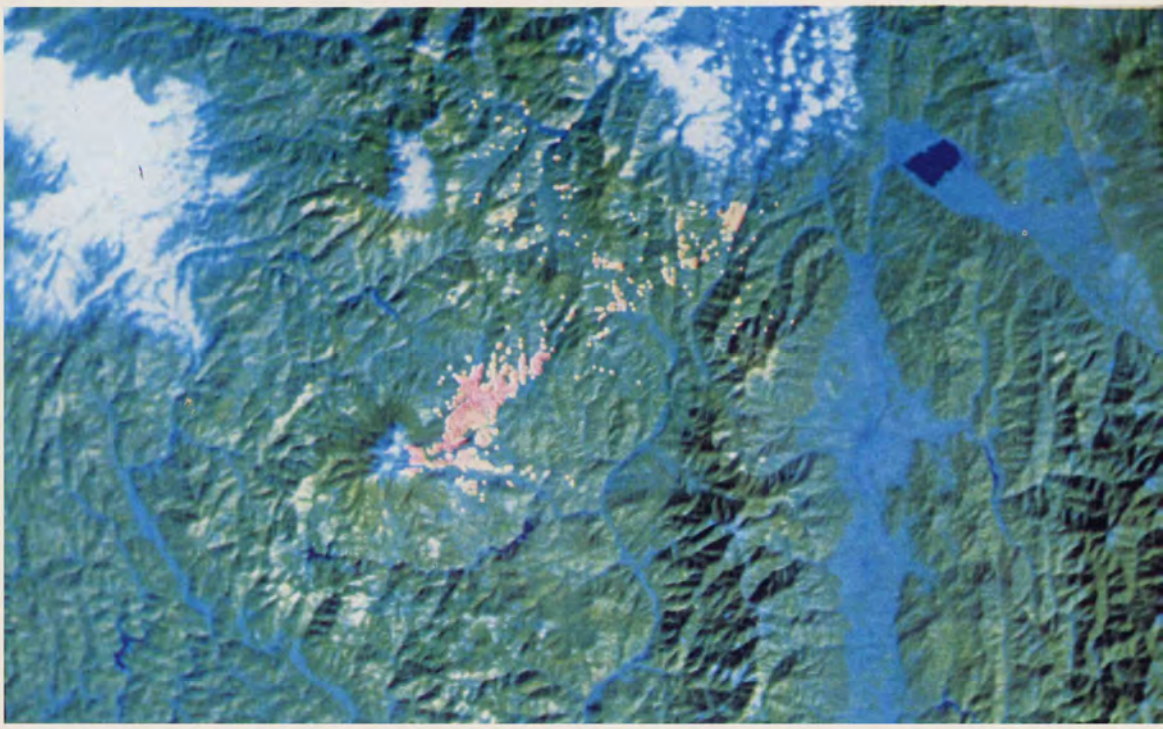
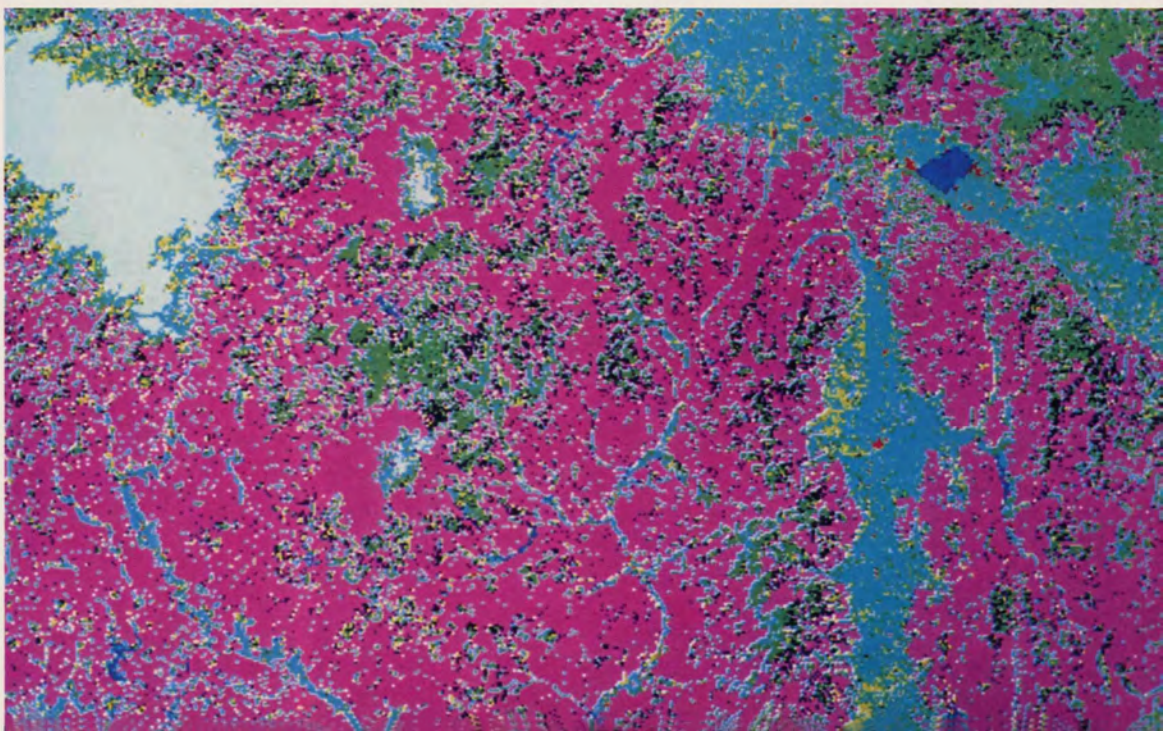
防災科学技術 NO. 40

科学技術庁　国立防災科学技術センター





No. 40　　1980　　September

もくじ

松代群発地震15年目の思い出 …… 関谷　溥・ 1

首都圏を揺する長い波 …… 木下繁夫・ 6

国立防災科学技術センターの動き …… ・12

サンアンドレアス断層周辺の地殻応力測定 …… 塚原弘昭・13

散乱計の開発と海上風の測定 …… 内藤玄一・17

センター新刊 …… 22

洪水調節と降雨予測 …… 八木鶴平・入澤　実・23

ランドサット情報と都市地盤情報の重ね合わせ …… 幾志新吉・諸星敏一・27

表紙写真　宇宙から見た御岳山周辺地域

当センターでは，人工衛星写真等のリモートセンシング・データを利用した防災研究を推進している。

上　1979年10月28日の御岳山噴火の直前（10月23日）と直後（11月１日）に撮影された米国の隆域観測衛星ランドサットのマルチスペクトル画像の比較から降灰域の抽出を試みたもので，降灰域と同じスペクトル変化をした部分を赤く表示してある。

下　同じ地域の土地被覆分類，降灰分布と重ね合わせることにより，降灰による被害の算定等が可能になる。
バックの画像は上が噴火後（11月１日），下が噴火前（10月23日）のもので，御岳山，乗鞍岳，諏訪湖，伊那谷が見え，高山盆地は両日とも雲に覆われている。

松代群発地震15年目の思い出

関谷　　溥

1. 松代群発地震のはじまり

松代地震が発生し始めたのは昭和40年(1965年)8月であるので，今年は早くも15周年になる．当時，私は軽井沢測候所に勤務しており，その年の8月1日は地震観測所の石英管ひずみ計と国際標準地震計（USCGS, WWSS, Vm＝100,000倍,3成分）の観測開始の披露式があり，たまたま出席していた．

松代地震が始まったのは，それから2日後の8月3日からで，奇しくも松代地震はこの標準地震計などによって，最初から完全に観測されることになった．

地震が発生し始めると，現在でもそうであるが，この活動はどういう経過をたどるだろうかということがまず問題になる．松代地震の場合も，最初地震計だけに記録されている頃は観測者にとっては問題であっても，社会的な問題にはならなかった．ところが，地元の人々に震動として感じるようになると，不安感が増してきた．最初に震度Ⅱを観測したのは8月15日で，震度Ⅲを観測したのは10月1日であった．この頃になると地震計に記録される地震回数も1日500回を越すようになり，次第に騒然となってきた．地震観測所では，とりあえず地元に対して地震の解説などで状況を速報し，各市町村の要請に応じて説明会に職員を派遣するなどして理解につとめた．

しかし，個別の説明では統一を欠くことがわかったので，長野地方気象台から全県的に正式に情報として発表することにし，10月6日に次のような内容の情報第1号を公表した．すなわち，

(1) 地震が始まってから現在までの地震回数の変化を図示したもの
(2) 地震の発生域や地震動の特徴
(3) 火山の噴火や大地震との関連などの見解
(4) 過去のこの地域の地震活動
(5) 今後，かなり長期間続くことの見通し
(6) 現在の観測体制

以上が情報第1号の内容であるが，この情報は当時としては精一杯のものであり，現在振り返ってみてもかなり時宜を得たものであったと思われる．

2. 群発地震の活発化

その後，11月になると地震活動はますます活発になり，有感地震が1日100回を越える日が多くなり，11月12日には有・無感地震合わせて1000回を越えるようになり，時々情報を発表するような状態になった．また，このころになると，県や地元関係機関などの警戒体制はかなり緊迫したものとなり，松代町民は昼夜不安と不眠の状態が続いた．震度Ⅴを始めて観測したのは昭和41年1月8日で，松代では小被害が発生した．さらに，23日には松代や篠の井，更埴などでも被害を伴う震度Ⅴの地震（M5.1）が起こり，有感区域も長野県内はもとより，高田，前橋，東京，網代等にも及んだ．2月になってから地震活動は幾分下向きになったが，3月中旬頃から今迄の活動とは全く異なる活動を示し始めた．すなわち，3月下旬には地震活動は1日3,000回を越え，4月には1日6,000回を越える日も現われ，4月17日には有感地震だけでも661回に達した．

これらの地震の震源はどうかというと，最初の頃は皆神山を中心にほぼ南北長径12㎞，東西短径7㎞程度の長円の範囲にあり，深さは2～8㎞くらいであった．しかし，3月以後は次第に北東部と南西部に拡がっていった．

また，観測陣としては，気象庁や東大地震研究所のほか国土地理院，国立防災科学センター，地質調査所などの国の機関や，東大，京大，東北大等の六大学合同調査班の観測が加わり，その観測成果の一部が発表されるようになった．すなわち，

変歪測量，水準測量，傾斜観測，地磁気，地電流，地下水や温泉の温度や湧出量の変化，断層や地割れの観測など，地震活動と対応する現象との関係が検討された．

3. 北信地域地殻活動情報連絡会の発足

地震活動の活発化は，松代町を中心とした人々に不安と恐怖の念を一層かりたてた。このため県や関係の市町村は地震対策本部を設け，積極的な情報・防災活動体制に入った。気象庁はこれに協力して地震に関する情報の提供を長野地方気象台が行ってきた。しかし，地震活動がさらに活発化してくると，人々は次第に神経質になり，地震の今後の見通しとか解釈などが，観測機関の間で多少でも食い違うと，ややもすれば針小棒大に伝えられ，現地に無用の不安や混乱をもたらすのが常であった．したがって，これについては従来からかなり注意をはらってきたが，完璧を期するため，観測や研究を行っている関係機関や大学が見解を統一し，情報の一元化を図る目的で，昭和41年４月８日に第１回の松代地震検討会を気象庁で開催した。この検討会は４月25日の測地学審議会地震予知部会で取り上げられ，５月12日には北信地域地殻活動情報連絡会と命名され，事務局は気象庁地震課が担当することになった．

ちなみに，その構成は東大地震研究所長の萩原尊礼教授を会長とし，委員には国立防災科学技術センター所長，地質調査所長，国土地理院測地部長，同監査室長，力武，坪川，三木教授，気象庁観測部長，気象研究所地震研究部長，地震観測所長，東京管区気象台技術部長，長野地方気象台長，軽井沢測候所長などであった．

この方法は現在の地震予知連絡会の運営の基礎にもなっているが，各機関・大学が可能なかぎり総合的に観測陣を展開して基礎資料をとり，次々と解析調査を行い，それに過去の調査結果を参照しながら地震活動の推移を見通し，諸対策や人心安定に資する地震情報を出していった．これは地震観測史上初めてのことで，観測にあたった関係者の苦労は並大抵のものではなかった．

4. 群発地震活動の終息

昭和41年は３・４月の活動期と，それに続く８・９月の活動期があり，あとになって前者を第２活動期，後者を第３活動期と呼ぶようになった．活動の様式としては第２活動期は地震活動が特に活発であり，第３活動期は地殻変動が顕著であった．地割れの進行や地下水が広範囲に異常に噴出するなどの現象が発生したのも第３活動期であった．しかし11月頃から次第に平静化に向った．ただ昭和42年１月になると活動の中心は南西に拡がり，坂井村方面の地震活動がむしろ活発になった。これらの活動を第４活動期ともいっているが，地震の規模は２月３日のＭ5.4の地震が最大で，Ｍ４クラスの地震はその後９月頃まで断続的に続いたが，有感地震の回数は松代町のそれに比べれば10分の１程度であった．９月以後の地震活動はその活動域の拡大とともに群発生がうすれ，散発的となった。そして，昭和43年以後は散発的に発生する地震の発生間隔も次第に長くなり，数年後には殆んど終息して現在に至っている．(図１，図２)

5. 松代群発地震の観測の成果

(1) 地震予知への貢献

以上のように地震の発生当初から終息に至るまでには，観測その他においてかなりの紆余曲折があった．また，観測に当った関係機関各大学の関係者は，地震予知を望む地元の人々の強い要望を目の前にして，単に現象を学問的に観測して経過を見るというだけでは済まされず，困難な地震予知の学問と社会の要望との間にあって苦慮し続けたわけである．しかし，観測関係者は事態の進展に即応して，地震観測は勿論，測地測量，地殻変動，重力，地磁気，地電流，地質，物理探査，地球化学，防災科学，人工地震探査，日本で最初の深井戸による地震観測等枚挙にいとまがなく，人文科学の分野にまで観測研究を進めた。そして，これらの各専門分野での実績はまた画期的なものが多く，その総合研究の成果は史上空前のものであった．

また，これらの研究は世界各国の研究者に注目され，利用されると同時に新しい学問的活路を開いた．

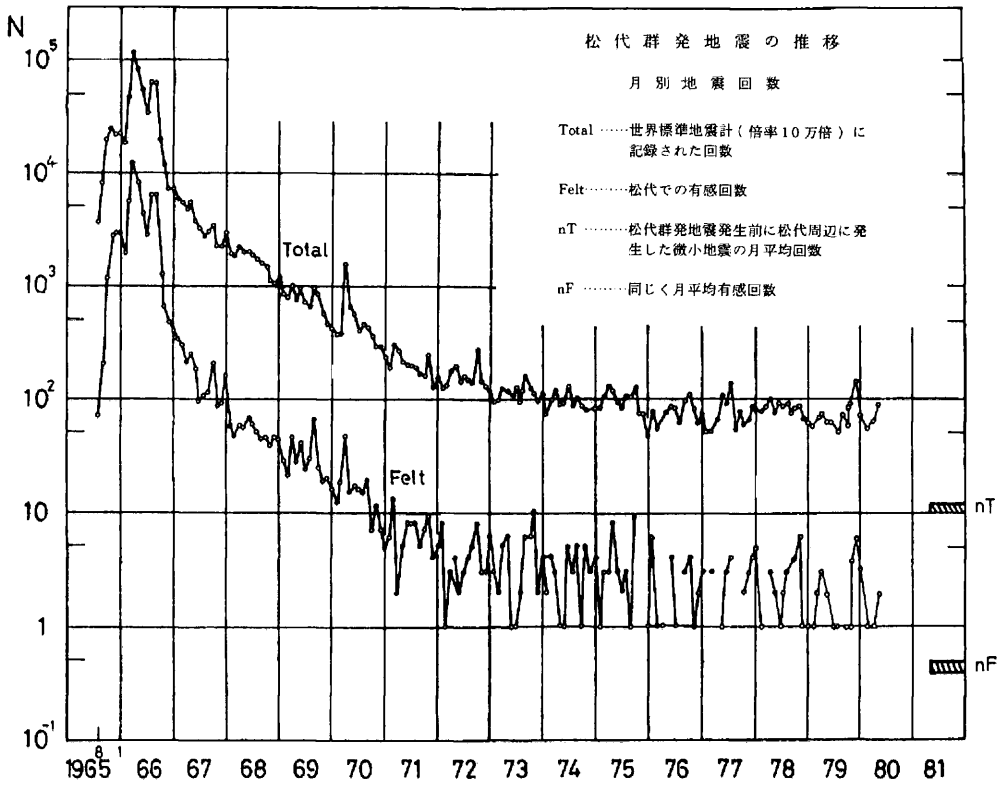


図1　松代群発地震の推移－月別地震回数

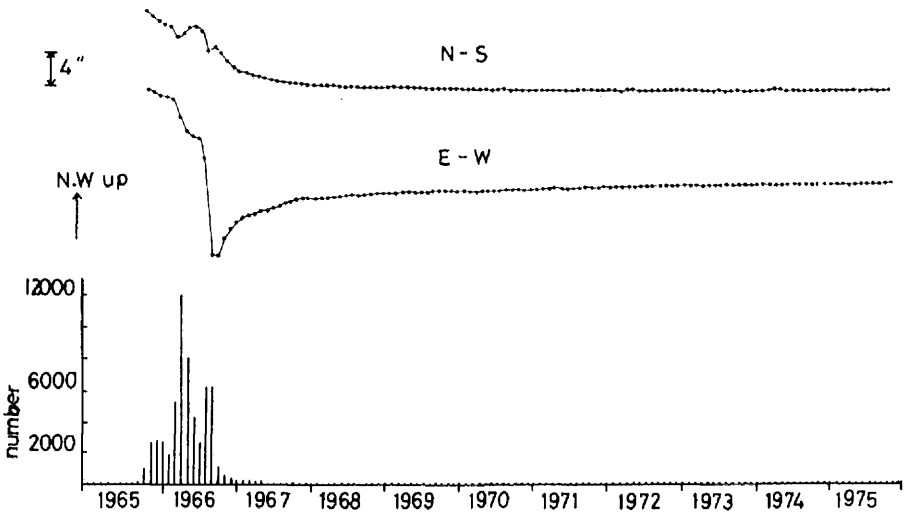


図2　松代群発地震の推移（地震回数の変化と水管傾斜計の変化）

(2) 防災対策への貢献

地震活動の活発化は地元住民を不安と恐怖のどん底に落とし入れ，これがために国，県，市町村は真剣に防災に取り組んだ．そして何よりも頼りにしたのが観測成果の発表だった．したがって，観測関係者は住民や防災担当者の間に立って，観測項目を拡大することや，観測結果を活用することに力を注ぎ，得られた多数の研究機関，大学の観測結果を検討するために情報連絡会を発足させたり，統一見解を発表して防災活動に寄与した．特に活動の最盛期であった昭和41年９月17日松代町の牧内地籍で地すべりが発生し，家屋などが倒壊したが，この時は東大地震研究所の地質調査班がいちはやく地すべりの兆候を発見し，避難を勧告して人命の被害を未然に防ぐことができたことなどもその一つであった．

6. 松代群発地震が将来に残したもの

(1) 日本の地震予知体制の発展

日本の地震予知体制としては，松代地震が発生しはじめた前年の昭和39年６月に，文部省の測地学審議会が地震の予知研究に関する第１次の建議を行った。また，昭和40年３月には学術会議地球物理学研究連絡委員会に地震予知小委員会が設置され，松代地震の発生は，丁度地震予知研究が歩みをはじめた時でもあった．従って，松代地震は地震予知研究計画が発足して間もないことであり，まだ各機関，大学とも観測器材は整っていない状態ではあったが，気象庁，国土地理院，国立防災科学技術センター，地質調査所などの機関や東京大学地震研究所を始めとする各大学が協力して，松代町を含む北信地域一帯で測地的調査，地殻変動連続観測，大・中・小・微小・極微小地震の観測，地磁気・地電流の観測などを精一杯行った．

このように，地震予知研究計画は発足してまもなく松代群発地震という大きな試練に遭遇したわけである．そして，この貴重な経験によって，測地学審議会は昭和41年７月に「地震予知研究をさらに一層推進する」ために，昭和39年６月に行った第１次建議の研究計画の一部追加改訂について，関係各省の大臣に建議を行った．

特にこの群発地震は，かつて経験したことのないような長期間にわたる活動が続いたことや，被害を与える強震も発生し，社会的不安が大きかったこともあって，国内ばかりでなく世界的な話題ともなった．従って，総理大臣をはじめ各省大臣や国会議員が相次いで現地を視察するなど，地震予知研究は単なる学問の問題ではなく，政治に直結した問題にまで発展した。松代地震が長期間にわたって各種の観測を続けることが出来たのも国会の決議などがあったためであるが，日本の地震予知体制の第１歩に果した大きな役割りを見逃すことは出来ない．

(2) 地震学への貢献

松代地震が世界的な話題になったことは前述のとおりであるが，学問的にも世界各国の研究者に注目された．地震予知はこれまで，どちらかといえば地球物理学的方法に主向されていた．しかし，松代地震の活動の最盛期に湧水量や水質に顕著な異常が認められ，たまたまアメリカのデンバーで廃液を地下深部に注入した所，今迄殆んど地震の発生したことのない地域に微小地震が群発しはじめたことなどもあって，地震の発生には地下水の移動が大切であることが認識された．そして，これらの現象はダイラタンシー・拡散モデルの学説の基礎となって新しい地震予知学を発展させた．そして，一方では地震予知に地下水の水質をテーマにした地球化学的な方法の開発に目を開かせた。また，断層の生成をまのあたりに見せてくれたことから，地質学と地震学を直結させ，地震学を学際的なものとするきっかけを作ったことの意義は大きい．

(3) 新しい防災対策への取りくみ

地震発生当初の地震観測所の活動やそれに続く長野地方気象台から発表した情報，北信地域地殻活動情報連絡会としての統一見解の発表などによって，国，県，市町村，地域住民等は防災活動を行ってきた．これらの情報や対策が勿論十分であったというわけではないが，現在振り返ってみても，殆んどはじめての経験にしては，よく出来すぎていたと思われるくらいである．そのため，この方式は高く評価され今日の地震予知連絡会や，地震防災対策強化地域判定会の運営の基礎にもなっている．

さらに国が防災への手を差しのべたことも地震

防災史上画期的なことであった．文部省のプレハブ校舎の建設，市町村の防災事業に対する特別交付税など，大きな被害地震がおこる前に，国が予算化した例はいままでなかったことであるといわれている．これは昭和53年に施行された大規模地震対策特別措置法制定の考え方の基礎にもなっている．

(4) 松代地震センターの設立

松代地震は今迄述べてきたような経過であるが，我々当事者が考えているよりも，社会特に行政にたずさわる者は白黒をはっきりいわない，いやいえない学者の情報をもどかしく思う傾向が強いようである．当時松代の町長であった中村兼治郎氏も松代地震の最盛期に，佐藤総理等の視察の際，いま必要なものは「物・金より地震の学問・知識がほしい」という言葉を残した．このことなどがきっかけになって，昭和42年２月６日の事務次官会議で，地震に関する資料センター的性格をもった「松代地震センター」が設立されることになり，２月８日地震観測所内に事務所を設け業務を開始した．

以来，松代地震センターは科学技術庁，気象庁あるいは地方自治体等の関係機関で構成する協議体として発足し，今日まで松代地震に関するいろいろなテーマについて研究談話会を開催したり，松代地震はもちろん，その他の群発地震や過去の大地震の記録，資料の収集および刊行など，現在も所期の目的に向って活動を続けている．

(5) 地震予知アレルギー解消への役割

日本では恐しいものの諺に「地震，雷，火事，……」とあるように，地震は昔からその筆頭にあげられてきた．そのため，何とかしてその災害を防ぎたいという願望も強く，地震を予知しようとする何々地震説というものも可成りあった。この地震説は問題が問題だけにいわゆるマスコミに取り上げられ，社会問題となったことも多かった．そして，このようなことがかえって地震学者を刺激して，地震予知を口にする者を異端者扱いにするいわゆる地震予知アレルギーに追い込んでいった．従って，今からあまり遠くない時代でも，地震学者は「地震予知など考える余裕があるなら，もっと地震学の勉強をしろ」というような風潮が学会を支配していた．

しかし，松代地震は前述のように地震予知研究計画が軌道に乗り始めた時でもあり，その計画が正しかったことがある程度裏付けられ，その観測結果に基づく情報が防災や社会の人心安定に役立ったことが評価され，それとともに専門家の予知アレルギー的風潮も次第に減っていった．

以上松代群発地震にまつわるいろいろのことを思い出すままに並べてきたが，長かった群発地震の恐怖によく耐えてきた地元の人々の努力も忘れることは出来ない．また，従来この種の報道にはプラスの面よりもマイナスの面の方が多かった．

しかし，松代地震では報道関係者もかなりよく勉強をして，プラスの面を引き出していったことも特筆すべきことであろう．そして，このことは昭和53年６月12日に発生した宮城県沖地震(M 7.4)の報道などにも，かなり生かされているのではないだろうか．

Hiroshi Sekiya・気象庁　地震観測所長

首都圏を揺する長い波

木　下　繁　夫

1. 短い波から長い波へ

建物が地震のとき大きく揺れるのは，建物がゆれ易い周期（固有周期という）と同じ周期を含む地動が現われたときである．では，実際の建物の固有周期とはどのくらいなものであろうか．通常，我々が住んでいる木造平屋および二階建て建物では，0.2～0.5秒程度であり，また，鉄筋コンクリート建物では，一階増すごとに0.1秒程度ずつ増え，十階建て建物で1秒程度になるといわれている．したがって，この程度の固有周期をもつ建物が地震防災の対象となる主な構造物であった1960年代前半までは，周期1秒以下の強震地動について考慮すればものたりていたのである．

ところが，設計・施工技術が発展するに伴って，1970年代には新室副都心の超高層ビル群や東京湾岸の大型貯油施設に代表されるような大型構造物が建設されるようになってきた．実際に，大型タンク内の液体の揺れ動く周期は10秒を超え，超高層ビルの固有周期も6秒程度のものまで現われてきているのである．そして，このような固有周期1秒以上の長周期構造物の建設は，1980年代に入っても続く傾向にあることはまちがいなさそうである．

では，"建物の固有周期と同じ周期をもつ地動"が地震のとき現われる条件は何なのであろうか．少し拡張して，どのような条件のもとに，"ある固有な周期"の地動がでてくるのであろうか．周期1秒程度より短い地動については，地表に近い薄い層の中でS波がくりかえして反射することによって"ある固有な周期"の地動が大きく生じるとする，いわゆる地表層内のS波の多重反射理論というものでこれを説明することが多くの工学的な問題の処理に対して行われてきている．この確証を得るために，地表と地中での同時地震観測が必要とされ，1960年代後半から地中地震観測が行われるようになり，1970年代に入って本格化したのである．しかしながら，観測のために行われた投資の回収は，いまだ不十分のように思える．(少くとも，筆者の個人的責任範囲では)　地表および地中の同時観測の結果得られた記録について，地表層の多重反射理論が適用できる範囲を定量的に指摘することは容易なことではないのである．それでも，地表層の多重反射理論に基づく説明は，0.1～1秒程度の周期の地動については，大局的な誤りはなく現在に至っている．

それでは，周期1～十数秒程度のより長周期の地動についてはどのような条件のもとで説明したら良いのだろうか．10秒を超えるような地動については，地震の断層モデルから説明できるといわれている．しかしながら，これは，ここで対象としている周期よりもさらに長いところである．1秒程度以下の周期の地動の説明と同様に，地表層をくりかえして反射する波で説明しようとすれば，地表層を通過する時間を長くとらねばならないため，取扱う地表層の厚さは相当なものになってくる．このような，いわゆる実体波による地動の他に，地震の起り方と地震波の途中の伝播する径路の効果を含んだ表面波も，また重要な要因として考えねばならなくなっている．いずれの説明にしても，1970年代後半から本格化した長周期波に関する理論的な取扱いと並行して，周期1～十数秒の地動を解明するためには，いままでの地中地震観測とは規模の違った観測が強いられることはまちがいなさそうである．

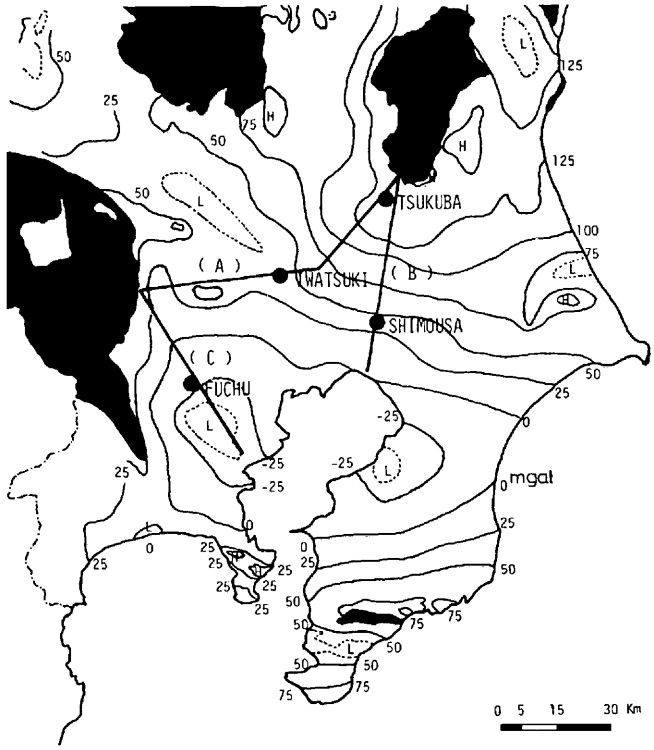
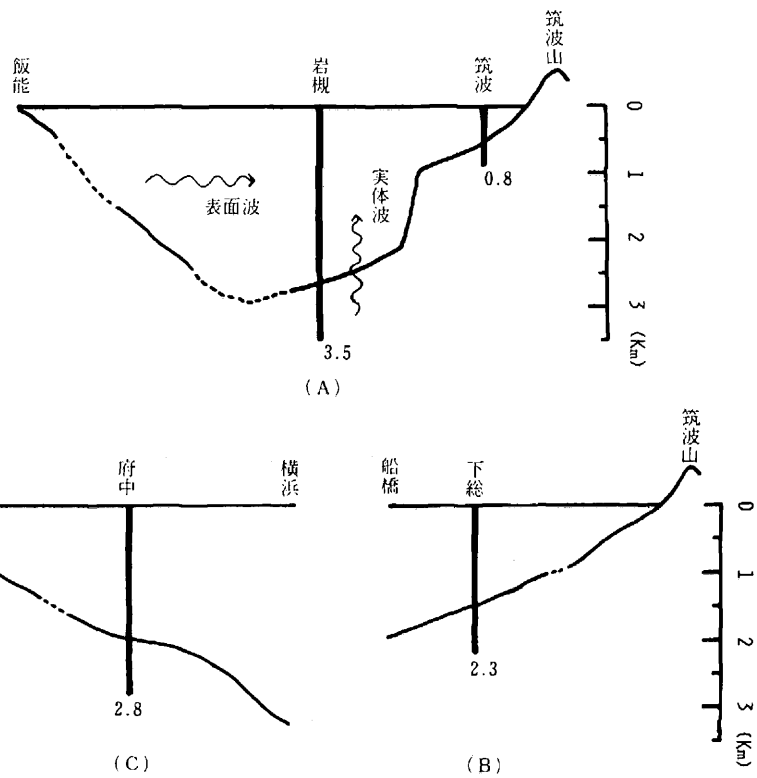


図 1　関東平野の重力異常図と深層観測点

図 2



2. 首都圏はなぜ揺れるか

東京を中心とする首都圏は，前章で述べたような長周期構造物の密度が高いところであり，以下に述べるように，長周期地動が発生し易い地質構造と震源域とを近くにもった地域である．はじめに，首都圏における地表層の概略を明瞭にするために，地表層に対応させて（地震）基盤層というものを考える．長周期地動に対しては，地質学的な基盤岩（ここでは，先第三紀の岩類で，およそ 10^8 年前のものである）からなる層を基盤層とみなすことが普通である．当然，地表層とは，基盤層を被っているものをひとまとめにして言うこととなる．

図1は関東平野の重力異常図というものである，[1] 黒いところが基盤層の露出地帯である．一般に，地表層が厚い地域程，負の重力異常帯になるといわれる．図1でみられるように，首都圏では，東京湾の両側に二つの目玉のような地表層の厚い地帯があるといわれている．いま，東京を囲むように (A)筑波山ー筑波ー岩槻ー飯能，(B)筑波山ー下総ー船橋および (C)飯能ー府中ー横浜という“曲線”に沿って関東平野を深さ方向にみると図2のような“絵”となる．図1とともに考えれば，関東平野は，周囲の硬いへこんだ瀬戸物の容器の中に，軟らかいプリンのようなものを入れた構造となっている．東京はそのほぼ中央にあり，この地表層の厚さは約2.3㎞程度と推定されている．

さて，首都圏の地震予知研究のため，図1に示す四カ所で，この基盤層に達する深井戸が掘られ，その底に地震計等が設置され各種の観測が行われている．これらの深井戸では，地表層の振動特性を調べる基礎資料となる密度，音波（P波）およびS波の調査等が行われている．その一つである岩槻地殻活動観測施設構内では，図3のような結果が得られている．[2] この結果から，基盤層から地表層へ垂直にS波が入射して，地表層でくりかえし反射したとき，地表で何倍ぐらいの応答をするかを求めたものが図4である．この図は，横軸が

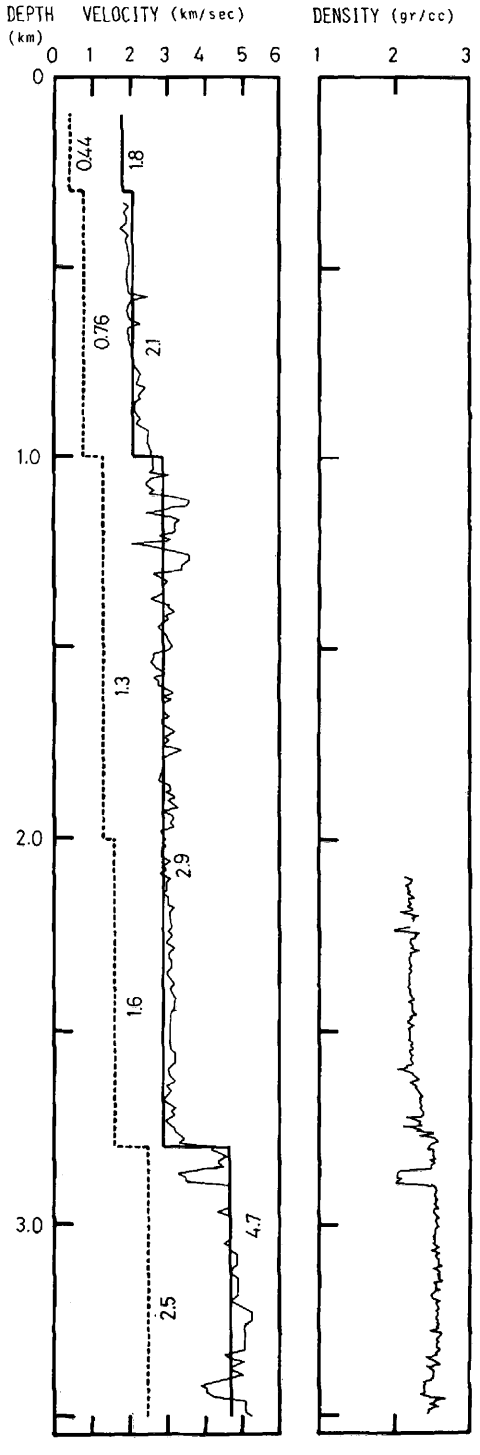


図3　岩槻観測井における速度および密度構造

1) 石井基裕：“関東平野の基盤”石油技術協会誌，第27巻第6号，昭和37年10月 405-430頁

2) Yamamizu, F. and N. Goto: "Direct measurement of seismic volocities in deep soil deposites", Proceedings of the Japan Earthquake Symposium, 1978.

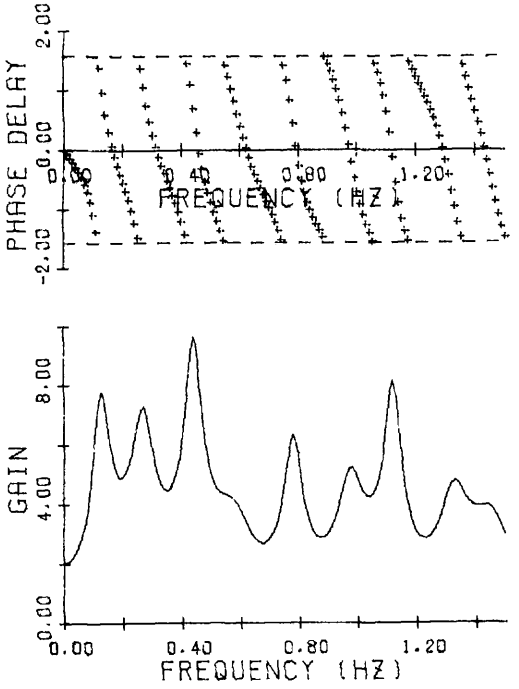


図4　地表層の伝達特性（岩槻）

周波数になっているので見づらいが，周期にして，8秒，4.7秒および2.2秒程度の地動が強く現れることを示している．下総，府中および東京においても，この方法では8秒程度の地動が卓越することが知られている．

このような，基盤層から地表層へ向って上ってくる実体波以外にも，地表層に閉じ込められるような形で地表層と平行して進んで行く表面波というものがある．これにも，地表層の影響を受けて8秒程度の地動を生じさせるものもある．特に，この表面波は，浅い震源を適当な距離にもつ地震において良く発達することが知られている．最近でも，1974年の伊豆半島沖地震，1978年の伊豆大島近海地震，そして，今年の伊豆半島東方沖の地震（6月29日）において，首都圏の各所で周期8秒程度の地動を観測している．これらの地震の震源は，いずれも10kmより浅いところにあるのである．要するに，首都圏は，震源の浅い表面波を発生させ易い震源域を適当なところにもっており，かつ，長周期波を発生させるために必要とされる地表層も十分な厚さをもって発達しているところなのである．

3. 防災センターの観測から

そこで，いくつかの観測例から実際のようすをみてみる．防災センターは，つい先年，設立十五周年に達した後発機関である．強震観測とまでは行かないにしても，本格的な地中・地表における有感地震の同時観測を開始したのは昭和51年末の岩槻からである．したがって，著名な先進諸機関と比較して記録の蓄積は少いが，深井戸の利用により独特の観測も進行している．ここでは，そのあたりを少し宣伝させていただく．

(1)　伊豆大島近海の地震（1978）

これは，表面波が良く発達した地震である．図5は岩槻で得られた各深度における速度波の東西成分である．本来は加速度として観測されたものであるが，長周期の波をみやすくするために速度波に変換したものである．まず気付くことは，地表および地表下108mでの記録では波の周期が徐々に短かくなっている（正分散している）ことである．始め十数秒あった波が，約2分後には5秒程度となっている．地表下108mでの記録などは，性能のあまり良くないどこかの振動台を用いて周期を時間とともに変化させながら正弦波で連続加振しているようすが想像できる．

地表下3,510mの記録と他深度の記録とを比較して気付くのは，始めの10秒前後の全く同位期で同じ動きをしていた波（図中(A)の部分）が途中からなくなっていることである，すなわち，(A)の部分は，考えている地表層だけでは説明できず，さらに震源の方へ近づかねば説明できない部分である．(A)の部分以降は地表層の影響が強くでるところであり，特に，(B)の部分はこの方向で発達する表面波の大きくでる部分である．(B)の部分の波の周期は約8秒である．

図6は，地表下3,510mおよび108mでの南北成分および地下108mでの上下成分の速度波である．一般的なことは図5と同じであるが，(C)の部分では上下動成分に5秒弱の他種の表面波がでてきている．

(2)　宮城県沖地震（1978）

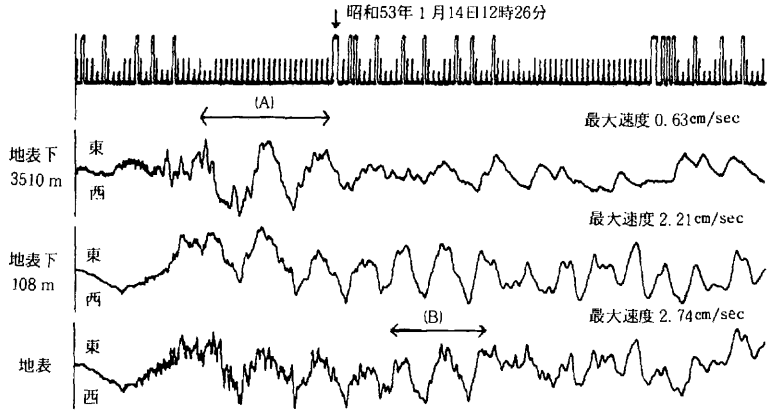


図 5　伊豆大島近海の地震（ 1978 ）　東西成分

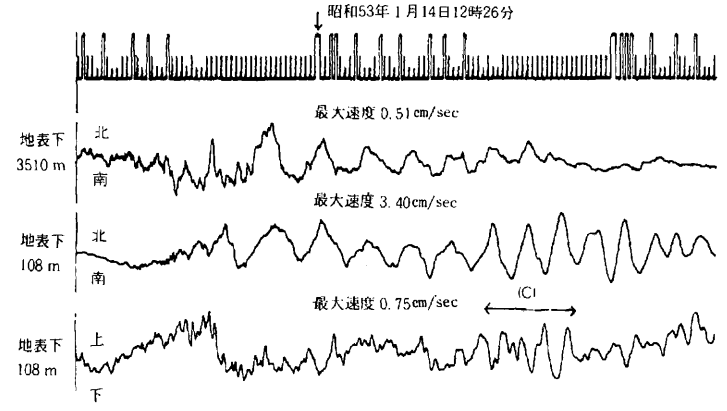


図 6　伊豆大島近海の地震（ 1978 ）　南北および上下成分

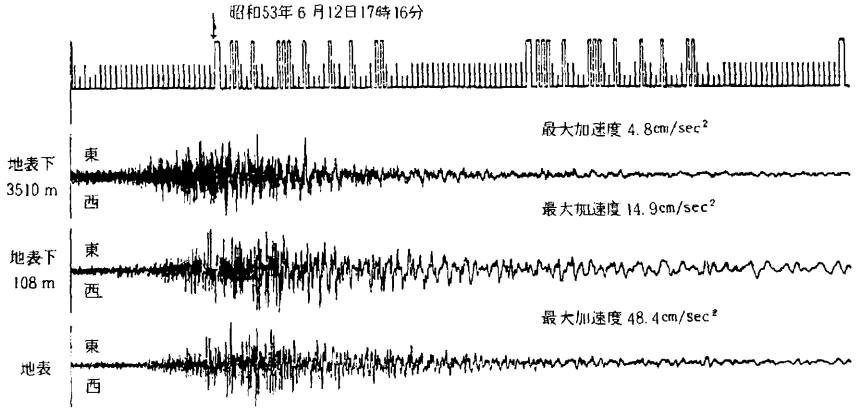


図 7　宮城県沖地震（ 1978 ）　東西成分

図７は岩槻で得られた各深度における東西方向の加速度波である．このままでは長周期の波は見出せないので，各深度ごとの記録の非減衰速度応答スペクトルを計算した結果が図８である．この図は，記録波形に含まれている各周期の波がどのくらいかという程度を示したものである．地表および地表下 108 mの記録から得られたスペクトル曲線をみれば明らかなように，約 8.3 秒，4.8 秒および 2.2 秒程度のところで山形の部分がみられる．このあたりは，前章でのべたように，岩槻で卓越する周期の位置なのである．

この図８で気付くことは，まず，地表と地表下 108 mとのスペクトル曲線において，２～10秒の間でほぼ一致し，0.4～２秒の間でひらきがでていることである．すなわち，この 108 mの厚さの地表層による揺れの増大する波の周期範囲は，0.4～２秒程度の間なのである．これに対して，地表下 108 mと 3,510 mとのスペクトル曲線を比較すると，これは，0.4～10秒の間の波をほぼまんべんなく増大させているようにみえる．

(3) その他

これは，もう少し一般的な話である．(2)の例で，先第三紀の基盤層上の地表層では，1～10秒程度の長周期の波はまんべんなく増幅されているようにみえた．単純に言えば，基盤層での地動（基盤動）が長周期領域まで十分に勢力があれば，無責任なようだが，それなりに地表での地動に長周期成分が現われる可能性がある．では，長周期領域へまで勢力をもつ地震とはどのようなものか．通常，マグニチュードが大きくなる程基盤動は長周期領域まで勢力をもつといわれる．そこで，岩槻および下総の基盤層内で観測された，震源の深さ60㎞以浅，震源距離 400㎞以下でマグニチュード 5.5 以上の11個の地震の地震別平均非減衰速度応答スペクトルを計算したものが図９である．この図から，スペクトル曲線の中心的な周期をプロットしたのが図10である．この図からわかるように，マグニチュードが７程度の地震から，基盤動の中心勢力は対象とする１～10秒の長周期領域へまで入ってくるのである．ただし，注意せねばならないのは，

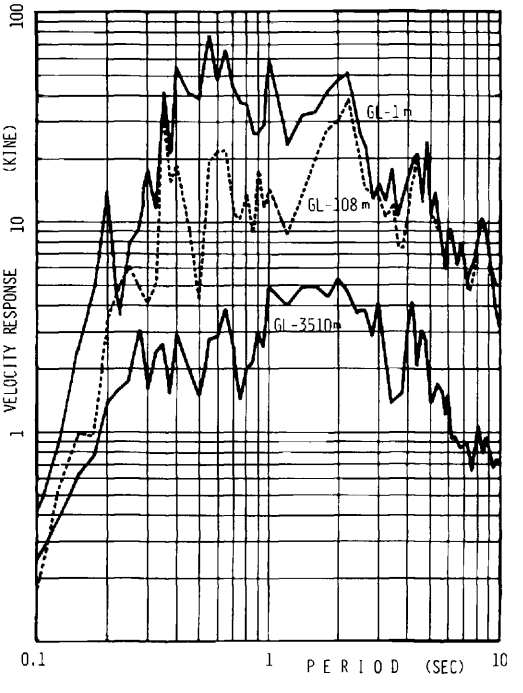


図8　非減衰速度応答スペクトル

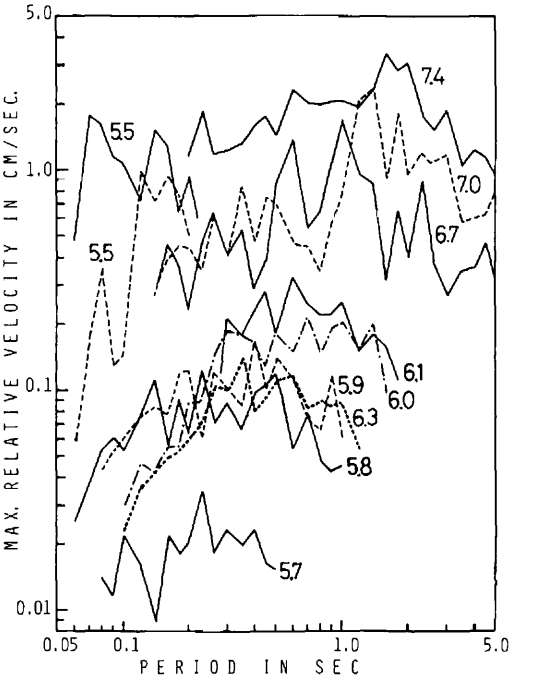


図 9　非減衰速度応答スペクトル

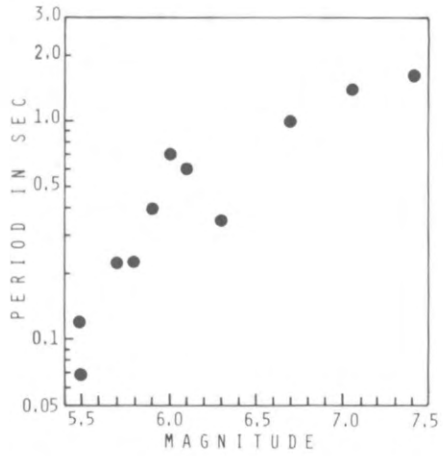


図10 マグニチュード － 非減水速度応答スペクトルの勢力中心周期

この11の地震には，いわゆる東京直下型と称されるものが含まれていないことである．

4. おわりに

この章がないと普通はまとまらないのである．しかしながら，ここまで述べてきたいくつかの話は，ここ数年間行われてきたいくつかの業務の中から表題に合わせて選んだものである．したがって，ここで "まとめ" を書くのは，筆者の責任範囲だけみても怖いのである．特に，強震観測がこれまでの各点ごとの観測から，この表題にも適合した，いわゆる "群列観測" と称されるものへ移行している時でもあり，その方面からの成果に基づいてまとめるのが順当かと思われるのである．

いささか歯切れの悪い言い回しをしてしまったけれども，次年度以降から予定されているいくつかの課題のうち，

(1) 首都圏における長周期地動の特性に関するいくつかの定量化
(2) 配管系等のライフ・ラインの位相差を考慮した地動に対する耐震性調査
(3) 液体貯蔵施設の耐震性調査

等が直接この表題に関係してくるはずである．

Shigeo Kinoshita・第２研究部耐震実験室

国立防災科学技術センターの動き

● 1980年防災技術セミナー

1977年から毎年一回，秋に実施している防災技術セミナーは，今年４回目をむかえ，10月２日から12月16日までの間，バングラデシュ(2)，イラク(2)，チリ(2)，インド(1)，インドネシア(1)，エジプト(1)，イラン(1)，パキスタン(1)，ペルー(1)の計12人の研修者で，筑波を中心に行なわれる．

●博覧会国際事務局調査団来訪

昭和60年に，国際科学技術博覧会を筑波研究学園都市で開催することが可能かどうか，を調べるために来日中の博覧会国際事務局の調査団（団長ソル・ロラン－仏－）が，９月24日午後当センターを訪れ，地震予知テレメータ室，大型耐震実験施設，大型降雨実験施設を視察した．地震予知テレメータ室では，同日未明に一行が体験した地震（震度４）について，話題が集中した．

サンアンドレアス断層周辺の地殻応力測定

塚　原　弘　昭

1. はじめに

防災センターが，水圧破壊法による地殻応力測定を始めたのは，昭和52年度からである．岩盤中に蓄積された応力を測定する方法は種々あるが，水圧破壊法は，地表から数十mより深い部分に蓄積された応力を測定する唯一の方法である，地震発生との関連を調べるためには，より深い地下の状態を知ることが望ましいので，この方法が現在のところ，最も適しているとわれわれは判断した．

その当時，水圧破壊法で応力測定を実施していた研究グループは，米国ウィスコンシン大学のHaimson（昨年10月，防災センター訪問）の研究室の米国地質調査所・地震研究センターのZobackの研究室，の2カ所であった．現在もその大勢は変らないが，防災センターが顔を出して，世界で3つの研究グループがこの方法によって応力測定をしていることになった（と書けば立派だが，今までに蓄積されたデータ量はもちろん，年間測定点数から見ても，われわれはまだまだ弱小であることは言うまでもない）．Haimsonは，もともと石油鉱業に関連した分野で仕事をしていた人で，現在彼がウィスコンシン大学の金属・鉱物学部に属していることから想像されるように，どちらかと言うと地震とは関連の薄い，油田地帯（廃坑利用）での測定，地下施設（発電所・鉱山等）の安全性調査のための測定，などを中心に仕事をしている．米国全土，さらには外国にまで手を伸ばして精力的に活動している．一方Zobackのグループは，サンアンドレアス断層（図1参照，米国本土の被害地震のほとんど全てはこの断層の活動により生じている）周辺を中心に，ここで発生する地震と地殻応力との関連を調べるべく，これもまた精力的に仕事をしている．研究の内容から見ると，われわれの研究はZobackの目指している方向に近い．

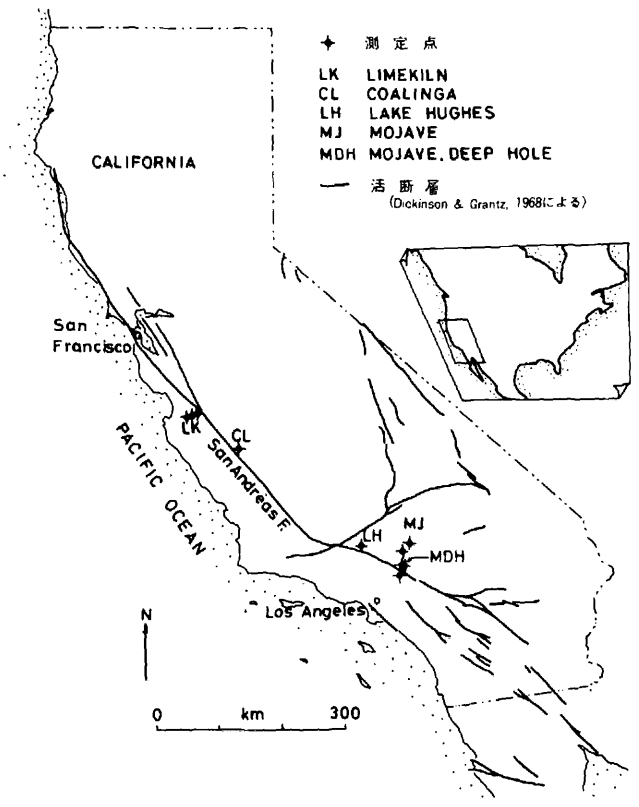


図1　測定井位置図

坑井の水圧破壊の技術は，老化した採油井を回春させる工事の一部として発達した技術である．米国の技術水準は大変高いものであり，われわれが吸収すべき技術は無数にある．一方，われわれは，破壊時に発生する破壊音を捕えてその発生源・性質を明らかにし，測定されたデータの信頼性を高めようと努力している．この点は，従来の油井における水圧破壊技術には無かった

新しい試みであり，わが研究室の池田隆司氏の努力により，われわれの方に一日の長がある．

日本で水圧破壊による応力測定を開始したときから，米国の水圧破壊の現場で，議論しながら一緒に仕事をしてみたいと願っていた．幸運にも，1年間米国に滞在する機会を与えられ，この希望がかなえられた．1年間で研究成果を上げるのは，大変むずかしいことはわかっていた．しかし，私にとって大変幸運であったことには，私の滞在したZobackの研究室が，水圧破壊の道具・測定機器をちょうど新たに買い揃えたばかりのところで，いざこれから大量の測定をしようとしているときであった．そのため，測定機器の組立・調整にも参加することができ，その後，短い1年間で大変効率良く，日本で測定できる数年分のデータを得ることができた．

写真1　測定用トラック（於MDH）

2. 応力測定の概要

1年間の滞在中に，サンアンドレアス断層沿いに，6カ所の測定井（図1参照，同図中MJは1年前にすでに測定済み）で測定を行い（測定井の深さは200 m～900 m），それぞれの測定井で4～5カ所，種々の深度で水圧破壊を行い，深さによって応力値がどう変化するかを調べた．また，測定井とサンアンドレアス断層からの距離は，2kmのものから14kmのものまで種々あり，断層から離れるに従って応力がどう変化するかも調査した．

写真2　加圧準備風景（於LH）

3. 応力測定作業

測定井の掘削まで含めて，すべて自前でやることを基本にして計画が作られている．掘削は，専門技術者を雇い入れて実施した．自前の測定用トラック（写真1参照）には，テレビュア，各種検層器，ウィンチ，ミニコン，各種レコーダー，水圧ポンプ，パッカー，発電機等，水圧破壊実験に必要なものがすべて搭載されている（写真2,3参照）．テレビュア，検層器等の故障の際は，関連会社が多いために比較的スムーズに部品等が手に入り，また技術者に現場まで来てもらうことができる．石油掘削に関連した技術者の多い米国だから，このような自前ですることを基本にした計画が可能なのであろう．また，必要な物品は，かなり高価なものまで比較的簡略な手続で，現場で買うことができ，野外で仕事をするには便利なシステム

写真3　膨張パッカーの水もれ点検作業（於LH）

になっている．このようなところに，米国でわれわれとは異なる仕事の仕方が成立している背景があると思われる．

とにかく広い国なので．測定地に向けて1～2日前に測定用トラックが出発し，後から数人が飛行機で現地に近い飛行場まで行き，そこからレンタカーで実験地へ行くといった手順である．近くのモーテルに泊って，毎日レンタカーで現地にかようということになる．モーテルと実験地とは，数十㎞離れている場合が多く，食事をするところが現場近くに無い場合は，昼メシ抜きもしばしばであった．彼らの体力にはついて行けないところがある．1カ所の測定井からデータを得るには，1週間程度の滞在が必要で，それでもうまいデータのとれない場合は，週末家に帰り，また次週に出直しをした．一日の実験が終って，帰りに食事をしてモーテルに着くと，次の日の朝の集合時間（これがまた早い，6時頃）を約束して個々の部屋に入ってしまう．冬の寒い日に帰った日など，シャワーを浴びても体が暖まらず．湯舟のある風呂につかって一杯やって寝る．という日本の風習がなつかしく思い出された．

4. 測定場所さがし，および岩質

日本の場合，測定しようとする地域の中で，掘削作業・水圧破壊作業のできる平らな空地をみつけるのは大変である．測定に適した，均質で硬い，塊状の地層が広く地表近くに分布しているのはまれで，かなり限られた狭い地域の中で場所をさがさなければならないのが通常である．その上，その空地を一時借用するまでの仕事がまた大変で，これにつぎ込む時間と労力，精神的負担は，データを得るのに要した全エネルギーの，何割にも達するのではないかとさえ思われるケースがある．それに対して，無人の砂漠が広く分布し，かつサンアンドレアス断層付近には，測定に適した花崗岩があちこちに分布しており，場所をさがすのは全く問題にならないのは，うらやましいかぎりであった．測定はほとんどすべて花崗岩中で行った．

5. 測定用の道具

最も大きなちがいは，検層データと水圧データをデジタル化してディスクに記録している点である．防災センターのシステムは，すべてアナログである．扱い易さという点ではアナログ記録システムも捨てがたいところがあるが，精度という点でデジタルは大変すぐれている．データはトラックに搭載されているミニコンで処理され記録・再生が行われる．実は，私の米国での最初の仕事は，このミニコンをトラックに固定するためのネジ穴を，トラックの床に開けることであった．それ以来，このミニコンと1年間つき合うことになる．小さなプロッターがついているので，現場で再生できるように，検層記録，水圧記録を図化するプログラムを作成した．私にとって現実に使えるプログラムを作ったのは初めての経験だったので，思い通りの水圧記録の図が目の前で，あたかも人が描いているが如く書きあがって行くのを見て，何とも言えずうれしくなった．結局，データの記録と再生が現場で私の分担する仕事と言うことになった．

6. 結　果

以下のような結果が得られた．(1) 断層に近づくにしたがってずり応力（＝（最大圧縮応力－最小圧縮応力)/2）は小さくなる（図2右図，白丸，黒丸）．(2) この，常識と矛盾しているように見える現象は，断層面上の摩擦力分布を，浅い部分では小さく，深い部分では大きいとすると定量的にも説明がつく（図2左図が断層面上の摩擦力分布モデル．右図中の実線，破線はそれから得られた計算結果）．(3) 地表でクリープ的な断層のずれ変形が観測されている地域（Central San Andreas；LK）の方が，破壊的変形をする地域（Mojave）よりも断層付近でのずり応力は大きい（図2左図）．これは図2右図の実線と破線の差として，断層上の摩擦力分布のちがいとして説明できる．(4) 摩擦力の平均値は，100 bar 程度（図2左図）であり，室内摩擦実験から推定される値，数kbar，より1桁小さい．(5) 以上(1)～(4)の結果は，ずり応力の値は深さ1㎞くらいまではほとんど変化しないと仮定して得られたものである．ところが，私の滞在中最後に実施した深井戸（900 m）の測定結果は，ずり応力の値は深さとともに変化することを示した．深さとともに増加するが，単純に直線的に増加するわけではなく，測定した地層の粘弾性的性質に深いかかわりがありそうである（図3参照）．これは大変重要な問題で今後の

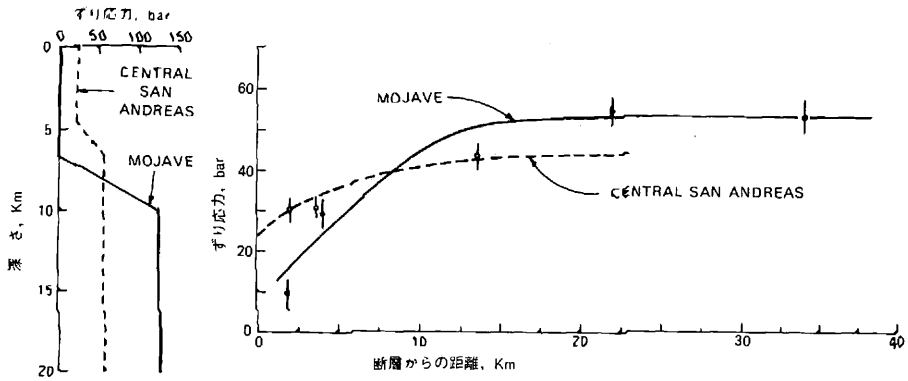


図2　ずり応力のサンアンドレアス断層からの距離による変化（右図の白・黒丸）とそれを最も良く説明する断層モデルの断層面上のずり応力（摩擦力）分布（左図），地表でのずり応力分布（右図）．Mojave は MJ から得られたデータ，Central San Andreas は LK から得られたデータ．

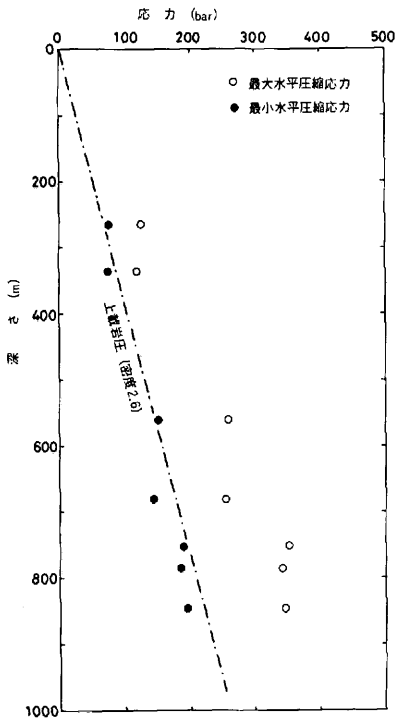


図3　MDH（サンアンドレアス断層から4km地点）から得られた最大圧縮応力（白丸），最小圧縮応力（黒丸）の深さによるちがい．

課題である．

7. おわりに

以上拙文を書いているうちに，在米中に大変たくさんの方々にお世話になったことが思い出された．夕方，研究室からの帰りに，私の車（1969年のトヨタマークⅡ）がオーバーヒートして（2年に1度車検されている手入れの良い日本の車になれてしまって，ラジエターの水は時々見なければいけない，などという十何年か前に自動車学校で教わったことなど，すっかり忘れていた）立往生したとき，電話をかけたらすぐに愛車のワーゲンで奥さんと2人で，水を一杯入れたタンクを持ってかけつけてくれた研究室のチーフの Zaback 氏。車の部品を取り替えようとして，柄の長い六角レンチを貸してくれる人をさがしていたら，メートルネジ用は今持っていないが，自分も必要なこともあるからと言って，一組買って私に貸してくれた研究室の Licktie 氏。さらに車がついにダメになりそうになって，2カ月間レンタカーしなければならなくなったとき，近所のレンタカー屋10軒程に電話して，料金，保険料，事故等の保障範囲，距離制限などの条件を調べて，一覧表をタイプしてくれた研究室の Robin 嬢．数えればきりがないが，これらの方々のおかげで，1年間無事に過ごすことができた．日本語で書いて，どれだけ意が通じるかわからないが，ここに記して感謝の意を表する．さらに，米国地質調査所に1年間（昭和54年6月5日～55年6月4日）長期在外研究員として出張するにあたって，科学技術庁および当センターの関係者に大変お世話になった．ここに感謝の意を表する．

Hiroaki Tsukahara・第2研究部地震地下水研究室

散乱計の開発と海上風の測定

内　藤　玄　一

1. はじめに

我国は周囲を海に囲まれていて，生活及び経済の基盤は海岸地帯に集中しているため海洋の現象に大きく影響される．沿岸域に発生する自然災害の主な原因としては波浪・高潮・強風等が挙げられるが，これらの現象は互いに強い相関を持っており，同時に重複して災害をひきおこすことが多い．沿岸災害の要因を究明し予知するためには海岸を含めた広域的な海洋上の現象を長時間継続して観測することが必要で，現在一般的に行われている観測船，計測ブイ，海岸地点の観測所などによる点観測から面観測へ発展することが望まれる．その手段として航空機や人工衛星からのリモートセンシングが海洋観測にとって非常に有用であり，これに関わる技術開発や研究の必要性は大きい。

海洋の広域的計測を可能にする研究計画として，科学技術庁の海洋開発促進費による「海洋遠隔探査技術の開発研究」が昭和52年度から５カ年計画で実施されている．防災センターもこの計画に参加し研究課題「波浪・長周期波等に関する研究」を分担していて，風浪等の基礎研究及び計測技術の開発を行ってきた．ここで紹介する海上風の遠隔測定の研究はその一環として進めてきたものである．

2. マイクロ波散乱計の開発

風が吹くことにより発生した 波浪のため粗(rough)になった海面にレーダビームをあてると，散乱された反射電波が返ってくる．風浪による後方散乱電波は適当なレーダ周波数を送信するとその海面上の風速と強い相関をもつので，この関係を利用すれば測風用のレーダが可能である．受信される電波の強さから海面の情報を含んだ散乱係数すなわち規格化散乱断面積を知ることができる．散乱係数は波面の２次元的な波浪状況によって支配されるため特徴のある水平分布を示し，これを測定することによって風速のみならず風向も求められる．

散乱計と呼ばれる測風用レーダの開発が進められるようになったのは，新しく人工衛星に搭載することを目的として米国で実用化されだしてから約10年である．しかしながら海面でのレーダ波の散乱はシー・クラッターとして古くから知られていて気象用レーダ等他の目的に用いられているレーダに“ノイズ”として受信されていた．この“ノイズ”の研究から風速と散乱電波の関係の大体の性質が明らかになっている．

散乱計を設計する際に指定しなければならない最も重要な要素は送信周波数である．レーダ波が直接探査するのは風によって発生発達する波浪であり，風自体を直接測定するのではない．そのため風と最も強い相関をもつと考えられる波浪群からの散乱電波を受信したいのであるから，用いることができる周波数の範囲は限られる．水面の波は重力と表面張力を強制力としてできるが，重力が卓越する波のうち最も小さい波長は 1.73cm である．水面の組さは風速の鉛直分布を決定する空気力学的組度で表現するのが適当であり，この組度は海面では 0.1mm の程度で，寄与する一群の重力波は波長数十cmから最小重力波の間の波浪と考えられる．従って風速測定を考える場合，これら重力波群での散乱条件が最も良い送信周波数を選ぶ必要がある．故に重力波の最小波長 1.73cm 近傍の波長をもつ電波を選ぶたとが不可欠の条件となる．今回採用した電波はKuバンドのマイクロ波で周波数 16.0 GHz（波長 1.875cm)であり，最小重力波の波長より少し長い．

マイクロ波散乱計は平塚支所構内及び汀線から 1km 沖合いの海上観測塔で測定実験を行うために昭和53年度に製作され，54年度にデータ収録，表示等の装置を付加して完成した．

本装置はパルスレーダ方式をとり，目標海面の

表1　マイクロ波散乱計主要性能

1. 総合性能	
(1) 入射角範囲	25°～88°
(2) 設置高度	約20m
(3) 総合雑音指数	6.4 dB
(4) 最小受信感度	−110 dB
(5) 測定距離範囲	20～900 m
(6) 偏波	直線偏波（水平または垂直）
2. 空中線装置	
(1) 方式	フロントフィードパラボラアンテナ
(2) 利得	37 dB
(3) ヒーム半値幅	1.8°
(4) サイドローブレベル	−22 dB以下
(5) 偏波	直線偏波（水平または垂直）
(6) VSWR	1.06以下
(7) アンテナ直径	750 mm
3. 送信装置	
(1) 方式	増幅逓倍方式
(2) 帯域	±100 MHz以上
(3) 送信尖頭電力	Hモードの時　50 mW
	Lモードの時　5 mW
(4) 送信周波数	16.0 GHz
(5) 送信パルス幅	Sモードの時　30 nS
	Mモードの時　100 nS
	Lモードの時　1000 nS
(6) パルス繰返し周波数	1 KHz
4. 受信装置	
(1) 方式	フルコヒーレントシステムによる位相検波方式
(2) 中間周波数	160 MHz
(3) 帯域	パルス幅が　Sモードの時　51 MHz
	Mモードの時　15 MHz
	Lモードの時　2.6 MHz
(4) ダイナミックレンジ	40 dB
(5) 直線性	±1 dB以内
5. 信号処理装置	
(1) 方式	デジタル方式
(2) 入力	バイポーラビデオIおよびQ
(3) A/D変換器ビット数	10ビット
6. 高速データ制御装置	
(1) 方式	アナログおよびデジタル処理
(2) アナログ出力	バイポーラビデオIおよびQのどちらか一方
(3) デジタル出力	高速データ　採取間隔0.001 Sバイポーラビデオ
	低速データ　採取間隔　0.1 S振幅積分値
(4) 出力ビット数	8ビット
7. スペクトラム表示装置	
(1) 表示方式	スペクトラムアナライザーによるデジタルストレージ表示
(2) 記録方式	X−Yレコーダー
(3) 周波数範囲	5 Hzから50 Hz
8. データ収集器	
(1) 方式	デジタル記録　カセット磁気テープ位相変調方式
(2) 作動	マイクロコンピュータで制御
(3) データ転送速度	12 Kビット1 S

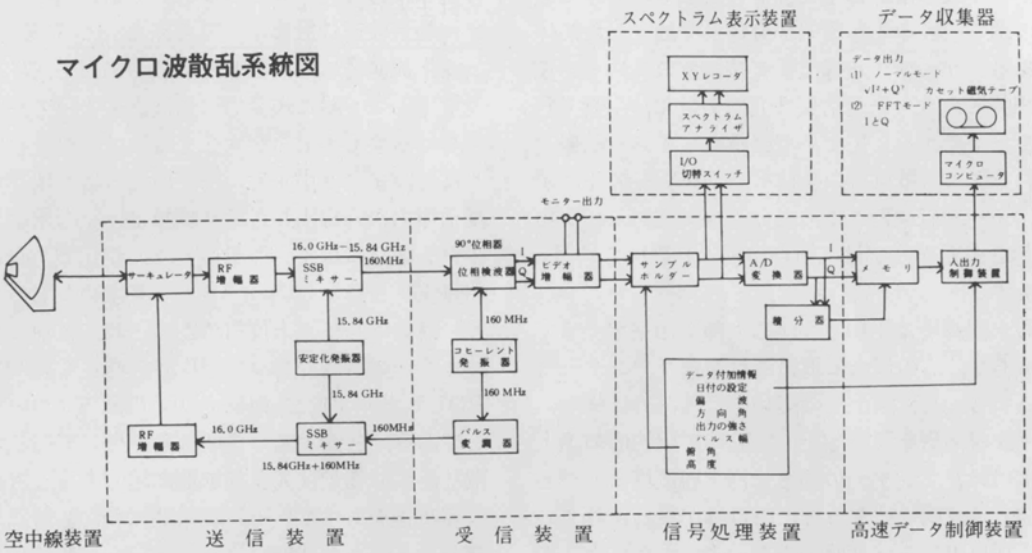


図1　マイクロ波散乱計概略系統図

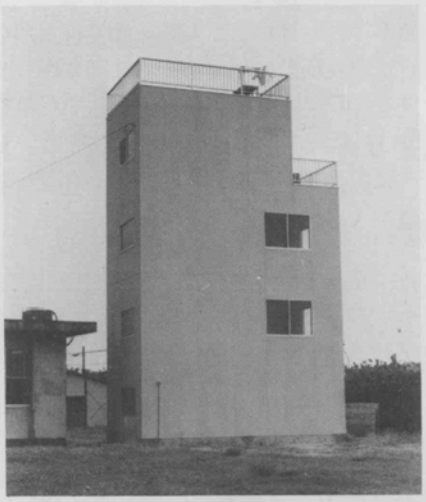
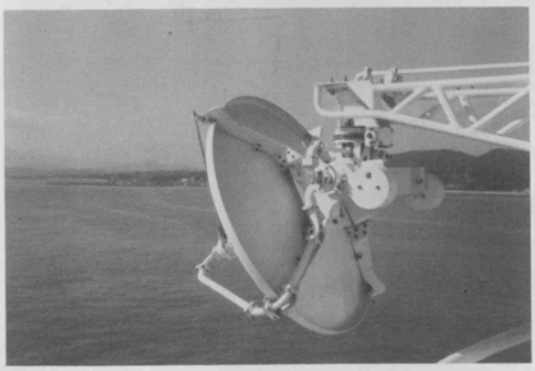


写真1　レーダ収納塔



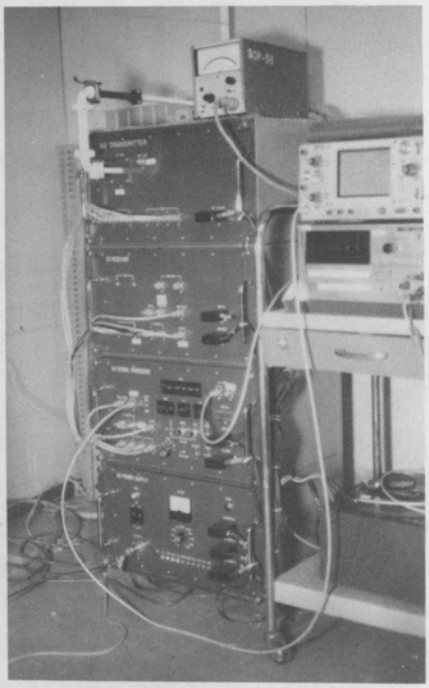


写真2, 3　波浪等観測塔屋上に設置されたマイクロ波散乱計空中線装置と観測室内の送受信及び信号処理装置

一点を定めてレンジゲートをかけデータ収集する．マイクロ波散乱計の主要性能を各部分に分けて表1に示す．表中の各構成部分は各々独立した筐体であり，ケーブルと導波管で接続されている．空中線装置のうち送受信偏波面の切替えは手動で行うことができる．更に小型軽量化してあり運搬が容易である．散乱計の全体概略系統図を図1に示す．データ収集器によってカセット磁気テープに収録されたデータは支所内の電子計算機で処理し，解析する．

海上観測塔は平均水面から上部観測室屋上まで20mあり，この屋上に取付架台を作りアンテナを設置する．また陸上での実験を行うために構内にレーダ収納塔を建設した．実験時に収納塔の頂上に取付けたアンテナの高さは海上観測塔における場合とほぼ同一になる様に塔自体が設計されている．写真1にレーダ収納塔を示す．また写真2,3は海上観測塔屋上で稼動中の散乱計アンテナと，観測室内に置かれた送受信装置等であり，ここでデータの収録を行っている．

3. 散乱実験

測定の目標となる海面の散乱計数 σ^0 は散乱計の受信電力を測定し，レーダ方程式から導出される．海上観測塔での実験におけるアンテナ設置高度は潮位によって多少変動があるけれども約20mで，レーダビームの幅は1.8°である．またアンテナを動かすことにより入射角を25°から65°まで変動させられる．目標海面の面積も入射角に応じて変わり，例として入射角45°の場合ではこの面積は0.69㎡の長円となる．従ってこの小さい海面部分の平均的な散乱係数及びドップラースペクトルが求められる．風速の推定を目的として海面の散乱係数 σ^0 を測定する場合，どの程度の大きさの照射面積が適当であるかはデータ採集時間に関係する．時系列としてとらえた風速の平均値を求めるのに10分間が必要となれば，同じ程度の空間平均を得るためには風速8 m/sのとき1秒間レーダ探査する海面は約5㎞程度のスケールとなる．これはレーダビームの幅が多少大きい散乱計を航空機に投載して測風実験を行う場合に可能な条件である．従って今回は卓越した波浪と比べて充分小さい海面部分の変動を時系列として捕え，波浪状況及び海上風を調べることとなった．

従来の手法を用いた風向及び風速の実測は23mの高さにあるエーロベーンと，6mの高さに取付けた超音波風速計によって与える．

海上観測塔における散乱実験の結果を次に示す．受信電力は一般に送受信の偏波面によって異り，目標に対する入射角が大きくなればその差も大きくなる．また使用するレーダ周波数にも依存する．受信電力から導出した散乱係数は σ^0 の水平分布の例を図2に示す．強風のときの測定で，向い風（UPWIND）方向のパターンを求めたものである．横軸にレーダ方位角AZをとり，縦軸にデシベル表示の散乱係数 σ^0（dB）を垂直偏波（V−POL）と水平偏波（H−POL）の双方について示してある．各測定値は標準偏差を付してあるが，散乱係数の変動は大きな風浪に起因すると考えられる特徴をもっている．長時間にわたって風が定常であるような状態がほとんどなく，散乱パターンを求めるためには一方向の測定時間は200秒とした．図で見られるように垂直偏波よりも水平偏波の値が小さいけれども非常によく似た形の分布を示す．散乱係数は両偏波ともに緩やかなピークをもつ．このピークは波向方向を示すもので，風浪で覆われた海上面では風向と一致する．

図3に向い風方向の散乱係数 σ^0（dB）のピークの値が入射角 θ によって変化する特性を示す．

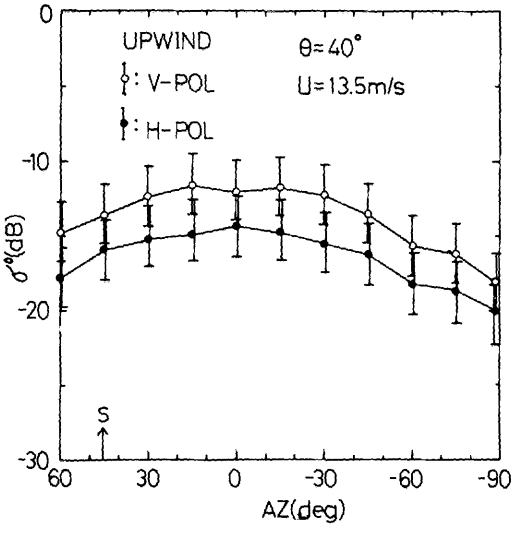


図2　向い風方向における散乱係数 σ^0（dB）の水平分布．横軸はレーダ方位角AZを表わす．入射角 θ=40°の観測例．

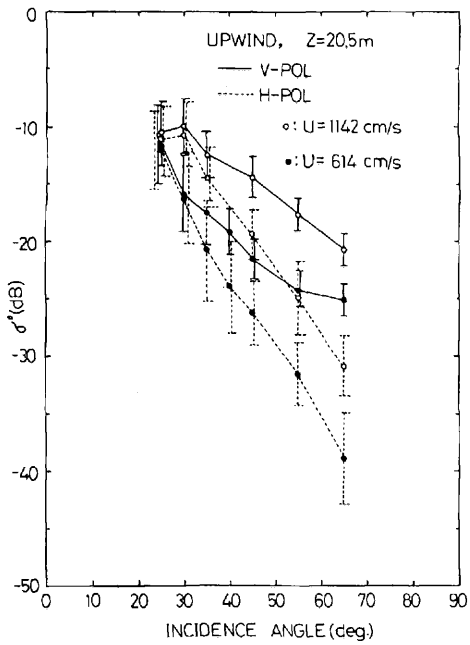
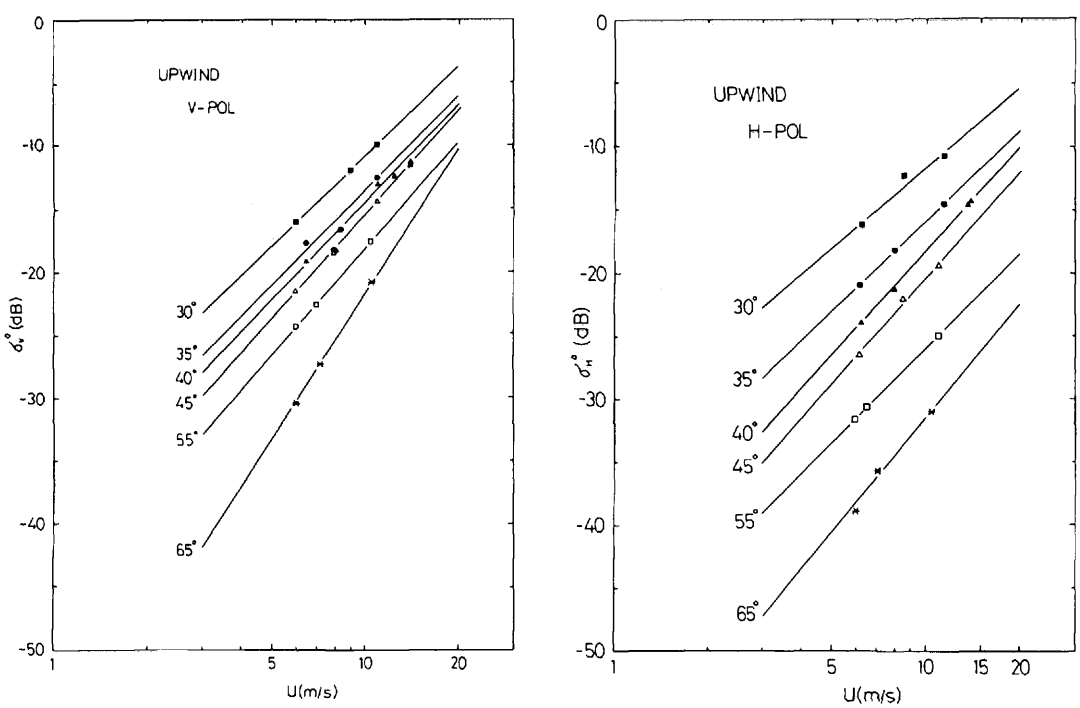


図3　入射角に対する散乱係数の関係．各測定値は向い風方向の水平分布のピークの値をとる．

風速の異る2つの観測例であるが，入射角に対する依存性及び偏波の差が明瞭に表われている．レーダ波長1.875cmの散乱計においては，$\theta = 35°$でも水平偏波の方が垂直偏波より後方散乱電波がかなり弱いことが分る．

散乱計の測風原理を表現する実験式として，散乱係数が風速のベキ乗に比例する形がとられる．図4に向い風方向のσ^0（dB）の最大値と風速の関係を垂直偏波と水平偏波に分けて示す．図中のパラメータは入射角で，測定は平均風速5～15m/sの範囲で行った．多少のバラつきがあるが測定値を近似する直線によくのっていると言えよう．近似線の勾配すなわち風速のベキは$\theta = 40°$の場合で垂直偏波，水平偏波のどちらにおいても約2.0である．この値は代表的な散乱実験であるNASA AAFE RADSCAT 航空機搭載実験の結果とほぼ一致している．図4から水平偏波の方が入射角に対して各々大きく分離し，更に直線で充分良く近似できる．これは散乱計として用いる際垂直偏波より水平偏波の方が適当であることを示唆する．



(1)垂直偏波　　(2)水平偏波

図4　風速Uに対する散乱係数σ^0(dB) の関係図中の各記号は測定値を示す．

向い風方向についての散乱特性のみをみてきたが，追い風方向では図2でみられる様なピークを持つ水平分布が観測から得られなかった．従って少くとも強風の時を除いて追い風方向の水平分布のパターンはピークを持たないと思われる．この性質は追い風方向を散乱計のレーダビームで探査しても風向は決定出来ない事を意味するものである。

平均風速が 20 m/s を越える様な観測例は未だ得られていない．強風時の散乱係数が弱風時で得られた実験式上に良くのるかどうかはかなり疑問である．その理由は強風時の大気乱流の運動量が海面へ伝達されるメカニズムについては不明な点が多く，高波の発達等に関してこれからの研究を待たなければならないからである．海面の状態は複雑であり風浪のみに覆われる状態は少い．風が吹く以前な大きなうねりが存在する場合が多く，また沿岸近くの海では汚染物質が存在する．そのため電波の海面における散乱はしばしば解析が困難な情報を我々に与えてくれる．風速測定装置としての散乱計の開発研究は幅広い海洋上の現象の研究と密接な関係をもってこれからも進められよう．

Gen-ichi Naito・平塚支所沿岸防第2研究室

センター新刊

●ファンビーム・ドップラーレーダーによる水平風の測定，国立防災科学技術センター研究速報，第42号，24頁，昭和55年6月

1979年9月から10月にかけてファンビーム・ドップラーレーダーを用いて上空の水平風の測定を行った，その結果についての報告．

●災害危険区域条例集ー出水・津波・高潮ー，防災科学技術研究資料，第49号，21頁，昭和55年6月

水害を受けやすい土地の利用方法を規制して，被害を軽減しようとするために，建築基準法第39条に基づいて「災害危険区域」を指定する条例を設けることができる．この条例に基づいて地方公共団体は災害危険区域を指定しており，この報告書では，急傾斜地以外の条例を1県6市町村について収録した．

●氷河堆積物に含まれる石英砂粒の化学的作用による表面組織，防災科学技術研究資料，第50号，27頁，昭和55年6月

ヨーロッパ・アルプス，ネパール・ヒマラヤ，日本アルプスに発達する形成時代の判明している，更新世末期及び現成の氷河堆積物に含まれている石英粒の表面組織に見られる化学的作用の諸相を，走査電子顕微鏡によって比較分析した。

●地殻傾斜観測資料集(2)1979，防災科学技術研究資料，第51号，66頁，昭和55年6月

関東・東海地域に展開している地殻傾斜観測について1979年の観測記録を収録してある．

●強震速報　No.16.——1980年6月29日伊豆半島東方沖地震，8頁，昭和55年7月

標記の地震について，関係機関によって設置されている強震計のうち，記録がとれた強震計について，その大きさ等を表示してある．

洪水調節と降雨予測

八木鶴平・入澤　実

日本に本格的な高ダムが建設されるようになってからまだ30年程度であるが，これら数多くのダムは洪水調節や各種用水の確保・発電などに大きく貢献してきた．このようなダムを適切に管理するには，密接な関連を持つ流域の雨を無視して行うことはできない．ここでは，ダム管理方法の現状を概説し，次に的確な降雨予測がなされた時に期待されるダム管理ないし洪水調節における効果および降雨予測の現実的な可能性について考えてみることにした．

1. ダム貯水池の容量の決め方と管理運用

ダムを建設する目的には，洪水調節と利水がある．利水は農業用水・工業用水・上水道用水・発電などのための水量の確保である．一つのダムが二つ以上の目的を兼ねているダムを「多目的ダム」と呼んでおり，現在ある大きなダムの大部分はこれに属している．多目的ダムを建設する大きな理由は経済的効果によることが多い．すなわち，個個の目的ごとにダムを別別に建設していたのでは不経済であるため，一つのダムにそれぞれの目的のための容量を確保したダムを建設している．そのために，多目的ダムはいくつかの相反する目的をそれぞれ満足する運用をはかることを要求されることになる．たとえば，洪水調節に対しては，洪水に備えてダムの容量はできるだけ多く空けておくことが望ましく，利水のためにはダム貯水池にできるだけ多く水を貯めておくことが望ましい．

今ここで，洪水調節と利水を目的とした多目的ダムの計画時における貯水池容量の決め方について述べる．

まず，洪水調節のために必要な容量の計算は，ダム地点における洪水資料を基にした統計値よりなされている．おおまかにいえば，ダムの計画規模を100年とするとダム地点における100年間に生じる洪水流量の最大のものを調節できるような貯水池の容量とダムからの放流方式を決定する．100年間の資料がない場合は，あるだけの資料を使い確率計算によって100年間の最大洪水流量の値を計算する．したがってダムが建設された後，実際にダムの運用が始まった場合に洪水調節を行うべき各洪水において，先に決めておいたダムからの放流方式が必ずしも最適な方法ではない場合がありうる．かりに，ダム計画時以前の100年間とダム建設後の100年間において，ダム地点への流入波形の分布がまったく同じであるとしても計画波形（貯水池の容量や放流方式の決定に採用した洪水波形）は100年に一度しか発生しないことになり，その他の洪水ではまったく異った洪水波形となる．それらの洪水においては一般的に洪水調節の立場からみると安全側の運用をしているのは，ダムへの流入量の予測がむずかしく，またダムが洪水時に下流へ与える影響の大きさを考えると安全側の管理をせざるを得ないからであり，その分だけ効率の悪い運用となっているが，現在においてはこの方法に変るべきものは見当らない．

次に，利水のための容量について述べる．利水の目的のためには，河川の流出量が用水の使用量より多い場合は余分の量をダムで貯めておき，用水の使用量に対して流出量が少ない時にその分を放流するという方法をとっている．この場合においても，利水のためのダム貯水池の容量をどの程度にするかは調査が必要である．図1を調査された過去何年間かのダム計画地点の流況とすると，実線で示された使用用水量より上の部分が余る分

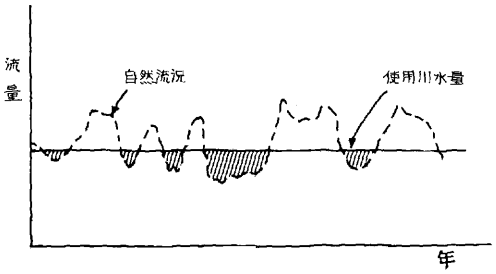


図1　河川流況概念図　斜線は不足部分を表わす.

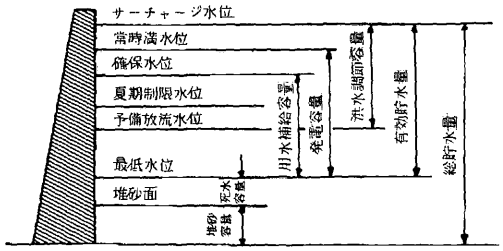


図2　ダムの容量配分図（新版土木ハンドブック下巻より引用）.

であり，下の部分が不足分である．ダムの利水のための容量は，この不足部分を十分補えるように計画されねばならない．すなわち，流況実績と下流の使用用水量，用水の目的などを考えて最終的な利水容量と放流方式が決定されるのが一般である．

以上のようにして定められたそれぞれの容量が，実際のダムにおいてどのように配分されているかについて次に述べる．

ダムの下流への放流量は，ダムの貯水池の水位あるいは貯水池の上流で測定しているダムの流入量との関係によって決めているものが大多数である．それは，貯水池の水位あるいは流入量は比較的簡単に測定することができ，貯水量への換算も可能だからである．ダムの管理を行う上で重要な基準とされる水位に，サーチャージ水位・常時満水位・夏期（洪水期）制限水位がある．サーチャージ水位とは洪水調節を行う場合に貯められる最高水位，常時満水位は非洪水期における洪水発生以外のときの最高水位，夏期制限水位は洪水期に洪水に備えてあらかじめ下げておかなければならない水位のことである．これらの水位を含めて，一般に多目的ダムの容量の配分は，図2のとおりである．またその運用方法の概略は新版土木工学ハンドブック下巻（土木学会編，1975）によると次のとおりである．

「3月末から5月にかけて融雪などの出水を貯留し，5月末には，少なくとも用水確保水位に達するように復水させる．この貯留水をかんがいなどの必要に応じて放流してゆく．この間，梅雨期でもありかんがい用水補給の必要のない場合は水位を確保水位以上に保つようにする．しかし7月より洪水期に入るので制限水位以下に水位を保つように，あらかじめ必要な放流を行う．洪水が予知された場合には必要に応じ予備放流を行い所定の洪水調節容量を空け洪水調節を行う．洪水の去った後はすみやかに放流を行い水位を制限水位以下に低下させ次の洪水に備える．洪水期がすぎると12月はじめまでに常時満水位になるようにできるだけ貯留を行い，冬季渇水期には発電用に運転し，3月中旬ごろまでに貯留水を使い果す．なお融雪などの春季出水がほとんど期待できない四国・九州地方では，冬季より春季にかけて用水補給を行う必要が生じてくる場合もある．」

このように，洪水期においてはダムの水位を夏期制限水位まで下げて洪水に備えているので利水に対する容量が減少している．この時期は，夏季の渇水期と重なるため夏期制限水位に下げた後に，洪水が無い場合には深刻な渇水に見舞われる心配がある．また非常に大きな洪水に見舞われた場合にダムの洪水調節が不可能になることもある．

2. 降雨予測のダム管理への適用

ダム管理をより効果的にしかも安全に行うためには，降雨の的確な予測が重要な意味を持つ．ここでは，降雨の予測が的確にできた場合に考えられるダム管理方法について述べてみる．

最初に，数日先までの降雨の予測ができた場合について，その見通しに基づくダム管理を考える．一般にダム地点と利水対象区域は，図3に示したように，数十kmから100km以上離れている場合がかなりある．そのような場合には，ダム地点から利水対象区域まで水が流れていくのに平常時で1日から数日程度かかる．そのため渇水時に取水地点に必要な水量をダム地点で効果的に流すために

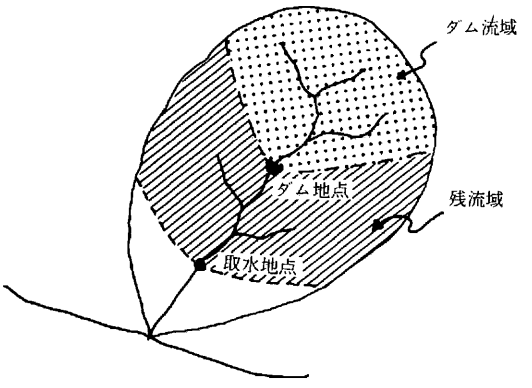


図3　流域概念図．ダム地点から取水地点までの距離は数十kmから100 km程度のものも多い．

は，1日～数日後の残流域（ダム地点から取水地点までの間の流域）に降る雨の予測が必要となるすなわち，使用用水量はダムからの放流量と残流域からの流出量との合計でまかなえば良いわけだが，残流域からの流出量は1日から数日後までに残流域に降る雨の予測による必要がある．現在では，この予測が難しいため残流域に降る雨の効果は考えていないので，もし1日から数日後に雨が降ったとすると降雨による流出量の分だけ余分にダムから放流したことになる．これはダムの利水に対する貯水量に余裕がある場合にはたいして問題にならないかも知れないが，利水容量にあまり余裕がなく渇水に対して危険性の大きい場所ではできるだけ余分な放流量を少なくすることが重要な問題となる．すなわち，的確な降雨予測が可能なら，余計なダムからの放流量は大きく減少するはずである．

また，洪水時に対しては，1日から数日後の降雨予測が的確に行えるようになると，ダム管理者・河川管理者が行う管理対策あるいは水防活動や避難活動の準備などに対して早い時期からの対応が可能となる．たとえば洪水に備えて洪水直前にダムから放流する予備放流量の程度がその降雨予測に則した洪水の大きさに対応して決めることができる，あるいは洪水時の情報収集活動・水防活動に必要な人員の確保や水防資材の調達が事前にできるようになり，また住民の避難の早い時期での実施などが容易になる．

つぎに，ぎりぎりの数時間後の降雨予測がダム管理にどのような改善をもたらすかを考える．先に述べたように，現在の多目的ダムの洪水時における放流量の決定方法は過去における洪水の実績波形を参考にして決められており，各洪水ごとには必ずしも効果的な方法ではない．もし，数時間先の降雨の予測が可能になったとすれば，各洪水ごとに最も効果的な放流方法に近い方法で洪水調節を行うことが可能となる．すなわち，日本における多目的ダムの集水面積は300～400 km²以下のものが大部分で，洪水開始時刻からピーク流量発生時刻までの時間は数時間程度のものが多いので，数時間先の降雨予測あるいはそれに基づく流入量の的確な予測が行えれば，洪水開始前のダムの洪水調節量を最も効果的に使える放流開始時刻及び放流量が決められる．場合によっては，長い時間雨が降りつづくことにより洪水波形が複雑になることもあるが，そんな場合でも数時間前からの対応が可能になるので，現在よりもはるかに効果的なダムの運用ができるようになる．さらに，ダム計画に採用した波形よりも大きな流入波形の異常洪水であるかどうかの判断が早い時期に行え，万一異常洪水であるとしたならばそれに対応したダム管理方法を開始する時期が確実に早められるはずである．また直前の水防活動・避難活動における数時間先の降雨予測の重要性は言うを待たないであろう．

以上述べてきたように，現在の多目的ダムは，降雨の予測が困難であるため，洪水調節に関してどちらかというと安全側のダム管理が行われており，その分だけ利水容量が少なくなっている．日本のダムは一般的に言ってダムの規模のわりに貯水池容量が小さいため，ダムを有効に利用する必要があり，将来においてダムの能力をより効果的に活用するためには，降雨の的確な予測が重要であると思われる．

3. 降雨予測の可能性

一般に1日から数日程度の将来についての気象予測は短期予測と言われる．この短期予測に対して，さらに短時間（1時間～数時間）の予測があり，短時間予測と呼ばれる．この章では降雨の短期予測と短時間予測について概説し，その実際的可能性を考えてみる．

短期予測は低気圧や高気圧，前線系などの大規模気象じょう乱に関する情報や知識の上に立った気象予測である．一方降雨，特に洪水をひき起すような豪雨は本質的にメソスケールの現象であり，通常の短期予測は直接豪雨の発生地点や豪雨の発生の有無を予想することを目的とはしない．しかし豪雨の発生し易い条件が起きるか否か，あるいは豪雨発生のための潜在的可能性についての予想は短期予測の与える重要な情報の一つである．

昭和55年６月１日から東京地方で実施されている「降水確率予報」はこのような降雨の可能性の大小を数字によって量的に表現し，情報として発表されるものである．これは現在のところ午後３時から９時までの６時間に東京地方に降る雨を対象としたその日の朝の確率予報である　これが他の地方でも実施されるようになり，また現在の「夕方」の確率予報から，将来「明日」や「明後日」についての確率予報が可能になれば短期予測における情報量は大きく増加するかと思われる．しかしその場合でも対象となる地域区分はやはり府県単位が基本となり，具体的に府県内のどこに降雨があるかの予測は困難と思われる．これは短期予測の場合，格子間隔150kmの数値予報が基礎になっているからである．

しかし，降雨の短時間予測の場合は，気象レーダーのようなメソスケールの現象を直接観測できる手段によるため，短期予測に較べてもっと時間的にまた地域的にきめの細かい情報の提供が可能である．すなわち，ぎりぎりの数時間を受持つ短時間予測は，府県単位の６時間ごとの確率的情報ではなく，集水面積300～400km^{2}のダムの流域の３・４時間先までの雨量に対応する情報を提供しうる可能性がある．

降雨の短時間予測手法の考え方は，基本的には降雨現況の解析とその将来への補外である．降雨現況の解析は気象レーダーによるのが最も実用的である．気象レーダーは比較的広い範囲の降雨の広がりと強さに関する情報を実時間で与えるからである．また現況の将来への補外は上層風によりなされるのが有効である．すなわち雨域は上層風により移動するというかなり信頼性の高い関係を利用する．このような現況の補外法による短時間予測手法はいくつかの事後検証が行われ，また雨雲の発達衰弱の激しい場合の補正の試みがなされているなど研究開発の途上にある技術であるが，洪水調節に利用しうる降雨予測のうち最も実現性が高く有効なものと思われる．

国立防災科学技術センターでは豪雨の短時間予測に関する研究を実施しており，また上層風を実時間で測定する機能を持つドップラーレーダーを用いた豪雨の短時間予測手法の開発研究を計画している．

あとがき

ダム管理方法の現状・洪水調節と降雨予測の係わり・降雨予測の可能性などについて概説した．小文ではあるが，豪雨災害の防止軽減対策におけるダム管理と降雨予測の重要性を述べたつもりである．執筆にあたり第１・２章は入沢が，第３章は八木が主として担当し，全体のまとめは八木が行った．

Tsuruhei Yagi・第１研究部異常気候防災研究室
Minoru Irisawa ・第１研究部風水害防災研究室

ランドサット情報と都市地盤情報の重ね合わせ

幾志新吉・諸星敏一

まえがき

1979年1月，宇宙開発事業団が埼玉県比企郡鳩山村の同事業団地球観測センターにおいて，米国の陸域観測衛星 LANDSAT のデータの受信を開始して以来，その利用面の開発研究が多方面で進められている．

当センターにおいても，災害の各分野におけるデータの利用が検討されており，第4研究部情報処理研究室でもこの情報に先がけて，既存のコンピュータによるリモートセンシング画像処理システムの開発を行ってきた．その一環として，1979年10月の御岳山噴火に関するランドサット・データの利用解析（特別研究促進調整費）においては，噴火前後の映像の比較による降灰域の抽出に成功している（表紙写真）．

また，防災指向の土地利用分類に関する研究として，ここに紹介する事例は，都市域における地震被害の予測・評価 ── 地震防災アセスメント── という課題に対する情報処理手法の一例である

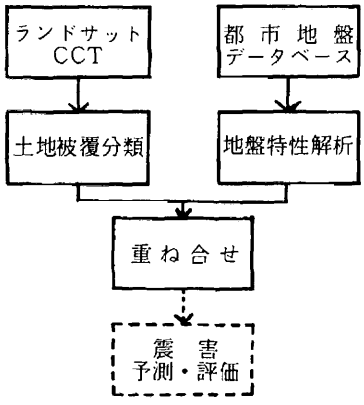


図1　手法の流れ図

（図1）．すなわちランドサット・データから得られる土地被覆情報と，当センターにおいて既に完成している都市地盤に関する土質柱状図データベースを，経緯度座標系において重ね合わせるものである．

一方，地盤に関する組織的・本格的な調査は，昭和32年の科学技術庁資源調査会による「都市域地盤測定計画推進に関する勧告」を契機として，建設省，通産省等で実施されてきた．この推移に沿って当センターでは，「大震時における都市防災に関する総合研究」(昭和45～47年度，特別研究促進調整費）において，都市地盤資料の電算化と検索法に関する研究を実施し，以来川崎市，静岡県等の自治体と協力して，そのデータベース化と利用面の開発を進めてきた．現在，首都圏で一万本，静岡県下で四千本の土質柱状図が磁気ディスクに記憶されている．

1. 画像処理システム

本システム開発において新規に導入した装置は，2台のマイクロコンピュータを組み込んだカラーディスプレイ装置一式と，3ビーム・ドラムスキャナーである（図2）．

本システムの特徴は，ミニコンT－40A またはマイコンG－8_2 におかれた各々の画像処理ソフトウェアが手動スイッチの切換えにより，インテリジェント・カラーディスプレイ装置M－306 を共用できること，従ってマイコン単独でも基礎的な画像処理が可能で低価格な簡易形画像処理システムが実現されていること，ランドサット・データのコンパクトな媒体となり得るカセットデッキが設けられていること，リモートセンシング画像解析に占める解析者の認識・判断の割合いが高いことからマンマシン応答を基調としていることである．

大形計算機ACOS－600で翻訳・処理されたラ

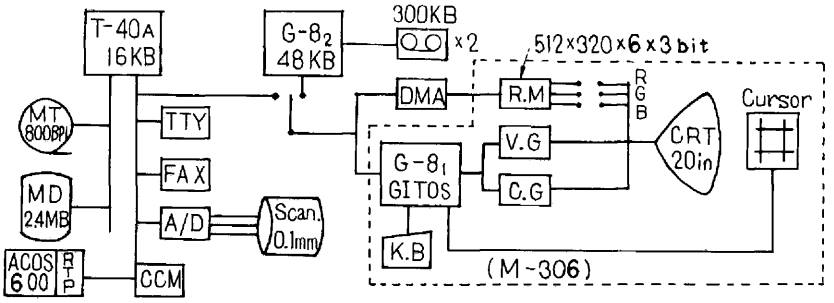


図2　.画像処理システム

ンドサット CCT（計算機適合磁気テープ）データは，磁気テープ（MT）を媒体として画像メモリー（R.M）へ送られカラーモニター（CRT）に表示される．カラー航空写真はドラムスキャナー（Scan）で3色分解され，A/D変換されると同時に画像メモリーへ送られ，3色合成されてモニターに表示される．

2. 土地被覆分類

リモートセンシングが直接取り扱うのは土地被覆(land cover)であって土地利用(land use)ではない．土地被覆は，地表の対象物の物理的特性を指すのに対して，土地利用は，対象物の機能的側面をも包含する概念である．例えば土地被覆では密集市街地と表現される地域が，土地利用では商業地区であったり，業務地区であったりする．

ところで，ランドサット CCT には，MSS（マルチスペクトル・スキャナー）によって，可視及び近赤外の領域の4つの波長帯（表）を用いて地上分解能80mで捉えられた，地球表面の映像データが記録されている．

バンド名	波長帯（μm）	
4	0.5～0.6	緑
5	0.6～0.7	赤
6	0.7～0.8	近赤外
7	0.8～1.1	

表　ランドサットMSSの波長帯域

土地被覆分類の基本的考え方は，すべての物体が種々の波長に対して（分光），それぞれ異った放射（または反射）特性を示すという原理に基づいている．代表的物体である水・土・植物の分光放射特性をランドサットのバンドに従って述べると，水は4,5バンドで明るく6,7バンドで極端に暗い．また土に代表される無機物は同様の傾向を示すが全体的に水よりも明るい．逆に植物は4,5バンドで暗く6,7バンドで極端に明るい．

さて，画像処理システムによる分類手順は次のとおりである．解析者がカラーモニターに表示された対象地域を見ながら，抽出しようとするカテゴリー（例えば市街地）に該当すると思われる領域を“教師”としてカーソルで指定すると，画面内の各要素のもつ分光放射特性が教師に似ているか否かの判別が行われ，似ている画素がカテゴリー領域として出力・表示される．

ケーススタディとしてランドサット2号の1979年5月22日の東海シーンから静岡・清水両市より成る静清地区を切り出し，都市域の土地被覆分類を進めている　写真は上記の操作によって抽出した都市域をカラーモニターに表示したものである．さらに都市域を分類した結果を図5に示す．これは，密集都市域を家屋等建築物の密集度（建ぺい率）により二分したもので，密集度の高い地域が市街地，低い地域が周辺の住宅地に相当している．また工場等，大形の人工被覆物の分離も試みた．密集度は特に7バンドの反射強度と密接に関連しているが，これは，一つの画素に集約される地上の区画（瞬時視野）を構成する建築物，空地，植

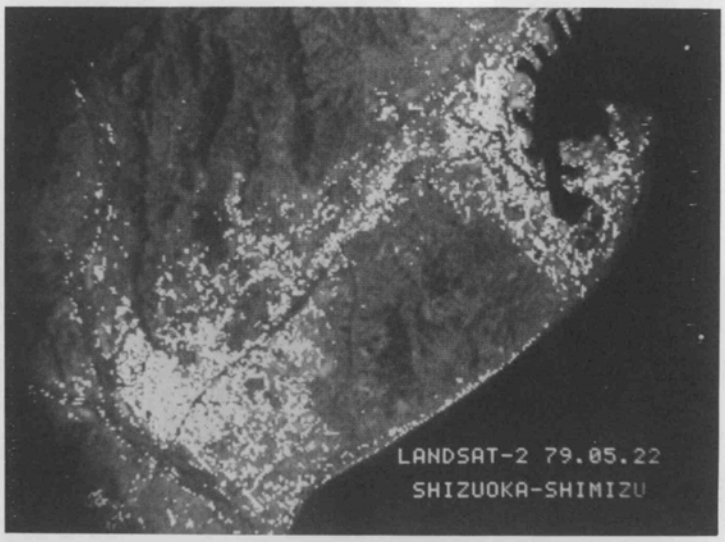


写真　市街地の抽出・表示（白色部）

生等の面積率からくる特性と考えられる．また大形人工物は4,5バンドにおける反射が強い傾向を示す．

3. 都市地盤土質柱状図データベース

建物・道路・鉄道・港湾等の構造物の基礎調査の際のボーリング土質柱状図資料を収集・電算化し，種々の検索を可能にしたシステムである．土質柱状図は各地層の深さ・土質名・色調と地盤の堅さを表わすN値（標準貫入試験）から成り，ボーリング位置は経度4.5″・緯度3.0″のメッシュ（2万5千分の1地形図のたて・よこを百等分したもので，約100ｍ平方）で表わされる．軟弱地盤地域のものがほとんどで，深さは20～50mである．

検索法の典型として，XYディジタイザにより地形図上で指定した点または線に沿う土質断面図のCRT（メモリー・スコープ）表示を，マンマシン応答で行う方法がある．図3はコード化されて記憶されている柱状図を　定められたパターンを用いて計算機が自動的に作図し，FAX（高速印画装置）に出力したものである．

解析例として，地盤の固有周期，入力地震動に対する最大加速度，液状化危険度の推定などがある．図4はこのうち最も基本的なもので，軟弱地盤の一つの指標とされるN値30の深度を階級表示

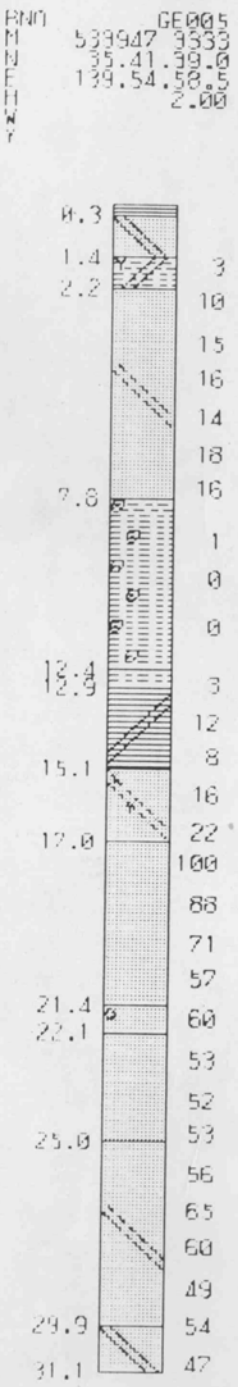


図3　土質柱状図出力例

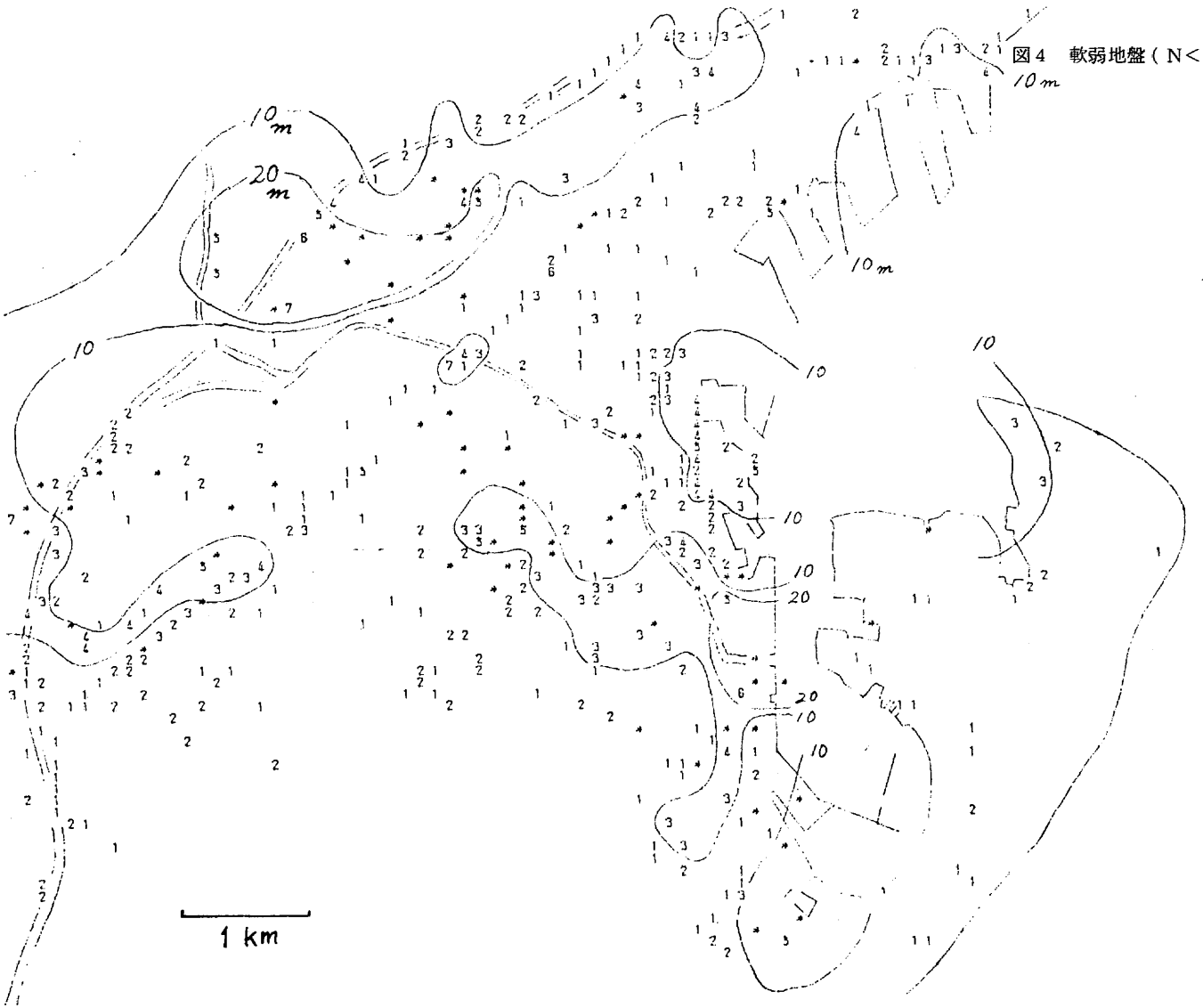


図4　軟弱地盤（N＜30）の層厚と等厚線

記号	層　厚
1	0－4m
2	5－9
3	10－14
4	15－19
5	20－24
・・・・・	
＊	孔底＜

図5　土地被覆と地盤特性の重ね合わせ

記号 土地被覆
□ 市街地等
○ 工場地
◇ 住宅地
● 新興住宅地
＊（水陸境界濃度）

1 km

し，UTM座標系（後述）でプロッタに出力したものである．また，紙面の都合から静清地区のうち清水市の部分だけを掲示し，海岸線，巴川，東名高速道路およびN値等深線を手動で描き入れてある。

4. 土地被覆と地盤特性の重ね合わせ

ランドサットMSS 画像の座標系は，その軌道から，経緯度に基づく座標系に対してある傾きをもっている．一方地盤情報は，国土地理院発行の地形図に基づく普遍的な経緯度メッシュでその位置が与えられている．従って，この2つの情報を位置的に重ね合わせるためには，画像系と経緯度系との間の変換式を求め，ランドサット情報を経緯度メッシュに合わせてリサンプリング(再配列)する必要がある（図6）.

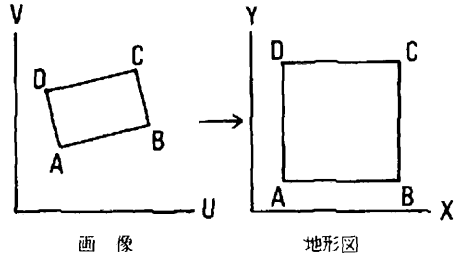


図6　座標変換

変換式は座標の平行移動，回転，伸縮の効果をもつ一次式を用いれば十分である。変換式の係数は，両系における GCP （地上基準点）の座標値を用いて最小二乗法によって定める．GCP として道路・河川等の特徴的な数地点のうち数点を選定し，その座標値は画像系については CRT 上でカーソルにより，経緯度系については XY ディジタイザーにより地形図から入力する.

図5は，代表的な土地被覆と，地盤特性を重ね合わせた結果を汎用のカーブプロッタに出力したもので，範囲は図4と同じく清水市を中心とする地域である．土地被覆の各カテゴリーの記号の中に，図4と同一の地盤特性が表示されている．重ね合わせの誤差は GCP において40m以下であった．また，投影は UTM （ユニバーサル横メルカトール）図法によっているので，半透明のプロッタ用紙を地形図上に重ねて見ることができ，さらに3色ペンを使って土地被覆を色表示すると図はるかに見易いものとなる.

図5からは，例えば臨海の軟弱地盤上に立地する密集市街地，工場等の大形人工物の存在が散見され，さらにこれら人工被覆のカテゴリーの平均的振動特性を仮定できれば，地域的な震害評価がある程度可能である．また，定期的に得られるランドサット・データを重ねることにより土地被覆の変動を捉えることができるから，住宅地の増加等の都市域の変動に即応した震害評価も可能である　図5中，記号を塗りつぶした住宅地は，昭和49年発行の5万分の1地形図では主に田畑と表示されている地域である.

あとがき

本稿では，ランドサット情報と地盤情報の結合による都市域地震被害の予測・評価という課題に対する情報処理手法の一端を紹介した.

この課題においては，航空写真の併用による土地被覆の細分類，さらに社会的機能を含む土地利用分類の必要性が考えられる一方，地盤情報が位置的に粗であること，震災予測が一般に 500 mメッシュで行われていることを考慮すると，ランドサット情報による巨視的視野からの予測・評価が無意味とは思われない．因みにランドサットMSSの地上分解能は現在80mであるが，1981年に打上げが予定されているランドサットDのTM（セマティック・マッパー）では地上分解能が30mに向上する.

いずれにしても，この課題におけるリモートセンシングの可能性と限界を明らかにして行かなければならない．当面，工場・倉庫・校舎・高層住宅等の大形建物の分類および中小建物の密集度とランドサット MSS データとの相関の検証を行うため，京葉地区の土地被覆に関する航空写真メッシュデータを作成している．また土地利用変化が顕著でかつ地上調査が容易な筑波地区において，時系列としてのランドサット・データの重ね合わせによる変動情報の抽出と検証を考慮中である.

Shinkichi Kishi・第4研究部情報処理研究室
Toshikazu Morohoshi 第4研究部情報処理研究室

防災科学技術　No. 40

昭和55年9月20日　印刷
昭和55年9月25日　発行

編集兼
発行人　国立防災科学技術センター
茨城県新治郡桜村天王台3丁目
TEL（0298）51−1611(代)

印　刷　アサヒビジネスサービス株式会社