

岩手県内陸北部地震(1998.9.3)で観測された地震記録の特性とそのシミュレーション解析

Characteristics of Observed Strong Motion Records of THE NORTHERN IWATE PREFECTURE EARTHQUAKE, September 3, 1998 and Simulation Analysis

中村 晋*, 大角恒雄**, 福元俊一***
Susumu Nakamura, Tsuneo Ohosumi, Shunichi Fukumoto

*工博, 日本大学助教授, 工学部土木工学科(〒963-8642 福島県郡山市田村町徳定字中河原1)

**博士(工学), 主任研究員, 日本工営(株)中央研究所開発研究部(〒300-1259 茨城県稲敷郡茎崎町稲荷原2304)

*** (株)東京ソイルリサーチ 技術本部(〒152-0021 東京都目黒区東が丘2-11-16)

The Northern Iwate Prefecture Earthquake(Mj;6.1) recorded the seismic intensity as 6 lower happened at September 3,1998. The source mechanism was the similar with those for THE 1999 CHI-CHI Earthquake, Taiwan. First of all, the characteristics of the seismic records were evaluated about the relationship with the fault characteristics. Next, the ground structure at Sizukuishi basin was estimated based on the characteristics of the phase velocity obtained by SPAC method by use of the observed micro tremor. Finally, based on the analysis of the simulated seismic wave form by using Saikia's method and quasi-3 dimensional analysis, it was made clear that the characteristics of seismic records are remarkably associated with that of the source and wave propagating medium including the irregularity of ground structure around the fault

Key Word: 1998 Northern Iwate Prefecture Earthquake, Dip Slip Fault, Seismic Records, SPAC Method, Quasi-3D FE Analysis

キーワード: 1998年岩手県内陸北部地震, 逆断層, 地震記録, SPAC法, 疑似3次元有限要素解析

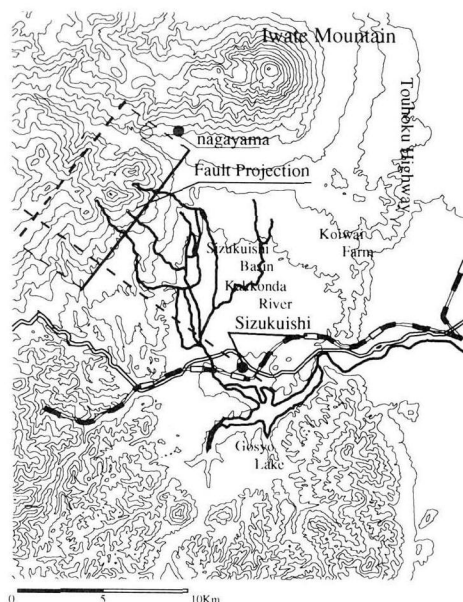
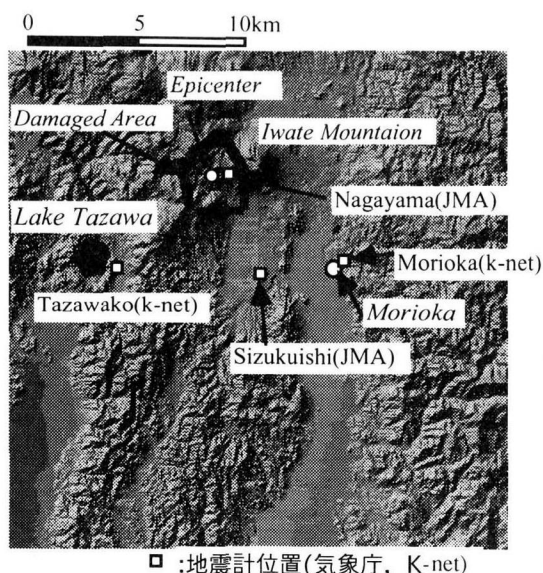
1.はじめに

1998年9月3日に発生した岩手県内陸北部地震(Mj, 6.1)は計測震度6弱を記録し, 震源近傍の自然斜面の崩壊や断層変位に起因した地盤変状による建造物の被害などをもたらした¹⁾. この地震は, 岩手山南西部に位置する西根断層群の活動に起因し, 岩手山の南西約10km(N39°48', E140°55'), 深さ約7kmを震源として発生したものである. その震源機構は, 東西圧縮西傾斜の逆断層であると推定されている. この様な震源機構を有すると考えられる活断層が東北日本地域に多く存在し, それら活断層には長町-利府構造線の様に都市直下, また福島西縁断層群の様に中核都市に近接しているものもある.

1995年兵庫県南部地震以降, 耐震設計, さらに地震防災計画における地震被害想定を行う上で, 活断層に起因する内陸性地震に対して地震動の評価を行うことは, 極めて重要となっている²⁾. その際, 地点固有の震源, 伝播, 増幅特性の3要素に基づいた評価が必要となる. それら評価要素の中で, 震源断層から対象地点の間の地盤構造は, 1995年兵庫県南部地震による「震災の帯」の形成などにみられるように重要であることが知られている³⁾⁴⁾⁵⁾. 特に, 逆断層を震源機構とする活断層の周辺では, 西根断層群や福島西縁断層群をはじめとし, 比較的軟質な堆積層を表層地盤とする断層下盤側に都市が形成されていることが多くみられる. このことから, 岩手県内陸北部地震における地震動の発生・伝播機構を把握することは,

類似の断層機構を有する活断層を対象とした地震被害想定, または設計入力地震動を作成する上で重要であると考えられる. しかし, この地震では極震源近傍や雫石盆地内の第4紀の地盤上での地震観測記録が得られているものの, それら地震記録に含まれる波動の伝播・増幅特性を解明するために必要な深層地盤構造に関する詳細なデータは得られていない.

本論では, まず, 岩手県内陸北部地震で観測された極震源近傍および断層下盤側に位置する雫石盆地内の地震記録とその周辺で観測された地震記録の特性を, 断層機構との関係や既往の震度6程度を観測した記録との比較という観点で示す. 次に, 断層下盤側の雫石盆地内で観測された地震記録の特性に及ぼす震源や伝播・増幅特性の影響を明らかにすることを目的とし, 深層地盤構造の推定を行う. その推定は, 常時微動の観測データを用いて空間自己相関関数法(SPAC法)等により算出した位相速度特性と仮定した地盤構造モデルに基づく理論位相速度との比較に基づいて実施した. 最後に, 観測された地震記録の特性に及ぼす震源特性および断層近傍の地盤構造の影響を把握するため, Saikia⁶⁾により提案されている震源断層を含む水平成層地盤における地震波動の解析, および断層近傍と雫石盆地の地盤構造を考慮した2次元有限要素法による面内と面外波動の組み合わせによる疑似3次元解析⁷⁾を実施した. さらに, 内陸性地震に対する各種構造物の耐震設計を行う上で, 断層変位に伴う地盤変状が地表面に現れ, それに起因して地中構造物に被害が生じた



a)検討に用いた地震記録の全観測位置
b)震源近傍における地震記録の観測位置
図-1 検討に用いた強震記録の観測位置

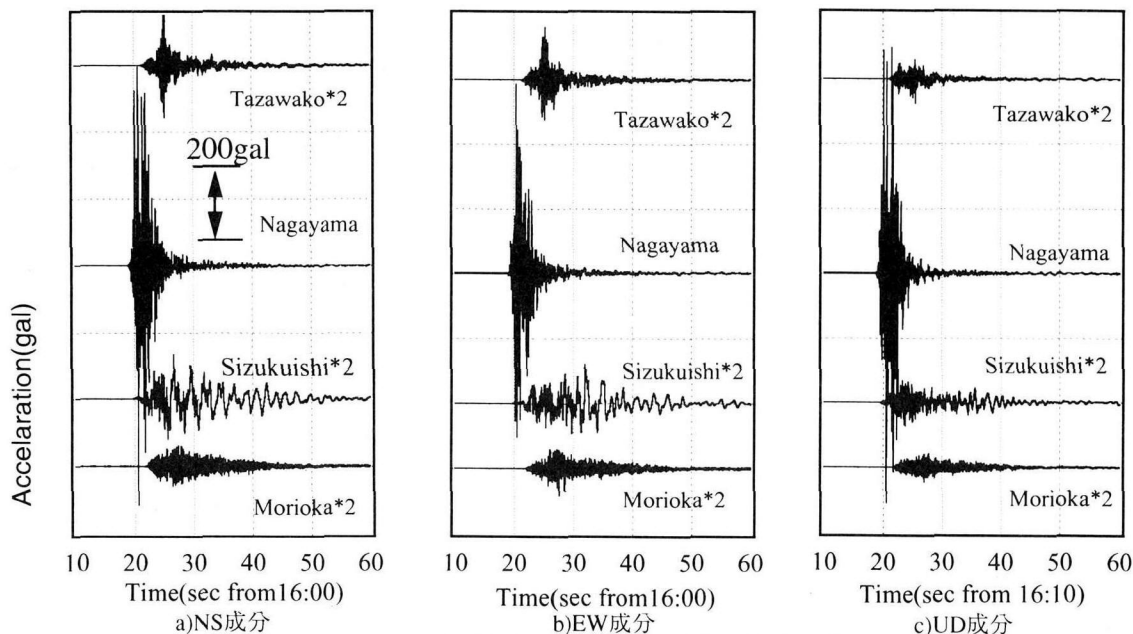


図-2 震源近傍の4地点における加速度時刻歴

という事実は貴重な資料であると考えられることから、その被災状況を添付資料として示す。

2. 観測された地震記録の特性

まず、図-1に示す4つの観測点で得られた加速度時刻歴を図-2に示す。ここで、図-1(b)は、菊池ら⁸⁾により推定された断層の諸元に基づく断層の地表への投影と、その近傍の気象庁による2つの観測点であるNagayamaと雫石盆地内の千刈田Sizuikuishiの位置を示している。他の2つの観測点は、独立法人防災科学技術研究所が実施している強震観測網(以後、K-netと呼ぶ)による震源西方の田沢湖

Tazawakoと震源東南方向の盛岡市Moriokaである。図-2の加速度時刻歴は、震源の西方に位置するTazawako、震源近傍のNagayamaおよび震源より東方に位置する他の2観測点の順に示した。極震源近傍では地震波の到達直後に最大値を示し、水平成分の最大値はNS成分が714.9gal、上下動成分で708.3galと兵庫県南部地震における震災の帯近傍の値にも匹敵するかなり大きな値となっている。しかし、主要動部分の継続時間は5秒程度と短いことがわかる。震源の西方のTazawakoもP波の位相が初動部に見られるものの継続時間や包絡形状は震源近傍と良く似た特性を示している。一方、震源より東方の2つの観測点では、最大振幅は震源西方より小さいものの継続時間が長くなってい

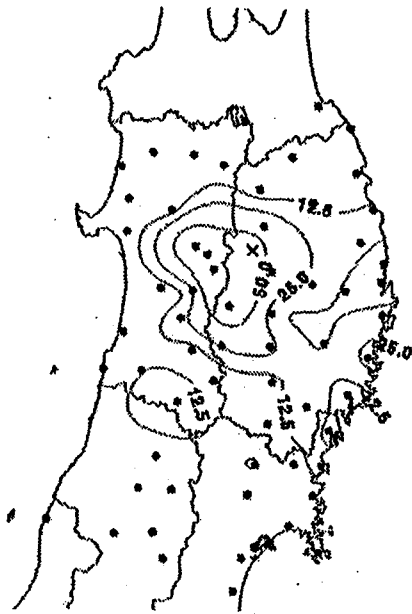


図-3 最大加速度分布
(独立法人防災科学技術研究所のURL;
<http://www.k-net.bosai.go.jp/>による)

る。特に、SizukuishiのEW成分は、地震波が到達してから10秒後に最大値を示すとともにそれ前後以降に長周期の成分が卓越している傾向がみられる。この傾向は、図-3に示すK-netで得られた東北地域の強震記録の最大加速度分布による、震源(X印)の西方(断層の上盤側)における最大加速度50galの等振幅線は、東側(下盤)に比べ西側への広がり方を有する傾向と整合している。これらは、いずれも1999年台湾・集集地震でも認められた²⁴⁾逆断層を震源機構とする地震により発生する地震動に共通するマクロの特徴を示している。

次に、その4地点の周波数特性を比較するため、各地点における水平2成分より求めたベクトルフーリエスペクトル⁹⁾を図-4に示す。これより、震源近傍のNagayamaでは1.7Hz、3.4Hzに卓越周波数が認められるが、Sizukuishiでは0.4Hz近傍で低周波数帯域に卓越周波数がみられ、その周波数帯域のスペクトル振幅は震源近傍より大きな値となっている。しかし、5Hz以上のやや高周波数帯域では他2地点のスペクトル振幅より小さな値となっている。また、他地点においても、周波数0.3から0.4Hzに卓越が認められる。震源に近いNagayamaとSizukuishiに着目し、震動特性と周波数の関係を把握するため、両地点における水平2方向の速度成分を用いた水平面内のオービットを、全周波数、および周波数0.1から1.0Hzの低周波数帯域について図-5に示す。ここで、低周波数帯の速度成分は、各速度記録(継続時間81.92秒)のウェーブレット変換および逆変換¹⁰⁾により求めた5および6次の両成分を含む成分波(0.13Hz-1.04Hz)として求めた。その際、アナライジングウェーブレットはMeyer¹¹⁾のウェーブレットを用いた。全周波数帯についてみると、極震源近傍のNagayamaでは北西から南東方向と南北方向に震動が卓越し、Sizukuishiではほぼ震

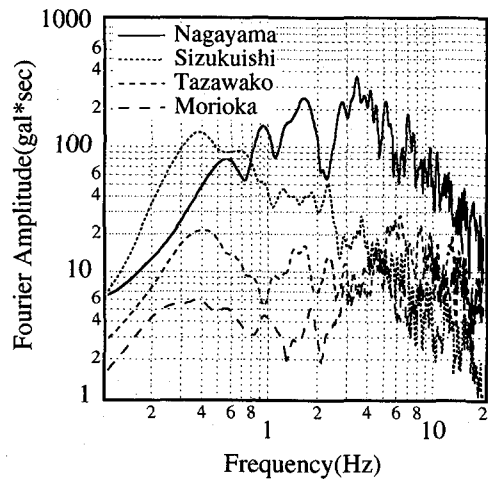
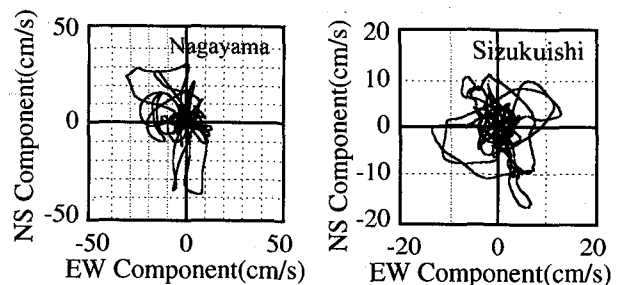
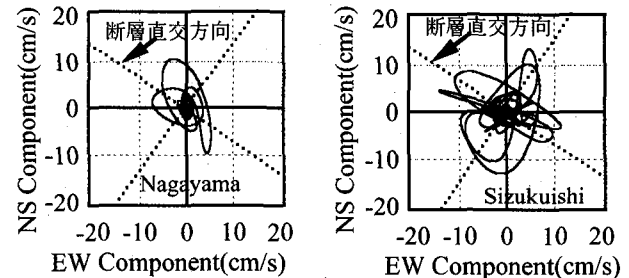


図-4 4地点におけるベクトルフーリエスペクトルの比較



a) 全周波数帯



b) 低周波数帯(0.13Hz-1.04Hz)

図-5 Nagayama,Shizukuishiにおける水平面内の速度成分のオービット

源近傍と同様の震動卓越方向と、ほぼ東西方向に卓越する部分が認められる。低周波数帯では、断層北側に位置するNagayamaでは断層の破壊方向に対応した断層直交方向の震動が卓越し、Sizukuishiでは断層直交方向と断層方向に卓越が認められる。これより、低周波数帯の震動には震源特性の影響が顕著に現れている。その低周波数帯の成分に着目し、震動方向の卓越している断層直交方向(以後、P成分)と断層方向(以後、L成分)に座標変換した速度成分の非正常スペクトルの比較を図-6に示す。ここで、非正常スペクトルは神山による手法¹²⁾を用いた。主要動部分に着目すると、Sizukuishの卓越周波数はPおよびL成分ともに0.3から0.4Hz近傍にありNagayamaにおけるP成分の0.5Hz、L成分の0.75Hzと異なっている。また、継続時間もSizukuishはNagayamaに比べ長くなっている。さらに、Sizukuishでは、P成分の40から50秒区間、L成分の38から48秒区間に、Nagayamaには含まれない波群が認められる。

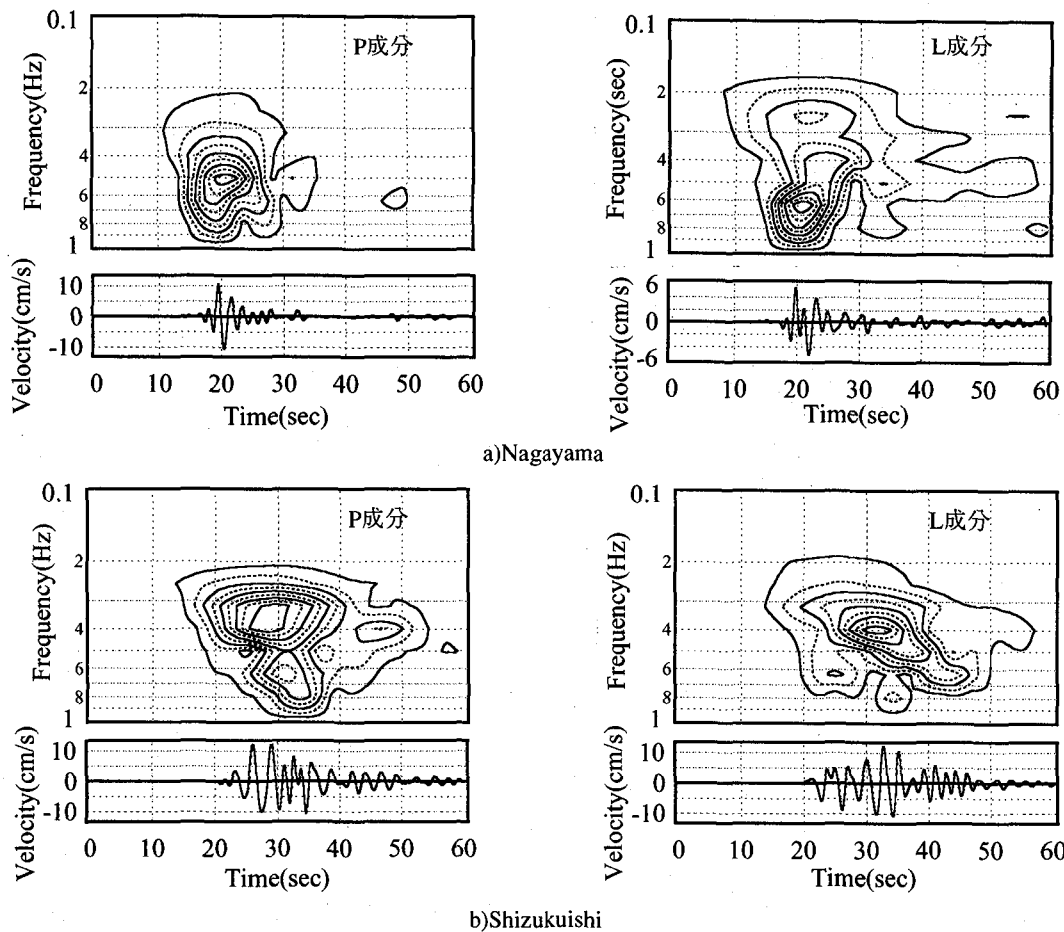


図-6 断層および断層直交方向成分の速度成分(低周波数成分)の非定常スペクトル

これらより、雫石盆地内での地震記録の特性は、断層近傍から観測点に至る地盤構造の影響を強く受けていることを示している。

最後に、最近の地震により得られた震度6弱程度の地震記録との比較により岩手県内陸北部地震の特徴を把握する。図-7に、震源近傍における気象庁の臨時観測点 Nagayamaの地震記録(NS成分)と他の地震記録の加速度応答スペクトル($\eta=5\%$)との比較を示す。ここで、比較には1994年三陸はるか沖地震における八戸港で観測された記録(Hachi-P, EW成分), 1995年兵庫県南部地震における神戸大学(KBU, NS成分), ポートアイランド地中GL-80m(PI, NS成分)で観測された記録, 1997年鹿児島県北部地震による阿久根(AKUNE, NS成分), 宮城野(MIYAGINO, EW成分)で観測された記録の最大加速度の得られた成分を対象とした。これより、周波数2.0Hzより低周波数側のスペクトル振幅は他の地震より小さく、鹿児島県北部地震におけるMIYAGINOと同程度の値となっているが、それより高周波数側、特に4Hz近傍では最も大きな値となっていることが分かる。

3. 常時微動に基づく地盤構造の推定

雫石盆地内の深部地下構造を把握するため、地震観測点近傍の雫石総合運動場にて、常時微動のアレー観測を

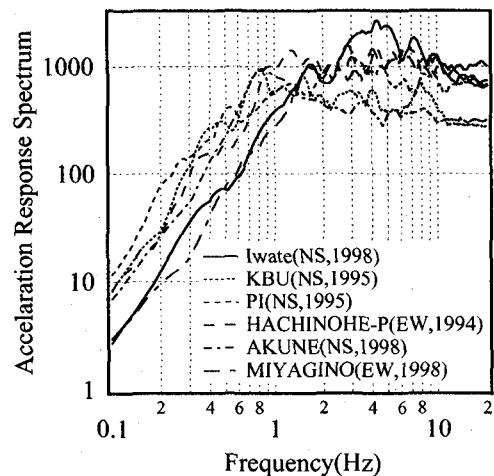


図-7 震度6弱を記録した既往の地震記録の加速度応答スペクトル($\eta=5\%$)との比較

図-8に示すように3種類の半径20m, 50m, 150mについて実施した。ここで、半径20m, 50mのアレー観測は、中心点及び円周上の3点での同時観測である。半径150mの観測は、中心点及び円周上の1点の2点同時観測を、中心点から円周上の各点間の角度が概ね等しくなるように、円周上の点を移動しながら実施した。深部地盤構造の推定は、最近よく用いられている空間自己相関関数法(SPAC法)¹³⁾¹⁴⁾、さらに盛川らにより提案されている2地点空間自

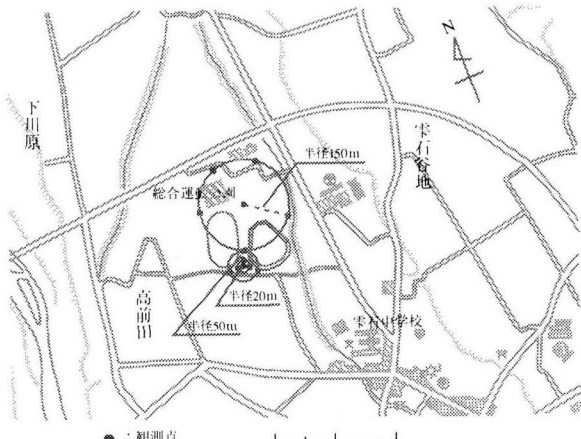


図-8 常時微動観測点の配置

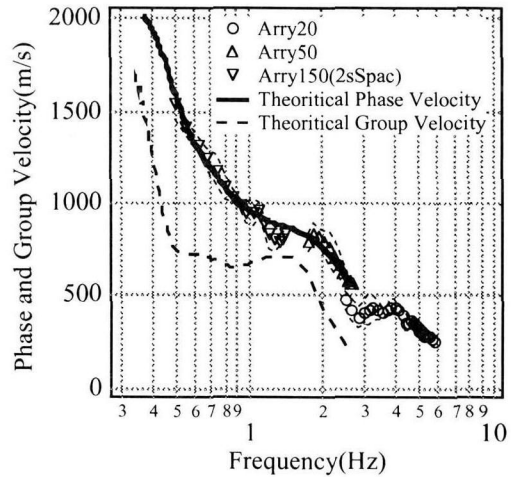


図-10 Spac法により得られた位相速度とRayleigh波の理論位相速度の比較

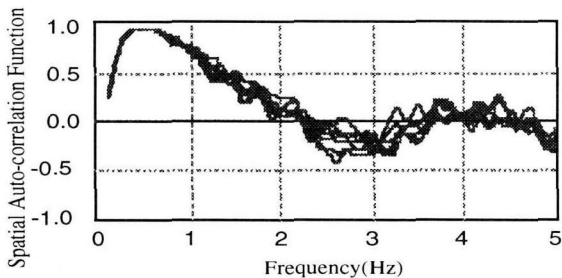


図-9 空間自己相関関数(半径150m)

自己相関関数法(2sSPAC法)¹⁵⁾を用い表面波の位相速度を算出し、Rayleigh波の理論位相速度特性と観測値が整合する地盤構造を試行錯誤的に求めるとい流れ¹⁶⁾で実施した。測定はサーボ型の速度計(東京測振製：VSE-15D)を用い、サンプリング周波数100HzにてAD変換されたデジタルデータを直接PCで記録する装置(SPC-35N)を用いて実施した。また、いずれの地点でも速度の上下成分を計測の対象とし、3分間の測定を実施した。

3.1 位相速度の推定

まず、アレー半径20m、50mの空間自己相関関数 $\rho(\omega)$ は、円形アレー上の*i*点と中心点間の空間自己相関関数を式(1)に示すように2点で測定された記録のコヒーレンスの実数部として得られる空間自己相関関数を、中心点から円形アレー上の各測点に対する方位平均することにより算出した。

$$\rho(\omega) = (2\pi)^{-1} \int_0^{2\pi} \frac{\text{Real}[S_{XY,i}(\omega, \theta)]}{[S_{X,i}(\omega, \theta)S_{Y,i}(\omega)]^{1/2}} d\theta \quad (1)$$

ここで、 $S_{XY,i}(\omega, \theta)$ は円周上の測点*i*と中心点間のクロススペクトル、 $S_{X,i}(\omega, \theta)$ 、 $S_{Y,i}(\omega)$ は円周上の測点*i*と中心点におけるパワースペクトルを示している。また、アレー半径150mの空間自己相関関数は盛川らにより提案されている2sSPAC法、つまり2点間の空間自己相関関数を単純平均することにより算出した。各アレー半径に対する空間自己相関関数は、測定記録より抽出開始時刻を10秒づつずらしながら40.96秒区間を8区間抽出し、Parzen

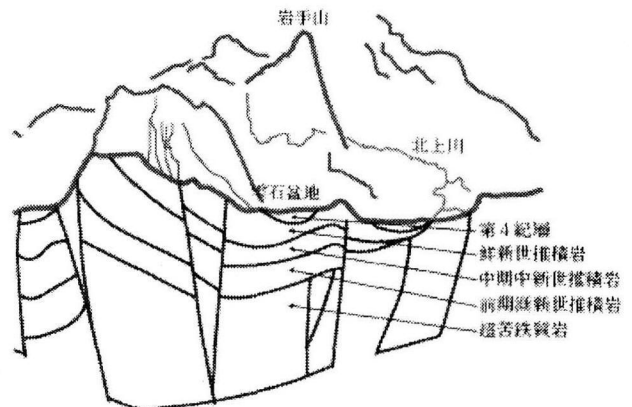


図-11 雫石盆地の地質横断イメージ

Windowにより平滑化処理を行うことにより算出した。その際に用いたバンド幅は、アレー半径に応じて対象周波数帯が異なることから、半径150mについて0.2Hz、他は0.4Hzとした。得られた周波数と空間自己相関関数の関係の一例として、半径150mについて図-9に示す。図より、良好な単調減少傾向を示す周波数0.5Hzから1.5Hzを有効周波数帯とした。同様に、半径50mについては1.7Hzから2.7Hz、半径20mについては2.5Hzから6.0Hzを有効周波数帯とした。

位相速度は、次式に示す空間自己相関関数に対応する第1種0次のベッセル関数のアーギュメント($=2\pi f \cdot r/c(f)$)と位相速度の関係より算出した。ここで、*r*はアレー半径、*c*(*f*)は周波数*f*に対する位相速度を表す。ここで得られた位相速度と周期の関係を図-10に示す。図には、8区間について算出した空間自己相関関数により求めた位相速度の平均値(図中シンボル)とその± σ 区間も合わせて波線で示した。図に示す様に、位相速度は約1500m/sから300m/sの間で変化している。

$$\rho(\omega) = J_0(rk) = J_0\left(\frac{\omega \cdot r}{c(f)}\right) \quad (2)$$

表-1 地盤構造モデル

| 層番号 | 層厚 (m) | Vs (m/s) | Vp (m/s) | 単位体積重量 (kN/m ³) |
|-----|--------|----------|----------|-----------------------------|
| 1 | 40 | 300 | 2140 | 19.6 |
| 2 | 40 | 500 | 2500 | 19.6 |
| 3 | 450 | 1000 | 2500 | 22.54 |
| 4 | 800 | 1500 | 3960 | 22.54 |
| 5 | - | 2500 | 6630 | 24.5 |

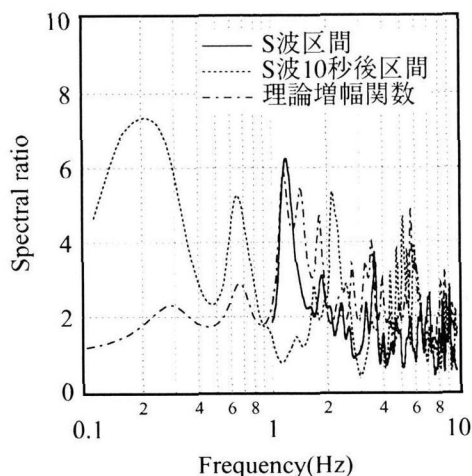


図-12 地震記録の水平・鉛直スペクトル比と理論増幅関数の比較

3.2 地盤構造の推定

地盤構造は、得られた位相速度の分散曲線に基づいて推定を行う。ここで、雫石盆地の深層地盤の詳細構造については不明であるが、東西方向断面に対する概略の地質構造は図-11¹⁷⁾に示すとおりである。図に示すように表層には第4紀の堆積層、それ以深には鮮新世以前の比較的堅い岩質層の5層構造となっている。最表層の物性は、高周波数成分の位相速度特性より、せん断波速度300m/s、ポアソン比は0.48、単位体積重量は20.0kN/m³、他の4層も表に示した値に仮定し、各層の層厚を変化させながら算出したRayleigh波の理論位相速度と、観測により得られた位相速度との対応の良い層厚を試行錯誤的に算出し、表-1に示す。図には、両位相速度が最も整合する際の地層構造モデルに対する理論位相速度を示しており、両者はよく一致していることが分かる。

この地盤構造の妥当性を把握するため、雫石地点における地震観測記録のEW成分と上下動成分のスペクトル比と表-1に示した地盤構造に対するS波重複反射理論に基づく理論増幅関数の比較を図-12に示す。ここで、地震記録のスペクトル比は、S波到達より10秒間のS波主要動区間(以後、S波区間と呼ぶ)とそれ以降の断層から観測点間の地盤構造の影響を受けている区間(以後、S波10秒後区間と呼ぶ)に分けて算出した。ここでS波区間については継続時間10秒の地震記録を対象としていることから、図中に実線で示した様に1.0Hz以上の高周波数成分を有効周波数帯とした。

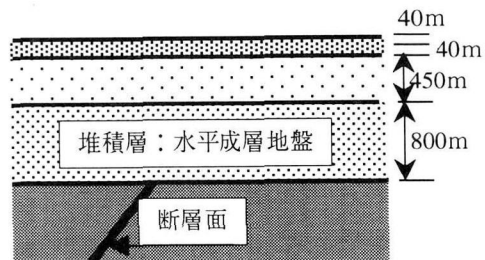


図-13 理論解析法による地盤構造モデル

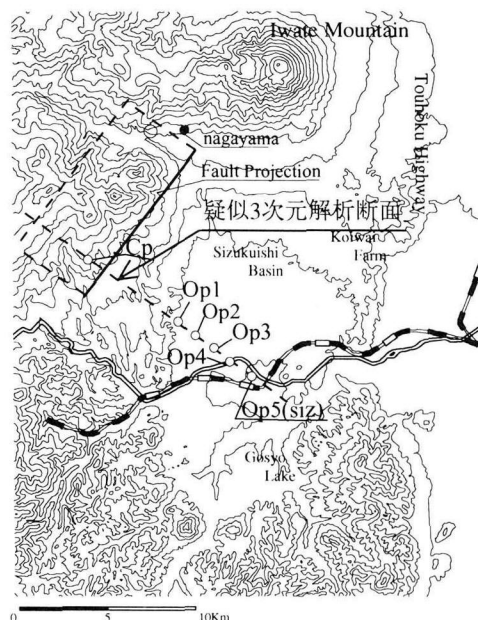


図-14 断層面に対する疑似3次元解析の解析断面と検討位置

まず、S波10秒後区間では、0.2から0.3Hzの間に卓越が認められ、概ね理論増幅関数の1次の卓越周波数0.3Hzと一致している。さらに、S波10秒後区間にみられる1.1から1.2Hzの卓越周波数は、表層地盤におけるS波速度のコントラストの大きな層上の影響を含む理論増幅関数の3次の卓越周波数と良く一致している。これらは、表-1に示した地震観測点の推定地盤構造モデルが、雫石地点における地盤構造の近似モデルとして適当であることを示していると考えられる。

4. 雫石盆地内で観測された地震記録の

シミュレーション解析

4.1 解析手法および条件

(1)解析手法

解析には、断層震源を有する成層地盤に対する理論地震動解析法と疑似3次元有限要素解析法の2つの手法を用いる。前者の手法には、Saikia⁶⁾により提案された Propagator MatrixとしてHaskel法の高周波数域での解の発散を回避するために改良を施したCompound Matrix法、波数積分法として周波数-波数積分法と1次Filon法を組み合わせた手法を組み合わせ断層震源を有する成層地盤にお

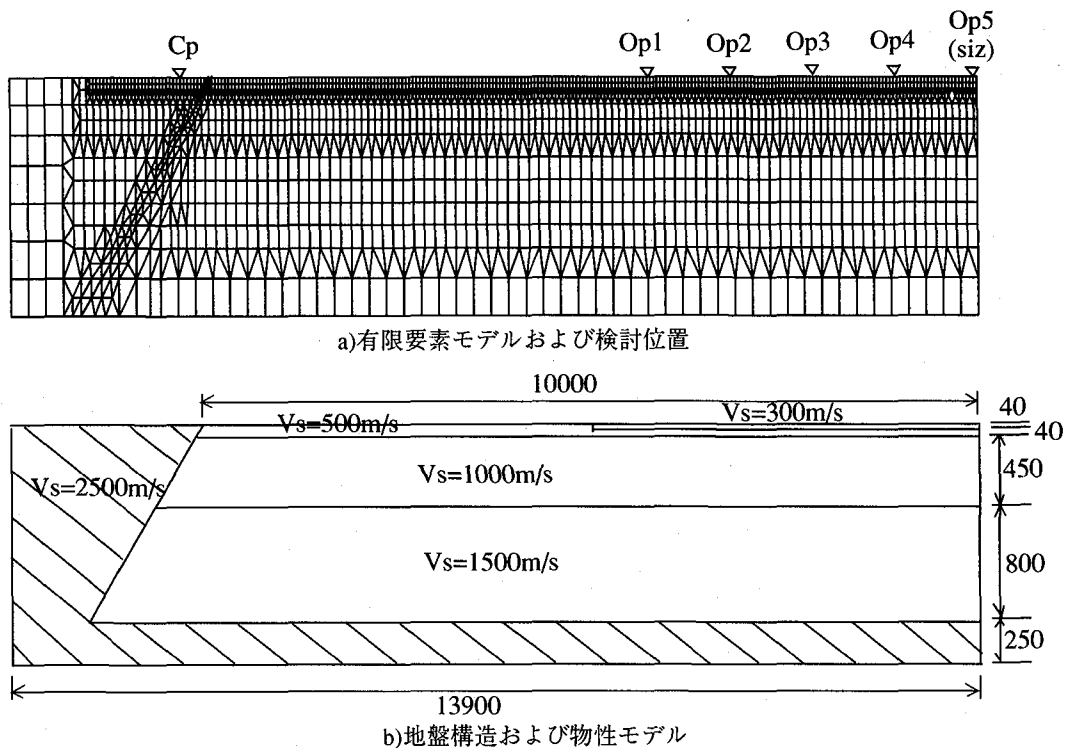


図-15 疑似3次元解析に用いる2次元有限要素モデル

ける地震動を推定する手法(以後, Saikia手法と呼ぶ)を用いる。この手法は他の理論的手法と同様, 断層の破壊過程を直接考慮できるものの, 対象地盤モデルは図-13に示す様に断層を含む成層地盤であり, 断層近傍の地盤構造の不整形性は考慮できない。一方, 後者の疑似3次元有限要素法とは, 中村ら⁷⁾が用いた平面ひずみ状態と水平面内の一つのせん断ひずみがゼロであると仮定することにより3次元波動場を面内および面外方向に変形自由度を有する2つの2次元波動場に置き換え, 面内・面外の2次元有限要素解析を重ね合わせることにより擬似的に3次元の波動場に対する伝播解析を行うという手法である。この手法は, 断層破壊過程を直接考慮できないものの, 断層近傍の地盤構造の不整形性の影響を直接考慮することができる。

疑似3次元有限要素解析は, 図-14に示す雫石盆地内の強震観測点を含む断層直交方向, つまり図中の破線に沿った地盤の深部構造モデルを用いる。さらに, 盆地内の波動の伝播特性は, 断層直交方向の解析断面の地表に, 地震観測点を含み, ほぼ1km間隔で設定した図-14に示す5点を対象とし, 両手法で得られた地震動の時刻歴の比較により検討する。

ここで, 比較の対象とする地震動の時刻歴は, 水平面内における断層直交方向成分(L成分)と断層方向成分(P成分)の速度成分とした。その際, 2章で示した様に, 雫石盆地内での地震記録の特性に断層から観測点までの地盤構造の影響を強く与えている周波数1.0Hz以下の低周波数成分を対象とした。その低周波数成分は, 2章と同様に継続時間81.92秒の時刻歴より, ウェーブレット変換および逆変換により抽出された, 5および6次の両成分を含む成

表-2 断層パラメーター

| パラメーター | 値 | |
|--------------------------|-----------------------------|------|
| 静的 パラメーター | 長さ | 10km |
| | 幅 | 5km |
| | 平均ずれ量 (= $M_0/\mu S$) | 0.5m |
| | 断層の傾き角(δ) | 40度 |
| 地震モーメント(M_0) | 6.9×10^{17} N・m | |
| 断層の破壊速度($V_r=0.72V_s$) | 1.8km/s | |
| 立ち上がり時間 | 0.80秒 | |

分波とした。

(2)断層モデル

断層震源モデルを規定する断層パラメーターを表-2に示す。ここで, 静的パラメーターは海野ら¹⁸⁾, 菊池・山中ら⁸⁾の報告を踏まえ設定した。また, 断層の破壊伝播速度は佐藤¹⁹⁾による $0.72V_s$ を用い表-1に示した最下層のせん断波速度 V_s より算出し, 地震モーメント M_0 は菊池・山中らの報告に基づき設定した。断層ずれの立ち上がり時間は山崎²⁰⁾による気象庁マグニチュード(M_j)との関係式を基本とし, SizukishiにおけるSaikia手法によるシミュレーション解析結果と観測記録の比較により表-2の様に設定した。

次に, 断層面は岩手県北部地震が雫石盆地西縁の西根断層群の活動に起因して生じたものと推定されていることから, 図-14に示す様に西根断層群の北端に設定した。ここで断層破壊の伝播様式は断層の長さ方向(南北方向)に

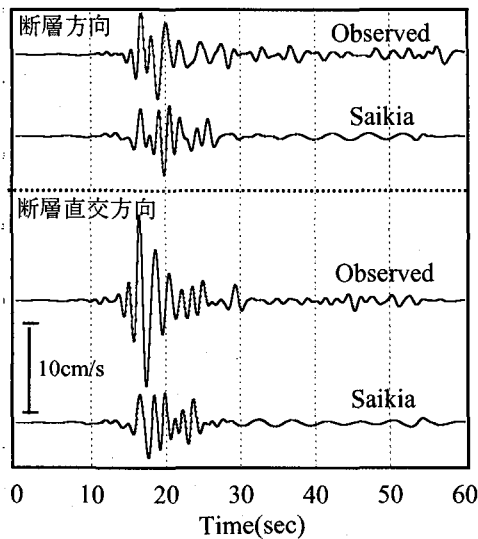


図-16 Nagayamaにおける観測波とSaikia手法による解析波の比較

一様な速度 V_r で破壊するものと仮定した。

(3)地盤構造モデル

Saikia手法では、表-1に示した地層構造と地盤物性を有する図-13に示す成層地盤モデルを解析地盤構造モデルとして用いた。疑似3次元解析では、図-15に示す様に断層上盤側は図-11に示すように断層下盤側の構造が上側にシフトした構造であると推定されるが、断層面から盆地側の地盤構造に及ぼす地震動の影響を把握するという観点で基盤層と見なした。また、断層下盤つまり零石盆地側は、Saikia手法のモデルと同様に表-1に示した地層構造と地盤物性を有する成層地盤と仮定した地盤構造モデルを用いた。ここで、各地層のQ値には、最下層を清野²¹⁾による東北日本における地震記録のインバージョンに基づく結果を踏まえた200(周波数1.0Hzの値)、せん断波速度300m/sの層を50、他の層を100と設定した。

有限要素解析によるモデル領域は、零石盆地側での基盤層として250mを考慮した深度1.58km、水平方向には地表面断層端より零石盆地側に10.0km、断層上盤側に3.9kmをモデル化した。この有限要素領域の両側面にはエネルギー伝達境界、下端には粘性境界を設定した。各要素のサイズは、各層の遮断周波数が2Hz程度となるよう、2Hzに対する波長の4分の1ないし5分の1となるように設定した。

(4)疑似3次元有限要素解析における入力地震動

入力地震動は、兵庫県南部地震による岩盤波をコントロール波とした神戸市内の堆積層の地震動特性に関する川瀬らによる議論²²⁾を踏まえ、平面波の鉛直入射として入力した。面内解析では、平面波として地震動の水平成分のみを対象とした。その際、断層近傍のNagayamaで得られた観測波を岩盤波と見なすが、解析断面と位置が異なっている。このことを考慮し、Saikia手法により得られたNagayamaでの解析波とそれをほぼ断層に沿って平行移動させた図-14中の解析断面上の点(図中、Cp点)の解析波のスペクトル比を観測波に乗じることにより解析断面

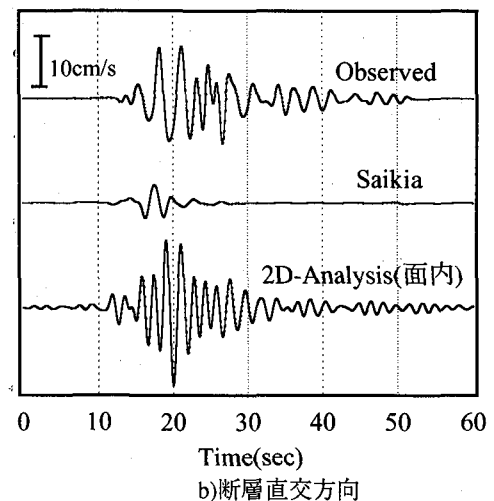
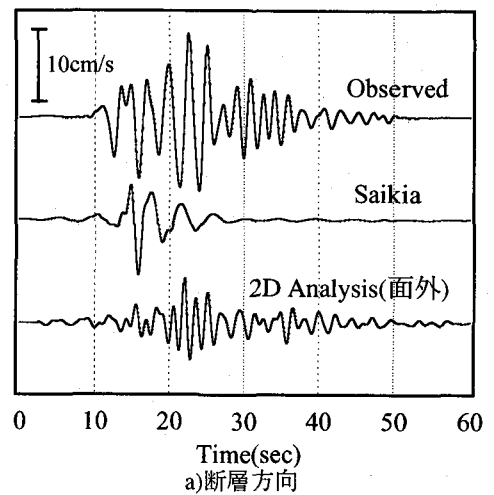
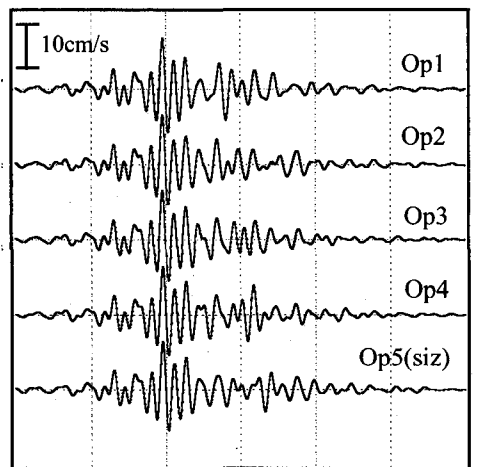


図-17 Sizuishiにおける観測波と各手法により得られた解析波の比較

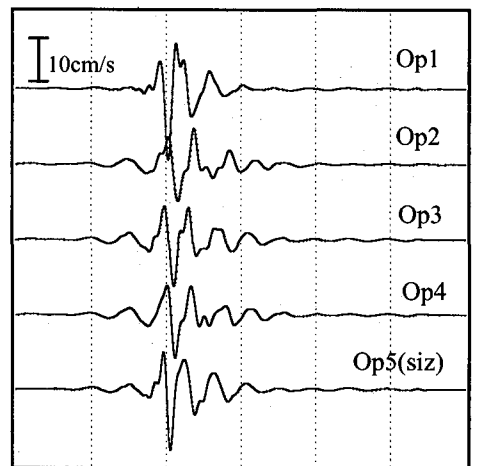
上の岩盤波を擬似的に作成し、それをコントロール波として用いた。当然のことながら、Nagayamaの地盤構造はSaikiaの手法で解析する際の解析モデルと異なっているものの、図-16に示す様に観測波とSaikia手法による解析波の主要部分の波形はよく対応している。この結果は、地盤構造のみならず、震源特性の影響が強く反映したものと推定される。このことは、前述の疑似的にコントロール波を作成する過程の有意性を支持していると考えられる。基盤位置での入力波は、コントロール波の位置Cp点における解析地盤モデルの周波数応答解析より得られた伝達関数を用い、逆算することにより評価した。

4.2 零石盆地内での波動伝播特性

まず、2つの手法により得られたSizuishiにおけるPおよびL成分の解析波と観測波の比較を図-17に示す。ここで、疑似3次元解析については、P成分が面内波動解析、L成分が面外波動解析により得られた結果を示している。これより、Saikia手法による解析波は、いずれの成分も観測波の初動部分との対応が認められるものの、主要動部分全体とは対応せず、後続位相も発生していない。一方、疑似3次元解析による解析波は、いずれの成分も観測波の

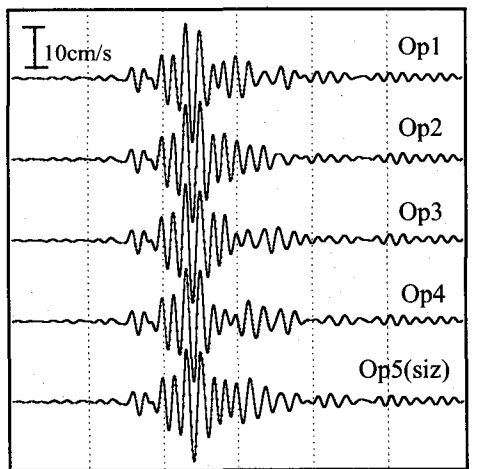


a)2D(面外)

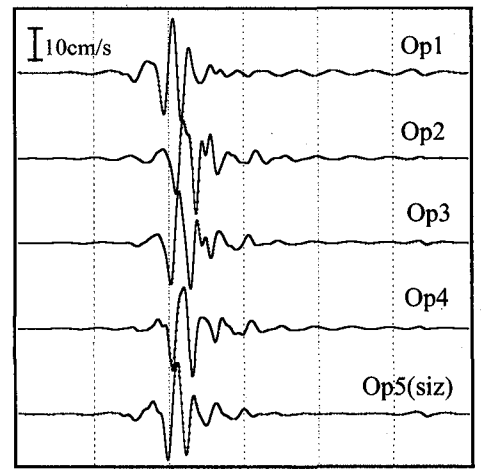


b)Saikia

図-18 各検討地点における断層方向(L成分)に対する解析波の比較



a)2D(面内)



b)Saikia

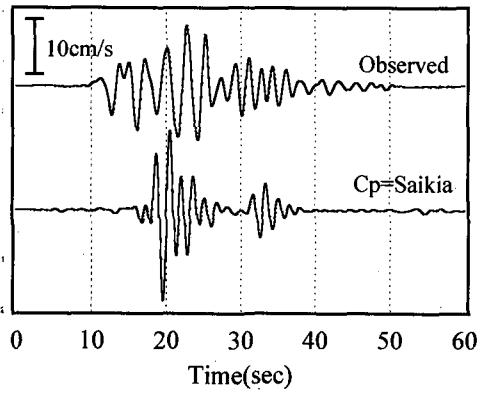
図-19 各検討地点における断層直交方向(P成分)に対する解析波の比較

主要動部分、さらに後続位相とも比較的良好な対応が認められる。このことは、雫石盆地内での強震記録の特性は、成層地盤としてではなく、断層から観測点間、特に断層近傍の地盤構造の不整形性が強く影響していることを示している。さらに、これらの結果は、表-1に示した観測点近傍の地盤構造モデルは概ね有意であることも示している。

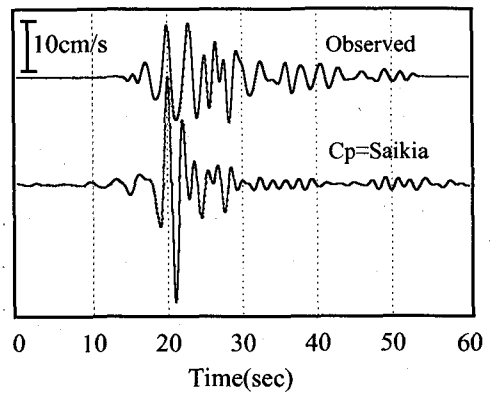
次に、盆地内での波動の伝播特性を把握するため、図-15に示した解析断面上の5点における2つの手法による解析波をP成分、L成分について図-18、19に示す。Saiki手法についてみると、主要動部分の後半に震源近傍の地盤構造に起因して発生したと考えられる伝播性の波動が認められる。しかし、観測記録や疑似3次元解析による解析波に認められる後続の波群が発生していない。一方、疑似3次元解析についてみると、後続の波群は伝播性の波動であることが分かる。このことは、川瀬らによる盆地内の断層近傍の地盤構造、つまり基盤面と断層面のなす角が

90度以下のエッジ構造をなしている地盤に対しても、基盤面と断層面の角度が90度以上の地盤モデルと同様に盆地生成表面波が発生するという指摘²³⁾と調和している。

最後に、断層近傍における観測波がSaikia手法により比較的良好に再現されていることから、Cp点におけるコントロール波として、Saikia手法により得られた解析波を用いて入力地震動を算出し、疑似3次元解析を実施した。Sizukushi(op5)における解析波と観測波の比較を図-20に示す。断層および断層直交方向の解析波と観測波の振幅レベルの差異は、2倍程度である。波形としてみると、断層方向については、主要動部分の継続時間が異なるものの、後続の波群は比較的良好に再現されている。また、断層直交方向については、主要動部分、後続の波群とも比較的良好に再現されている。このことは、断層近傍での地震動が理論解析により適切に再現されれば、有限要素法などの様な断層近傍の地盤構造の不整形性を考慮した解析に



a)断層方向



b)断層直交方向

図-20 Saikia手法によるコントロール波に基づく疑似3次元解析による解析波と観測波の比較

より、堆積地盤上の地震動特性を再現できる可能性があることを示している。

5.あとがき

本論では、1999年台湾・集集地震と同様の逆断層を震源機構とする岩手県北部地震(Mj=6.1, 1998年9月3日)の地震観測記録の特性に及ぼす震源特性および断層近傍の地盤構造の影響を、記録の周波数特性等の分析、および理論解析法と疑似3次元解析法を用いたシミュレーション解析による分析を行った。その分析に必要な雫石盆地内の地盤構造は、常時微動に基づいて推定した。

この結果、以下のことが明らかとなった。

- ①震度6弱を記録した震源近傍の観測記録は、同程度の震度を記録した他の地震による記録の特性と比べ、2.0Hzより低周波数側でのスペクトル振幅が小さい。
- ②観測記録には逆断層を震源機構とする地震動に共通する特徴が認められる。
- ③震源近傍の観測記録の特性は、震源特性の影響を強く受けている。断層下盤側の雫石盆地における観測記録には、震源特性の影響のみならず断層近傍の地盤構造の不整形性を含む断層から観測点までの地盤構造の影響を強く受け、表面波の影響と推定される顕著な後続の波群が認められた。
- ④雫石盆地内の観測記録と解析より推定された地震動の特性が良く対応していることから、常時微動に基づいて推定された地盤構造は近似モデルとして有意である。
- ⑤理論解析法により推定された断層近傍の地震動は、その推定が適切であれば、断層近傍の不整形性を含む地盤構造の影響を考慮できる有限要素解析などへの入力地震動として活用できる可能性がある。

最後に、疑似3次元解析には佐藤工業(株)所有のSuperFLUSHおよびSuperFLUSH/SHを使用させて頂き、吉田望博士を始め関係各位に感謝の意を表します。さらに、付録で示した電力施設の被害は、東北電力(株)岩手支社電力部狩野義郎氏より提供頂いたことを記して感謝の意を表します。

付録 地震被害の状況

被害は自然斜面の崩壊や地表面に現れた地震断層に伴う地盤変状に起因した構造物の被害などの地盤系の被害が主であり、人的被害は幸いにも雫石町国民休暇村で10人の負傷者に留まった。ここで、地震断層に起因して生じた地表面の段差はこの地震の大きな特徴の一つであり、電力施設等への被害をもたらした。また、踏査の範囲内では液状化に伴う噴砂などの地盤変状は認められなかった。一方、建築物の被害は雫石町国民休暇村の天井版や岩手高原スキー場のロッジ内の施設スプリンクラーの落下(写真-1参照)など、構造物本体ではなく付帯構造や設備にみられた。また、ペンション村においても、家屋や石積に軽微な損傷が認められた程度であった。

以下に、地震断層に起因する地表面の変状、それに伴う電力施設の被害について示す。

<地表面の地盤変状>

地震後、雫石盆地西縁に地震断層と推定される段差が地表面に出現した。段差は図中に示すように湯根田第二発電所の北東方向に約200m、南南東方向に約200m(付写真-1参照)、その南端から山祇神社方向に約350mと総延長約750mが目視で観察された。それらの位置は、雫石ゴルフ場の東端の断層崖に平行している。その段差の西側は東側より約20-30cmほど隆起している。

<電力施設の被害>

地表面の地盤変状が見られた湯根田川中流に位置している東北電力(株)湯根田第二発電所の導水路及び放水路に被害が見られた。同発電所は、1953年より運転を開始している流れ込み式発電所である。

導水路は暗渠と開渠形式のRC構造であり、被害は発電所に近い開渠部の約12m区間生じた。被害は付写真-5に示すように両壁に水路方向にそった斜のひび割れである。また、放水路はRC構造の馬蹄形のトンネル及び暗渠で構成され、被害は発電所に近いトンネル部の約30m区間にみられた。その被害区間におけるトンネル内の損傷状況を付図-1に示す。付図に示すように、損傷は側壁および天井にトンネル軸方向に沿った幅1~3mmのひび割れが生

押し出されたり右側壁や右下インバート部が崩壊し周辺の転石を含む土砂が流入する(付写真-2参照)など損傷の大きな区間7mに分けることができる。

これら被害のうち導水路トンネルの被害は、地震断層の影響と考えられる地表面の段差位置と対応することから、断層の動きに伴う地盤変状に起因して生じたものと推定される。さらに、その段差に直交方向の地表面変状の分布に関する詳細な調査²⁵⁾も実施されていることから、その被災機構の解明が今後期待される。

参考文献

1) 中村晋, 風間基樹, 小林晃, 大角恒雄: 岩手県北部地震(1998.9.3)による被害と地震動特性, 東北地域災害科学, 第35巻, pp.87-92, 1999

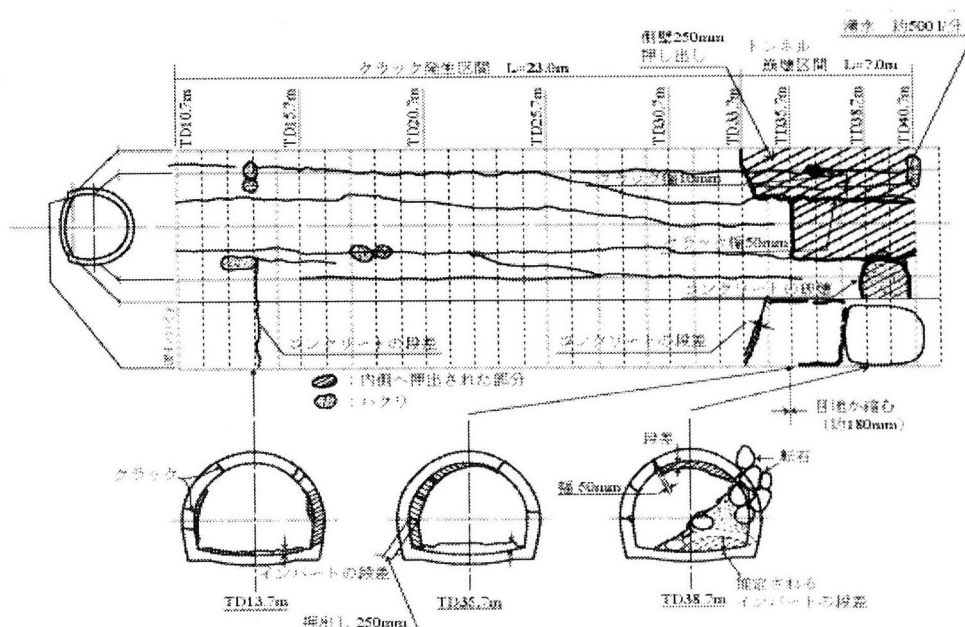
2) レベル2地震動研究小委員会編: レベル2地震動研究小委員会の活動成果報告書, (社)土木学会-地震工学委員会, 2000.3

3) 瀧藤一起, 兵庫県南部地震と強震動地震学, 科学, Vol.1, No.1, pp.66-71, 2000

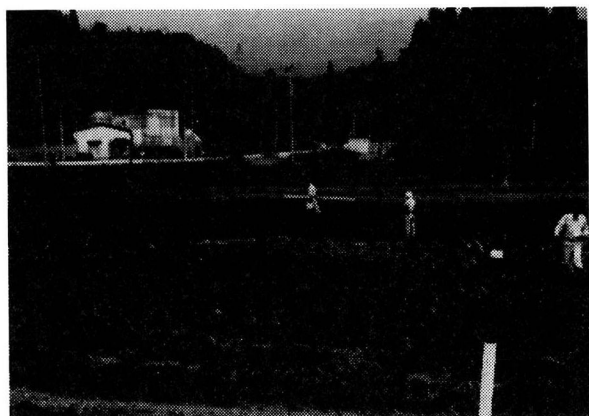
4) 川瀬博, 堆積盆地が強震動に与えた影響-メキシコシティの場合と神戸市の場合-, 第23回地盤震動シンポジウム, pp83-82, 1995

5) 長野正行, 工藤一嘉, 武村雅之, 神戸市長田区における地下構造の不整形性を考慮した1995年兵庫県南部地震(Mj=7.2)の余震記録のシミュレーション解析, 地震, 第2輯, 第52巻, pp.25-41, 1999

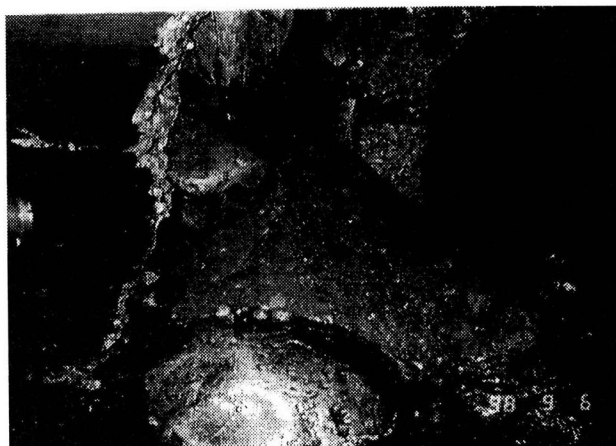
6) Saikia,C.,K. : Modified Frequency-Wavenumber Algorithm for Regional Seismograms using Filon's Quadrature: Modeling of Lg Waves in Eastern North America, Geophys. J. Int., Vol.118, pp.142-158, 1994



付図-1 放水路トンネル内の損傷状況



付写真-1 地震断層による地表面段差
(湯根田第二発電所の南東より)



付写真-2 放水路トンネルの破損

- 7) 中村晋, 永尾浩一, 末富岩雄, 疑似3次元地震応答解析による造成地盤の地震時挙動, 第23回地震工学研究発表会, pp.153-156, 1995
- 8) 菊地・山中: E I C地震学ノートNo.50, 東大震研情報センター, http://wwwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/980903.html, 1998.
- 9) 中村晋: ベクトルスペクトルによる地震動の増幅特性評価とその適用, 土木学会論文集, No.519/I-32, pp.161-173, 1995, 7
- 10) 佐々木文夫, 前田達哉, 山田道夫: ウェーブレット変換を用いた時刻歴データ解析, pp.9-20, 構造工学論文集, Vol.38B, 1992
- 11) Meyer Y.: Orthonormal Wavelets, in Wavelets, Springer, pp.21-37, 1989
- 12) 神山真, 強震地震動の非正常スペクトルの算出法に関する一考察, 土木学会論文報告集, 第245号, pp.55-62, 1976
- 13) Aki, K, S (1957): Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Specific Reference to Microtremors, Bull. Earth. Res. Inst., 35, pp.415-456, 1957
- 14) 松岡 達郎, 梅沢 夏美, 卷島 秀夫: 地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討, 物理探査, 第49巻, 第1号 pp.26-41, 1996
- 15) Morikawa, H, S. Sawada, K., Toki, J., Akamatsu, D., Nakajima, J., Ejiri and K., Miyakoshi: Estimation of Phase velocities from Microtremors observed at two sites, Proc. 2nd Int. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering, pp.19-24, 1998
- 16) 戸越逸人, 宮坂英志, 源栄正人, 柴田明德: アレー微動観測に基づく仙台地域の深部地下構造の推定-2点SPAC法に基づく長町地区の構造-, 東北地域災害科学研究, 35, pp.39-42, 1999
- 17) 工業技術院地質調査所監修(1996): 理科年表読本, コンピュータグラフィック日本列島の地質, 丸善(株)
- 18) 海野徳仁, 岡田知己, 中村綾子他: 1998年9月3日岩手県雫石町に発生した地震(M6.1)の余震分布, 活断層研究, 17, pp.1-8, 1998.
- 19) 佐藤良輔: 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, pp.85, 1989.
- 20) 山崎晴雄: 立川断層とその第四紀後期の運動, 第四紀研究16(4), pp.231-246, 1978.
- 21) Kiyono, J.: Identification and Synthesis of Seismic Ground Motion in Structural Response Analysis, Ph. D. thesis, Dept. of Civil Engineering, Kyoto University, 1992
- 22) 川瀬博, 松島信一: 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析-兵庫県南部地震の際の震災帯の成因-, 地震, 第2輯, 第51巻, pp.431-449, 1998
- 23) 中道聡, 川瀬博: レベル2地震に対する土構造物の耐震設計シンポジウムおよび講習会テキスト-1.3.3深層地盤構造が地震動に及ぼす影響に関するパラメトリックスタディ(SH波の場合), (社)地盤工学会, pp.81-95, 2000
- 24) 佐藤比呂志, 平田直: 内陸大規模地震の震源断層を探る, 科学, Vol.70, No.1, pp.58-65, 2000
- 25) 越谷信, 大石雅之, 野田賢他: 1998年岩手県内陸北部地震に伴う地震断層, 活断層研究, No.17, pp.9-20, 1998

(2001年9月14日受付)