確かめることができる。Fig. 6は伊東(気象庁所管)および三浦半島の油壺(国土地理院所管)の検潮場の両者が共に正常に稼働していた1949~1966年の月平均海面の差を描いたもので、油壺および伊東の月平均海面を L_A および L_I で表わせば、油壺に相対的な伊東の上下変動は $L_A - L_I$ で示される。檀原(1973)によれば、油壺は1926~1974年の期間に、 -2.9mm/year のほぼ一様な沈下をしていたことが、水準測量の解析からわかっている。油壺にこの沈下を補正した場合の伊東の変動は、Fig. 6-の下の曲線で示されている。これを時間に対して一様な沈下とみなすと、 -2.8mm/year の速さとなって、水準測量による $-2 \sim -3 \text{mm/year}$ とよく一致している。

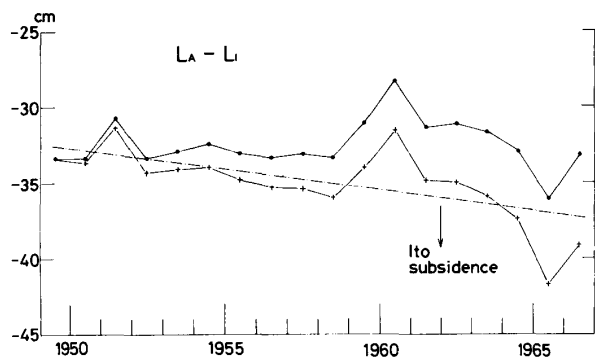


Fig. 6. Change in difference between monthly mean sea levels at Aburatsubo and Ito, $L_A - L_I$. The lower curve is corrected by subsidence at Aburatsubo.

図6 油壺および伊東の月平均海面の差, $L_A - L_I$. 下の曲線は油壺の沈下の補正值

4. 1975年8月からの地震活動と地殻変動

伊豆半島では1974年5月9日伊豆半島沖地震(M6.9)が発生したが, その余震と共に震源域は半島南西部に限られ, 余震も漸次衰弱化していた。ところが, 1975年8月から半島北東部の天城山系遠笠山付近に群発地震が発生し始めた。群発地震は翌年1月には半島と大島間の海域でも発生したが, 5月ごろ遠笠山付近ではかなり活発となり, 8月には南方の河津町で起こり始め, 同月18日にはM5.4の地震が発生した。さらに, 1977年10月から北川付近と半島・大島間海域(前年の震源域より南の方)に飛び火した。これらの震源域は, 1つが衰えて他が始まるという経過ではなく, それぞれが活動の消長を交えながら群生していた。その後1978年1月14日に至って, 前日来のかなりの震度を与えた前震後, 伊豆大島近海地震(M7.0)が発生した。この地震の余震は, 主として地震による断層と思われる3折線に沿って集中したが, そのころから群生していた群発地震活動は下火になっていった。しかし, 1978年11月23日から川奈沖に顕著な群発地震が始まり, 1979年11月末現在も活動を続けている。

以上が1975年8月から最近に至る伊豆半島北東部における地震活動のあらましであるが, その概略の位置関係を Fig. 7 に示す。この図での個々の震源域

はそれほど正確ではなく, 詳細は地震研究所の多くの報告を参照されたい。

このような地震活動に対して, 国土地理院はしばしば水準測量を繰返し, また光波測距による水平変動の検出も行った。Fig. 8 は1967年から1978年2月に至る期間の上下変動を描いたものを, 国土地理院資料から転載したものである(国土地理院地殻調査部, 1978)。この図に見られる北部のほぼ円形の隆起域は, 冷川峠を中心とする半径約10kmの範囲であって, 最大約16cmの隆起を示す。実はこの隆起の大部分(約14cm)は, 水準測量の時期と検潮記録とから, 1975年初めから1976年8月ごろまでに行われたと考えられることから, 隆起の平均速度は約84mm/yearとなり, これもまた異常隆起と呼ぶのにふさわしい。

なお, 同図南部に見られるくさび状の沈下帯は, 伊豆大島近海地震に伴った変動であって, このとき北部ではほとんど変動が認められなかったから, 北部の異常隆起形態は原形が保たれている。

異常隆起は伊東市海岸にも及んでいるから, 隆起が開始した時点は, 伊東(国土地理院により川奈に再設)と油壺の検潮記録の比較から求められる。Fig. 9 は, 油壺および伊東の月平均海面の差 $L_A - L_I$ を示すが, これにより異常隆起の開始は1975年1~2月ごろであり, この場所では約1年で約4cmの隆起に達した後, 変動は横ばいになったことがわかる。同様な隆起は, 1978年11月末から始まった川奈沖群発地震と関連しても得られている。

さて問題は, 冷川峠を中心とする異常隆起域が, 群生した群発地震域とも一致しなければ, 伊豆大島近海地震およびその余震域とも関係がなさそうなことである。ここで再び我々は, 1930年の伊東群発地震および北伊豆地震の場合と同様な現象に遭遇するのである。1930年の伊東隆起は過去のできごとであるから, その後の変動まで含めてある程度過去完了形で話ができるが, 1975年以降の伊豆北東部の変動は現在も進行中である。また, 現在は諸観測の量・質共に豊富であるから, 2つのできごとについての共通点と相違点を一概に言うことはむずかしい。し

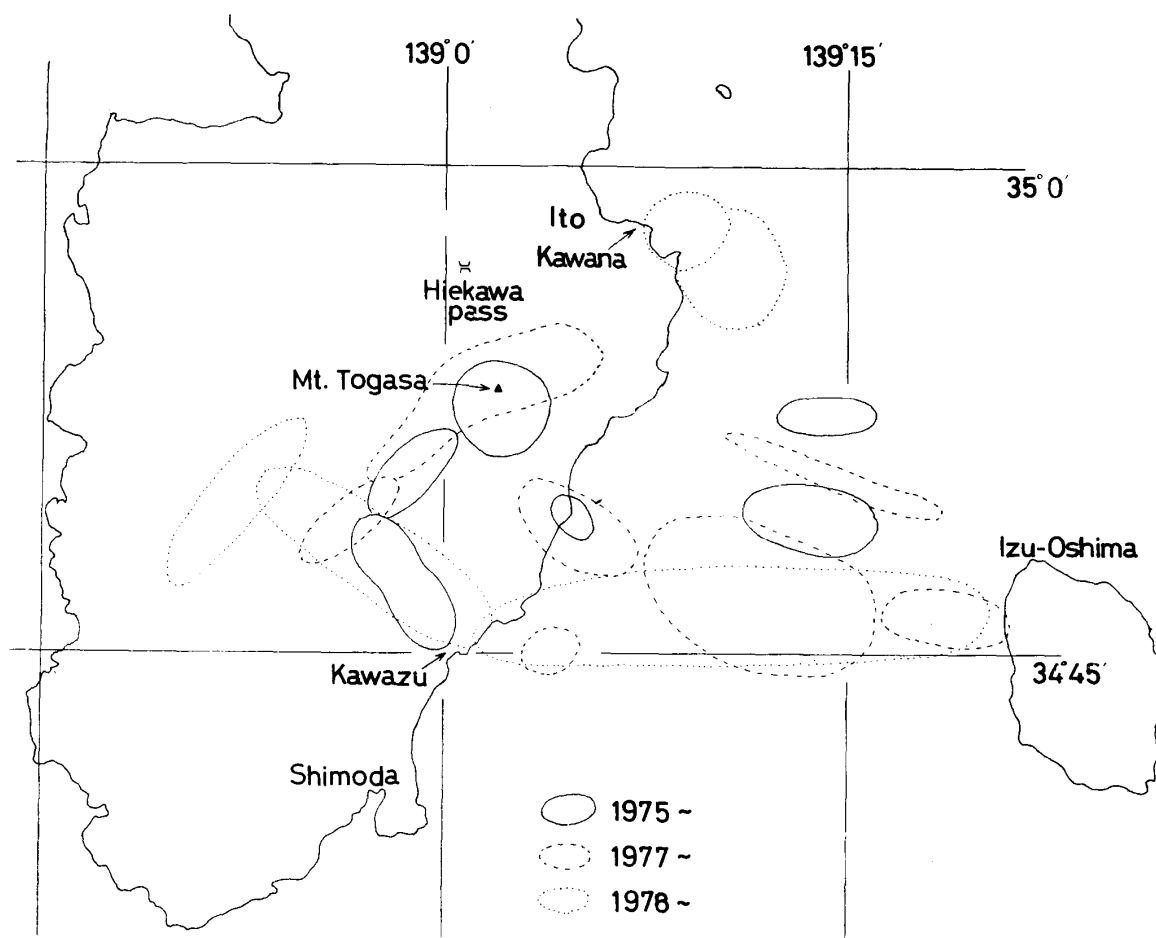


Fig. 7. Clusters of swarm earthquakes during the period from Aug., 1975 to Nov. 1979. Areas since 1978 are epicenters of aftershocks of the Izu-Oshima-Kinkai earthquake and Kawana swarms.

図7 1975年8月から1979年11月に至る期間の群発地震の群。1978年以降のものは伊豆大島近海地震の余震域と川奈沖合である

かし、現時点においても、次のような共通点を指摘することはできるであろう。

- 1) 周辺部に群発地震活動があり、それを契機として隆起が始まっている。
- 2) 隆起の速度が異常に大きい。
- 3) M7級の大地震が発生したが、その破壊域もまた隆起域の周辺部である。
- 4) 最近の異常隆起は、今後の推移を見なければならないが、1930~1932年の異常隆起においては、その後徐々に沈下し、1/3程度は回復したが、残りは永久変形となったようである。

このような異常隆起を定量的に説明することは困難であるが、少なくともここに整理した幾つかの事

実については、定性的でもよいから説明できることが望ましい。

5. 異常隆起のエネルギー概算

議論を先に進めるに当たって、異常隆起に要するエネルギーのだいたいの大きさを求めておく。地震に伴った隆起にしても、今回のような異常隆起にしても、関与する地殻の深さが明らかにならないから、計算値は一応の目安程度に過ぎない。ここでは、後述するモデルを想定して、隆起に関与する地殻の厚さは、1km程度と考える。

いま、半径 l 、厚さ H の円盤状の地殻部分を考え、これが何らかの垂直上昇力によって、中心隆起 h_0 の

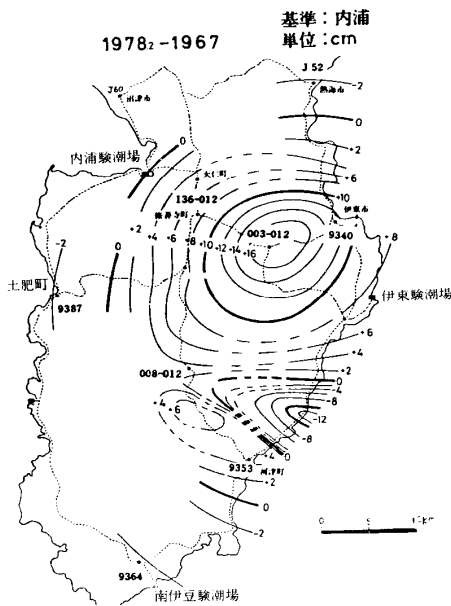


Fig. 8. Vertical movement by levelling during the period from 1967 to Feb., 1978 (data of Geographical Survey Institute).

図8 水準測量による1967年～1978年2月の上下変動(国土地理院資料)

球面になるように重力にさからって持ち上げられたとする。底面に平行な球面中心Oを通る面上において、O点からrの距離にある点から垂直距離zにおける隆起量をdz, 球面の曲率半径をRとすれば、

$$(z + dz)^2 + r^2 = R^2, \quad z = R - h_0$$

から

$$dz \doteq h_0 - r^2/2R \dots\dots\dots (1)$$

次に半径r, 厚さdrの円殻柱(体積 $\doteq 2\pi Hr \cdot dr$)がdzだけ持ち上げられるときの仕事dWは、密度を

ρ , 重力加速度をgとすれば, 式(1)を使って,

$$dW = -(2\pi Hr \cdot dr)\rho g \cdot dz \\ = -2\pi\rho g Hr \cdot dr(h_0 - r^2/2R)$$

従って, 円盤全体では,

$$W = -2\pi\rho g H \int_0^l r(h_0 - r^2/2R)dr$$

$$\therefore W = -\pi\rho g H l^2(h_0 - l^2/4R) \dots\dots\dots (2)$$

が仕事量になる。球面の曲率半径Rは

$$R \doteq l^2/2h_0 \dots\dots\dots (3)$$

で計算できる。

いま, $l=10\text{km}$, $h_0=15\text{cm}$ とすれば, $R=3.3 \times 10^5 \text{ km}$ となり, さらに $H=1\text{km}$, $\rho=2.67\text{g/cm}^3$, $g=980\text{gal}$ とすると, $W=6.1 \times 10^{21}\text{erg}$ を得る。このエネルギーは地震のマグニチュードに換算すれば, M6.7である。

エネルギーの計算として, もし異常隆起を地殻の弾性的なひずみと考えれば, ひずみエネルギーを使うこともできる。この場合のひずみ ϵ は dz/H であり, 単位体積当りのひずみエネルギーは, 岩石の剛性率を μ として, $\mu\epsilon^2/2$ である。前と同じく式(1)のdzおよび円殻柱の体積 $2\pi Hr \cdot dr$ を使うと,

$$W' = \frac{1}{2} \mu \int_0^l (2\pi Hr \cdot dr) \frac{1}{H^2} (h_0 - r^2/2R)^2 \cdot dr$$

$$\therefore W' = \frac{1}{2} \pi \mu l^2 \frac{1}{H} \left(\frac{l^4}{12R^2} - \frac{l^2 h_0}{2R} + h_0^2 \right) \dots\dots\dots (4)$$

を得る。ただし, 式(4)右辺の括弧内第3項は他の2項に比較して無視してもよい。

前と同じく, $l=10\text{km}$, $H=1\text{km}$ を与え, また $\mu=5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ とすると, $W'=5.8 \times 10^{20} \text{ erg}$, これはMで6.0に相当する。もちろん $\mu=1 \times 10^{12}$

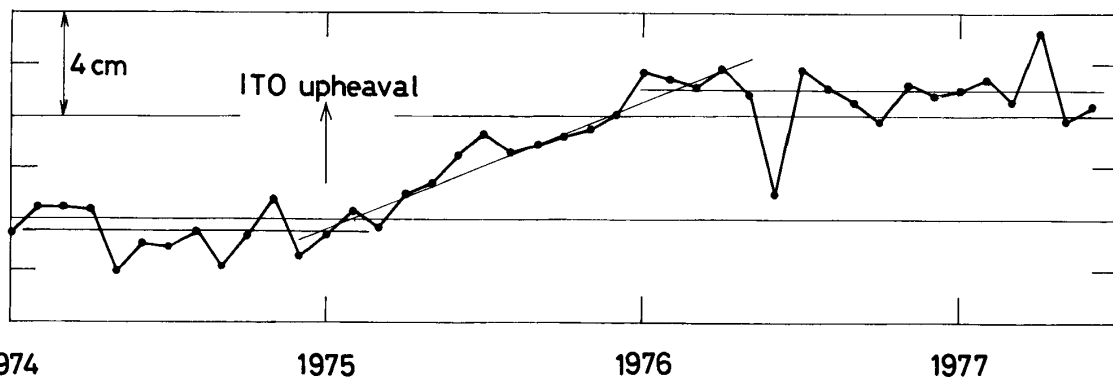


Fig. 9. Difference of monthly mean sea levels at Aburatsubo and Ito which shows the movement at Ito relative to Aburatsubo.

図9 油壺と伊東の月平均海面の差。油壺に相対的な伊東の土地変動を示す

dyne/cm²にすれば、 W' は2倍となり、M6.2に相当する。

いずれにしても、今回の伊豆半島北東部の異常隆起の仕事量は、地震のマグニチュードで6から7の間ぐらいということで、おおよその見当となる。

6. 異常隆起のモデル

地震に伴う急激で大きな地殻変動は、地震を起こした断層運動の結果として、断層モデルによってもよく理解できる。しかし、エネルギー的には中規模の地震に匹敵するが、地震時の変動速度よりははるかに緩慢で、正常な地殻変動よりははるかに急激な異常隆起は、非地震性断層運動と呼ぶことはできても、何故にそのような運動が起こるかの必然性の説明にはならない。

序章に述べたように、伊豆半島北東部は比較的若い火山地帯であるから、高温のマグマないしその余熱を保っている部分としての粘弾性層の存在を仮定することは、それほど無理なことではないであろう。この層は必ずしも流体そのものではなく、粘性の勝った粘弾性体という程度の意味あいである。従って、流体を多く含む岩石であってもよい。要するに、周囲からの圧縮力によって生ずる内部応力が、その経過に十分に長い時間を要することによって、方向性を失って静水圧化する性質をもっていればよい。

伊豆半島北東部では、マグマ溜りからの新鮮なマグマ補給の絶えたこのような粘弾性層が、至るところに散在していると思われる。このような高温層は、何ごともなければ、ゆっくりと冷却固結化に向うが、それに要する時間は多分数万年の程度であることが、熱伝導の計算からわかっている。現存している粘弾性層は、静的にはその上層にある地殻の荷重と内部静水圧とが釣合って平衡状態にあるものもあるであろう。上に述べた何ごともなければというのは、この静的釣合いの状態が継続することを意味する。しかしながら、粘性流体が詰まっている部分が空隙的な要素が強く、すなわち上層地殻の荷重は粘性層周辺の地殻連続部にささえられている空隙部を、粘性流体が満たしているような状態も十分に考えられ

る。ここでは表層地殻の荷重と、粘性層内部静水圧との釣合いは考えなくてもよい。

さて、この後者のような粘弾性層を含む地殻に、例えば水平圧縮力のようなテクトニックな力が、長期間加えられる場合を考えてみよう。この場合、圧縮率の違いによって、粘弾性層は地殻の岩石層よりはるかに大きいクリープ圧縮を受け、内部静水圧が増大するに違いない。そして、この静水圧がある限界を超えたとき、Fig.10に示すような過剰静水圧解放の道が考えられる。図のaは、旧火道または既存の割れ目にマグマが噴出する場合で、いわゆる火山性の小地震は伴うが、地表面での噴火には至らない。bは、主として粘性層上部の地殻に小破壊を起こし、地表面はこの破壊域を中心として隆起する場合であ

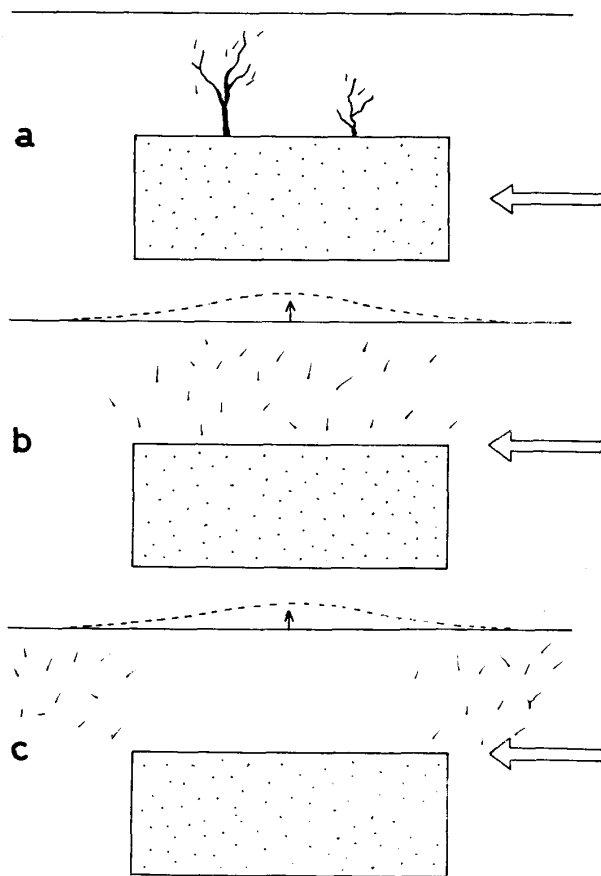


Fig. 10. Probable 3 cases after accumulation of hydrostatic pressure to the limit in a visco-elastic layer. The thick arrow shows tectonic force.

図10 粘弾性層における静水圧の蓄積限界後の可能な3つの場合。太い矢印はテクトニックな力

る。小破壊の主圧縮力方向は、テクトニックな力と、粘弾性層の静水圧との合力の方向となるであろう。あるいは、静水圧が引き金効果として作用するだけなら、テクトニックな圧縮力の方向が優越するかもしれない。これは、群発地震域と隆起域が一致する場合に適用できる。

Fig. 10のcの場合は、粘弾性層上部の地殻には小破壊がほとんど起こらないが、周辺部の地殻がテクトニックな圧縮力によるひずみの増大、またはその下部の粘弾性層によるbの場合などによって、小破壊が群発し、その結果考える粘弾性層上部の地殻が押し上げられる。この場合の地殻の挙動は、弾性変形であってもかまわない。今回の異常隆起は、このcの場合になるであろう。

7. 静水圧増加の理論式

高压下の地球内部物質の挙動については、よく知られている MURNAGHAM, BIRCH 等による有限静水圧ひずみ理論がある(例えば, JAEGER, 1964)。ここでは一般的に 3 軸圧縮のひずみを取扱うのであるが、今回の問題の場合は、ある方向の水平圧縮力のみを考えれば充分であるから、1 軸圧縮のひずみの場合の数式を求めればよいことになる。

点P(x, y, z)とその近傍点Q(x+x', y+y', z+z')とを結ぶ線分PQが、ひずみを受けてP'Q'に変ったときに、P'Q'は次式で与えられる。

$$(P'Q')^2 = x^2 + y^2 + z^2 + 2(\epsilon_x * x^2 + \epsilon_y * y^2 + \epsilon_z * z^2 + \gamma_{yz} * y'z' + \gamma_{zx} * z'x' + \gamma_{xy} * x'y') \dots (5)$$

ここで ϵ_x や γ_{yz} に星印をつけたのは、無限小ひずみ理論においては、 $\epsilon_x = \partial u / \partial x$, $\gamma_{yz} = \partial w / \partial y + \partial v / \partial z$ となるものに、それぞれ 2 次項としての

$$\{(\partial u / \partial x)^2 + (\partial v / \partial x)^2 + (\partial w / \partial x)^2\} / 2, \{(\partial u / \partial y) \times (\partial u / \partial z) + (\partial v / \partial y)(\partial v / \partial z) + (\partial w / \partial y)(\partial w / \partial z)\}$$

がつけ加えられることを意味する。いま、水平圧縮力の向かう方向を -x 軸とし、その方向のみの圧縮を考えれば、式(5)で $y' = z' = 0$ であるから、

$$P'Q' = x'(1 + 2\epsilon_x^*)^{1/2}$$

従って、x 方向の縮みは、

$$(x' - P'Q') / x' = 1 - (1 + 2\epsilon_x^*)^{1/2}$$

となる。以下混乱がないので ϵ_x を ϵ と書き、また静水圧の場合は $\epsilon_x^* < 0$ であるから負号をつけると、上式は、

$$1 - (1 - 2\epsilon)^{1/2}$$

となる。これから、密度を ρ 、ひずみを受けないときの密度を ρ_0 とすると、

$$\rho = \rho_0(1 - 2\epsilon)^{-1/2} \dots (6)$$

が成立つ。この式を微分すれば次式が得られる。

$$d\epsilon / d\rho = \rho_0^{-1}(1 - 2\epsilon)^{3/2} \dots (7)$$

一般の 3 軸圧縮の場合と比較すると、式(6)および(7)の括弧の指数が、それぞれ -3/2 が -1/2 に、5/2 が 3/2 となっている。

次に、ひずみと静水圧 p との関係についての関数形としては、幾つかの式が提案されているが、ここでは、

$$p = (1 - 2\epsilon)^{-\beta}(b_1\epsilon + b_2\epsilon^2 + \dots)$$

の第 1 項までを使うことにする。すなわち、

$$p = b_1\epsilon(1 - 2\epsilon)^{-\beta} \dots (8)$$

ここに、 b_1 と β は定数である。この式を微分すれば、次式が得られる。

$$dp / d\epsilon = b_1(1 - 2\epsilon)^{-\beta} \{1 + 2\beta\epsilon(1 - 2\epsilon)^{-1}\} \dots (9)$$

さらに、体積弾性率(または非圧縮率) K は、体積ひずみの増加 -dv/v に対する圧力増加 dp の逆比で与えられるから、

$$K = -v \cdot dp / dv \dots (10)$$

これに $-v / dv = \rho / d\rho$ を使えば、

$$K = \rho \cdot dp / d\rho \dots (11)$$

さて、式(7)および(9)を式(11)に代入すると、

$$K = \frac{\rho}{\rho_0} b_1(1 - 2\epsilon)^{-\beta+3/2} \{1 + 2\beta\epsilon(1 - 2\epsilon)^{-1}\} \dots (12)$$

が得られる。p は圧縮によって生ずる静水圧で、初期条件として $p = 0$ のとき、 $K = K_0$ (また、このときは $\epsilon = 0$, $\rho = \rho_0$ である) とすれば、式(12)から

$$b_1 = K_0 \dots (13)$$

である。

3 軸圧縮の一般の場合と比較するために、式(6)から

$$\epsilon = \{1 - (\rho / \rho_0)^{-2}\} / 2$$

を得て、式(8)に代入すると、式(13)を使って、

$$p = \frac{K_0}{2} \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^{2(\beta-1)} \left\{ \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^2 - 1 \right\} \dots\dots\dots (14)$$

BIRCH等によると、 $\beta=7/2$ の値が室内実験に広く適用されるので、この値を採用すると、式(14)は

$$p = \frac{K_0}{2} \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^5 \left\{ \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^2 - 1 \right\} \dots\dots\dots (15)$$

となり、一般の場合の $3K_0$ が K_0 に、 $(\rho/\rho_0)^{5/3}$ が $(\rho/\rho_0)^5$ に、そして $(\rho/\rho_0)^{2/3}$ が $(\rho/\rho_0)^2$ に変わっている。

最後に、式(6)で与えられる $\rho/\rho_0 = (1-2\epsilon)^{-1/2}$ を式(15)に戻せば、

$$p = K_0 \epsilon (1-2\epsilon)^{-7/2} \dots\dots\dots (16)$$

が得られる。しかし、これから扱うひずみは微量であるから、実用的には上式を近似した次式で充分である。

$$p = K_0 \epsilon (1+7\epsilon) \dots\dots\dots (17)$$

さて、以上でひずみと静水圧との関係が得られたから、次は上式の右辺に含まれる ϵ が、時間に対してどのように成長していくかの式が得られれば、静水圧の時間的成長が求められることになる。

異常隆起をクリープ現象であると決めてしまえば、一般にクリープを最もよく表現するといわれるバーガース(BURGERS)のモデルを機械的に当てはめればよいことになる。このモデルはマクスウェルおよびケルビン・モデルを直列に連結した複合モデルであり、前者が瞬間ひずみと定常クリープとを、後者が遷移クリープを表わす。瞬間ひずみは、マクスウェル・モデルのスプリングが受けもつが、初期の異常隆起にこの瞬間ひずみがどのくらい寄与しているかを判別することはむずかしい。確かに1930~1932年の伊東隆起においては、回復初期には沈下スピードが大きかったし、また、1975年からの再隆起に妨害されて不明とはなっているが、一部が永久変形として残る可能性があることなどを考えあわせると、マクスウェル・モデルが寄与していることが十分に考えられる。しかし、ここではよりよく観測事実に合致する力学モデルを採用することは、今後の2次的問題として残し、定常クリープはクリープ変形を無限に続行させるが、いま考える問題の場合は、閉じられた粘弾性層の圧縮であるから、

ひずみによる静水圧の増大と共に、ひずみの進行は最終的に飽和しなければならないであろうことにポイントにおいて、ケルビン・モデルのみを適用することにする。もちろん、このモデルでは応力解消後時間が無限に経過すれば、変形は元に戻って永久変形は残らないことになる。

要するに、ここに挙げた以外の力学モデルも含めて、現実の観測事実に照らしたとき、どのモデルを適用すべきかということは、全くの数学技術上の問題であって、ここに提起するひずみの時間的成長の式を、式(17)と組み合わせるという考え方には変りがないであろう。

ケルビン・モデルの場合、弾性率を k 、粘性係数を η 、時間を t 、加えられる一定の大きさの応力を σ_0 とすると、ひずみは次式で与えられる。

$$\epsilon = \frac{\sigma_0}{k} \{ 1 - e^{-(k/\eta)t} \} \dots\dots\dots (18)$$

式(18)を式(17)に代入すると、静水圧 p が時間の経過につれて増大する関係を示す次式が得られる。

$$p = \frac{K_0 \sigma_0}{k} \left\{ \left(1 + 7 \frac{\sigma_0}{k} \right) - \left(1 + 14 \frac{\sigma_0}{k} \right) e^{-\frac{k}{\eta} t} + 7 \frac{\sigma_0}{k} e^{-\frac{2k}{\eta} t} \right\} \dots\dots\dots (19)$$

式(19)によると、 $t=0$ においては $\sigma_0=0$ であるから $p=0$ であり、また $t=\infty$ では $p=(k_0 \sigma_0/k)(1+7\sigma_0/k)$ となり、これが最終的な飽和静水圧である。

8. 1つの試算

第6章で考えたような空隙を満たしている粘弾性層が、テクトニックな圧縮力を受けて内部静水圧が増大していくとき、力学的不安定をつくりだす一応の目安として、静水圧が上部地殻の荷重による応力を超えることが必要であろう。細かなことを言えば、もちろん運動後の地殻隆起の分の超過がなければならない。上層部の荷重による地殻内の応力は、極く表層を除けば、長期間にわたるクリープ作用の結果、静水圧化していると考えてよい。すなわち、表面からの深さ z における単位面積当りの荷重は、密度を ρ 、重力加速度を g とすると、 $\rho g z$ で与えられる。

伊豆半島北東部の地質条件では、粘弾性層の存在

