1995年5月23日北海道空知中部の地震 ($M_{JMA}=5.7$) の メカニズム解とそれに関連した北海道北西部の テクトニクス

北海道大学理学部地震予知観測地域センター* 高波 鐵夫・一 柳 昌義
北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻** 長 郁 夫†
京都大学大学院理学研究科地球物理学教室*** 中 西 一 郎

The Mechanism Solution of the 1995 May 23 Sorachi-Chubu Earthquake ($M_{JMA}=5.7$) and the Related Tectonics in Northwest Hokkaido, Japan

Tetsuo TAKANAMI and Masayoshi ICHIYANAGI

Research Center for Earthquake Prediction, Faculty of Science, Hokkaido University,
N10, W8, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060, Japan

Ikuo CHO

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduated School of Science, Hokkaido University,
N10, W8, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060, Japan

Ichiro NAKANISHI

Department of Geophysics, Kyoto University, Sakyo-ku, Kyoto 606-01, Japan

(Received April 8, 1996; Accepted August 19, 1996)

The May 23 1995 Sorachi-Chubu earthquake ($M_{JMA}=5.7$) occurred at 18:01:29 JST in northwest Hokkaido at the western end of the Okhotsk plate. This is the largest of the earthquakes which occurred during the last 160 years in the shallow seismic zone with a length of about 250 km, which can be considered to be a plate boundary between the Okhotsk and Eurasian plates in the Late Mesozoic. This is also the first significant shallow event in this inland region recorded by a modern digital broadband seismic network, thus providing a first opportunity to examine the focal mechanism of a felt earthquake occurring along this old collision zone. Double-couple mechanism solutions were obtained from three kinds of data: P-wave first motions, broadband waveforms recorded by STS 1 and STS2 seismographs, and acceleration seismograms recorded by strong motion seismographs (JMA Model-87). The source parameters obtained by centroid moment tensor (CMT) inversion are: the centroid depth=7 km; (strike, dip, rake)=(187.7°, 23.2°, 115.4°; 339.3°, 69.2°, 79.6°); seismic moment $M_0=8.6 \times 10^{17}$ N·m ($M_w=5.8$). The waveform inversion of the strong motion seismograms for a single total source indicates: centroid depth=5 km; (strike, dip, rake)=(192.6°, 44.2°, 110.9°; 344.6°, 49.3°, 70.9°); seismic moment $M_0=3.0 \times 10^{17}$ N·m ($M_w=5.5$). The seismic moment is about one third as large as that obtained by the CMT inversion. The discrepancy between the two methods may be caused by the large later phases generated within the travel paths used for the CMT inversion. We made the waveform inversion excluding these phases for the strong motion seismograms. The long period CMT

* ** 〒060 北海道札幌市北区北10条西8丁目

*** 〒606-01 京都市左京区北白川追分町

† 現住所: 京都大学大学院理学研究科地球物理学教室

solution gives an information on the integrated view of the overall faulting regardless of a higher frequency information on the crustal structure as well as on the fault geometry during the earthquake. As far the fault plane solution, P-wave first motions gives the similar result as those inferred from both of the waveform inversions. As supplementary evidence, the disaster distribution, including tumbled tomb stones, suggests thrust faulting. The principal horizontal stresses obtained are also consistent with those predicted from the active faults ascertained by the geographical surveys. They suggest a reverse fault in which the western hanging wall moves upward. The results of the present study reflect the plate tectonic driving forces. They may be localized at reactivated sites of prior deformation, or at sites of stress concentration resulting from sutured structure, such as along the margin of the Okhotsk plate in the Late Mesozoic. It is reasonable to suspect that part of the present Okhotsk plate movement towards the Eurasian plate is absorbed in the weak zone created by the Late Mesozoic tectonic processes.

Key words: Broadband seismogram, CMT inversion, Wave-form inversion, Seismic moment, Okhotsk plate motion.

§1. はじめに

北海道空知中部に位置する新十津川町と雨竜町との境界付近(北緯 43.63 度, 東経 141.72 度, 深さ 14 km)で M_{JMA} 5.7 [気象庁マグニチュード, 以後 M_{JMA} と略す.] の地震が 1995 年 5 月 23 日に起きた. 札幌管区気象台が報告した震度分布によれば新十津川町と雨竜町とで震度 V の揺れを観測し, 一部の地域では地震による被害を被った. この地震は, この地方では最近珍しい, 被害をともなった地震と言える.

この有感地震が起きた空知中部には以前にもこのような浅い有感地震が時々発生していた. さらに北部の天塩地方から空知地方を経て石狩平野に至る, 北海道西北部に南北に伸びた細長い地域で浅い地殻内地震が時々起っていた. この北海道西北部の浅い地震活動帯に注目すると, 今回の地震は, 家屋の全壊などの被害をともなった 1834 年石狩川河口付近の地震 (M_{JMA} 6.4) に次ぐ規模の地震であった [札幌管区気象台 (1985)]. しかし, さらに過去に遡った有感地震についてはまったく不明である.

また微小地震活動については, 臨時の高感度地震観測に依らなければ知ることができなかった. 例えば, 本谷 (1967) は幌加町添牛内と中川郡音威子府村とでそれぞれ約 10 日間, FM データレコーダーによる高感度地震観測を実施した. 次いで森谷 (1976) は, 1969 年 5 月から 1971 年 10 月まで地震観測を同地域周辺で実施した. 天塩地方から留萌地方における微小地震活動が, それらの臨時の高感度地震観測によって初めて確認できた. さらに 1976 年 7 月, 北海道大学はテレメータによる高感度微小地震観測を開始した. その後は北海道全域の微小地震活動を常時監視できるようになった. 同時に北海道西北部の地震活動についても次第に明らかになってきた. Fig. 1 に, この北海道大学高感度微小地震観測網によって観測された, 当地域の浅い地震 (深さ 40 km 以

浅, 期間 1976 年 7 月から 1996 年 2 月 10 日まで) の震央を示した. この中で, 今回の地震に次ぐ規模となった, 1986 年 11 月 13 日の空知中部の地震 (M_{JMA} 5.3, 沼田付近) については, 余震活動が詳しく調査された [鈴木 (1987)]. 当調査による本震の深さは 11 km, 余震の分布は深さ 11–18 km となった. またその北部では, この地震の約 3 カ月前に群発地震が発生した [森谷 (1987)]. それらの地震の P 波初動の押し引き分布から推定したメカニズム解は, 東西方向の圧縮応力場であることを示した. メカニズム解の P 軸方向が北海道西北部の累積的水平歪の縮み方向 [国土地理院 (1986)] と良い一致を示しているのが大変興味深い. このように高感度微小地震観測によって, 北海道西北部での浅い地震の様子が次第に明らかになってきたと言える. さらに 1990 年 11 月 9 日から, 空知中部地震の震源域より約 20 km 北の北空知で顕著な群発地震が発生した. なかで 11 月 11 日の地震 (M_{JMA} 4.6) が最も大きな地震であった. この最大地震のセントロイド・モーメント・テンソル解 (CMT 解) から求めたダブルカップルの震源パラメータは, NAKANISHI (1992) によって報告されている. それによると地震モーメント M_0 は 1×10^{17} N·m (モーメント・マグニチュード, $M_w = 5.3$), 断層パラメータは, (走向, 傾斜角, 滑り角) = (102°, 49°, 156°) および (208°, 72°, 44°) である.

ところで今回の地震の 4 日後に, サハリン北部のネフチェゴルスクが大被害を被った地震 (M_{JMA} 7.6) が起きた [勝俣・他 (1995)]. 今回の地震の震源から約 1000 km 離れたサハリン北部に発生した. 瀬野 [1995] によれば, この地震の断層タイプは, オホーツク・プレートの運動の結果として起った右横ずれトランスフォーム断層であった可能性がある. このようなグローバルな観点で見た時, このサハリン北部地震と同様, 今回の空知中部地

Fig. 1. Epicenter distribution of earthquakes in the northwest Hokkaido from Jul. 1, 1976 to Feb. 10, 1996 located by the seismic network of the Research Center for Earthquake Prediction of Hokkaido University. Open circle with cross indicates the epicenter of the main event.

震も北海道を含むオホーツク・プレートの運動を反映した地震の1つと見なせる。

本論文では、この北海道内陸に発生した地震の震源メカニズム解を地震波形のインバージョンによって求め、

その震源メカニズム解とその他の地学的現象とを対比させながら空知中部地域のテクトニクスを現在のプレート運動にもとづいて考察した。

Fig. 2. P-nodal plane solution of the 23 May 1995 mainshock (lower-hemisphere, stereographic projection). Solid circles are compressional first motions, open circles are dilatational first motions; P and T are axes of maximum and minimum compressive stresses, respectively; X and Y are nodal plane poles; and N is null axis.

Table 1. Stations used in waveform inversions.

Station Location Code		Latitude	Longitude	Type of Seismographs
ASH	Kamikawa-Asahi	44.117°N	142.597°E	STS2 (JMA) ²
ERI	Erimo	42.016	143.157	STS2 (JMA) ²
KKJ	Kaminokuni	41.778	140.176	STS1 (RCEP) ³
ASA	Asahikawa	43.770	142.373	Model-87 (JMA) ¹
SAP	Sapporo	43.058	141.332	Model-87 (JMA) ¹
URA	Urakawa	42.158	142.782	Model-87 (JMA) ¹

¹ Strong motion seismograph of Model-87, ² Broadband Seismograph (STS2), ³ Very Broadband Seismograph (STS1). JMA: The Japan Meteorological Agency, RCEP: The Research Center for Earthquake Prediction of Hokkaido University.

§2. 長周期および短周期地震波形のインバージョンから求めた震源メカニズム解

長周期地震波形から平均的な震源解を求める CMT インバージョン法と、短周期地震波形からより詳細な震源解を求める波形インバージョン法とを、広帯域地震計および強震計に記録された本震の地震波形に適用し、メカニズム解を求めた。北海道の内陸地震ではこの種の波形解析法の適用例は今までになく、この地震が初めてである。

まず波形解析に先立って、北海道大学理学部地震予知観測地域センター（以後 RCEP と略す）の地震観測網と気象庁（以後 JMA と略す）の地震観測官署とで記録さ

れた、本震の P 波初動の押し引き分布からメカニズム解を推定した (Fig. 2)。この P 波初動の押し引き分布から求めた断層パラメータは、この地震を引き起こした主応力が、ほぼ東西の水平圧縮力 (P 軸の方向は N85°E、傾きが 15°) であったことを示している。しかし P 波初動の押し引き分布から推定したメカニズム解は、初期破壊時の応力状態を示唆するが、必ずしも本震の破壊全体の表現ではない。そこで、波形インバージョン法を適用し、より全体的な震源メカニズム解を推定する。

2.1 CMT インバージョン

ここでは広帯域地震計 (STS1, STS2) に記録された本震の波形記録の長周期成分を用いて CMT インバージョ

Fig. 3. Left: Comparison of the synthetic waveforms (broken lines) calculated from centroid moment tensor solution; Top right: Location of very broad band seismographic stations used in centroid moment tensor inversion; Lower right: Best double couple solution projected on the equal area lower hemisphere.

ンを行う。この方法は、すでに NAKANISHI *et al.* (1991), NAKANISHI (1992), そして長・他 (1995) らが CMT 解を求めるために行った方法と同じである。その結果得た CMT 解から最適ダブルカップル [DZIEWONSKI *et al.* (1983)] を計算する。理論波形は、ノーマル・モード理論 [GILBERT and DZIEWONSKI (1975)] に基づいて地球モデル 1066A [GILBERT and DZIEWONSKI (1975)] の固有値と固有関数 [BULAND and GILBERT (1976)] を用いて計算した。モーメント・テンソルは、体積変化なしと周波数依存性なしの拘束条件を付けた。セントロイドの位置を固定した線形のモーメント・テンソル・インバージョンを行い、最終的なセントロイドの位置は、グリッド・サーチ（深さの間隔を 1 km、緯度、経度の間隔を 0.1 度、セントロイドの破壊開始時刻の間隔を 1 秒）で理論波形と観測波形との波形の違いが最小になる位置に決定した [長・他 (1995)]。

観測点は北海道内の 3 カ所に分布し、それらの位置を Table 1 と Fig. 3 に示した。ASH (上川朝日), ERI (えりも) は JMA の STS2 の広帯域地震計の観測点、そして KKJ (上ノ国) は RCEP の STS1 の広帯域地震計 [WIELANDT and STRECKEISEN (1982), WIELANDT and STEIM (1986)] の観測点である。サンプリング間隔 0.05

秒の観測デジタル速度波形に周期幅 70 秒から 120 秒のバンドパス・フィルターを掛け、間隔 10 秒でリサンプリングを行った。観測波形の長さは、STS1 については発震時刻 (19 時 01 分 29 秒, JST) から 420 秒間、STS2 については 270 秒間を用いた。花籠・他 (1990) によれば、1 観測点 3 成分の S/N の高い波形からだけでも信頼性のあるモーメント・テンソル解を求められる。しかし、複数の観測点での記録を用いることにより解の精度が向上するので、震央を取り囲むような配置の観測点の記録が使える場合は、それを利用すべきである。ここでは上記の 3 点での 3 成分波形を用いた。

最終的に得た CMT 解から計算した最適ダブルカップル解およびそのモーメント・テンソル解から計算した理論波形と観測波形との比較を Fig. 3 に示す。最適ダブルカップル解の地震モーメント M_0 は 8.6×10^{17} N·m ($M_w = 5.8$)、断層パラメーターは、(走向, 傾斜角, 滑り角) = (186.7°, 23.2°, 115.4°) および (339.3°, 69.2°, 79.6°) である。また、発震時刻 (RCEP) と比較するとセントロイドの破壊開始時刻は 2 秒早く、震源の深さは 7 km となった。最終的に決定したセントロイドの位置は、RCEP や JMA が報告している震源位置と異なっていて、それらより西 (44.0°N, 141.4°E) に移動している。こ

Table 2. Velocity structure used to calculate the synthetic seismograms by reflectivity method.

Thickness (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Density (g/cm ³)	Q_p	Q_s
5.0	5.50	3.90	2.7	900	450
13.0	6.00	4.00	2.8	900	450
17.0	6.70	4.17	2.8	900	450
	8.00	4.62	2.9	900	450

Fig. 4. Observed displacement waveforms recorded by strong motion seismographs (JMA Model-87). P and S indicate the arrival times of P and S waves.

の CMT インバージョンで得た最適ダブルカップルの断層面解は、P 波初動の押し引き分布から推定した断層面解と大きな違いがない。このことから、今回の地震は、セントロイドでの平均的な震源メカニズムと初期破壊時

の震源メカニズムとがほぼ同じだったと考えられる。

2.2 強震記録の波形インバージョン

ここでは、KIKUCHI and KANAMORI (1991) の方法を用いて短周期地震波波形解析を行った。これは遠地実体波

Fig. 5. Focal mechanism projected on equal area lower hemisphere from waveform inversion. Waveform data used are shown in Fig. 4.

波形の解析に向いている [例えば, KIKUCHI and KANAMORI (1995)]. しかし空知中部地震の規模が小さく, CMT インバージョンの結果からも単純な破壊だったと考えられるため, 本震をサブイベントに分割せず単一の震源を仮定してインバージョンを行った. モーメント・テンソルには周波数依存性なしの拘束条件を付け, 震源時間関数としては簡単な三角波 (立ち上がり時間 1.0 s, 立ち下がり時間 1.0 s) を採用した. その際, 破壊点の水平方向の位置は P 波初動の走時から得た震央位置と一致させ, 深さのみ 5 km, 10 km, 15 km と変化させて理論波形と観測波形との残差が小さくなる深さを選んだ. 理論変位波形は Reflectivity 法 [KOHKETSU (1985)] で水平多層構造を仮定して計算した. 今回の地震は地下構造の不明な地域で起きたため, CHO *et al.* (1995) が内陸の浅い地震の解析に用いた構造を用いた (Table 2).

解析に用いた地震波形は, 札幌, 旭川, そして浦河の 3 カ所に設置されている JMA の広帯域強震計 (87 型強震計) の 3 成分記録である. サンプリング間隔 0.02 秒で記録された加速度波形から長周期ノイズを取り除くため, カットオフ周期 0.033 秒のハイパス・フィルターを掛けたあと 2 回積分して変位波形に直した. Fig. 4 にその変位波形を示す. Fig. 5 に観測点の位置を示す.

今回の地震は, 何れの観測点でも S 波の後に顕著な長周期の後続波を伴っている. 本震の規模からこの後続波を励起させた原因が震源ではなく, 伝播経路, 観測点にあると考えられるが, 詳しくは明かではない. そこで, それぞれの観測点での解析時間を P 波から S 波を含む時間に限定し, 顕著な後続波を使用しなかった. 例えば, 旭川 (ASA) では震源時から 20 秒間, 札幌 (SAP) では 40 秒間, 浦河 (URA) では 60 秒間の波形を用いた. 観測波形と理論波形には同じ種類のバンドパス・フィルターを掛けた後, 0.2 秒間隔でリサンプリングを行った. またここで考えているモデルでどの程度まで短周期波形が説明できるかをバンドパス・フィルターの周波数帯域を変えながら調べてみた. その長周期側のカットオフを 30 秒と固定し, 短周期側のカットオフを 5 秒から 10 秒の範囲で変化させてインバージョンを行ったが, 短周期側のカットオフが 10 秒以下になると波形の合い具合が著しく劣化した. これは実際の地下構造や, 震源関数がここで仮定しているものより複雑な情報を含んだためと考えられる. 波形の比較が可能な周期帯域として, ここでは 10 秒から 30 秒の帯域を採用した.

得たモーメントテンソル解から計算した最適ダブルカップル解を Fig. 5 に示した. 地震モーメント M_0 は

Fig. 6. Waveform comparison. Observed waveforms (solid lines); Synthetics (broken lines) from moment tensor solution; Traces are filtered with a band-pass filter 10–30 sec; Displacement in cm; time in second since origin-time. Duration for ASA, SAP, and URA is 20s, 40s, and 60s, respectively.

$3.0 \times 10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$ ($M_w = 5.5$), 断層パラメーターは、(走向, 傾斜角, 滑り角) = $(192.6^\circ, 44.2^\circ, 110.9^\circ)$ および $(344.6^\circ, 49.3^\circ, 70.9^\circ)$, そして震源の深さが 5 km であ

る。観測波形とインバージョンの結果得られたモーメントテンソル解に対する計算波形との比較を Fig. 6 に示す。

この最適ダブルカップル・メカニズムは、CMT 解から計算した最適ダブルカップル・メカニズムおよび P 波初動の押し引き分布から推定したメカニズムと節面の走向は完全ではないが調和的である。すなわち空知中部はほぼ東西方向に水平の主圧縮軸をもつ応力場であることが、P 波初動、短周期帯域 (10~30 秒), および長周期帯域 (70~120 秒) のデータからそれぞれ独立に求められた。過去にこの震源域周辺で起った地震 (1986 年 8 月 26 日幌延町付近の地震, M_{JMA} 3.9; 1986 年 11 月 13 日沼田町付近の地震, M_{JMA} 5.3; 1990 年 11 月 9 日の北空知の地震, M_{JMA} 4.6) の震源メカニズム解 [森谷 (1987), 鈴木 (1987), NAKANISHI (1992)] も本解析で求めたメカニズム解とほぼ同様である。しかし、ここで求めた地震モーメントは CMT 解から求めたモーメントの約 1/3 である。その理由の 1 つに、地震波が伝播してきた構造が必ずしも単純でなかったことが考えられる。今回の地震については、S 波の後に大きな長周期の後続波が明瞭に認められた。周期 10 秒から 30 秒の帯域で行った波形インバージョンではその波群を取り除いて計算したが、一方周期 70 秒から 120 秒の帯域で行った CMT インバージョンではそのような後続波の影響も含んだ可能性がある。また CMT インバージョンからは、断層運動全体の平均的な解が求まるのに対し、波形インバージョンでは、断層運動中の短周期の情報を含んだ解が求まる。このように長周期成分を十分含んだ地震波形の CMT インバージョンと短周期側に偏った狭い周波数帯域の波形インバージョンとでモーメントの見積りに違いが現れた可能性がある。実体波から求めたマグニチュード M_{JMA} 5.7 や余震域の大きさは、長周期地震波形の CMT インバージョンから求めたモーメントを支持する。

つぎにこの章で求められた 2 つの断層面のうち、いずれの面で本震の断層運動が起ったのかを考察してみたい。そのために、次の章ではこの地震に伴って発生した余震の空間分布について検討する。

§ 3. 断層モデルと余震分布

JMA は、本震の起きる約 40 日前の 1995 年 4 月 13 日より、北竜町で地震観測を開始した。この観測点は、本震の震央から北北東に約 10 km ほど離れた最も近い定常地震観測点である。したがって今回の地震の震源域内に発生した余震については、本震直後からはほぼ $M_{JMA} = 2$ の小さな規模の余震もほぼ洩れなく記録され、かな

Fig. 7. Map showing the hypocenters of aftershocks determined by OHMURA (1996). Open circles and inverted triangles are the locations of hypocenters and portable seismographic stations. A star with M_s shows the epicenter of main event, respectively. (a), (b), and (c) are horizontal, N-S vertical, and E-W vertical sections, respectively.

りの数の地震が震源計算された。5月23日の本震から7月31日までに約230個の余震が観測された。北海道大学理学部では余震の震源分布を正確に求めるために臨時の観測網を展開した。これは、震源域付近の定常観測点であるRCEPの新十津川ダム観測点とJMAの空知北竜観測点とを加えた10点からなる観測網である。この観測によって得られた、南北、東西、深さ方向の誤差がいずれも2.0 km以内の余震の震源分布をFig. 7に示した[森谷・他(1995), 大村 猛(1996)]。ここにプロットされた地震は1995年5月24日から7月11日までの94個である。またマグニチュードの範囲が-0.2か

ら2.7の微小地震である。一方本震の震源メカニズム解では、B軸(ヌルベクトル)の方向がほぼ南北で、2つの断層面が東西方向に 30° - 50° 程度で傾斜している(Fig. 2~3)。Fig. 7の余震分布から東傾斜の断層面または西傾斜の断層面のいずれが本震の断層運動に関係したのか判断するのは難しい。すなわち断層面を同定するような余震分布の広がり方が認められない。その原因として、地震観測網内で速度が水平方向にも大きく変化するような傾斜構造であったり、局部的に強い速度異常が存在していた場合が考えられる。そのような複雑な構造では震源計算に用いた観測点の組合せによって震源が速度異常

にしたがって系統的に変化する。したがって今回の観測網の大きさや震源の深さ分布から推して、個々の地震の震源決定精度がそれぞれ 2 km 以下と見積もられたとしても、全体の余震分布が必ずしも断層面を表現しない。後述するように、震源域の北竜町および新十津川町では石狩川周辺に厚く存在する沖積層を両側から挟むように東西に古い時代の火成岩帯が存在している。したがってこのような東西方向の強い速度変化が震源計算に影響し、余震分布から断層面を推定できなかった可能性がある。また観測期間の長さも影響すると思われる。本震の断層運動の様子は、本震直後のもっとも短い期間（例えば数時間から 1 日以内）の震源分布に反映したであろうが、今回の地震では、臨時地震観測網のデータを用いて震源決定が可能になった最初の余震は、本震からすでにほぼ 1 日経過して起きた地震であった。そのために、本震の断層面の推定が困難であった、とも考えられる。いずれにしても余震分布から断層面を同定するためにはさらに震源の再検討が必要である。

つぎに、震源域およびその周辺での被害状況から本震の震源過程に関係したと思われる現象について考察する。

§ 4. 断層運動と被害状況

今回のような地震の断層運動は震源域での被害状況に影響すると考えられる。そこでこの章では、最も被害を被った新十津川町およびその周辺の被害の状況がどのようなであったかを検討する。

地震の被害は、地震の震源メカニズムのみならず、柔らかい堆積層、堅い岩盤といった地質構造にも強く影響される。今回の地震で被害を受けた地域は、樺戸山地とその東側の低地帯であった。樺戸山地と低地帯との間に樺戸断層群、和断層などの活断層・活褶曲の分布が知られている [地質調査所 (1987), 活断層研究会 (1991)]。今回の地震の震央は樺戸山地の（増毛山地）の中央部のやや東側の新十津川町吉野付近に位置する。地質調査所 (1987) によれば、樺戸山地は標高 500 m～1500 m の稜線をもつ山地であり、先新第三系とそれを覆う主として海成中新～鮮新統とそれと同時期の火山岩類からなる。これらは、南北～南南東-北北西方向の軸をもつ褶曲帯をなして分布する。

樺戸山地の東側には、河成扇状地起源と考えられる段丘とそれを切る活断層が認められている [松井・他 (1965), 活断層研究会 (1991)]。これらは、長さが 4～17 km、走向が南北～北北東の断層であり、雁行しながら全体として 50 km 以上にわたって分布している。山地の東側には石狩川に沿って沖積低地が発達している。低

地の大部分は石狩川の氾濫原である。このような地勢を背景にした北海道北西部で今回の地震が起った。

北海道地下資源調査所は地震発生の翌日および 6 月上旬の 3 日間、震源域周辺での被害調査を実施した [田近・広田 (1995)]。彼らが求めた被害分布調査の中の墓石の転倒調査によれば、東西 10～15 km、南北 25～30 km の範囲にある墓地 4 カ所で墓石の転倒があった。最大の転倒率を示したのは震源域付近の吉野地区 (64%) であり、東方に向かってその転倒率が急激に小さくなっている。また震央の西側の資料は多くはないが、南西の墓地では転倒が認められていない。転倒が見られた墓地は、震央の東側にあって、震央の南東に位置する吉野から北部の北竜町までの南南西～北北東に伸びた地域に認められた。また彼らは岩崎・川島 (1982) の経験式を用いて、この転倒墓地では 200 gal 以上の加速度があった地域と推定した。また震度の中で最大の震度 V を感じた JMA の北竜観測点での最大加速度は東西成分で 358 gal であった。このように、震央よりもやや東寄りを中心に北方へ伸びる幅広い帯状、または長円状の地域で強い震動 (200 gal 以上) があった。このことから震央は断層面の西端に位置していたと推定され、Fig. 7 の震央分布と本震の位置と矛盾しない。どちらに傾斜した面が断層面であったかについては以下のことから判る。墓石の転倒や回転の方向が殆ど西向きであった。さらに当地域の既存の活断層や活褶曲の観察から推定された地形変動は、東落ちの縦ずれである [活断層研究会 (1991)]。活断層研究会 (1991) が定義した確実度 I (活断層であることが確実であるもの) の活断層の位置から約 27 度の角度で西側に傾斜した面を考えると、本震の震源 (深さ 5～7 km) がその面の近くにある。前章の長周期 CMT インバージョンからは、西傾斜の断層面の傾斜角が 23 度と求まった。一方、地表で観察できる東落ちの縦ずれを伴う逆断層タイプの活断層分布が、過去何回かの地震による断層運動の累積変動によって生じた変動地形 (または撓曲崖) であると仮定すると、今回の地震もその既存断層、もしくはその地下延長部で起きた可能性がある。したがって今回の本震の断層面は、23 度西傾斜の断層面であったと期待される。すなわち、過去にこの地域で起った地震は、今回の地震と同様に西側傾斜の断層面上の盤が東上がりに滑る逆断層タイプだったことが考えられる。

つぎにこのような逆断層タイプの地震を引き起こした東西圧縮の広域応力場をプレート運動学の中で考察する。

Fig. 8. Relative velocities predicted by Euler vectors of the Okhotsk-Eurasian plate (EU-OK) system and the North American-Eurasian plate system (EU-NA) [SENO *et al.* (1996)]. Arrows indicate the relative motion directions.

§5. プレート運動と本震のメカニズム解

既に述べたように、今回の地震の4日後にサハリン北部のネフチェゴルスクに大被害を被った地震 (M_{JMA} 7.6) が起きた [勝俣・他 (1995)]. それは今回の空知中部地震の震源からはほぼ真北に約 1000 km 離れたサハリン北部に発生した. 瀬野 (1995) によれば、このサハリン北部の地震は、ユーラシア・プレートとオホーツク・プレートとの相対運動の結果として起った、と解釈できる. 中村 (1983) や小林 (1983) によると、この2つのプレートの境界はフォッサマグナ-日本海東縁-サハリンに沿って走り、そこでは1940年積丹半島沖地震 (M_{JMA} 7.5)、1964年新潟地震 (M_{JMA} 7.5)、1971年サハリン西方沖 (M_{JMA} 6.9)、1983年日本海中部地震 (M_{JMA} 7.5)、1993年北海道南西沖地震 (M_{JMA} 7.8)、そしてサハリン北部地震 (M_{JMA} 7.5) などのおおよそ M 7 を越えた大地震が続発した. 最近の半世紀だけでこのプレート境界で集中的に大地震が起ったことになる. 一方今回の空知中部の地震は、そのすぐ東側のサハリン-北海道中軸部を走る過去のプレート境界に発生した. すなわち、そこは北海道西部と東部との間にかけてあった古カムイコタン海が消滅

した衝突境界であったことが明らかにされている [例えば、堀越 (1972)、DEN and HOTTA (1973)、CHAPMAN and SOLOMON (1976)]. かつての衝突境界であるために、そこは衝突場特有の複雑な地質構造 [君波・他 (1986)] からなっていたり、短周期の低ブーゲー重力異常分布が示すように、密度の低い堆積層が南北に連なったりしている [大亀 (1972)]. 海を消滅させた衝突境界であったために多量の海水がその地帯に取り込まれている可能性が強く、破壊強度の低い地帯であると期待できる. 現在もなおかつてのプレート境界で比較的浅い地震が頻発しているのはこのような地学的要因があるためと考えられる. しかし第四紀以降は、主たるプレート境界は現在の日本海東縁にジャンプし、地震活動もその新しいプレート境界に移ってしまったらしい [例えば、中村 (1983)]. 上述した最近の大地震はそこに沿って発生した. かつての衝突境界はオホーツク・プレートの中の単なる1部分として扱われるようになった. しかし各種の地学的資料は、今回のような浅い地震を起こす条件が依然備っていることを示唆している. つぎにこのような地質学的環境下にあるかつてのプレート境界に、どのよう

なダイナミクスで歪が蓄積されるのかをプレート運動の中で考えてみたい。

北海道は、現在のオホーツク・プレートの1部であり、その運動に支配されている。そこで、ユーラシア・プレートに対するオホーツク・プレートの相対運動の回転極をサハリン北部の北緯53度、東経142度[SENO *et al.* (1996)]と仮定すると、オホーツク・プレート上の各点での相対速度が求められる。今回の地震の震央の点では、SENO *et al.* (1996)のモデルに従うと、西方(N88.6°W)に大体0.7 cm/yrの速度で運動している、と見積もられる。Fig. 8にSENO *et al.* (1996)が求めたユーラシア・プレート(EU)-北米プレート(NA)とユーラシア・プレート(EU)-オホーツク・プレート(OK)との2つのプレート運動に基づいて計算した相対速度を示した。今回の本震の震央では、この2種類のプレート相対運動(EU-NAとEU-OK)に大きな違いがないが、1995年5月27日のサハリン北部地震の右横ずれ運動の震源メカニズムから推して、当地は北米プレートの中に位置すると見るよりオホーツク・プレート上の1地点と判断した方がよい。この相対運動の方向は国土地理院(1984, 1986)の最大圧縮歪の方向と大変よく調和している。また前章で求めた本震のメカニズム解もほぼ東西圧縮の逆断層タイプであるので、このプレート運動による東西圧縮の広域的応力場を支持している。

このように、地震学的な破壊強度の低いかつての衝突境界場で、現在のオホーツク・プレートとユーラシア・プレートとの相対運動によって蓄積された歪を解消するように今回の地震が起った、と推察できる。

§6. ま と め

1995年5月23日北海道内陸の空知中部で、被害を伴った浅い地震(M_{JMA} 5.7)が起った。本論文では、その地震の発生メカニズムを理解するために、本震のメカニズム解を求めた。用いた方法は、在来のP波初動の押し引き分布によるもの、そして波形インバージョン法によるものの2種類である。さらに後者の波形インバージョン法については、STS地震計に記録された長周期速度波形にCMTインバージョン法を適用し、その解から最適ダブルカップル解を求める方法と、JMA87型広帯域強震計に記録された加速度記録の積分から求めた変位波形に波形インバージョン法を適用し、その求めたモーメント・テンソル解から最適なダブルカップル解を求める、という2つのアプローチを試みた。さらに震源域での被害状況を考慮し、求めた2つ節面のうちいずれの面が断層面であったかを推察した。そしてこのような浅い地震と現在のオホーツク・プレートの運動との関係を

考察した。

要約すると、

- 1) 震源メカニズム解を求めるために用いた3つの解法は、それぞれほぼ同じ断層面解を示した。これは本震の破壊が単純であったことを示している。しかし地震モーメントに関しては、波形インバージョンから計算されたモーメントとCMT解から求めたモーメントが異なっていた。前者は後者の約1/3であった。その理由の1つに、地震波が伝播してきた構造が単純でなかったことが考えられた。今回の地震については、S波の後に、その影響と考えられる大きな長周期の後続波が認められ、周期70秒から120秒の帯域で行ったCMTインバージョンではそのような後続波の影響も含んだ可能性がある。またCMTインバージョンからは、断層運動全体の平均的な解を求めたのに対し、波形インバージョンでは、断層運動中の短周期の情報を含んだ解である。このような震源情報の周波数帯域の違いがモーメントの見積に現れた可能性がある。
- 2) 今回の地震は、南北方向に横ずれを伴った逆断層タイプであった。ほぼ南北の走向で西下がりの傾斜をもった面で断層運動があった。
- 3) この地震のセントロイドの深さは5~7 kmで、震源域の付近では大きな被害を被った。
- 4) 今回の地震は、ユーラシア・プレートとオホーツク・プレートとの相対運動に関係したオホーツク・プレート内での歪解放を伴う断層運動であったと推定された。これらのプレートの境界はM7クラスの地震が多発する日本海東縁に位置するが、今回の地震は、そのオホーツク・プレート内に残存するかつてのプレート境界の破壊強度の低い場所で起った。またそこは大きな圧縮歪の領域(ここでは 5×10^{-6} 以上[国土地理院(1964, 1986)])に相当し、その歪を解消するように発生した。

以上から推して、北海道北西部を南北に走るかつての古い衝突境界で、今回のような被害を伴う浅い地震が再び起きる、と考えられる。したがって、当地域に於いては、今後も地震活動を注意深く監視する必要がある。また今回用いたような波形インバージョン法を過去の地震記録に適用し、過去の地震についても客観的に把握することが急務であろう。

謝 辞

気象庁地震火山部津波監視課の草野富二雄氏、札幌管

区気象台技術部地震火山課の橋本 勲氏、そして宮村淳一氏から地震記録、震源情報を、北海道大学大学院理学研究科地球惑星物理学講座の森谷武男氏、大村 猛氏からは臨時地震観測の解析結果を提供して頂いた。東京大学地震研究所の瀬野徹三氏には、オホーツク・プレート運動に関する有益な資料を頂いた。また、本論文は査読者の東京大学地震研究所瀬野徹三氏と匿名氏の適切な意見により、大きく改善されました。ここに記して深謝いたします。

文 献

- BULAND, R. and F. GILBERT, 1976, The theoretical basis for the rapid and accurate computation of normal mode eigenfrequencies and eigenfunctions, Unpublished Research News, Univ. of Calif., San Diego.
- CHAPMAN, M. E. and S. C. SOLOMON, 1976, North America-Eurasian plate boundary in northeast Asia, *J. Geophys. Res.*, **81**, 921-930.
- 地質調査所, 1987, 50 万分の 1 活構造図, 旭川.
- CHO, I., I. NAKANISHI and K. KANJO, 1995, The source mechanism of Hyogoken-nambu earthquake of January 17, 1995, *J. Nat. Dias. Sci.*, **16**, No. 3, 21-29.
- 長 郁夫・中西一郎・今西和俊・佐藤魂夫, 1995, 1994 年北海道東方沖地震 ($M_{JMA}=8.1$) の CMT 解: 広帯域強震計データを用いたインバージョン, *地震* **2**, **48**, 353-364.
- DEN, N. and H. HOTTA, 1973, Seismic reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido, *Papers in Meteor. and Geophys.*, **24**, 31-54.
- DZIEWONSKI, A. M., T.-A. CHOU and J. H. WOODHOUSE, 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, No. B4, 2825-2852.
- GILBERT, F. and A. M. DZIEWONSKI, 1975, An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, **278**, 187-269.
- 花籠 靖・中西一郎・森谷武男・笠原 稔, 1990, 長周期地震波による近地地震震源メカニズムの決定, *地震* **2**, **43**, 213-225.
- 堀越 勲, 1972, 日本列島の造山帯とプレート, *科学*, **43**, 665-673.
- 岩崎敏男・川島一彦, 1982, 1978 年伊豆半島大島近海地震災害調査報告, 第 1 編, 土木研究所報告, **158**, 2-24.
- 君波和夫・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫, 1986, 北海道中生界の構造区分と層序, *地団研専報*, **31**, 1-15.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 分布図と資料, 東京大学出版会, 483 pp.
- 勝俣 啓, 笠原 稔, タチュウォン・ルベン, セン・ラクシェ, キン・チュンウ, セルゲイ・シャルギン, ルキャニェンコ・セルゲイ, プレトニョフ・コンスタンチン, イワシエンコ・アレクセイ, ストラホフ・ウラジミール, 1995, 1995 年北サハリン地震の日ロ合同余震観測, 1995 年度秋季大会日本地震学会講演予稿集, C56.
- KIKUCHI, M. and H. KANAMORI, 1991, Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.
- KIKUCHI, M. and H. KANAMORI, 1995, The Shikotan earthquake of October 4, 1994: Lithospheric earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1025-1028.
- 気象庁, 1995, 平成 7 年 5 月 23 日空知支庁地方の地震, 第 116 回地震予知連絡会資料, 29-31.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始り, *月刊地球*, **5**, 510-514.
- KOHKETSU, K., 1985, The extended reflectivity method for synthetic near-field seismograms, *J. Phys. Earth*, **33**, 121-131.
- 国土地理院, 1984, 北海道地方の水平歪, 地震予知連絡会会報, **32**, 16-21.
- 国土地理院, 1986, 北海道地方の水平歪, 地震予知連絡会会報, **35**, 3-11.
- 松井 寛・垣見俊弘・根本隆文, 1965, 5 万分の 1 地質図「砂川」及び同説明書, 地質調査所, 96 pp.
- 森谷武男, 1976, 北海道内陸部における浅発地震活動, 「シンポジウム」北海道およびその周辺の地下構造とその地学的意味, 70-83.
- 森谷武男, 1987, 北海道北部の広域群発地震 (1986 年 8 月), 昭和 62 年度春季地震学会講演予稿集, 3.
- 森谷武男・大村 猛・大塚 健・本谷義信・勝俣 啓・一柳昌義・岡山宗夫・高田真秀・鈴木淳志・浅井康広・笠原 稔・岡崎紀俊, 1995, 1995 年 5 月 23 日樺戸山地の地震 $M 5.6$ の余震観測, 1995 年度秋季大会日本地震学会講演予稿集, B89.
- 本谷義信, 1967, 北海道北部地方における微小地震観測, —1961~66 年の北海道付近の地震活動—, 北海道大学地球物理学研究報告, **18**, 33-43.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, *地震研彙報*, **58**, 711-722.
- NAKANISHI, I., Y. HANAKAGO, T. MORIYA and M. KASAHARA, 1991, Performance test on long-period moment tensor determination for near earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 223-226.
- NAKANISHI, I., 1992, Long-period moment tensor determination for regional earthquakes by a local broad-band seismograph array in Hokkaido, Japan, *Proc. Int. Symp. On Earthquake Disaster Prevention, Mexico City*, **3**, 70-80.
- 大村 猛, 1995, 1995 年 5 月 23 日北海道新十津川町の地震 ($M 5.7$) の余震観測と震源決定, 平成 7 年度北海道大学理学部地球物理学教室卒業研究.
- 札幌管区気象台, 1985, 北海道の地震活動, 地震津波防災資料 (1), 292pp.
- 札幌管区気象台, 1995, 北海道・空知地方の地震 (1995 年 5 月 23 日・ $M 5.6$), 地震予知連絡会会報, **55**, 25-28.
- 鈴木貞臣, 1987, 1986 年 11 月 13 日北海道沼田町付近

- の地震 (M 5.3) とその周辺の地震活動北海道地区自然災害科学資料センター報告, **1**, 11-20.
- 瀬野徹三, 1995, 1995 年 5 月 27 日ネフチェゴルスク地震のテクトニクスな背景, 1995 年度秋季大会日本地震学会講演予稿集, C58.
- SENO, T., T. SAKURAI and S. STEIN, 1996, Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, **101**, No. B35, 11305-11315.
- 田近 淳・広田知保, 1995, 1995 年 5 月 23 日北海道空知地方で発生した地震: 被害分布の概要とその構造地質学的背景, 地下資源調査所報告, **67**, 147-155.
- WIELANDT, E. and J. M. STEIM, 1986, A digital very-broad-band seismograph, *Annales Geophysicae*, **4**, B, 3, 227-232.
- WIELANDT, E. and G. STRECKEISEN, 1982, The leaf-spring seismometer: design and performance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 2349-2367.