



Title	やや深発地震による長周期強震動の研究
Author(s)	笹谷, 努; SASATANI, Tsutomu
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 49, 63-73
Issue Date	1987-03-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.49.63
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14159
Type	departmental bulletin paper
File Information	49_p63-73.pdf



やや深発地震による長周期強震動の研究

笹谷 努

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和61年11月22日受理)

A Study of the Strong Ground Motion from Intermediate-Depth Earthquakes

By Tsutomu SASATANI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 22, 1986)

More detailed knowledge of long-period ground motions is becoming increasingly important, in view of the recent increase of large structures such as high-rise buildings, oil tanks, and suspension bridges. In the present paper, effects of local site geology on the long-period ground motions are studied based on analyses of strong-motion records from intermediate-depth earthquakes. Since the deep events generate no strong surface waves, these effects can be more easily derived from the observed records. Synthetic seismograms calculated for the assumed plane-layered earth model and the source parameters estimated from a study of teleseismic body waves are compared with observed seismograms. The comparison is made for JMA strong-motion seismograms at seven stations with various site conditions in southern part of Hokkaido, from two intermediate-depth earthquakes, the 1974 Ibur-Oki and 1981 western Hidaka earthquakes. At stations except Obihiro and Urakawa, the duration and amplitude behavior of the observed strong-motion are approximately explained by the simple source and earth models. Strong-motion records at Obihiro show a long duration of the coda waves and those at Urakawa, anomalously large amplitudes, respectively. Obihiro is located in Tokachi plain with a thick layer of low velocity sediments. Simple calculations of the seismic response of a basin structure down to a depth of 2km in Tokachi plain, estimated from the observation of long-period microtremors, indicate that the long duration of the coda waves at Obihiro is due to local surface waves generated by the nonplanar interface. The anomalously large amplitudes at Urakawa may be due to the large-scale anomalous upper mantle structure beneath Hokkaido.

I. はじめに

ある地域で地震動災害の予防対策を講ずる場合、想定された地震による強震動予測が基本的に重要な資料となる。固有周期が数秒から十数秒に至る長周期構造物（例えば、大型石油タンク、長大橋、高層ビル等）の増加に伴い、大きい加速度を与える短周期強震動のみならず、長周期強震動の性質の把握もますます重要になってきた（岡田・鏡味, 1978; 工藤・坂上, 1984; MAMULA et al., 1984）。地表で観測される地震動は、震源での複雑な破壊過程とともに波動が伝播する震源から観測点までの地球内部構造に大きく影響される。近年の理論地震記象計算手法の開発により、地震の断層運動による地表での強震動（特に、長周期強震動）の予測は、ある程度可能になったと考えられている。この計算においては、地殻-上部マントルを水平多層構造と仮定しているが、現実には、地球内部構造は水平多層ではなく、横方向に不均質

であったり、また、地表付近の地盤構造は複雑な形態を有している。強震動予測方法の確立のためには、まず、これらが与える強震動への影響を過去の地震記録から評価する必要がある。

地球内部構造が与える強震動への影響を調べるためには、震源での破壊過程がきわめて複雑な大地震の記録の解析は得策ではない。ここでは、破壊過程の比較的単純な中規模やや深発地震による強震動記録を解析し、特に、観測点直下の地盤構造が与える強震動への影響を明かにする。やや深発地震による記録を用いる理由は、浅い地震の場合に優勢な表面波の励起が弱いため、地盤構造による影響の評価が容易になると考えたからである。しかし、地球内部構造および各観測点下の地盤構造の詳細が明らかになっているとは言いがたい。そこで、解析においては、既存のデータをもとにして推定した水平多層地殻—上部マントル構造にもとづいて理論記録を計算し、観測記録と比較するという方法を取りあえず採用する。両者の一致の程度から、地盤構造による影響について評価する。

著者は、すでに、上述の目的にそって1981年に日高西部で発生したやや深発地震による強震動について解析を行なっている(笹谷, 1985b)。今回は、これとほぼ同じ位置に震央を有する1974年胆振沖のやや深発地震による強震動について解析する。そして、両地震の解析結果をあわせて、各観測点下の地盤構造による長周期強震動への影響について考察する。

II. 1974年胆振沖やや深発地震

1974年11月9日6時23分に胆振沖(苫小牧沖)でマグニチュード6.5(JMA)のやや深発地震が発生した。SASATANI(1980)の震源決定によると、その震央は、 42.60°N , 141.86°E 、深さは122 kmである。Fig. 1は、その震央の位置と各地の震度を示したものである。遠く関東地方まで有感域となるいわゆる異常震域現象を示している。最大の震度は、浦河での5である。この地震により、浦河町およびその他において建物一部損壊、家具倒壊、商品破損、家屋壁亀裂、墓石転倒等の小被害が発生した(札幌管区气象台, 1985)。

この地震のメカニズム解および震源過程は、SASATANI(1980)によって遠地長周期地震計記録をもとに研究されている。その結果得られた震源パラメータをTable 1に示す。また、そのメカニズム解は、Fig. 1に挿入されている。これらの長周期地震計記録のP波、S波は単純な波形を示しており、これは、とりもなおさず震源での破壊過程が単純であったことを意味している(SASATANI(1980) Fig. 23を参照)。

III. 強震動の解析

胆振沖地震の震源パラメータ(Table 1)にもとづいて近地強震動を計算し、北海道内7観測点(Fig. 2)における気象庁1倍強震計の記録と比較する。水平多層地殻—上部マントル構造としては、北海道南西部の屈折法地震探査(OKADA et al., 1973)による地殻構造および自然地震の走時解析(SUZUKI, 1978)による上部マントル構

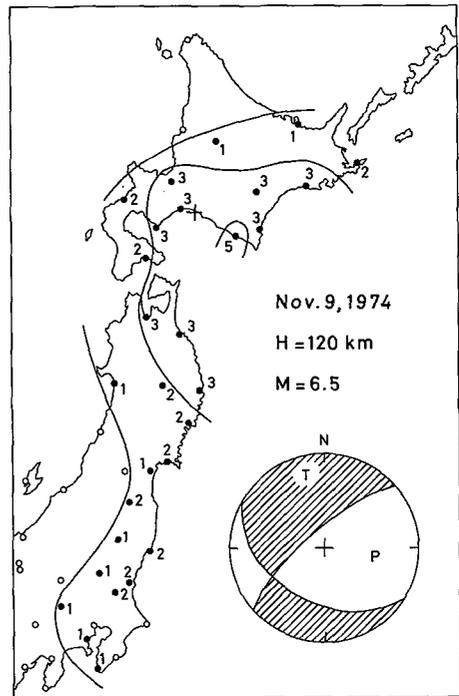


Fig. 1. Epicenter of the Iburiki-Oki earthquake of Nov. 9, 1974 and seismic intensity map (Japanese scale). The inset shows the focal mechanism solution of this event determined by SASATANI (1980). The hatched areas indicate the compression quadrants.

Table 1. Source parameters of the Iburi-Oki earthquake of November 9, 1974

Focal depth		122 km
Fault plane	strike	228°
	dip angle	75°
	rake angle	-127°
Source process time		3 sec
Seismic moment		6.3×10^{25} dyne·cm

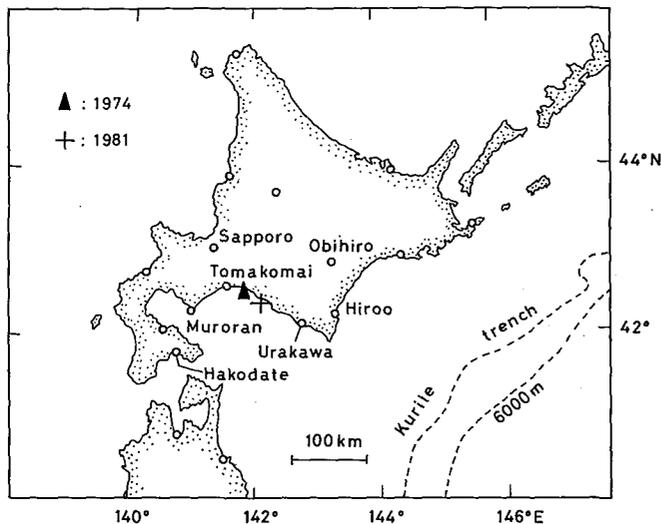


Fig. 2. JMA stations used in the present study. The solid triangle indicates the epicenter of the 1974 Iburi-Oki earthquake, the cross, that of the 1981 western Hidaka earthquake.

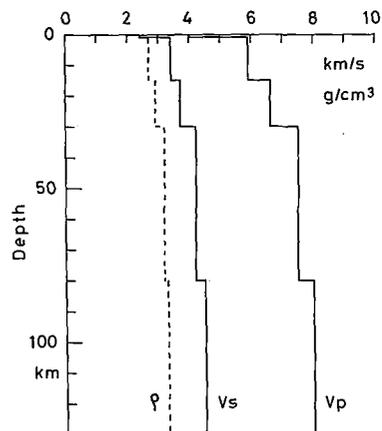


Fig. 3. Crust-upper mantle model assumed in the wave calculation.

造を参照にして Fig. 3 に示す様に仮定した。この構造の表層は、 P 波速度 4 km/s 、厚さ 1 km の堆積層を有している。水平多層構造中の断層運動による地表での地震動の計算は、SASATANI (1985 a) の方法によった。震源は点と仮定し、震源時間関数としては、立ち上がり時間 3 秒 の parabolic ramp function を仮定した。観測記録と直接比較するために、理論記録には気象庁 1 倍強震計の特性 (振子の固有周期 = 6 秒 ; 制振度 = 8) を考慮に入れた。

理論記録と観測記録との比較を Fig. 4 に示す。震源パラメータの決定精度、仮定した構造と現実のそれとの相違、および観測記録の精度などを考慮すると、両波形の詳細な比較はそれほどの意味をもたない。ここでは、最大振幅 (主に S 波部分) の値とそれに続くコーダ波の大きさに注目して両者を比較する。そして、振幅の一致の程度は、両者が 2 倍の範囲内にあれば一致しているものと見なす。

この様な判断基準で Fig. 4 を見ると、まず、観測波形の比較的単純な札幌、室蘭、広尾、函館、苫小牧の記録においては、理論記録と観測記録とがおおむね一致していると言える。しかし、帯広と浦河の記録は、以下に述べる理由で両者が一致しているとは言いがたい。帯広においては、 NS 成分を除いて予測よりも大きい振幅の波が観測されている。しかも、その S 波のあとに S 波とほぼ同じ振幅を有するコーダ波が長く続いている。浦河の記録は、水平動の S 波部分で数秒間ふり切れており (これは、両振幅で 6 cm 以上の変位に相当する)、予測をはるかに越えた異常に大きな振幅を示している。この異常さは、震央から見ればほぼ同じ方位にある広尾の記録と比べても明らかである。この大振幅の波が当地の震度 5 に対応しており、被害をもたらした原因と考えられる。

コーダ波に注目すると、各観測点ごとにその波形および S 波に対する振幅が異なっていることに気づ

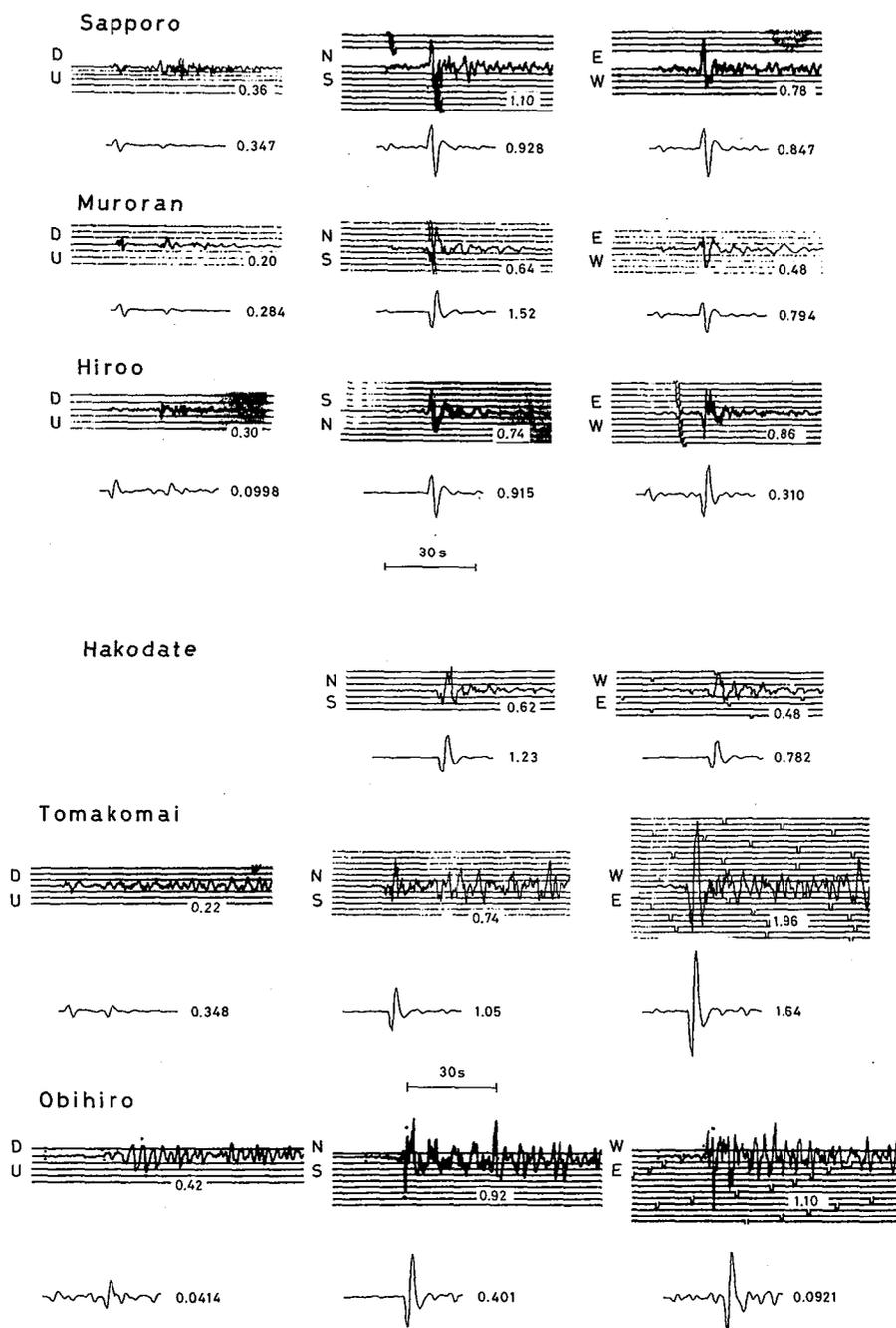


Fig. 4. Comparison of JMA strong-motion seismograms with synthetic seismograms calculated for the source parameters in Table 1. The numbers attached to each seismogram indicate peak to peak amplitudes in centimeters.

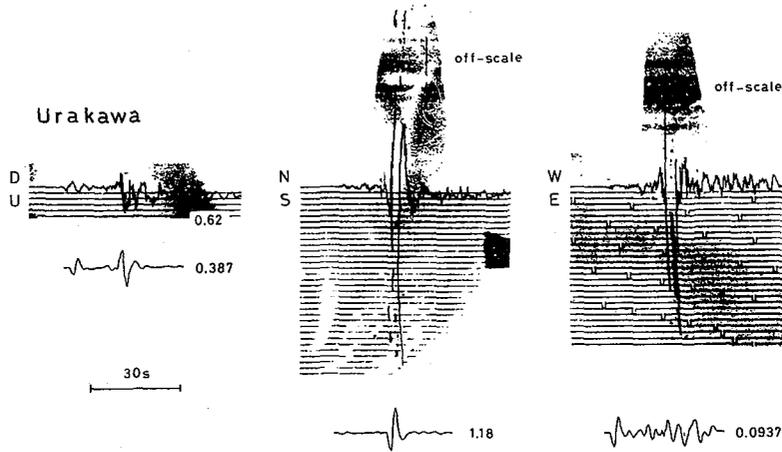


Fig. 4. Continued.

く、これは、各点での地盤構造の相違を反映したものと考えられる。次節でこの点について若干の考察を行なう。

IV. 議 論

札幌、室蘭、広尾、函館、苫小牧で観測された1974年胆振沖地震の強震動は、比較的単純な波形を示し、これらは、単純な震源と構造モデルによってかなり良く説明できた。この事実は、帯広と浦河における理論記象と観測記象との不一致の原因が、震源での複雑な破壊過程にあるのではなく、震源と観測点間に存在する複雑な地球内部構造あるいは観測点下の地盤構造によるものであることを示している。この結論は、先に解析した1981年日高西部地震についての結論(笹谷, 1985b)と同じである(ただし、1981地震の場合、苫小牧の記録も予測よりはるかに大きい振幅を示している)。そこで、ここでは、1981地震の強震動記録も含めて、地盤構造が与える強震動への影響について考察する。なお、以下において、理論記象との一致のみられなかった観測記象を「異常地震動」と呼ぶことにする。

まず、各観測点における地表付近の構造を推定するために、地質図(Fig. 5; 北海道立地下資源調査所, 1980)に注目する。札幌、苫小牧、帯広においては、その周辺に現世および段丘堆積物が広く分布している。一方、室蘭、広尾、函館、浦河の観測点は、岩盤にかなり近い所に位置している。これから、帯広における異常地震動は、定性的にはこの堆積物の分布する地盤構造によるものと考えられる。事実、帯広は、厚い堆積層のために日本の平均的な地点の揺れ(長周期強震動)に比べて2倍以上の揺れを生ずる地点であると言われている(岡田・鏡味, 1978)。

この堆積層による影響をより定量的に評価するためには、地質図のみでは不十分で、その地盤構造を知らねばならない。幸運にも、最近、長周期微動のアレイ観測により、その微動中に含まれている表面波の解析から、石狩平野と十勝平野の数個所で深さ2 kmまでの地盤構造が推定されている(松島・岡田, 1986)。その結果を参照すると、先の理論記象の計算に用いた表層構造(Fig. 3)は、少なくとも石狩平野内の札幌と十勝平野内の帯広に対しては不適切である。そこで、各平野内で観測点にもっとも近い点の地盤構造を引用して、この堆積層の影響について考察する。観測点札幌については北海道大学構内、帯広については下音更(SHIMO-OTOFUKE)の構造をそれぞれ利用する。Fig. 6にこれらの構造のS波速度分布を示す。北海道大学構内では約300 m、下音更では約2 kmの深さに基盤があると考えられる。札幌においては、仮定した構造にこの堆積層を追加したもの、帯広においては、表層全体をこの地盤構造で置き換えたものについて理論記象を計算した。これらと観測記象との比較をFig. 6に示す(ただし、この比較は振幅の大きい

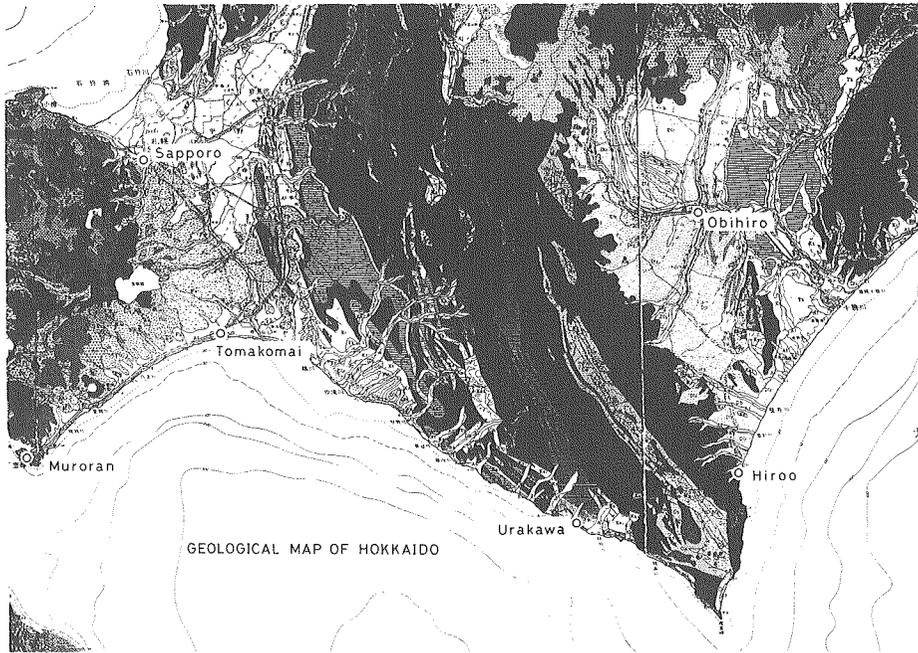


Fig. 5. Simplified geological map of the southern part of Hokkaido (after Geological Survey of Hokkaido, 1980). The white region indicates Holocene deposits and the dotted region, Terrace deposits, respectively.

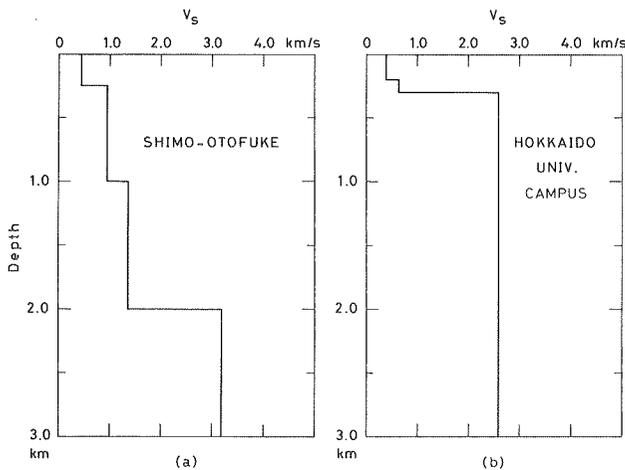


Fig. 6. S-wave velocity models estimated for sedimentary layers by using long-period microtremors. (a) Shimootofuke in Tokachi plain and (b) Hokkaido University campus in Ishikari plain (after MATSUSHIMA and OKADA, 1986)

るものではない。これらは、ほぼ垂直下方から入射した実体波から特殊な地盤構造によって二次的に励起されたものと考えられる。コーダ波の振幅の大きい帯広は十勝平野内に存在し、そこは、西方に日高山脈をもつ堆積盆地という特殊な構造を成している。この堆積盆地の構造が、十勝平野内4個所における長周期微動のアレイ観測および深層ボーリング資料などから、Fig. 8の様に堆定されている(松島・岡田, 1986)。堆積層中のS波速度は1 km/sec程度、基盤のそれは3~3.5 km/secである。そこで、コーダ波の原因を

1981地震についてなされている)。Fig. 4の理論記象と比べると、速度の遅い堆積層の影響でこれらの記象はかなり複雑になっている。そして、札幌では周期2~3秒、帯広では数秒の波が卓越しており、実際に観測された記録とこの点において良く調和している。つまり、卓越する波の周期は、Fig. 6に示した構造を確かに反映している。しかし、理論記象はS波以後すぐに減衰するのに比べて、実際の記録はさらに長く続いている。コーダ波の長い継続は、水平多層構造では説明できない。

震源が深いことから、長く続く大振幅のコーダ波は、震央から観測点へ水平方向に伝播したいわゆる表面波による

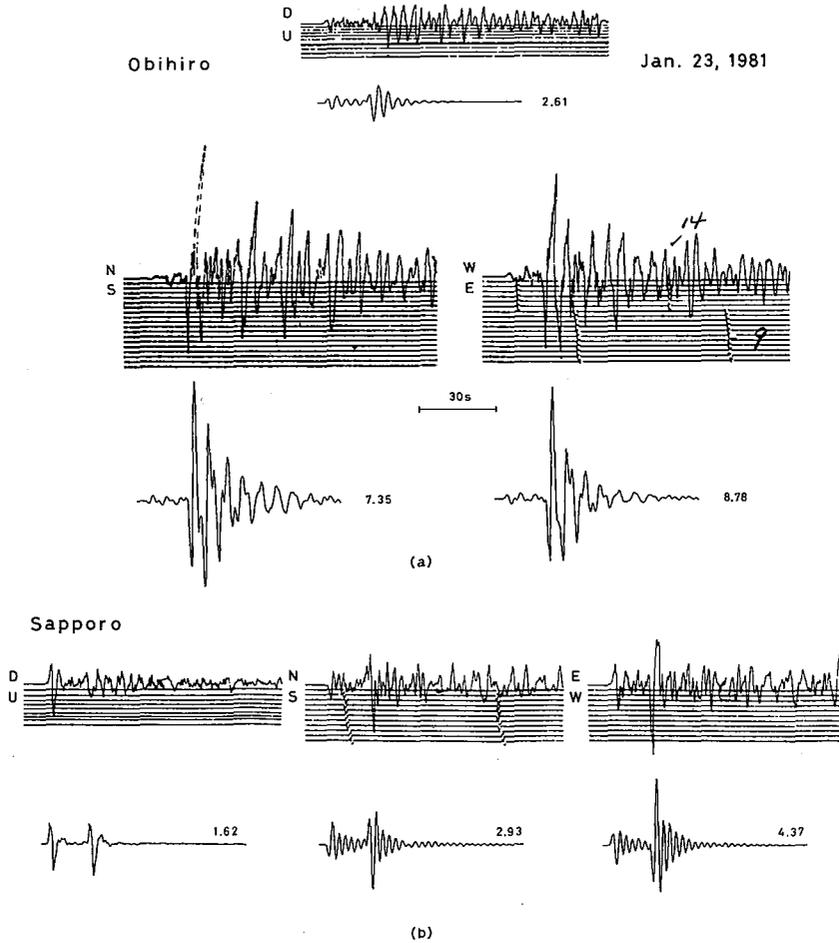


Fig. 7. Comparison of JMA strong-motion seismograms with synthetic seismograms calculated for the crustal models with sedimentary layers shown in Fig. 6. (a)Obihiro in Tokachi plain and (b)Sapporo in Ishikari plain. The comparison is made for the 1981 western Hidaka earthquake.

解明するために、この堆積盆地構造を簡単なモデルで近似して、それが与える地震波伝播への影響を理論的に考察する。Fig. 8を参照して二次元1サイクルのコサイン型の堆積盆地を仮定し、下方から垂直に平面SH波が入射する問題について考える (Fig. 9)。この問題を CAMPILLO and BOUCHON (1985) の discrete wavenumber 法によって評価した (SASATANI, 1986)。その結果生ずる地表変位を、盆地の中心からの距離の関数として Fig. 10 に示す (各観測点下の構造を水平多層と仮定した場合の地表変位も、比較のためその右側に示してある)。これから、盆地の内部において、コーダ波の長く続くことがわかる。これらは、横方向に不均質な盆地の壁によって励起されたラブ波と考えられる (BARD and BOUCHON, 1980)。この結果を実際の記録と比較したのが Fig. 11 である。三次元的に複雑な盆地構造を二次元構造に仮定していること、また、計算はSH波についてのみ行なわれていることを考慮すれば、理論波形と観測波形との良い一致は望むべくもない。しかし、両波形が似ていることから、帯広における周期数秒の大振幅のコーダ波の継続は、十勝平野の堆積盆地によって励起された表面波であると考えられる。

震度5にみまわれた浦河での異常地震動 (1974, 1981 両地震とも水平動のふり切れ) は、そこが岩盤に近いことから、堆積層にその原因を求めることはできない。浦河の記録が常に異常なものか否かを検討す

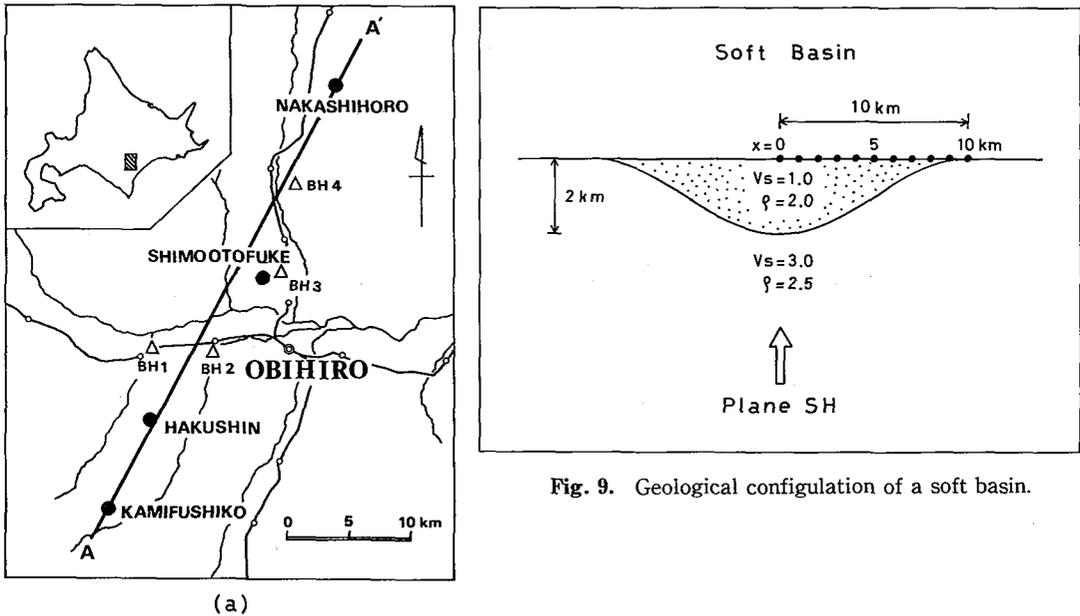


Fig. 9. Geological configuration of a soft basin.

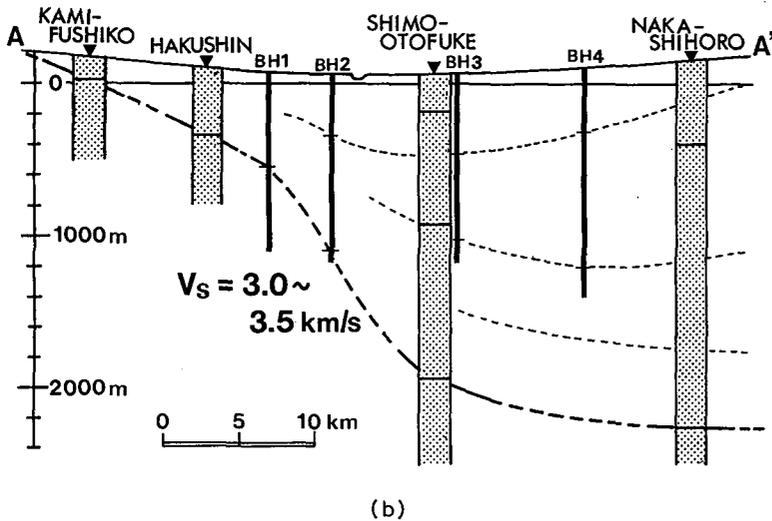


Fig. 8. (a) Sites of seismic arrays in Tokachi plain where long-period microtremors were observed. (b) A cross-section along a profile A-A' in (a) on which under-ground structures are estimated for S-wave velocity (after MATSUSHIMA and OKADA, 1986).

るために、別の地震について同様な解析を行なった。Fig. 12 はその解析の一例を示したものである。これを見る限り、浦河の記録が広尾に比べて異常であるとは言いがたい。この事実は、やや深発地震に対して観測された浦河の異常地震動の原因が、観測点直下の地盤構造にあるのではなく、地震波の異常伝播を起こす他の特殊な構造にあることを示唆している。例えば、海溝付近から北海道の下に向って斜めにもぐり込む上部マントルの異常構造 (UTSU, 1971) がそれに相当するのかもしれない。いずれにしても、この原因を解明するためには、多くの地震について同様な解析を行なうと同時に、ふり切れない記録を得ることおよび地殻—上部マントル構造の詳細な解明が急務である。

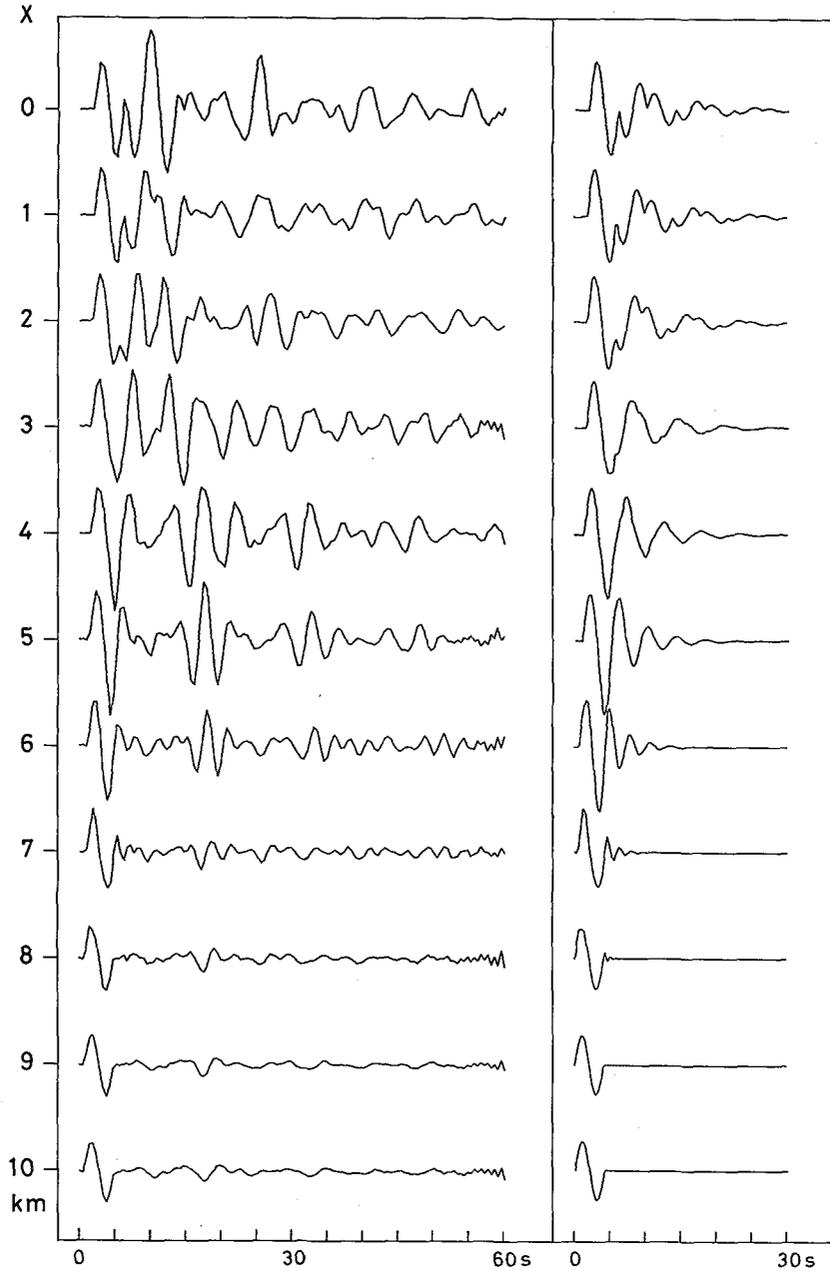


Fig. 10. Response of a soft basin to a vertically incident *SH*-wave (left) and flat-layer responses calculated assuming, at each point, that the basin structure is a horizontal layer having a constant thickness equal to that directly beneath the point (right). The traces represent the displacement at surface receivers, spaced from 0 to 10 km from the basin center. The right bottom trace would be the surface displacement signal without the basin (one cycle sine wave with a period of 4 sec).

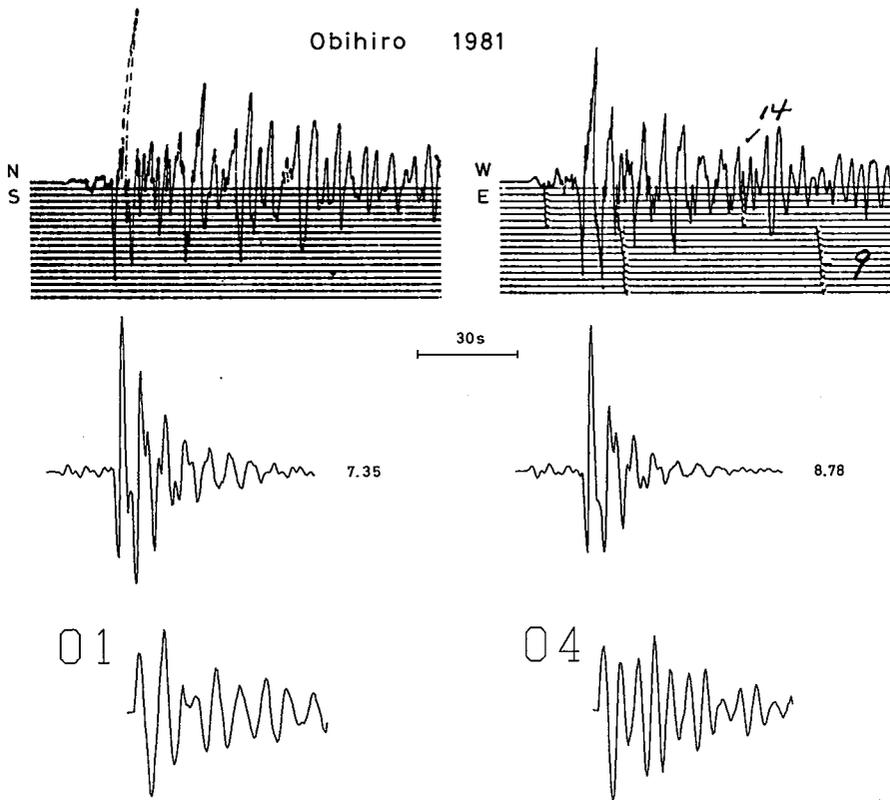


Fig. 11. Upper : Observed seismograms at Obihiro from the 1981 western Hidaka earthquake. Middle : Synthetic seismograms shown in Fig. 7(a). Lower : Response of a soft basin to a vertically incident SH-wave shown in Fig. 10 ($x=1$ km and $x=4$ km).

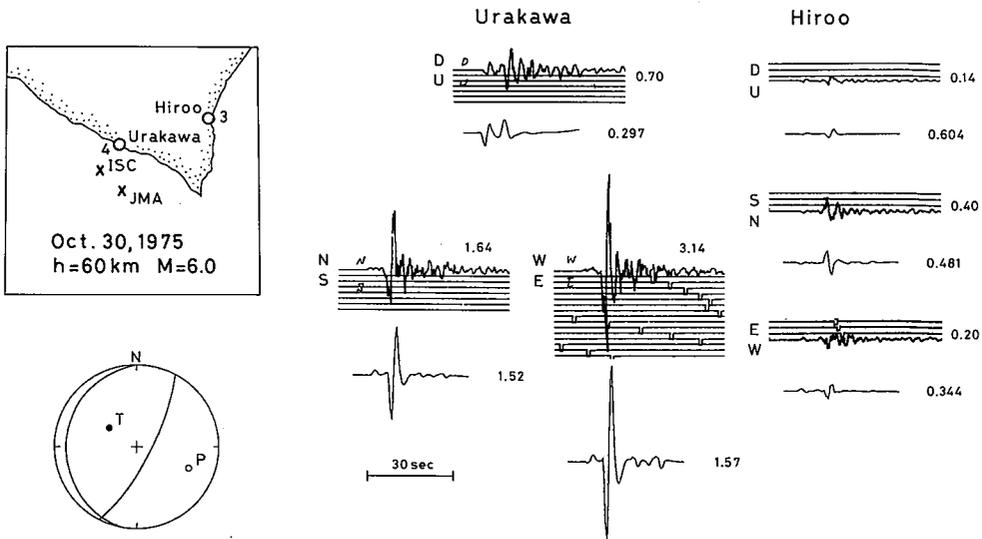


Fig. 12. Comparison of JMA strong-motion seismograms with synthetic seismograms for the 1975 Urakawa-Oki earthquake. The source parameters used in the calculation were determined by MIYAMURA and SASATANI (1986).

V. あ と が き

やや深発地震による強震動記録(気象庁1倍強震計記録)の解析から、北海道内7点において、地盤構造がこれらに与える影響について調べた。その結果、札幌、室蘭、広尾、函館においては、単純な地殻—上部マントル構造によっておおむねこれらの強震動を予測できることがわかった。帯広(多分、苫小牧も)においては、そこが堆積盆地という特殊な構造によって励起された表面波のために、長周期のコーダ波がS波以後長く続くことがわかった。浦河でのやや深発地震で見られた異常地震動の原因については、現在の所不明である。長周期強震動を正しく予測するためには、過去の強震動記録の解析と同時に、広い範囲にわたる深さ2 km程度までの地盤構造を明らかにすることが不可欠である。

謝辞 本研究は、文部省科学研究費自然災害特別研究「災害資料の収集とその解析による自然災害事象の研究」(研究代表者、京都大学防災研究所 石原安雄教授)の一環として行なわれたものである。当教室の岡田広教授および大学院生松島健君は、彼らの貴重な解析結果(Fig.6とFig.8)の使用を快く許可された。気象庁1倍強震計記録の収集に際して、各観測所の職員の手をわずらわせた。記してこれらの方々に感謝致します。なお、計算には、北海道大学大型計算機センターのHITAC M-200HとM-680Hを使用した。

文 献

- BARD, P. Y. and M. BOUCHON, 1980. The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident *SH* waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1263—1286.
- CAMPILLO, M. and M. BOUCHON, 1985. Synthetic *SH* seismograms in a laterally varying medium by the discrete wavenumber method. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **83**, 307—317.
- 北海道立地下資源調査所, 1980. 北海道の地質, 60万分の1北海道地質図.
- 工藤一嘉・坂上 実, 1984. 1983年日本海中部地震による石油タンク被害と地震動の特徴について—新潟における石油溢流の問題点. 地震研究所彙報, **59**, 361—382.
- MAMURA, L., K. KUDO and E. SHIMA, 1984. Distribution of ground-motion amplification factors as a function of period (3—15 sec), in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **59**, 467—500.
- 松島 健・岡田 広, 1986. 長周期微動の応用(2)—多点アレイ観測とF-Kスペクトルの推定ならびに地下構造の推定—。科学研究費補助金(総合研究(A))研究成果報告書「長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動の研究」(研究代表者北海道大学理学部 岡田 広), 70—98.
- MIYAMURA, J. and T. SASATANI, 1986. Accurate determination of source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes occurring at the junction between the Kurile and the Japan trenches. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **8**, 37—63.
- OKADA, H., S. SUZUKI, T. MORIYA and S. ASANO, 1973. Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observations. *J. Phys. Earth*, **21**, 329—354.
- 岡田成幸・鏡味洋史, 1978. 日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み. 日本建築学会論文報告集, **267**, 140—149.
- 札幌管区气象台, 1985. 北海道の地震活動, pp. 292.
- SASATANI, T., 1980. Source parameters and rupture mechanism of deep-focus earthquakes. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **6**, 301—384.
- SASATANI, T., 1985a. Seismic wave propagation in a stratified half-space. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **7**, 401—420.
- 笹谷 努, 1985 b. 日高西部地震による強震動の研究. 北海道大学地球物理学研究報告, **46**, 69—83.
- SASATANI, T., 1986. *SH*-waves in a laterally varying medium, in preparation.
- SUZUKI, S. 1978. Lateral variation of the upper mantle structure around Northern Japan and its application to hypocenter determination. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII (Geophys.), **5**, 79—120.
- UTSU, T. 1971. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 839—890.