

1918年信州大町地震の断層運動 ——信濃川地震帯のテクトニクス(Ⅱ)——

新潟県立西新発田高等学校* 河内 一 男

A Fault Movement of the 1918 Omachi Earthquake: Seismo-Tectonic Bearings Connected with the Shinano River Seismic Zone (Part 2)

KAZUO KAWAUCHI

Nishi-Shibata High School, 3-1-2, Nishizono-cho, Shibata, Niigata 957-8522, Japan
(Received April 12, 2000, Accepted June 16, 2000)

A fault movement of the 1918 Omachi earthquake is estimated based on the vertical movement along the levelling route in Omachi and its vicinities. The vertical movement during the period of 1891-1920 is analyzed by Miyabe's method. In the 1918 Omachi earthquake, the land block of the northwestern part of Omachi was upheaved and tilted down 6.0×10^{-5} rad to $N75^\circ W$. Changes in the heights of the bench marks projected onto the $N75^\circ W-S75^\circ E$ direction suggest that the land block was thrust up eastward by a high angle reverse fault dipping to the west. This fault coincides with that of the 1964 Niigata earthquake and is similar to the topographical feature along the Shinano River Seismic Zone. It is presumed that the plate boundary between the Okhotsk Plate and the Eurasian Plate is a collision type, not a simple eastward subduction type as is accepted so far.

Key words: Omachi earthquake, Vertical movement, Miyabe's method, Shinano River Seismic Zone, Collision type.

§1. はじめに

対象となる水準測量路線が屈曲しており、かつ路線を載せている地塊が一枚の板のように傾動する場合は、上下変動データだけで地塊の傾斜量と傾斜方向を求めることができる [宮部(1936)]. 河内・大木(1997)は、この方法と周辺の地変の状況から、間接的に1964年新潟地震の断層モデルを推定した。本論においては、同様の手法を、日本海から信濃川地震帯の南部に転じて、1918年信州大町地震(M6.5)に伴う地殻変動に適用する。

信濃川地震帯南部(北部フォッサマグナ)の長野県大町市付近では、過去270年間に、M6前後の地震が5個ほど発生している [佃(1990)]. このうち、1918年(大正7年)11月11日に発生した地震(以下大町地震という)では、震央付近で約200mm隆起する水準変動が確認された [大森(1921, 1922), IMAMURA(1930), TSUBOI(1933)]. 多田・橋本(1988)は水準変動と地殻変動の計

算値との比較をもとに断層モデルの推定を行い、この地震の震源断層は東傾斜の逆断層であったとしている。これは、大町地震によって東方の筑摩山地側が西方の松本平野側にのし上がったことを意味しており、西南日本を含むユーラシアプレートが東北日本の下に潜り込むとする中村(1983)・小林(1983)の新生プレート境界説とも整合性のあるものであった。

ところが、大町付近の水準路線は屈曲が多いため、路線の走向に近い方向から変動をみる場合は、水準点の相対的位置関係の逆転する場合が少なくない。多田・橋本(1988)が示した地殻上下変動の図では、この点について十分に表現されておらず、また、隆起量のピークを与える水準点を実測値と計算値で一致していないなどの問題点が残っている。

大町市付近で発生する地震の発生メカニズムの解明は、北部フォッサマグナ地域のプレート境界の性質に関する議論とあいまって重要である。その意味で、唯一地殻上下変動が確認された、1918年大町地震前後の水準

* 〒957-8522 新発田市西園町3-1-2

測量のデータは十分に検討されなければならない。本論では、まず宮部(1936)の方法による測量データの解析を行い、地塊の傾斜方向を求める。次に、得られた傾斜方向に上下変動値を投影すれば、断層運動による測地学的な地変が見いだせることを示す。さらに、この方法で推定された断層運動のテクトニックな意味を述べる。

§2. 傾動解析

2.1 水準測量のデータ

解析には多田・橋本(1988)と同様、大森(1921, 1922)が用いた陸地測量部の1891~1921年の測量データ(Table 1)を利用した。大森(1921)によれば、このデータにはB.M. (ベンチマークの略) 2885 (+5.0 mm), 2886 (+5.0 mm), 2888 (+14.0 mm), 2893 (+10.0 mm)の4つの水準点で故障改正値が加えられている。また、データには地震時の変動以外の永年変化も含まれていると思われる。しかし、大町市付近の地震時の変動量は南北隣接地域に比べオーダーが1桁大きいので、データはとくに加工せず、変動量のすべてを地震時の断層運動によるものと見なした。なお変動量は大町市から南方約30 kmにある松本市B.M.2873を仮不動点として表している。

Fig. 1に、大町市付近のB.M.2889-2895間の路線および等変動量線図を示す。図中の破線は後述する推定断層が地表と交わる断層線である。等変動量線はこの断層線で不連続になることを考慮して引かれている。この図は大町市北部一帯が北西側に傾斜しながら隆起したことを明瞭に示している。

2.2 3点法

Fig. 2はB.M.2890~2893間の4点の水準点から任意に選んだ3点がつくる面の最大傾斜方位を矢印で示したものである。矢印の始点は3点がつくる三角形の

Table 1. Vertical crustal movements (in mm) in the source region, Omachi and its vicinities.

| B.M. | 1891-1920 (mm) |
|------|----------------|
| 2896 | -73.1 |
| 2895 | 2.2 |
| 2894 | 14.9 |
| 2893 | 74.8 |
| 2892 | 145.5 |
| 2891 | 189.6 |
| 2890 | 159.4 |
| 2889 | 15.8 |
| 2888 | -4.2 |
| 2887 | -13.7 |
| 2886 | -4.8 |
| 2885 | 7.9 |

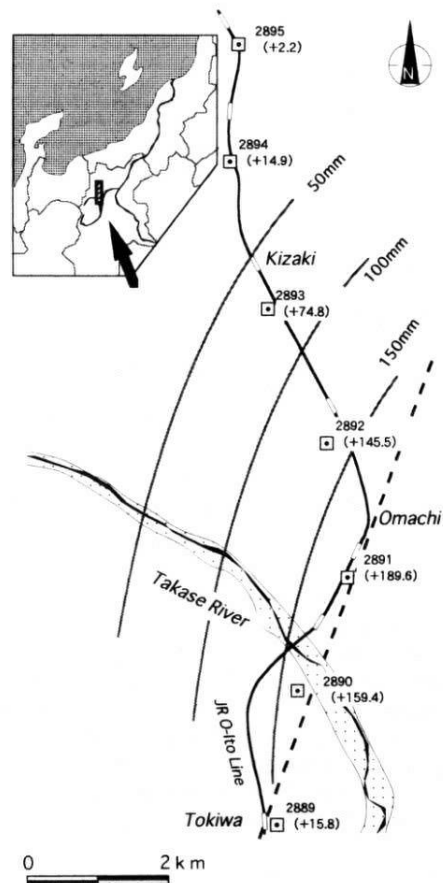


Fig. 1. Levelling route in Omachi and the contours of the crustal movements during the period of 1891-1920. The broken line striking NNE-SSW shows the assumed fault line. Map shows the tilting of the land block in the direction of WNW.

重心にとっている。Table 2に3点の組み合わせと、それらの面の最大傾斜の方位、傾斜量の計算値を示す[計算方法は後述のsinカーブ法も含めて河内・大木(1997)を参照されたい]。なお、傾斜方位は本論の場合、東を0°として反時計回りにとった角度である。

4通りの三角形がつくる面の傾斜方位及び傾斜量のばらつきが小さいことは、この区間が同一の地塊上において、一枚の板のように傾動したことを示している。傾斜方位はN72°~80°W、傾斜角は5.1~6.8×10⁻⁵ radである。

2.3 sinカーブ法

任意の2点を結ぶ直線の方位角を横軸に、2点間の変動量差/距離(=傾斜量)を縦軸にとってプロットすると、この区間の測点すべてが同一地塊上において傾斜し

た場合、正弦曲線を描く(これを sin カーブ法と呼ぶ)。曲線の極値が面の傾斜量、その横軸座標が傾斜方位を示す。区間を B.M.2890~2893 に限定してこの解析を行うと、プロットは正弦曲線上にのり、ばらつきは極めて小さい(Fig. 3)。よって、この区間を載せる地塊は前提条件をみたしていると言える。これより、最大傾斜方位: 165° (N75°W) と傾斜量: 6.0×10^{-5} rad を得る。この値は 3

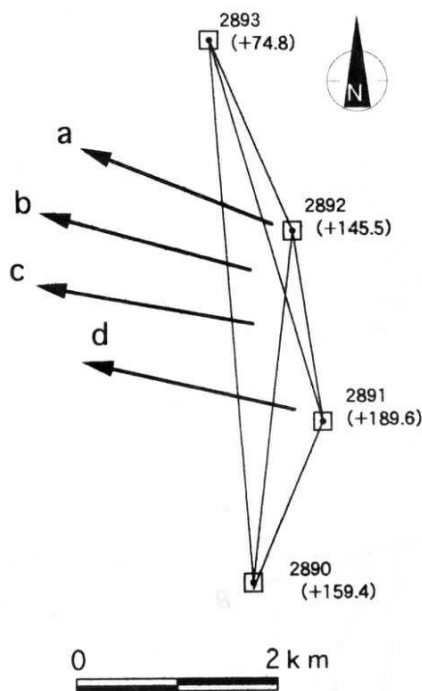


Fig. 2. Tilting of the land block between B.M. 2890 and B.M.2893 during the period of 1891-1920 calculated by the 3 points method. See also Table 2.

点法による値の平均値と等価と見なせる。以後、最大傾斜方位および傾動量はこの sin カーブ法により求められた値を用いる。

2.4 傾斜方向に投影した地殻上下変動

水準測量のデータによる地殻上下変動のグラフは、路線の走向や屈曲などから様々な見かけ上の形態を示し、そのためしばしば地殻変動の本質を見えにくくする。そこで、Fig. 4 において、B.M.2885~2896 間の 12 個の水準点を、前述の傾動解析で得られた最大傾斜方位すなわち N75°W-S75°E (図の A-B) の方向に投影した。路線の屈曲と投影する角度の関係から B.M.2894 と 2895 はほぼ同じ点に、2891 は 2890 より南東側に位置し、2889 とほぼ同じ点に投影される。2 節での解析結果より、この水準路線の一部区間が一枚の板のように傾動したことは確かだから、上下変動は傾動方位と垂直の方向から見るのが適正である。水準点を投影された位置にと

Table 2. List of tilting during the period of 1891-1920 by the 3 points method in the northern part of Omachi.

| | B.M. | Vertical Movement (mm) | Direction (deg) | Dip angle (rad) |
|---|------|------------------------|-----------------|----------------------|
| a | 2893 | 74.8 | 162 | 5.1×10^{-5} |
| | 2892 | 145.5 | | |
| | 2891 | 189.6 | | |
| b | 2893 | 74.8 | 168 | 5.7×10^{-5} |
| | 2892 | 145.5 | | |
| | 2890 | 159.4 | | |
| c | 2893 | 74.8 | 170 | 6.5×10^{-5} |
| | 2891 | 189.6 | | |
| | 2890 | 159.4 | | |
| d | 2892 | 145.5 | 169 | 6.8×10^{-5} |
| | 2891 | 189.6 | | |
| | 2890 | 159.4 | | |

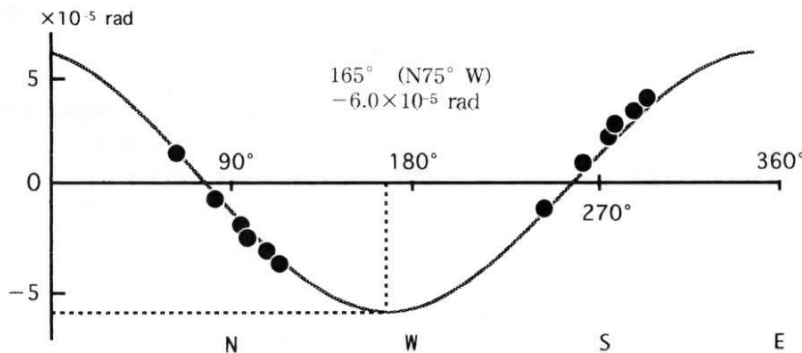


Fig. 3. A sin-curve fitting of the tilting of the land block in the northwestern part of Omachi.

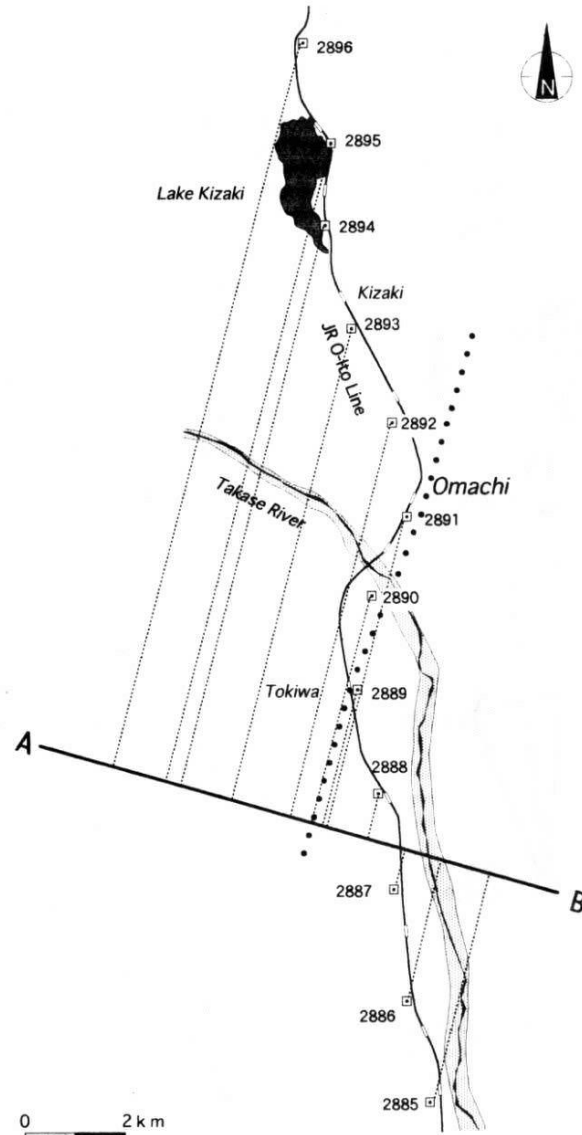


Fig. 4. 12 Bench marks are projected onto the line A-B (N75°W-S75°E). The dotted line striking NNE-SSW shows the assumed fault line.

り、それを横軸にして表した上下変動のグラフを Fig. 5 に示す。この図から、B.M.2890 と 2889 を境にこの付近が二つの地塊に分かれて変動したことが分かる。つまり、この間で水準路線が南東側沈降約 200 mm の断層と交差していることが明らかである。なお、2890 から 2896 までは、図に示した直線にほぼ回帰するので、この方法からも傾斜角を求めることができる。直線の傾きから、傾斜角 6.0×10^{-5} rad を得る。

また、水準路線がこの付近で大きく屈曲しているた

め、水準点の配置とその上下変動値の関係から、断層線の通る範囲が規制される。断層線は B.M.2890 と 2889 の間を通り、かつ 2890 より 2891 の方に近くなければならぬから、概ね Fig. 4 の点線で示した位置を通るものと推定される。

§ 3. 議 論

3.1 地表地震断層

この地震は同じ日の午前 3 時頃と午後 4 時頃の 2 回

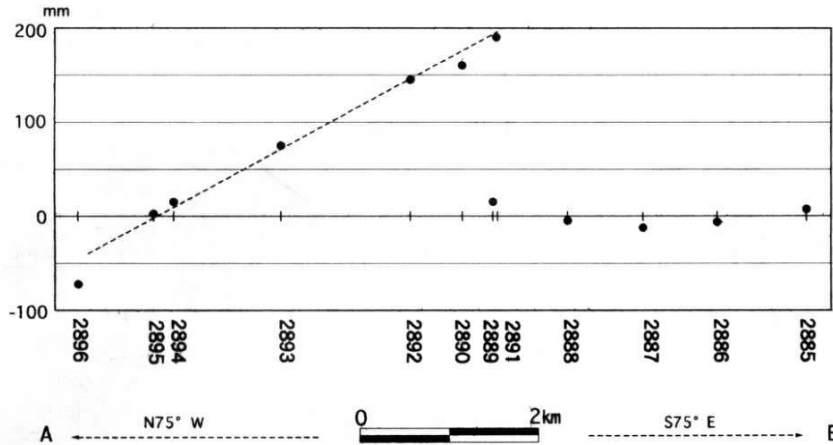


Fig. 5. Vertical crustal movements between B.M.2885 and B.M.2896 projected onto the line A-B.

あった。大森 (1921) によれば 2 回目の方が規模が大きい。Fig. 6 に坪井 (1922) が震災区域と地表地震断層を表した図をそのまま引用する。これによると、現在の震度階で 6 以上と思われる震災区域は大町の中心街から南西の清水地区まで、北北東-南南西の方向に約 8 km (2 里) ほど細長くのびている。また、図の左下の大崎、寺海戸地区には、震災区域の延びの方向と平行のおよそ $N35^{\circ}E$ の走向で地震断層が認められる。坪井 (1922) によれば、この地震断層は 2 回目の地震の際に生じたもので、南東側沈降最大 6 cm (二寸) で約 1 km (10 町) にわたって追跡された。

この地震断層の北東延長線上に大町市街地があり、前節で傾動隆起が確認された B.M.2890 から B.M.2893 はまさにこの市街地内に敷設されていた水準点である。また、Fig. 5 において B.M.2890 と B.M.2889 の間に想定された断層の走向と落ちのセンスは、この地震断層と概ね一致している。

Fig. 6 の坪井 (1922) の図には地表地質図も示されている。地表地質の分布から、松本盆地東縁断層に関係する地形も読みとれるが、震災区域の延びの方向や地表地震断層の走向は松本盆地東縁断層と大きく斜交していることが分かる。落ちのセンスも反対である。多田・橋本 (1988) は、落ちのセンスが違っているので坪井 (1922) が震源断層そのものとしたのは問題があるとしているが、そうではない。むしろ坪井 (1922) は周辺の地形や地質に惑わされず、調査事実に基づいて正しく結論したというべきであろう。

3.2 断層運動の推定

松田 (1975) による地震の規模 (M) と活断層の長さ (L) の経験式

$$\log L = 0.6M - 2.9$$

において、 M を宇佐美 (1996) にしたがって 6.5 とすれば、断層の長さ L は 10 km 程度となる。前節で傾動解析をした区間は、傾斜方位と直交する方向の距離で表すとおよそ 6 km ほどなので、概ね妥当な範囲と考えられる。

前節の傾動解析によれば、B.M.2890~2893 を載せた長さにして約 6 km の区間が、同一地塊上において、 $N75^{\circ}W$ 方向に 6.0×10^{-5} rad 傾斜しながら隆起した。ところで、坪井 (1922) による地表地震断層は、南東側 6 cm 沈降の垂直変位のみで水平変位は確認されていない。この地震断層は 2.4 で推定した断層線 (Fig. 4) の南方延長からわずかに西にそれているが、落ちのセンスが等しく概ね平行しているので、同系統のものと考えられる。これらは、上下変動の最大傾斜方位とほぼ直交する関係にある。

上下変動だけから、一義的に断層面の走向・傾斜やすべり角を求めることはできない。しかし、これまで述べたことと、この地域が北西ないし西北西方向を主応力軸とする水平圧縮場である [三雲・石川 (1987)] ことを総合すれば、Fig. 5 で示された上下変動をもたらした断層は、概ね北北東を走向とする dip-slip 型の西傾斜逆断層とするのが合理的である。したがって、大町地震による傾動隆起は、西北西方向に傾斜する逆断層によって、大町市街地を載せた地塊が東南東方向の筑摩山地側の地塊にのしあげたことによるものと結論される (Fig. 7)。

ABE (1975) によれば、1964 年新潟地震 ($M7.5$) の震源断層面は走向 $N9^{\circ}E$ ・傾斜 $56^{\circ}W$ 、また佃 (1992) によると 1990 年新潟県南部の地震 ($M5.4$) の場合は走向 $N30^{\circ}E$ ・傾斜 $65^{\circ}W$ であり、いずれもすべり角は 90° であった。これらが信濃川地震帯の一般的傾向とすれば、

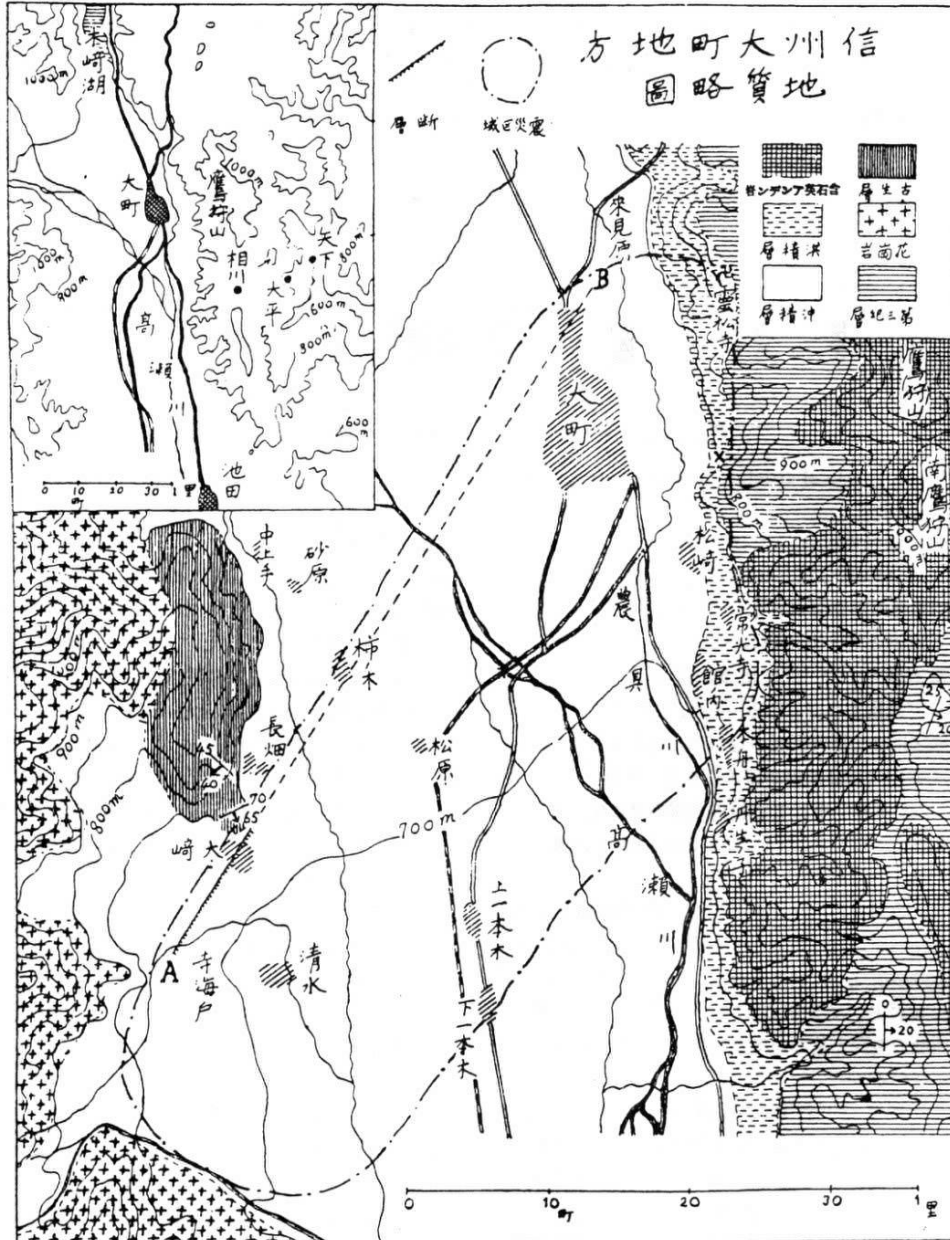


Fig. 6. Geological map of the Omachi district and the distribution of seriously damaged area by the 1918 Omachi earthquake by Tsuboi (1922).

本論における断層運動の推定は妥当なものといえる。

3.3 地震テクトニクス

3.1 と 3.2 から推定される大町地震の震源断層は松本盆地東縁断層と一致していない。これには、越後平野の歴史被害地震が、平野周縁の活断層上では起きておらず、平野中央部やその延長の海域を震源にして繰り返し

ている [河内・大木 (1996)] ことと通じるものがある。1995 年新潟県北部の地震 ($M5.5$) も、既知の活断層である月岡断層には動いた形跡がなく、沖積平野下に平行して伏在する断層によるものであった [大木・他 (1995)]。断層地形を形成してきた更新世前～中期の地殻変動と現在の地震活動をもたらしているそれとは、必ずしも連続

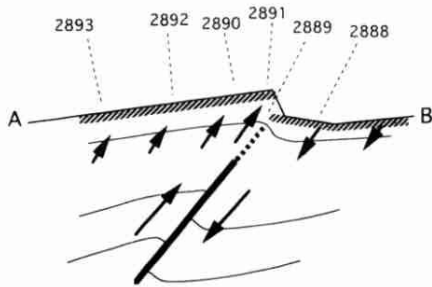


Fig. 7. A schematic image of the fault movement.

性がないのかもしれない。

歴史被害地震を含めた最近の地震活動の分布を見ると、大町地域は日本海東縁から信濃川沿いに南下する信濃川地震帯の南方延長上に位置している。石川 (1994) は、この地震帯が、これまで佐渡沖を通過して糸魚川-静岡構造線に至ると考えられていた、オホーツクプレートとユーラシアプレートのプレート境界である可能性を指摘した。さらに OHTAKE (1995) はこれを「沈み込み」境界としてではなく「衝突」境界として見るべきであると提唱している。

河内・大木 (1997) によれば、1964年新潟地震の震源断層は西傾斜の逆断層であった。また、越後平野周縁の傾斜地形をつくる活断層群 (例えば、弥彦・角田山塊東縁断層) や飯山・長野盆地西縁の活断層群の多くは西傾斜の逆断層である。

一方、GPS 観測や測地測量から得られたひずみ集中帯は、信濃川から大町付近を通過して南西方向に延長する線上に明瞭に認められる [宮崎・他 (1999), 石川・橋本 (1999)]。宮崎・他 (1999) はこのひずみ集中帯を信濃川-淡路構造線と命名した。

以上の事実は、大町地震が北北西-南南東方向の松本盆地東縁断層の活動ではなく、北北東-南南西方向の信濃川地震帯の活動の一環であることを示唆している。新潟県南部から飯山盆地、長野盆地周辺の断層群の性質や、長野～松本間の地形・地質構造との整合性からみても、大町地震の震源断層が北北東走向で西傾斜であることはむしろ自然といえる。また、この変動帯を衝突境界としてとらえると、松本盆地東方の筑摩山地と西方の北アルプスの隆起をもたらした変動を、平行する西傾斜の逆断層群による短縮で同時に説明できる。もちろん、この他に東傾斜の共役断層が活動することもあるだろうし、活褶曲による短縮・変形がすすむ場所もあるだろう。

中村 (1983)、小林 (1983) による新生プレート境界説の提唱以後も、日本海東縁-フォッサマグナのプレート

境界としての性質は必ずしも明確になっていない。小論は、このプレート境界説に対するささやかな問題提起である。西南日本は糸魚川-静岡構造線というよりも、信濃川-淡路構造線を境界にして東北日本に衝突しているのかもしれない。

§4. まとめ

1918年大町地震による地殻上下変動を宮部の方法により解析した結果、大町市北西部の少なくとも $3\text{ km} \times 8\text{ km}$ ほどの地塊が、一枚の剛板のように傾斜隆起したことが分かった。傾斜方位は $N75^\circ W$ 、傾斜角は 6.0×10^{-5} rad である。路線を大きく屈曲する水準点の位置を、傾斜方位と平行な $N75^\circ W-S75^\circ E$ 方向に投影して地殻上下変動をみると、伏在地震断層が確認できる。観察された地表地震断層や上下変動の分析から、この断層は dip-slip 型と推定される。断層面は西傾斜で、断層線は大町市の東南部を北北東-南南西方向に通り、大町市街地を載せた上盤の地塊が東側に乗り上げた逆断層である。

この断層は、東傾斜逆断層の松本盆地東縁断層の性質とは一致しないが、信濃川地震帯の構造地形やひずみ分布の方向性と整合的である。また、1964年新潟地震や1990年新潟県南部の地震などの震源断層が西傾斜高角の逆断層であったことは本論の推定断層と調和的である。オホーツクプレートとユーラシアプレートの境界は衝突境界である可能性があり、西南日本が糸魚川-静岡構造線を境にして東北日本の下に潜り込む、という従来単純な境界説は見直す必要がある。

謝 辞

この研究をまとめるにあたり、元新潟大学の木村靖衛氏、新潟大学積雪地域災害研究センターの佐藤 修氏、鈴木幸治氏、渡部直喜氏および同大学理学部の周藤賢治氏には、日頃から暖かい励ましとご助言をいただいた。橋本 学氏および匿名の査読者からの査読意見と不備な点についてのご指摘は、本稿を改善する上でとても有益であった。ここに深く感謝いたします。

文 献

- ABE, K. 1975, Re-Examination of the Fault Model for the Niigata Earthquake of 1964, *J. Phys. Earth*, **23**, 349-366.
- IMAMURA, A., 1929, Topographical Changes Accompanying Earthquakes or Volcanic Eruptions, 143 pp.
- 石川典彦・橋本 学, 1999, 測地測量より求めた日本の地震間の平均的な地殻水平ひずみ速度 (II), 地震 2,

- 52, 299-315.
- 石川有三, 1994, 東アジアのテクトニクスと北海道南西沖地震, 月刊海洋, 号外 7, 102-107.
- 河内一男・大木靖衛, 1996, 1670年西蒲原地震の震央の再検討, 地震 2, **49**, 337-346.
- 河内一男・大木靖衛, 1997, 1964年新潟地震による地塊の傾動と信濃川地震帯のテクトニクス, 地震 2, **50**, 303-314.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, **5**, 510-514.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 2, **28**, 269-283.
- 三雲 健・石川有三, 1987, 日本海沿岸の地震と広域テクトニクス及び長期的地震予知, 地震予知研究シンポジウム, 259-269.
- 宮部直巳, 1936, 地殻変動の最近の研究, 岩波書店, 108 pp.
- 宮崎真一・多田 堯・鷲谷 威, 1999, GPS連続観測から明らかになった現在の日本列島の地殻変動, 月刊地球, 号外 **25**, 146-151.
- 大木靖衛・徐 輝竜・渡部直喜・鈴木幸治・佐藤 修, 1995, 1995年新潟県北部地震の震度分布と伏在活断層について, 月刊地球, **17**, 766-773.
- 大森房吉, 1921, 大正7年信州大町地方激震調査報告, 震災予防調査会報告第94号, 震災予防調査会, 16-69.
- 大森房吉, 1922, 大正7年信州大町地方激震調査報告(第2回), 震災予防調査会報告第98号, 震災予防調査会, 23-31.
- OHTAKE, M., 1995, A seismic gap in the eastern margin of the sea of Japan as inferred from the time-space distribution of past seismicity, The Island Arc, **4**, 156-165.
- 多田 堯・橋本 学, 1988, 1918年(大正7年)大町地震の断層モデルとその地学的意義, 地震 2, **41**, 259-262.
- TSUBOI, C., 1933, Investigation on the Deformation of the Earth's Crust Found by Precise Geodetic Means, Proc. Imp. Acad., **10**, 93-248.
- 坪井誠太郎, 1922, 信州大町地震調査概報, 震災予防調査会報告第98号, 震災予防調査会, 13-21.
- 佃 為成, 1990, 北部フォッサマグナ地域の地震活動特性, 地学雑誌, 99-1, 32-42.
- 佃 為成, 1992, 1990年新潟県南部の地震(M 5.4)の構造化された前兆的空白域と余震域, 地震研彙報, **67**, 361-388.
- 宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧, 東大出版会, 493 pp.