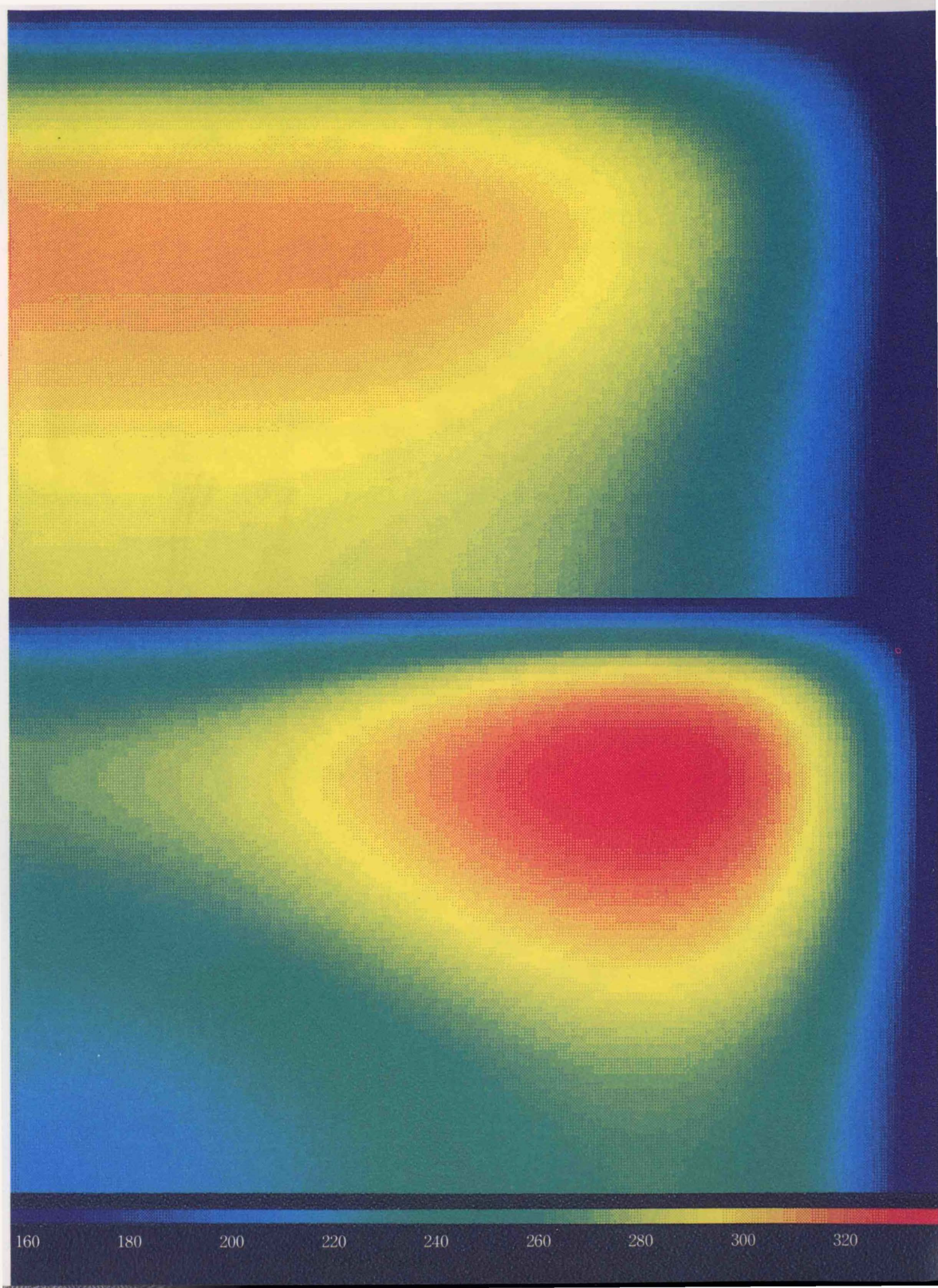


防災科学技術

NO. **66** 1989
Aug.

科学技術庁 国立防災科学技術センター



も く じ

東京低地における強震動群列観測	木下 繁夫・・・1
地殻応力——地震予知のための新しい観測項目	塚原 弘昭・・・9
カナダ人の目からみた防災センターの土砂災害研究	O. ハンガー・・・12
十勝岳のMSSによる空中からの温度分布調査	熊谷 貞治・・・14
シロウリガイの炭素14年代とプレート運動	吉田 則夫・・・17
1988年の関東・東海地域の地震活動	・・・20

表 紙 説 明

地震はどのような過程で発生するか

地震は、地殻又は上部マントルの中での、弾性体の破壊現象であり、その破壊は断層面を境として変位の不連続（くいちがい, dislocation）が急激に発生したものと考えられている。

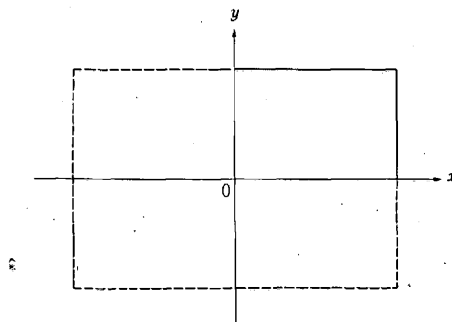
この意味で、弾性体とその境界における応力または変位境界条件の下で、どのように変形し、ついには破壊に到るか、特に破壊がいかなる状態をとり、いかなる過程を経るかを明らかにすることが、地震の発生機構を明らかにする上で、重要な課題である。

プレートが沈み込むなどのテクトニックな運動により、ある領域の境界において応力が加えられたり、変位が与えられたりするのに伴い、媒質が変形する。その運動は、大部分の時間、連続的で準静的なものであるが、破壊の条件を越えると不連続運動である「くい違い」が生じ地震となる。このような問題を取り扱う「地殻動力学」においては、地震動を発生する断層面がどこに、どの範囲に生じ、その断層面上での変位のくい違いが、どのように時間的・空間的に分布するかを知ることが、一つの主要課題である。

しかし、この問題を一般的に取り扱うのは至難であるので、第1段として最も簡単であるが、従来の取り組み方を一歩踏み出した問題を考える。すなわち、くい違い量の平均値だけを与えることにして、その分布を変分法を用いて求めた。図は、変分問題の解の過程における、多重積分の数値計算を、データフロー計算機NEDIPSにより実施して、くい違い量の分布を求めた例を示すものである。対称な断層面の第1象限のみを示し、変位量の等値線を擬似カラー表示で描いており、上図がずれ破壊（shear dislocation、ずれの方向はY軸方向）の場合、下図が開口型（tensile dislocation）の場合である。

最近、めざましい発展を示している、地震波形データを用いた破壊の時空間分布の研究の成果と相まって、震源過程がより明らかになることが期待される。

（流動研究官：藤縄幸雄）



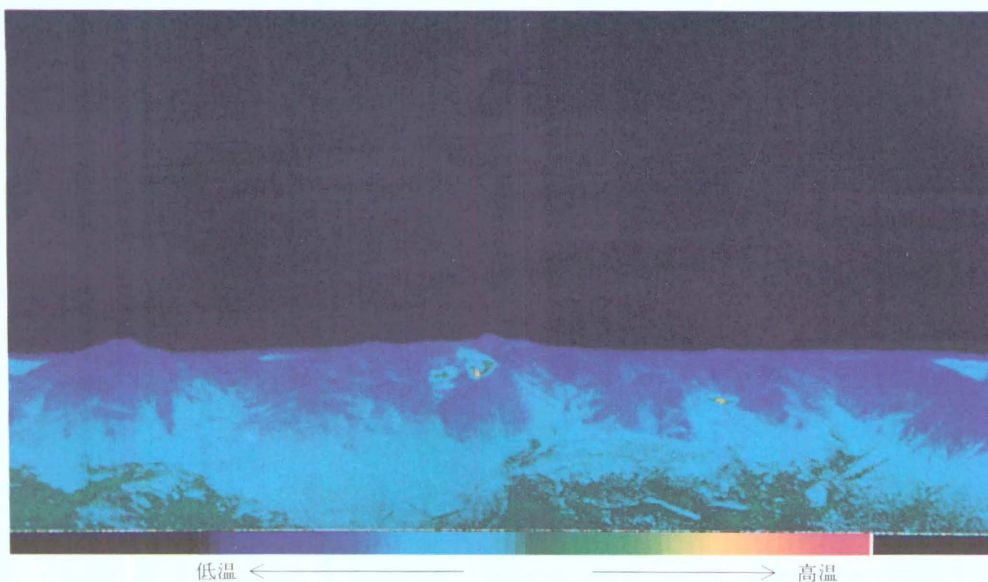


写真1 十勝岳火山体北西側の温度分布
 右から上ホロカメトク山、十勝岳、美瑛岳。上ホロカメトク山の間に周辺より温度の高い場所は、旧噴火口（安政火口）。十勝岳と美瑛岳の間に温度の高い場所が現在活動中の62火口。（本文14～16頁参照）

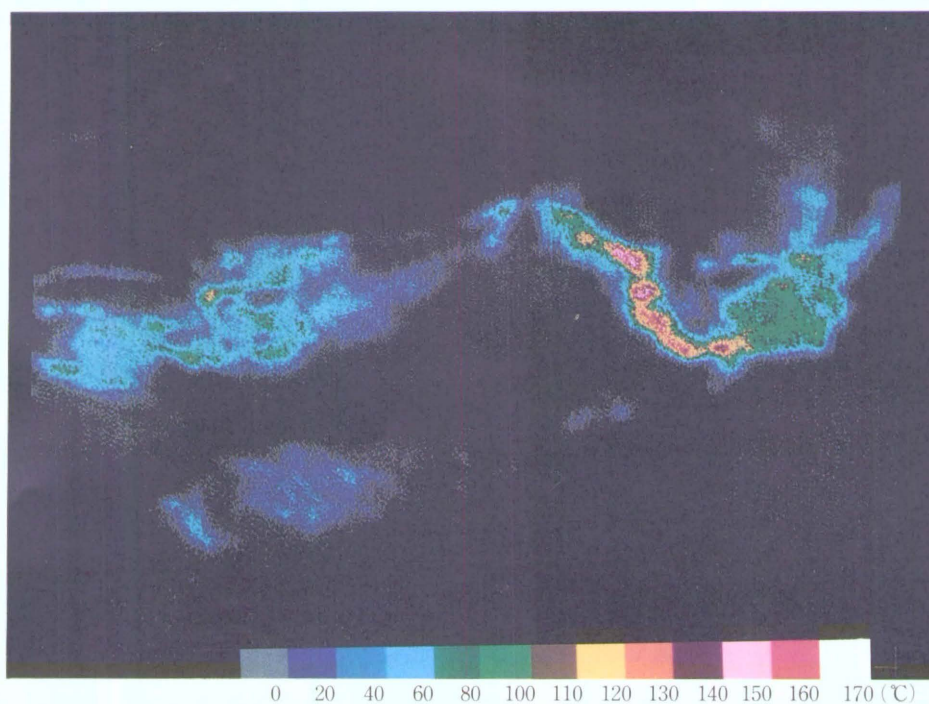


写真2 高温モードで測定した62火口周辺の温度分布。写真右側が62火口周辺。左側の下の温度が高い地域は、大正火口（新火口）、その上部は火口壁で、中央に見える黄色の場所が火口壁上部の噴気孔。（本文14～16頁参照）

東京低地における強震動群列観測

木 下 繁 夫

1. はじめに

東京低地における強震動群列観測網の整備が昭和63年度で完了した。昭和59年度以来の5ヶ年計画であった。そこで、本小文では、観測網の概要と整備段階で得られたいくつかの中間結果について紹介しよう。

2. 観測網の概要

観測地点は、図1及び表1に示す20地点である。これらの地点での観測は、東京都をはじめとして、江東区、隅田区、江戸川区、葛飾区、浦安市及び市川市の協力を得て実施されている。さて、この地域は、東京の後背地として発展しているところであるため、幾何学的な感覚に富んだ観測点配置は構成しづらい(地価が高く空き地が無い)。観測点配置に関して最低限留意した点は以下の2つである。

1つは、この地域の深さ2~3kmに及ぶ厚い堆積層の影響も含めて、観測網内で卓越するであろう波長1km~20km程度の地震波(主にS波系の地震波)が取扱えることである。このため、江東区の臨海部に点間距離1~2kmの8地点から成る小規模な群列観測網を設けるとともに、全体としての観測網が直径10数kmとなる様に構成した。第2の留意点は、この観測網の持つ弱点の補強である。この観測網最大の弱点は全点が地表面であり地中観測点が無いことである。このため、既設の鉛直群列観測点である下総地殻活動観測施設(図1のSHM)での地中記録(地下2.3km)との相関を見るため、この施設方向へ1地点だけ突出させている。

強震計について述べよう。この観測網で使用されている強震計は、同一規格の速度型強震計である。地震計は、2重コイル式速度帰還型加速度計

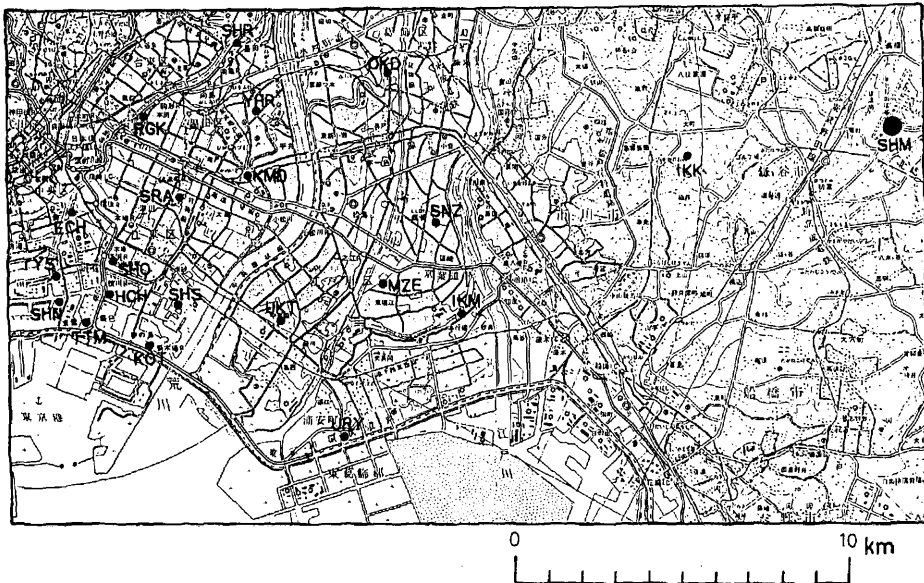


図1

表 1

場 所	住 所	コード名
(1) 江東清掃工場	江東区夢の島 3	KOT
(2) 港湾局東雲水門	江東区豊洲 5 の 6 の 5	SHN
(3) 辰巳地盤沈下観測所	江東区辰巳 1 の 13 の 1	TTM
(4) 八枝清掃事務所	江東区潮見 1 の 5	HCH
(5) 砂町水処理センター	江東区新砂 3 の 9 の 1	SHS
(6) 塩浜公園脇行止	江東区塩浜 2 の 10 の 1 先	SHO
(7) 越中島公園	江東区越中島 1 の 3 の 23	ECH
(8) 豊洲公園	江東区豊洲 2 の 2 の 18	TYS
(9) 浦安市役所	浦安市猫実 1 の 1 の 1	URY
(10) 東白鬚公園	墨田区堤通 2 の 2	SHR
(11) 亀戸中央公園	江東区亀戸 8 の 2	KMD
(12) 猿江恩賜公園	江東区住吉 2 の 28	SRA
(13) 本行徳公民館	市川市本行徳 12 の 8	IKM
(14) 市川市少年自然の家	市川市大町 280 の 4	IKK
(15) 八広公園	墨田区八広 5 の 10	YHR
(16) 横網町公園	墨田区横網 2 の 3 の 25	RGK
(17) 北奥戸公園	葛飾区高砂 1-1	OKD
(18) 篠崎公園	江戸川区上篠崎 802	SNZ
(19) 瑞江公園	江戸川区西瑞江 3-1	MZE
(20) 宇喜田中央公園	江戸川区西葛西 4-15-1	UKT

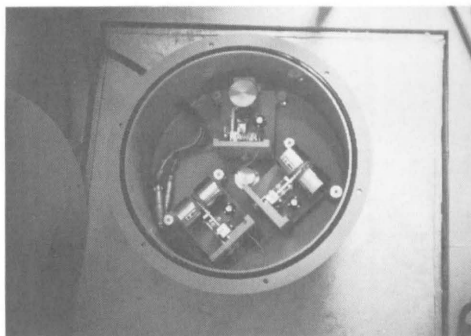


写真 1

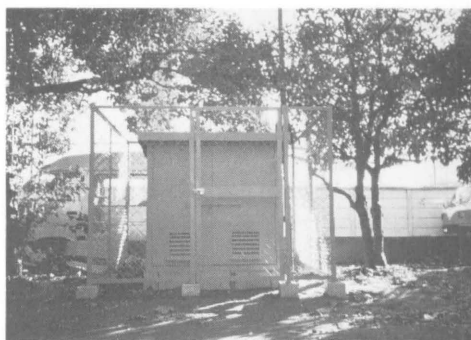


写真 2

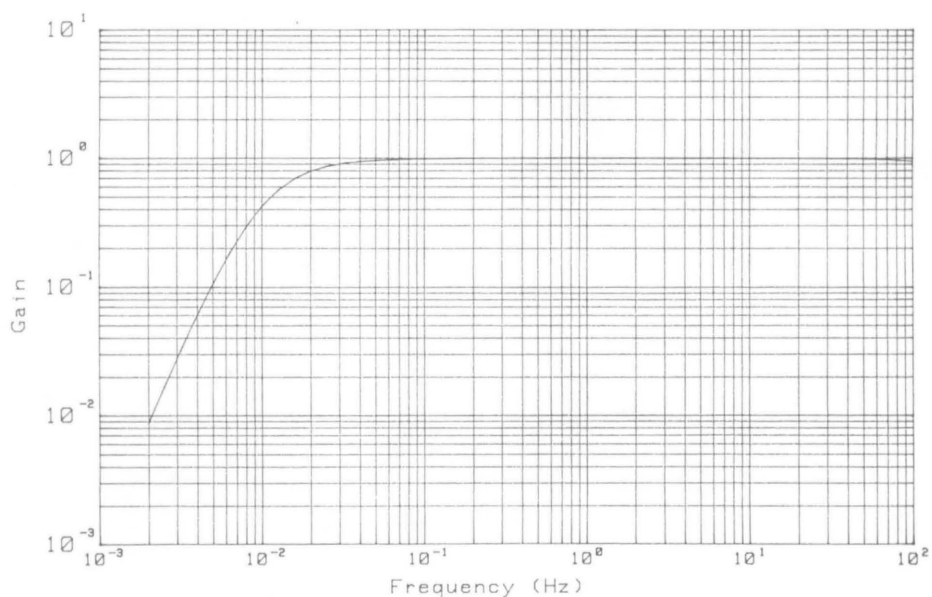


図 2

の帰還電流を電流積分して速度出力としたものである。即ち、振り子の固有振動数1.43Hz、減衰定数 ~ 100 の加速度地震計に、中心周波数0.011Hz、減衰定数 ~ 0.87 の2次形積分器を組み込んだものであり、昭和55年度以来細かい改良を加えつづけたものである。地震計の速度振幅特性は、0.02 $\sim$ 100Hzで平坦特性であり(図2)、最大測定速度40cm/sに調整されている。地震計の出力信号は、標本化時間5ms、分解能16bitで標本化され、デジタル・カートリッジ・テープ上に格納される。信号遅延時間は、5s、刻時精度はNHK時報による毎時修正により5ms以内に保持されている。テープ1巻の記録時間は約30分である。地震計及び各地点共通の観測小屋を写真1及び2に示す。

各地点から収集されたテープは、GP-IB結合されたパーソナル・コンピューター・システム——テープ読み取り装置——磁気テープ装置により適当な記憶媒体に編集される。解析用データとして作成される記憶媒体は、汎用計算機用のIBMコンパチブルな磁気テープとパーソナル・コンピュータ用のカートリッジ・テープ(あるいは、フロッピー・ディスク)である。各観測地点毎の観測記録と特定地震毎の群列観測記録とがデータ・ベース化されている。

3. 観測の目的と途中経過

観測の目的について述べよう。主な目的は以下の3つである。(1)東京低地におけるマイクロゾーニングの検証、(2)強震動の構成要素の解明、及び、(3)各種の危険度レベルの実測。これらの目的設定は、あくまで、観測記録に基づく言い方である。当然のことながら、上記の各目的に併せて、(1)マイクロゾーニング手法の確立、(2)各構成要素を説明するための解析モデルの確立、及び、(3)物理的実体の解明、を行わなければならない。これらは、他の研究課題の下で実施(一部予定)されている。また、各目的に対する考察を東京低地だけの群列記録に限定して行うのは、基盤入力策定一つにとっても現実的ではない。実際は、深層井観測、府中地域と房総地域の群列観測、及び、関東平野周辺部の基盤地震動観測等の記録と組み合わせることにより考察を行っている。以下、各項目についての観測例を示そう。これらは、昭和62年12月17

日に発生した千葉県東方沖地震($M_{JMA}=6.7$)における記録を用いたものである。

3.1 観測地点における増幅特性

いわゆるサイト・アンプリフィケーション(site amplification)というもので、その観測地点固有に存在する地震波の増幅特性である。これは、マイクロゾーニングにおける基本因子の1つである。即ち、各地点毎に予めこの増幅特性を想定することにより、特徴ある震動の地域的な平面分布図が

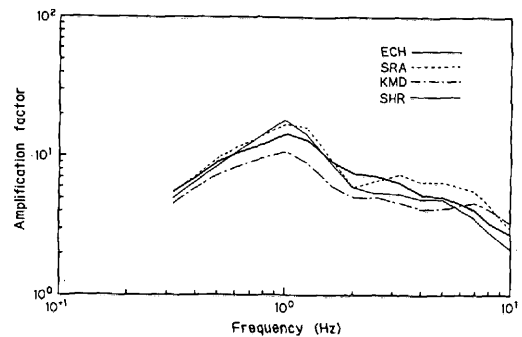


図3

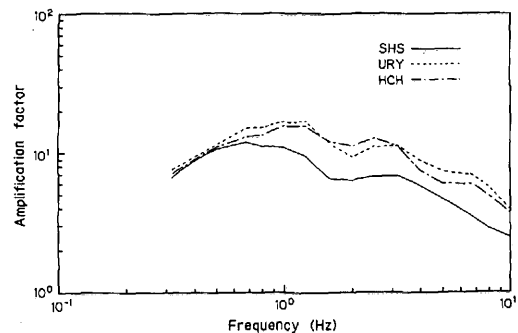


図4

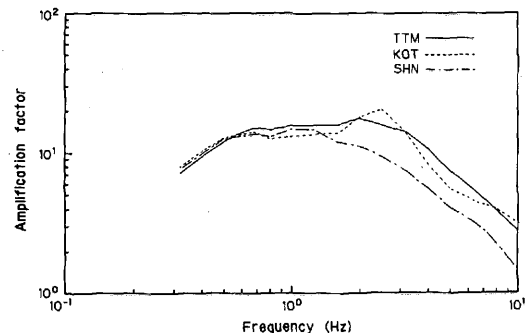


図5

作成される。地表面に展開された観測網の記録のみでは、従来の様に、結果として得られた平面震動分布図の妥当性の検証のみとなる。しかしながら、基盤観測網の記録と組み合わせて用いることにより、予め想定した地点毎の増幅特性の検証に迄踏み込むことが可能となる。

実例を示そう。図3～5が千葉県東方沖地震の記録に基づいて得られた10地点（各地点位置は図1参照）の増幅特性である。この増幅特性は、先第3系基盤上の堆積層によるものである。結果は、この地域でのマイクロゾーニングに想定すべき増幅特性に関して興味深い事実を示唆している。即ち、増幅特性の主要部分は、共通して数10mの厚さを持つ沖積層の基本モードであること。2次モードの振動は、関東地震以前から存在した旧市街ではほとんど卓越しない（図3）が、新しい埋立地では比較的卓越している（図4及び図5）。特に、臨海部のKOT, TTM及びHCHでは基本モードに匹敵する振幅特性を示し、0.5～3 Hzの範囲で10～20倍の増幅度が保持されている。この様な傾向は、1987年前半に発生した福島県沖の一連の地震（ $M_{JMA}=6.4\sim 6.7$ の4地震）についても同じであった。従来、臨海部は資料不足ということでマイクロゾーニングの作業から除外されることが多かったが、近年取り沙汰されている各種のウォーター・フロント開発計画を考えると一考すべき点がある。

この種の増幅特性決定作業は、記録の蓄積と伴に全地点で今後実施され、データ・ベース化される。最終的には、増幅特性の震源依存性と平均特性からの変動幅の決定が求める課題となる。

3.2 強震動の構成波群

3.1で述べた課題は、S波到達直後の主要動部といわれる部分を対象にしている。 $M_{JMA}=6.7$ の千葉県東方沖地震では10秒間程度のS波部分である。震源の破壊過程を調査する場合にもこの部分が用いられる。これに対して、耐震工学等の波形全体を利用する立場では、さらに後の部分（後続波といわれる）まで立入った考察が必要となる。特に、強勢な後続波の出現がその地域固有の堆積層構造等に依る場合はなおさらである。この分野では、現在、数値計算によるシミュレーション研究が主流であり、2次元問題から3次元問題の解

決へと急速に進展している。しかしながら、現実の問題はより複雑であり、如何なる後続波が生じているかは観測により解決せねばならない。東京低地の群列観測は、防災センターの関東地域での既設群列観測に加わることににより、首都圏で生じる後続波の問題——特に、周期数秒～10数秒のやや長周期波の問題——を解くことを主要な役割としている。

例を示そう。図6はいわゆる江東デルタ地帯における9地点の変位波形である。千葉県東方沖地震におけるNS成分である。直達S波部分とは、時間軸上13～25秒の部分である。この図で顕著な後続波は2ヶ所に生じている。1つは時間軸上27～39秒の部分であり、他の1つは55～95秒の部分である。始めの後続波部分は、直達波部分をコピーした様な波形であり、震央方向やや東側から見掛け速度4 km/s程度（直達波より2割程度遅い見掛け速度）で伝播している。これは、府中地域の群列観測記録（図7）ではより明瞭になる。

時間軸上55～95秒で卓越する周期6～8秒の波の構成は複雑である。この部分を2つに分けてみよう。周期7秒の波に注目した場合、NS成分波の伝播方向と見掛け速度の勢力分布図（波数スペクトル図といわれる）は図8及び図9となる。横軸が北から時計回りに示した波の伝播して来る方位を示し、縦軸が見掛けの通過速度を示している。最も勢力のあるところを“+”で表示してある。さて、図8は、震央ないしその南側から伝播して来る見掛け速度2 km/s以下の複数の波群の存在を示している。他方、図9はむしろ震央方向へ逆伝播する波の卓越を示している。図8の結果は、さらに細かく言えば3つの波群の混成である。即ち、(1)N130°E軸をほぼW方向へ伝播し、伝播方向と直行する成分が卓越する波群。卓越周期は8秒程度で分散性はなく、見掛け速度は約1 km/sである（図10）。これは、堆積層内を伝播している波群である。(2)N155°E軸をほぼN方向へ伝播し、同じく伝播方向に直行する成分が卓越する波群。卓越周期は8秒程度で、7～9秒の周期で弱い分散が認められるLove波的な波群（図11）。いわゆる堆積層表面波のなりそこないであろう。(3)N方向へ伝播し、伝播方向成分と上下動が卓越する波群。卓越周期は6秒、見掛け速度は2 km/s程度で分散性は弱い（図12）。図8～図12の結果から言えること

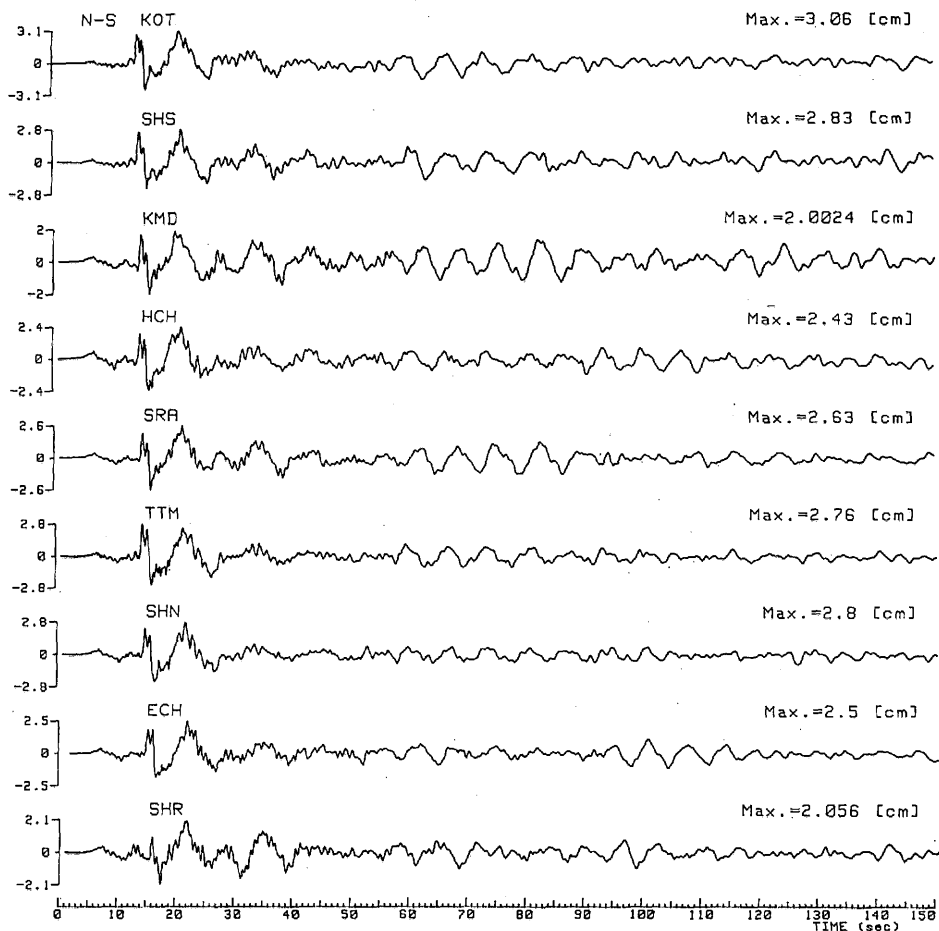


图 6

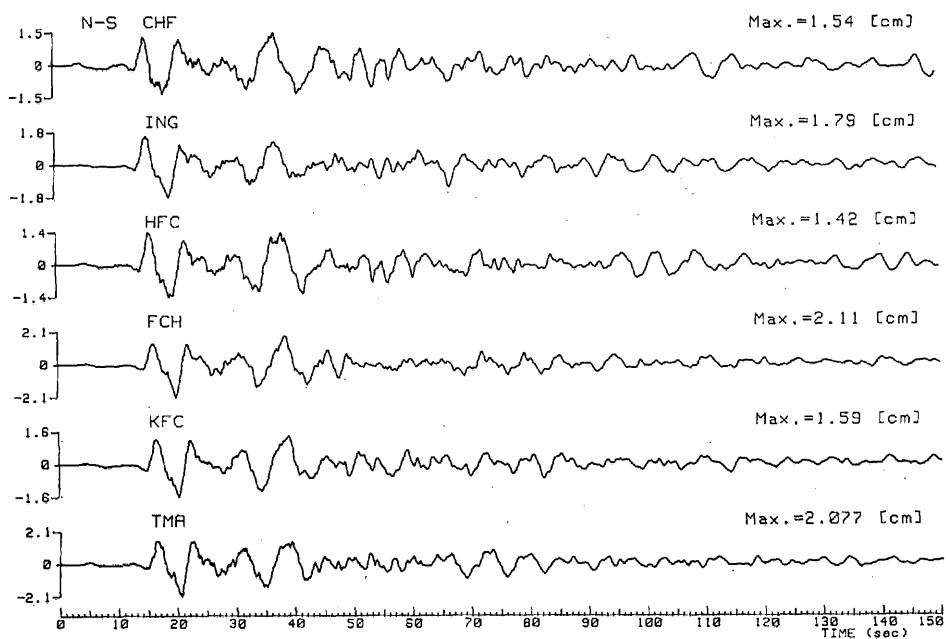


图 7

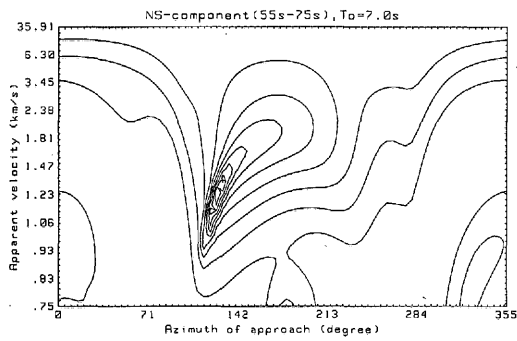


图 8

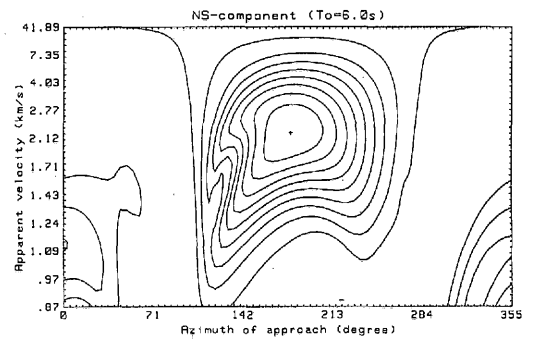


图 12

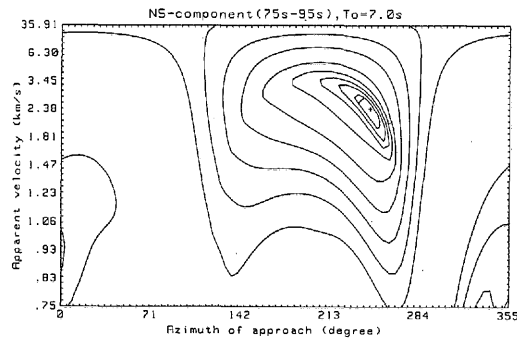


图 9

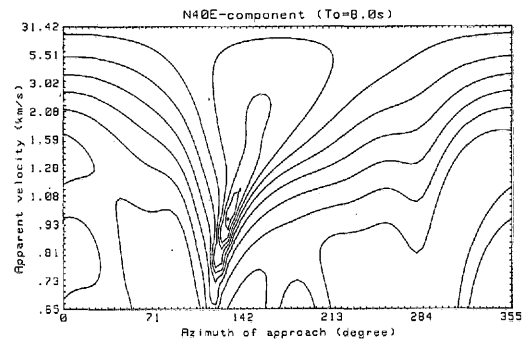


图 10

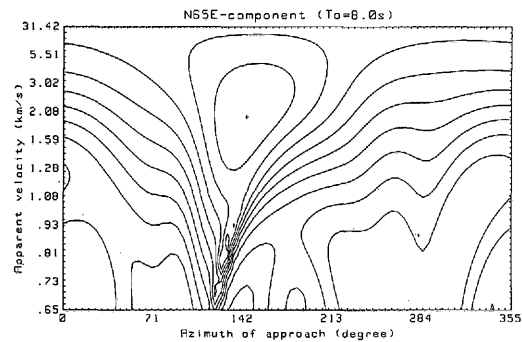


图 11

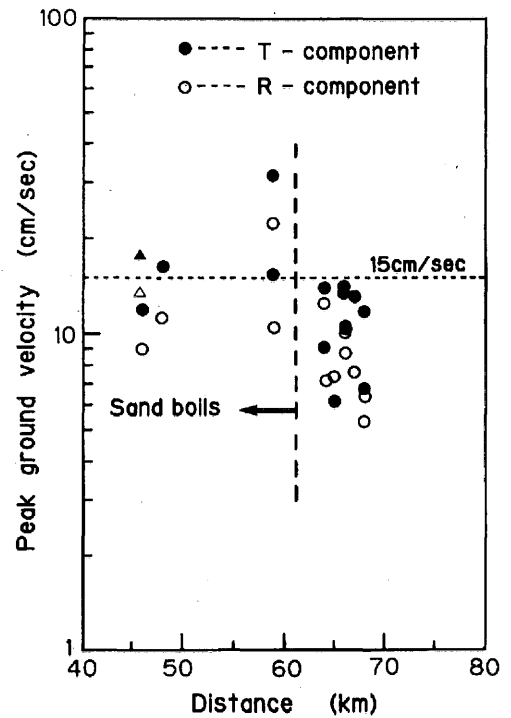


图 13

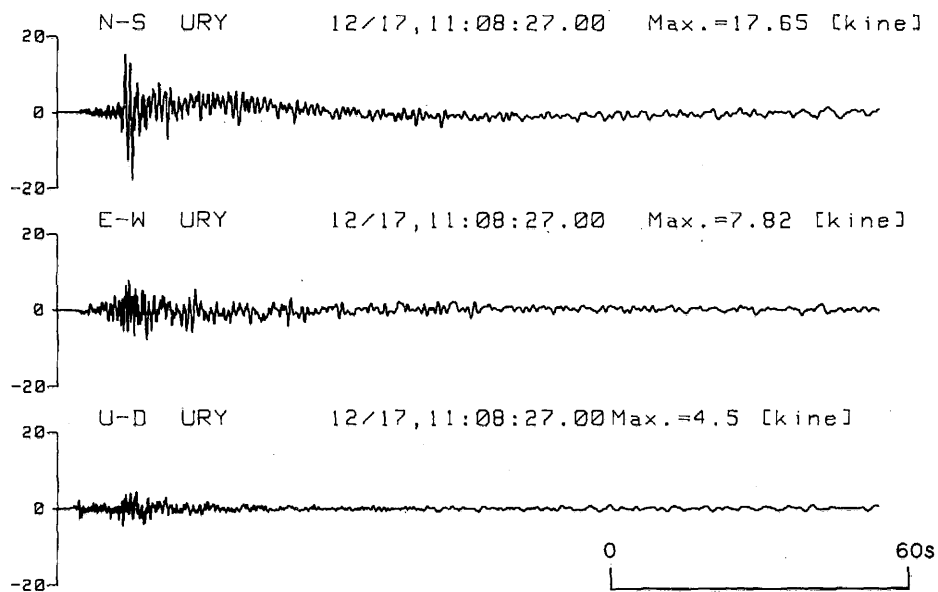


図14

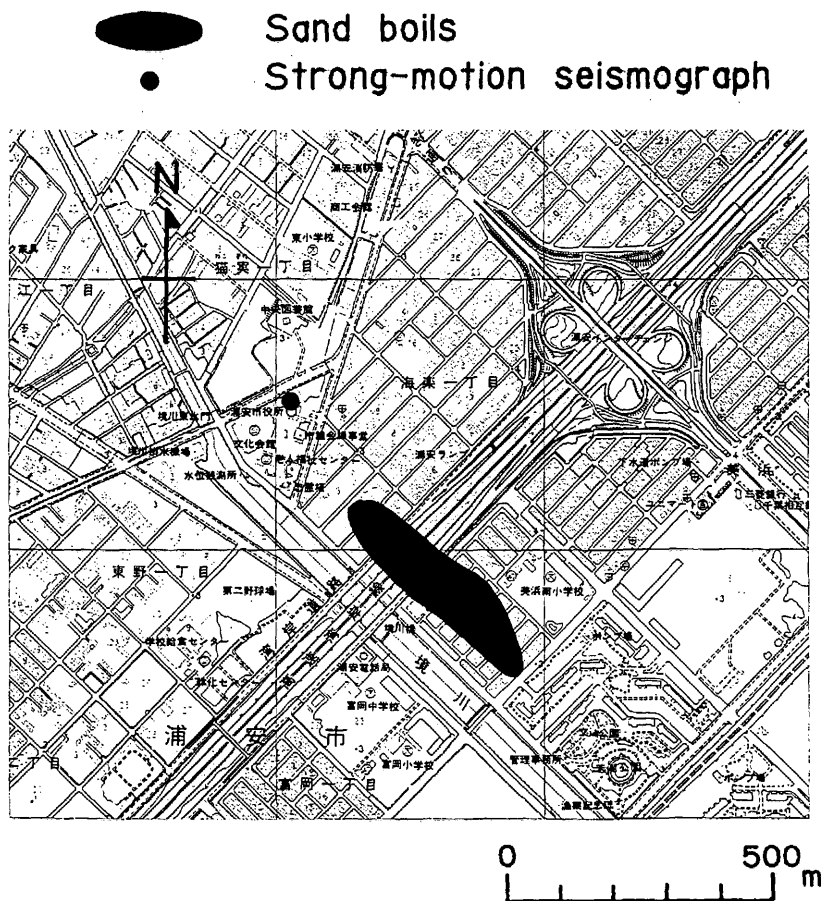


図15

は、少なくとも4つ以上の波群が時間軸上55～95秒の波を構成しているということである。

この様な事実を説明し、実用的なモデル化を行う仕事は、本年度から開始されている。

3.3 埋立砂層の液状化限界

危険度レベルの実測を観測目的として挙げることは多少のためらいがある。これは、観測計画による以外に運によることが多いのが実情であるためである。ここで述べる埋立砂層の液状化限界もまさにその1例である。実際に、東京湾での液状化現象は関東地震以来、千葉県東方沖地震迄実に60年以上見られなかったことなのである。

さて、埋立砂層の液状化限界について、観測事実からみてみよう。最近の研究成果によれば、強震動特性と液状化との相関は、最大加速度よりも最大速度の方が高いということである。そこで、東京湾岸の同種の地盤条件下にある地点での最大速度と噴砂現象との関係を示すと図13の様な結果が千葉県東方沖地震について得られる。噴砂現象の出現限界がこの地域の埋立砂層については15 cm/s程度の最大速度ということであろうか。従来から言われている様に、埋立砂層は最も液状化しやすい地層であろう。噴砂現象に至らずとも、液状化に伴う地変は側方流動（地中が液状化して、地表が傾斜する様な現象）として現れることがある。東京低地での観測記録から、側方流動に伴っ

て生じた波形を示そう。図14は、噴砂地点から数100m離れた観測点URY（浦安市役所、図15参照）でのNS成分である。東京低地の群列観測網で用いられている速度計は加速度入力ー速度出力とする観測系とみた場合、周期80秒のところにピークを持った特性となる。従って、地盤のわずかな傾斜に対しても振り子に重力の水平成分が作用するため、側方流動に伴う地表の傾斜現象をも図の様な疑ランプ応答の形で把えることが可能である。ちなみに、URYの水平2成分の疑ランプ応答波形から逆に得られる地表の傾斜角はN20°Eへ0.03°の下りである。この方向は、図15の噴砂地域の方角と一致する。

4. おわりに

この種の仕事は、長期に亘って地道に観測を継続することが肝要と思える。それには、担当者達が意欲の高揚を常に心掛けることは当然としても、観測に御協力頂いている地方自治体との相互理解が是非必要である。

技術的な立場から言えば、東京低地の群列観測はそれ自体でも十分に成果が期待出来るものである。しかしながら、この小文でも例示した様に、複数以上の群列観測網の同時利用はより効果的に深い考察を可能とする。特に、並行して進めることとなった震源過程の研究には不可欠となろう。

（きのした しげお・第3研究部）

地殻応力—地震予知のための新しい観測項目

塚 原 弘 昭

10年ほど前から、地震予知のための観測項目に、今までにない新しい項目が1つ付け加えられ、測定データがたくわえられてきている。地殻応力のデータである。測定数はまだ多くはないが、これらのデータと地震発生とに関連した新しい知識もいくつか得られてきた。今の段階は、まだ基礎的データの蓄積という面が強いが、将来は、地震発生の中・長期予知のための重要な基礎的情報の一つになると期待される。

1. 地殻応力の測定—新しい観測項目

地震予知の目的で続けられている観測種目は、岩盤の変形や破壊を検出しようとするものが大部分である。地震観測、測地測量、地殻変動（地面の伸縮、傾斜）の連続観測である。しかし岩盤の変形や破壊の原因である力（地殻応力とっている）の大きさや方向を知ること、これらにおとらず重要のはずである。岩盤にかかっている力（地殻応力）が岩盤の破壊強度を越えたとき破壊が発生する。したがって、現在作用している地殻応力の値や地域による違いは、地震発生の危険度を知る直接の手がかりとなる。

測地測量や地殻変動連続観測から得られるデータは、測量や観測が開始されてからあとの活動を示しており、その前にどれだけの変形が蓄積されていたのかはわからない。それに対して地殻応力データは、測定時点以前の地殻変動によって生じた”状態”を反映している。測量や観測と、地殻応力の測定は互いに補い合ってはじめて地殻変動の全体像を知ることができるのである。たとえば、後に述べるように、応力測定から検出された最大圧縮方位と、測量開始後の変形方位とが一致しない時もある。このような時は、たとえ現在大きな地殻変動が観測されていても、それは、過去に蓄積された応力を解消する方向の地殻変形だという可能性さえあり、現在の変形の激しさだけでは地震発生の可能性を知ることはいできない。

昭和40年に第一次の地震予知5ヶ年計画が始まって以来、微小地震観測網をはじめ、種々の観

測設備が充実してきたなかで、地殻応力測定は主として技術的制約から、昭和52年まで、地震予知の目的では実施されることがなかった。昭和52年度に水圧破壊法で防災センターが静岡県岡部町で、昭和53年度に通産省工業技術院地質調査所が応力解放法で神奈川県丹沢山地で、それぞれ測定したのが最初であった。したがって、データはまだ多くはない。

2. 2つの地殻応力測定法—応力解放法、水圧破壊法

現在、2種類の測定法が実用化している。一長一短がある。応力解放法は歴史が古く、技術も確立しており精度は良いが、地下深部で測定するにはコストが高くなり、適さない。世界で最も深い例は地表から300m。水圧破壊法では、ボーリング可能な深度まで応力測定可能であり、深さ5000mのボーリング孔の底で応力測定した例も米国で報告されている。精度は応力解放法と比べて一ケタ程度落ちるが、地殻応力の地域による違いは大きいので、精度はほぼ満足できるところにあると言って良い。

応力解放法は次のように行われる。岩塊を地面から切り離して、岩塊に作用していた応力を解放しゼロの状態にする。切り離しによって生じた変形量を測定し、この値から応力を算出する。実際の作業は、図1に示すように、大口径（直径20cm程度）で測定深度までボーリングし、その底に測定孔（直径5cm程度）をボーリングする。この測

定孔の中に孔径測定器または孔底面ひずみ測定器を設置する（図は孔径測定器）。周囲に大口径のボーリングビットで切れ目をいれる（オーバーコアリングという）。これによって測定孔は周囲の岩盤の応力から解放される。このとき測定孔の直径の変化を水平面内3方向について測定する（孔径変化法）か、または孔底面の直径方向、周方向のひずみを8個のひずみゲージで測定し（孔底ひずみ法）、その値から解放前の応力を算出する（写真1参照）。ただし、計算に必要な岩盤の弾性定数は事前に測定しておく。技術的に苦心するところは、測定器の固定・接着法であり、測定者毎にノウハウがある。岩盤中の小部分で測定することになるので、測定点近傍の小さな割れ目や不均質に影響を受けやすく、岩盤全体にかかっている応力が見にくいのが難点である。

一方、水圧破壊法は、図2に示すように、測定

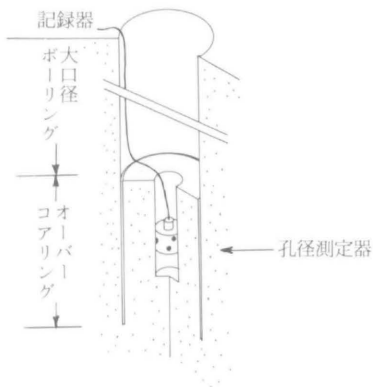


図1 応力解放法による地殻応力測定

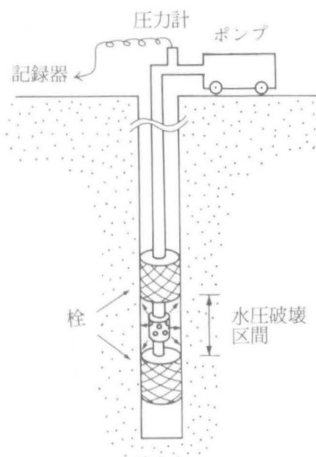


図2 水圧破壊法による地殻応力測定

地にボーリングし（口径10cm程度）、測定深度の上下に栓（写真2参照）をしてその間（1m程度）に水圧をかけ、孔壁に割れ目を作る。これは理論上、鉛直に発生し、水平面内での最大圧縮応力の方位と平行である。割れ目の方位を測定すると（写真3、4参照）最大水平圧縮応力の方位がわかる。また、この割れ目を水圧で開けるときの圧力、および水圧を下げて閉じるときの圧力を測定し、こ



写真1 応力解放法による測定風景（筑波山にて、工業技術院公害資源研究所による）。オーバーコアリングした後、地上に測定器を回収したところ。中心部に突き出たものが孔径変化測定器、径の大きな管状のものがオーバーコアリングしたときのビット、その中に応力解放された岩石が見える。

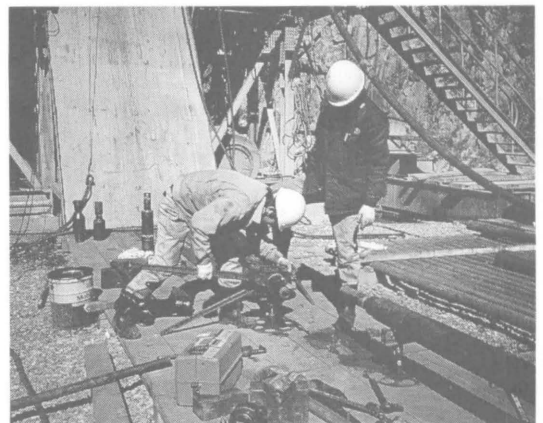


写真2 栓（パッカー）を組立てている。測定深度までボーリングロッドで降ろし、水を圧入して膨張させ、栓とする。右手前の細長い（長さ約1.5m）物体（表面はゴム製）が2つの栓のうちの1つで、組立てているのはもう一方の栓。

これらの値から応力値を算出する。なお、割れ目の方位は2種類の方法で測定している。一つは超音波によるテレビュア検層である。超音波を孔壁に向けて発信し、反射強度を全孔壁について調査す



写真3 型どりパッカーにより得られた割れ目跡。型どりパッカーの直径は13cm（ボーリングの孔径は16cm）。長さ約2mの割れ目が1本見える。これと斜交している何本かのすじは、型をとるための塑性ゴムを巻いた継ぎ目。栃木県足尾花崗岩帯で、深度364mの水圧破壊で作られた割れ目。

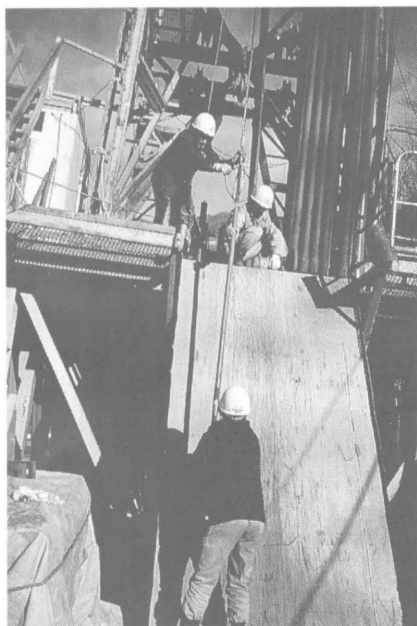


写真4 テレビュア検層器を測定孔の上に運搬しているところ。上の人物が握っているところは、検層器を孔の中心にするための板パネ（セントラライザー）、下の人物の頭あたりに見える黒い部分が、超音波発信・受信部。

るものである。孔壁の凸凹や硬軟の違いが反射強度からわかるので割れ目も検出することができる。もう一つの方法は型取りパッカーによるものである。軟らかな塑性ゴムを周囲につけたパッカーを、測定深度まで降ろし、水圧をかけて膨張させ、孔壁に塑性ゴムを押しつけて孔壁の型を取り、地上に回収して観察する。最も重要な道具は、高圧をかけても抜けない栓である。現在は、深度5,000m程度の岩盤まで水圧破壊することができる（耐圧700気圧）。割れ目の開閉圧力の同定が最大の課題である。同じデータでも研究者により違いの出る場合も多い。水圧変化記録だけから、地下の岩盤中の割れ目の開閉を推察しなければならないので意見が一致しない。研究者の経験を持ち寄り、国際的な手引書を作ろうとしているが、岩質や深度によりかなり様子が異なるため、まだできていない。

3. 地殻応力測定から得られた新しい知見のいくつか

伊豆半島では、西部と東部で応力状態に大きな違いのあることがわかった。伊豆半島はほぼ中心を通る南北の線で二分され、圧縮力の方位は東部では北西—南東、西部では北北東—南南西であった。大変不思議なことではあるが事実である。これを次のように解釈した。前者はフィリピン海プレートの運動方向と一致し、後者は駿河トラフと平行である。つまり、東部の応力はフィリピン海プレートがアジアプレートに向かって北西進し、押し合っているためである。西部の応力は、フィリピン海プレートの方へ曲がりによって生じている。フィリピン海プレートが駿河トラフでアジアプレートの下にもぐり込むために、伊豆半島西部付近では下方へ曲げられることになるが、その曲げによって地表付近ではトラフに垂直方向に引張力が生ずる。この引張力のために圧縮力の方位はトラフに平行になる。

この解釈が正しいとすると、地震予知観測にとって非常に重要なことが指摘される。フィリピン海プレートの北西進が加速されたとき（大地震の前兆的地殻変動など）、伊豆半島東部では北西—南東の圧縮力が増加するが、西部では逆に、フィリピン海プレートの方へ曲がりやすくなるために、圧縮力ではなく引張力が増加するので

ある。さまざまな前兆現象の現れ方も異なるに違いない。このように、地殻変動の連続観測データを解釈するには、その測定地点の応力状態を事前に知っておくことが必要である。伊豆半島以外の地域でも、応力の状態が次第に明らかになってきており、関東・東海地域はいくつかの小さな“応力区”に分けられることがわかってきた。一つの応力区の中はほぼ様な応力状態である。応力区の成因は応力区毎に異なるのであろうが、まだほとんどわかっていないと言って良い。応力データが増えて、応力区が確立してくれば、測量や観測データはこの違いを考慮に入れて評価されることになる。

地殻応力測定により得られた最大圧縮力方位と、測量で得られたここ数10年間の最大短縮方位とが、一致する地域と不一致の地域とがあることがわかった。一致する地域では時がたつにつれてせん断応力が増えて、破壊に近づくのに対して、不一致の地域では、せん断応力が増加するとは限らない。かえって減少する事さえある（最大圧縮力方位と90°異なる方位から短縮が進行する場合）。伊豆半島ではほぼ一致しているのに対して、房総半島では45°程ずれている。伊豆半島が浅発地震が活発なのに対して、房総半島内陸部では浅発地震が不活発であることと良く調和している。これが一

致するような地殻変動が開始されたら、浅発地震も活発になるのかもしれない。

一本の測定孔中で、深度を変えて応力データを多数得ることによって、深さによって応力がどう変化するかわかってきた。普通は、深くなると、岩石の重量により生ずる岩圧が高くなるので応力もそれに伴って増加する。しかし、いくつかの測定孔では、ある深さだけ応力が異常に高くなっていることが観測された。その原因は岩盤の強度の不均質さのためであろう。あるところは降伏して低応力になり、あるところは強いために応力が集中して高応力になる。重要な事は、その規模が定量的に測定できたという点である。甲府の花崗岩帯中では、深度170m付近に30m程度の部分が、他より数10bar高くなっているのが測定された。この程度の規模の高応力帯が破壊して地震を発生すれば、マグニチュード0（ゼロ）程度のものになるはずである。しかし、ここで地震が発生するとは限らない。このようなところは、いつも破壊から取り残されて地震を発生しないのかもしれない。地震発生の基礎的研究はまだそこを明らかにするところまで到達していない。高応力帯の検出は地震発生の基礎研究を進める材料を提供したことになる。

（つかはら ひろあき・第2研究部）

カナダ人の目からみた防災センターの土砂災害研究

Oldrich Hungr

私は1989年2月1日ー3月31日の2カ月間、科学技術庁振興調整費重点基礎研究の外国人招へい制度により国立防災科学技術センターに滞在しました。カナダ人が防災センターを訪問したことは今までにも幾度かありましたが、いずれも1日あるいは2日の短期間で、私のように長い滞在は初めてだそうです。

私の専門は地質工学ですが、なかでも地すべりや土石流の運動に特に興味を持っています。カナダやアメリカのように土地が広い国では土石流、地すべりなどの現象が災害を引き起こすことは少なく、日本などに比べて問題の緊急性は幾分異なりますが、インドネシアや南米などのいくつかの開発途上国においてはこの分野の専門家の助言に

に対する強い要望があります。そのため土砂災害の防止・軽減に対する効率的な手法を一刻も早く確立しなければなりません。防災センターでの土砂災害研究はいずれもすばらしく、レベルが高い印象を受けました。たとえば、当センターの大型降雨実験施設のなかで行われている各種の大型崩壊実験は世界でも類のない大型でかつ精密に行われているもので、すばらしい成果をあげています。この種の実験は現地で観測する機会の少ない土砂災害研究分野ではきわめて有効な手段であります。また、現在、防災センターで系統的に進められている地すべり分布図の作成は災害評価や土地利用計画への直接的な利用ばかりでなく、将来の斜面発達過程予測の貴重なデータベースとしても非常に重要性をもつものでしょう。最近進められている火山帯の巨大斜面崩壊と岩屑流の研究も非常に興味深く重要なものですが、これら過程が解明され、予測ができるようになるまでには長期間にわたる基礎研究が必要であります。この他に降雨浸透によって開発された浸透理論も非常にすばらしいものだと思います。

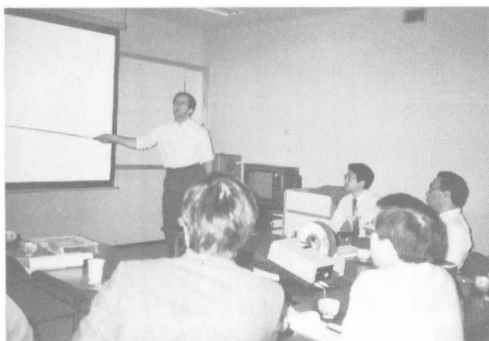
防災センターとカナダの研究所とのあいだで共同研究を進める分野が数多くあります。例えば、カナダには静的・動的条件下における土質の挙動に関して先進的な数値モデルを開発していますので、このようなモデルを当センターで行われている大型崩壊実験に応用してみるとさらに興味深い結果が得られることになるでしょう。また、カナダでは現在、精度の高い現場及び室内土質試験法を開発しておりますし、防災センターでの仕事に組み入れて行けばとも思っています。カナダと日本のいろいろな地域の地質の類似点、相違点および、それらが及ぼす土砂災害への影響を明らかに

する研究はきわめて有用でありましょう。当面の共同研究課題として第4紀火山帯のハザードマップの作成があげられます。

この滞在中に防災センターにおける土砂災害の研究の現状を知ることができただけでなく、生々しい土石流現場や地すべり現場を調査したほか、建設省土木研究所、林野庁森林総合研究所や京大防災研究所などを訪問し日本の先端研究者と活発な情報交換ができたことは非常に嬉しい限りです。そして、私の訪問を機会に、現在活発に進められている日米非エネルギー地すべり部門の活動と同じく日加二国間の土砂災害分野の共同研究ができる限り早い機会に実現されることを期待しています。

最後に、私の訪日および滞在においてお世話になった第1研究部、第3研究部の方々をはじめ関係者の方々に深く感謝致します。

(プリティッシュ コロンビア大学土木工学科教授およびサーバーコンサルタント勤務)



当センターにおいて講演中のO. Hungr博士

十勝岳のMSSによる空中からの温度分布調査

熊谷 貞治

北海道中央部に位置する十勝岳(43°25'N, 142°41'E, 標高2,077m)が1988年(昭和63年)12月16日, 早朝より噴火活動を開始した。1962年(昭和37年)以来26年振りの噴火である。その後, 3月5日まで断続的に21回の噴火(気象庁発表の回数)が発生したが, その後1989年6月1日現在, 噴火は認められず, 十勝岳は小康状態を保っている。

噴火活動に伴って, 泥流や火砕流が発生したため地元の上富良野町, 美瑛町当局は過去の災害実績に鑑み, 災害対策本部を設け, 警戒に当たっていた。1988年12月24日に発生した噴火により, 上富良野町及び美瑛町の一部に町当局は避難指示を出し, 住民は避難した。

この様な状況に際し, 国は, 1989年3月に予備費を支出し十勝岳の観測・監視の強化を決定した。

国立防災科学技術センターは過去の実績から, 十勝岳火山体の温度分布測定を分担し, 温度, 温度分布の変化から火山活動の推移の把握とその予測に資することになった。

温度測定は, ヘリコプターを使用し, 空中で静止して対象物の斜め上空から行った。測定時刻, 気象, 測定機種等は表に示した。なお, この測定方法の利点としては, (1)雲が2,000m程度の上空までおっていてもサイドから目標物を捕らえることが出来, 測定の機会が垂直方向から行うより多いこと。(十勝岳地方は, 3月に空中写真撮影の可能な日は統計上零であった)(2)噴気が強く吹き出していると, 噴気孔を出たばかりで大気により冷

却される前のガスの温度が測定可能であることの2点が挙げられる。欠点は, (1)測定する位置と対象物との角度により地上分解能が一樣でないため温度別の分布域を比較することが困難であること, (2)地形図に投影するためには, 複雑な地理補正を行わなければならないことが挙げられる。しかし, 欠点の(2)に関しては, 同時に撮られる可視画像(B/W)と比較すること, 及び標高データから立体視画を作成し, MSS(Multi-Spectral Scanner, 多波長走査放射計)データと合成することにより比較検討が可能となる。

測定結果

上ホロカメトク山, 十勝岳, 美瑛岳を連ねる尾根線から平行に約4km離れた大気高度約2000mの上空から十勝岳火山体を常温モードで測定した結果及び現在活動中の62火口(1962年噴火の火口)付近を中心に高温モードで測定した結果をそれぞれ写真1, 2(口絵)にまた, 可視バンドによる

測定機種と性能

使用機種 : JSCAN-AT-2H
プラットフォーム : ヘリコプター
検知器と波長 : HgCdTe, 8~14 μ
基準熱源 : 100~500°C
瞬時視野角 : 1 mrad.
測定範囲 : 高温モード : -10~+750°C
常温モード : -20~+80°C
スキャンング角度 : 水平60°, 垂直60°

測定の概要

測定日時月日	測定時刻	測定点付近温度	旭川の気温(12時)	天候	雲量	湿度9h-15h
3.11	1045-1315	-10°C	+5.6°C	薄雲	10-	63-73%
3.27	0940-1145	-9°C	+7.5°C	晴れ	8	64%
3.28	1045-1300	-9°C	+6.3°C	薄雲	10-	70-43%

(気象データは旭川地方気象台による)

映像を写真3に参考のため示す。

MSSによる測定地域の一部である今回の噴火の中心であった62火口付近の温度分布を若干の地理補正を施し、地形図にプロットした結果を測定日別に図1に示す。

測定結果をまとめると

(1) 十勝岳火山体のうち測定対象地域（大略標高500m以上の地域）で大略50°C以上の温度域は、現在噴煙をあげ活動中の62火口付近と旧噴火口（安政火口）付近の2地域に検出され、それ以外の地域では検出されなかった。

(2) 62火口付近の測定された最高温度は135°C～170°Cの範囲に亘り、測定日により25°C～30°Cの変動が見られる。この原因は、大気の透過率、噴煙の影響等も考えられ、また、62火口の噴気温度が通常この程度の変動を示していることも考えられるので今回の測定値が直接、1988年12月からの火山活動を評価することはできない。今後、十勝岳を含む活動火山について、静穏時を含む温度を精度よく定期的に測定し、基礎データを整備する必要がある。

（くまがい ていじ・第3研究部）

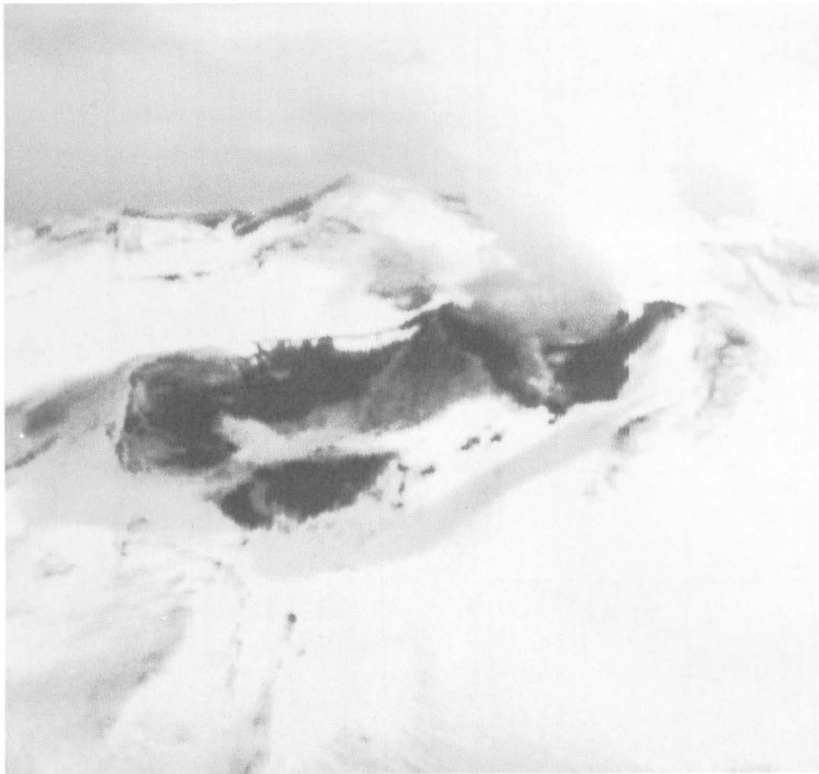
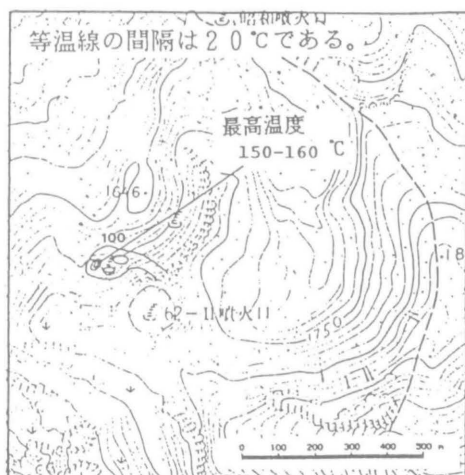


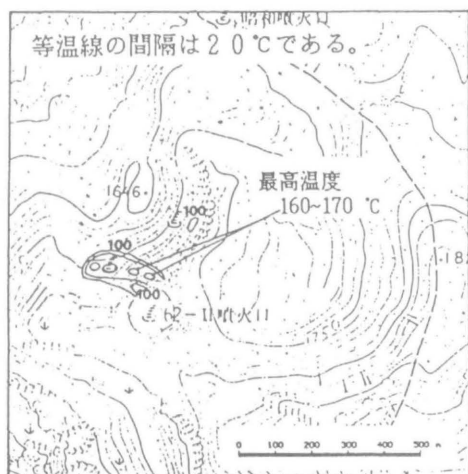
写真3 可視バンドで撮影した62火口付近。写真2と対比すると位置関係が判読出来る。



1989.3.11



1989.3.27



1989.3.28

図1 十勝岳の62火口付近の温度変化



写真4 62火口の噴煙が雲を貫いて吹き上げている。
今回の十勝岳火山体の温度分布測定中に撮影。噴煙の後方に見えるのは大雪山系。



写真5 中央のピークは十勝岳。手前で噴煙を上げているのが、1988年12月より噴火活動を開始した62火口（1962年に噴火した火口）

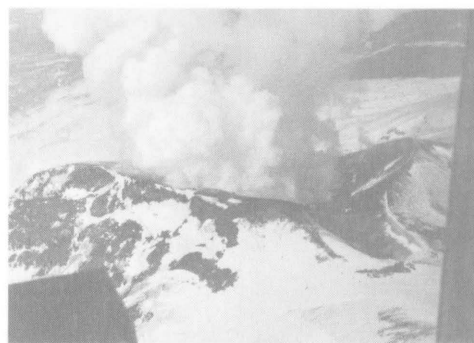


写真6 南東上空から眺めた活動中の62火口

シロウリガイの炭素14年代とプレート運動

吉 田 則 夫

はじめに

日本は世界でも有数の地震多発国である。過去にたびたび大地震が発生し、多大の被害を被っている。特に、太平洋側の日本近海の海底で発生する地震はマグニチュード8クラスの巨大地震が想定されるため、ひとたび地震が発生すればその被害は計り知れないものがある。従って日本周辺の海底に存在する活断層の走向、活動度の推定、そしてその周辺の海底地殻構造調査は、地震予知研究上極めて重要である。

半減期3.8日の気体の放射性核種であるラドンは、それらの調査目的によく利用される。ラドンは地下で岩石破壊あるいは間隙水圧の変化などが生じると岩石内からしほり出され、活断層を通じ

て地上に供給される。わずか10年程前に深海底で発見されたシロウリガイ (*Calypotgena soyoae*) も又、地震予知研究上興味深い。シロウリガイは体内にバクテリアを共生させ、海底から湧出する物質を分解して生活エネルギーを得ている二枚貝である。そして、このような深海生物の群生地は今までに、以下のような場所で発見されている。(A)東太平洋海膨部(ガラパゴス地溝帯)(B)海底油田地帯(メキシコ湾沖)(C)海洋プレートの沈み込み帯(南海トラフ、相模湾初島沖・沖ノ山堆)。我々は1986年から1988年にかけて相模湾初島沖と沖ノ山堆のシロウリガイ群生地(図1)で、潜水調査船「しんかい2000」を利用した海底ガンマ線探査を行った。更に、採取したシロウリガイに対

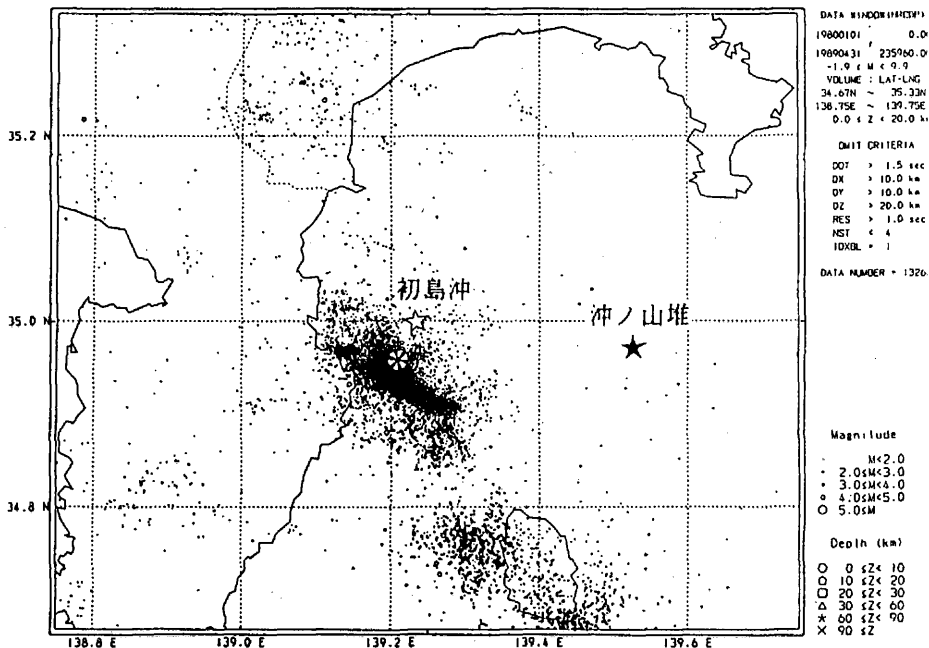


図1 相模湾の地震活動(1980年1月~1989年4月)と海底γ線探査地点(☆; 1986, ⊗; 1987, ★; 1988)

し炭素14による年代測定も行った。海底ガンマ線探査の結果は群生地のお底下からは現在、ラドンが流体物質と共に供給されていて、それはプレート運動と密接な関連のあると考えられることを示した。シロウリガイの炭素14年代値は全て若く、初島沖の群生地は最近発生したものであるらしいことも判った。ここではシロウリガイが死滅した年代を炭素14法により求め、相模湾のプレート運動の活動史を知ろうとする研究について述べてみたい。

炭素14による年代測定

自然界には質量数の異なる3つの炭素が存在する。この中で天然に微量存在する質量数14の放射性炭素(^{14}C ; 半減期 5730 ± 30 年)が、年代測定に利用される。宇宙から地球に降り注ぐ一次宇宙線が成層圏に突入すると、原子核と衝突し二次宇宙線が発生し中性子を生成する。生成した中性子は大気中の窒素につかまり ^{14}C となる。このようにして生れた ^{14}C は酸素と化合して炭酸ガス($^{14}\text{CO}_2$)となり、一定の速度で対流圏に入る。対流圏に入っ

た炭酸ガスは光合成作用によって有機物に変えられ植物体に取り込まれる。動物は植物を摂取し自身の体の中に、その有機物を取り込む。動物が死ぬとバクテリアが動物を分解し、炭酸ガスを大気中に戻す。海洋では大気中の炭酸ガスが常に海水に溶け込み、海面からは海水中の炭酸を炭酸ガスとして放出する。海水に溶け込んだ炭酸ガスは長い時間(1000年のオーダー)かかって深海底に運ばれる(図2)。こうして大気中の炭酸ガス濃度は常に一定に保たれる。

生物は生きている間は大気中の炭酸ガスを体内に取り込む。従ってその間、生物体内の炭素14濃度は大気中の値に等しい。生物が死んで外界からの炭素の取り込みが停止すると、炭素14濃度は半減期5730年に従って減衰していく。従って、死んだ生物体内の炭素14濃度を測定すれば、その生物が死んでからどの位経過したかを知ることが出来る(図3)。一般に、この方法で測定出来る年代の範囲は数100年から5万年位までである。年代値算出の計算式を示せば、次のように表わすことが出来る。

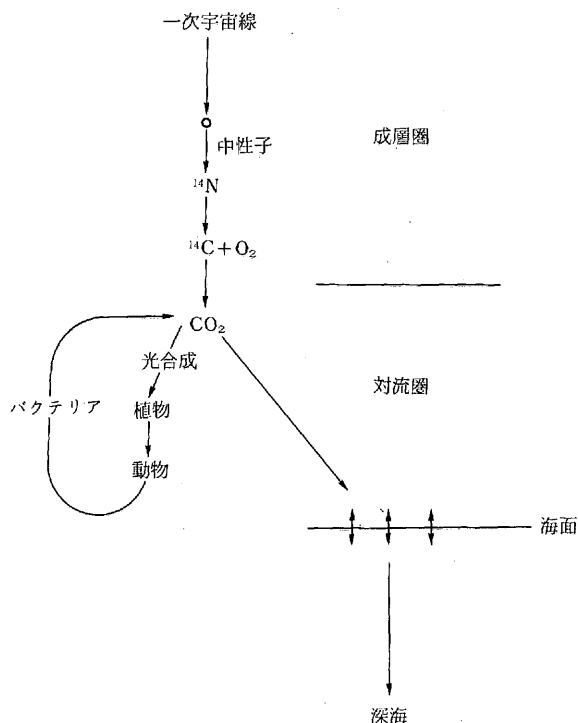


図2 炭素14の循環

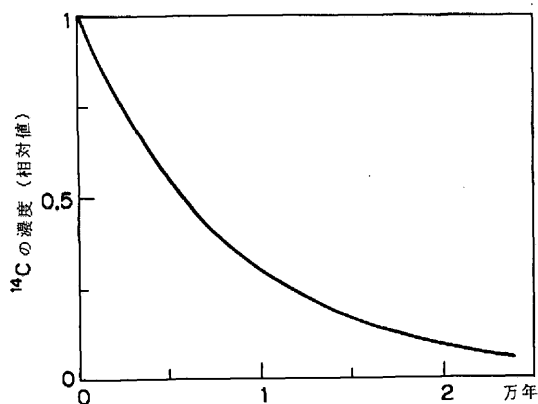


図3 炭素14の減衰曲線

$$T = \frac{1}{\lambda} \log_e \frac{C_0}{C_t}$$

T ; 生物が死んでからの経過時間

λ ; 壊変定数 (0.693/炭素14の半減期)

C_0 ; 大気中の炭素14濃度

C_t ; 死んだ生物体内に含まれる炭素14濃度

炭素14年代測定法を確立したシカゴ大学のリビー教授は、実際の年代の判っている古代エジプト王朝時代の遺物などを測定して、この方法が正しい年代値を示すことを証明している。炭素14の年代値は1950年から何年前ということを示すB.P. (before presentまたはbefore physicsの略) をつけて表わす。

シロウリガイの炭素14年代測定

シロウリガイは、主に炭酸イオンの形で海水に溶けている炭素を取り込み貝殻を形成する。貝殻に含まれる炭素14濃度を求めれば、前述の式からシロウリガイが死んでから現在までの経過時間を知ることが出来る。シロウリガイは海底下から供給される物質をエネルギーの供給源としている貝である。もし海底下からの物質の供給がプレート運動の影響で停止あるいは低下するならば、シロウリガイはエネルギーを得ることが出来なくなり死滅するであろう。しかし、貝が寿命で死んだのか栄養源の減少で死んだのかを判断することは難しい問題である。この問題を解決するよい方法がある。比較的小型の貝殻の年代を求めればよい。現在、相模湾で発見されたシロウリガイの中で最大のもは長径約14~15cmのものである。これに近い大きさのシロウリガイは寿命で死んだものと

考えてよいだろう。これに対し小型のものは栄養源の減少で死んだものであろう。

地上の生物の炭素14年代測定を行う時、 C_0 は現在の大気中の炭素14濃度を用いる。しかしシロウリガイの貝殻を形成する源となる炭素14は、海面から溶け込んだ炭酸ガスが長い間かかって深海まで運ばれて来たものであるから、シロウリガイが生育している深海底では地上と比べずっと減少している。それ故、現在生きているシロウリガイの貝殻は生育環境の海水と同じ古い炭素14年代値を示すことになる。シロウリガイが今から何年前に死んだのかを知るには、現生の貝と死んだ貝の炭素14年代値を算出し両者の差をとればよい。

相模湾初島沖シロウリガイ群生地の発生時期

初島沖シロウリガイ群生地から採取した現生の貝の貝殻2試料と死殻4試料の炭素14年代値は、死殻の方がやや古い年代値を与えるが両者に大きな違いはない。これは初島沖のシロウリガイ群生地が最近発生したことを示す証拠である。この群生地が1978年から始まる伊豆東方沖群発地震の震源域近傍に位置していることから考えても、シロウリガイ群生とプレート運動との密接な関連が窺われる。今後、広範囲な地域からシロウリガイを採取し炭素14年代測定を行えば、相模湾のプレート運動の歴史を明らかにすることが出来よう。

(よしだ のりお・第2研究部)

1988年の関東・東海地域の地震活動

1月から2月にかけて、1987年12月17日に発生した、千葉県東方沖地震の活発な余震活動が継続し、1月16日にはM5.0の余震が発生した。

2月には、伊豆半島東方沖で間歇的な群発地震活動が見られ、一連の地震数は約150個に達した。

3月には、80年ぶりにM6の地震が東京に発生し、その後60個の余震が続いた。

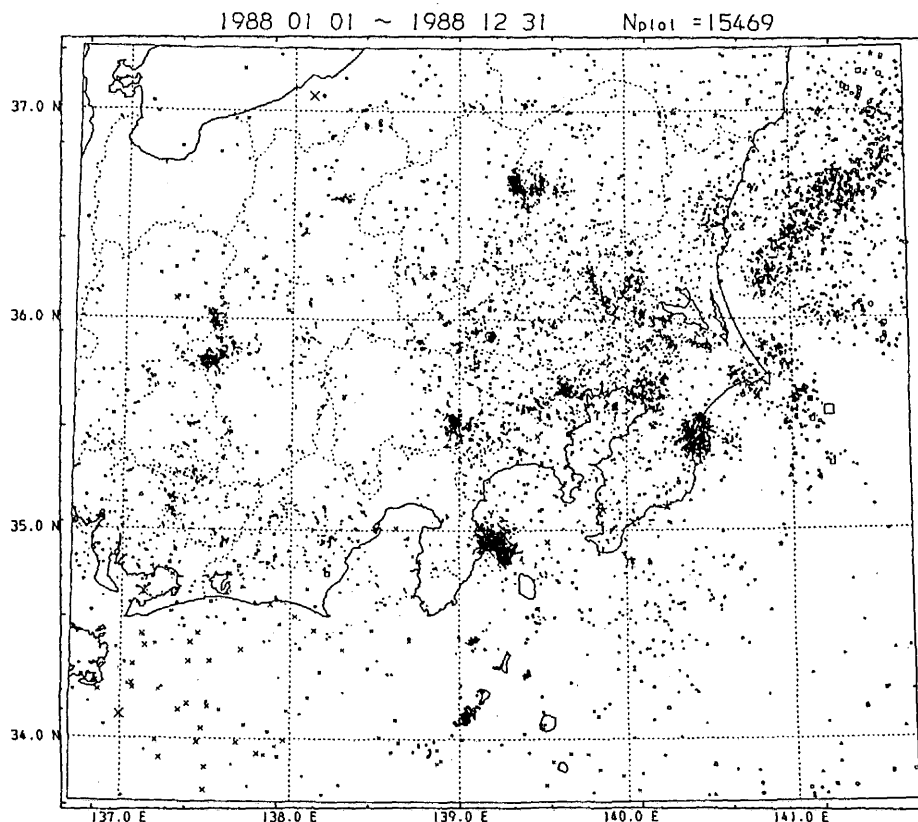
4月には、伊豆半島東方の群発地震活動域で、M2.5を最大とする61個の微小地震が集中的に発生し、その後この群発地震活動は8月にピークに達した。

6月1日に静岡県南部で発生したM4.0の地震は、近年この地域で発生した地震の中では最大のものであった。

8月に入って5日に、伊豆半島東方沖の群発地震活動は、今回の活動のピークを迎え、7月31日から8月9日までの間に約5,400個の地震を検出した。

9月9日頃から活発化した栃木県足尾付近の群発地震活動は、10月に200個、11月には119個、12月には84個の地震数に達し、11月14日には今回の活動の中で最大のM4.1の地震が発生した。

12月に入って新しい活動として、26日頃から神津島の群発地震活動が急に活発になり、26日から29日までの4日間に、50個の地震を観測した。その中で最大の地震は、29日のM4.6で、神津島では有感であった。



防災科学技術

No.66 1989 August

平成元年 8 月 8 日 印刷

平成元年 8 月 14 日 発行

編集兼 国立防災科学技術センター
 発行人 茨城県つくば市天王台 3-1
 TEL. (0298) 51-1611(代)

印刷 フクダ工業
