東北日本のサイスモテクトニクスと男鹿-牡鹿構造帯

気象研究所*¹ 吉 田 明 夫

気象庁地震観測所*² 石 川 有 三

気象庁地震火山部*³ 岸 尾 政 弘

(昭和 63 年 2 月 3 日受付; 昭和 63 年 11 月 14 日受理)

Seismotectonics in Tohoku, Northeast Japan and the Oga-Oshika tectonic zone

Akio YOSHIDA

Seismology and Volcanology Division, Meteorological Research Institute
Nagamine 1-1, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken, 305

Yuzo ISHIKAWA

Matsushiro Seismological Observatory, Japan Meteorological Agency
Nishijyo 3511, Matsushiro-machi, Nagano-ken, 381-12

Masahiro KISHIO

Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency
Ohtemachi 1-3-4, Chiyoda-ku, Tokyo, 100

(Received February 3, 1988; Accepted November 14, 1988)

Intraplate seismicity in the Tohoku district is high in the regions along the volcanic front and in the belt-like zone parallel to the Oga-Oshika tectonic line proposed by Mogi (1985a). Almost all large earthquakes in the Tohoku district in the past 100 years occurred in the Oga-Oshika tectonic belt and a significant linear distribution of small earthquakes is occasionally observed in the zone. Further, seismic activity after the 1983 Japan Sea earthquake migrated to the south along the tectonic belt [YOSHIDA and HOSONO (1987)]. Another noticeable feature is that earthquakes occur in the lower crust in the zone. On the other hand seismicity in the regions along the volcanic front is characterized by shallow earthquakes. Space-time distribution of earthquakes with $M \geq 4$ in the Oga-Oshika tectonic belt in the past 25 years exhibits that the seismicity in the zone became active just before and after three large earthquakes which occurred in the zone or in its extended area. The existence of a tectonic belt in almost the same site has been proposed by geologists based on geological observations and tectonic considerations. Recently TADA (1986) presented an idea that the Honjo-Matsushima tectonic zone, which had been proposed by geologists [OIDE and ONUMA (1960)] divides Northeastern Japan Arc into the northern and the southern blocks, investigating crustal strain field in the past 90 years in the Tohoku district. Submarine topographies and geomagnetic anomalies in the Japan Sea also suggest an existence of boundary of crustal structure in the zone. Neogene sediments are widely distributed in the zone as well. These all features indicate that the Oga-Oshika tectonic belt is a deep-seated weak zone, reaching to the lower crust, which corresponds to the boundary of crustal blocks. Characteristics of seismic activity in this zone such as concurrent activation and migration also suggest that the zone makes a stress guide in mechanical interactions between blocks. Its origin may be related to the difference of coupling form between the oceanic and the land plates in the northern part and the southern part of the Tohoku district.

§ 1. はじめに

茂木 (1985a) は、過去数十年間の大きな地震及び近年の微小地震の線状配列から、男鹿半島と牡鹿半島を通過して東北地方を北西-南東方向に横切る活構造線 (O-O 構造線) の存在を提唱し、日本海中部地震は日本海東縁の構造境界と O-O 構造線とが交わる特異な場所を震央として発生したことを指摘した。また茂木 (1985b) は、地震活動の時空間パターンに加えて、海底地形や地殻変動からも O-O 構造線の存在が示唆されることを示したうえで、東北日本のサイスモテクトニクスの基本的な枠組を論じ、日本海溝、O-O 構造線、日本海東縁の構造境界及び北海道と本州の間の境界によって囲まれた地域が一つのブロックを形成している、これが東西圧縮応力場にあるという考えを述べている。過去 200 年間に東北地方内陸部に発生した大きな地震の多くが、男鹿半島と牡鹿半島を結ぶ帯状の領域に分布することは、江口 (1978)、MATSUDA (1981) によっても指摘されており、特に江口 (1978) は、この帯状の領域を南東に延長したところを境にして太平洋プレートとユーラシアプレートのカップリング強度に差があって、そのしわ寄せが上記ゾーンに N-O 歪帯 (能代-牡鹿歪帯) として現れているのではないかと推測している。

東北地方については 1970 年代の中頃から東北大学が微小地震の組織的な観測を始め、その時々活動状況は地震予知連絡会会報に定期的に報告されている。茂木 (1985b) は、この中の 3 ケ月ごとの震央分布図を使って、O-O 構造線に沿う微小地震の配列がどの程度顕著にみえるか、その度合の時間的変化の様子を調べ、線状配列が明瞭に認められるのは 1978 年宮城県沖地震 ($M7.4$)、1980 年宮城県北部のやや目ぼしい地震 ($M4.8$)、1981 年宮城県沖地震 ($M7.0$)、1983 年日本海中部地震 ($M7.7$) 等の大きな地震が O-O 構造線沿い及びその隣接地域に発生したあとであることを示した。しかし、東北大学によって微小地震観測網が整備されたのは 1970 年代に入ってからであり、それ以後、東北地方内陸で $M6$ クラスの大きな地震は発生していない。1962 年宮城県北部地震 ($M6.5$)、1970 年秋田県南東部の地震 ($M6.2$) の際の O-O 構造線に沿う領域の活動がどのようであったかということは興味をもたれるところであろう。本論文ではこれらの内陸の大きな地震及び日本海中部地震の発生前後における、 $M3$ 程度以上の地震活動の時空間分布を調べるとともに、中・小地震の空間分布と地質・地体構造との関連についても検討する。特に着目するのは、地震の線状配列と地震活動の移動現象、及び構造線沿いの同時的活動である。

ところで O-O 構造線 (帯) とほぼ同じ地域に地質構造

の境界が存在するという考えは古くから提出されており、その起源についての考察もなされている [例えば生田・大沼 (1960)]。ここではそれをさらにふえんした形で O-O 構造線 (帯) に関連した地質、地形上の特徴を調べ、O-O 構造線 (帯) が東北地方のテクトニクスにおいて果している意義について、地震のメカニズム解や近年の地殻変動等も合わせて検討を行う。

地震の震源データとしては、1961~1984 年の期間については石川・浜田 (1985) による気象庁観測データの再決定震源を用い、1926 年以降の他の期間は気象庁地震月報を、1925 年以前については宇津 (1979, 1982) を参照した。また、データ解析には石川・他 (1985) の開発した SEIS-PC を使用した。

§ 2. 地震活動の時空間分布

東北地方を南北に縦断して地震活動の帯が存在し、その位置が火山フロントとほぼ対応することは石川・浜田 (1985) によって指摘されている。東北地方内陸の浅い地震活動は、大きくみて、この火山フロント沿いのものと、茂木 (1985a, 1985b) によって提唱された O-O 構造線、あるいは江口 (1978) によって示唆された N-O 歪帯沿いの活動とに分けられる。

Fig. 1 は、1961 年から 1984 年までの $M3$ 以上、深さ 40 km 以浅の地震の分布を示したものである。この図で内陸部分に着目すると上述した 2 つの地震帯に沿う活動が目立つが、極浅い地震だけを取り出すと火山フロントに沿う活動帯がより明瞭にみえてくる。Fig. 2(a) は、Fig. 1 のうち震源の深さが 10 km 以浅のものを取り出してプロットしたものである。Fig. 2(b) に示した活火山及び火山フロントの位置と、Fig. 2(a) の震央分布とを比較すると、地震帯と火山フロントとがよく対応している

Fig. 1. Epicentral distribution of shallow earthquakes ($M \geq 3$, depth ≤ 40 km) in the Tohoku district during the period 1961 through 1984. Relocated hypocentral data [ISHIKAWA and HAMADA (1985)] are used.

Fig. 2. (a) Epicentral distribution of earthquakes with depths equal or less than 10 km. The coincidence of inland seismic belt in the N-S direction and the volcanic front is remarkable. (b) Locations of active volcanoes in the Tohoku district. The solid line represents the volcanic front.

Fig. 3. Epicentral distribution of earthquakes in the depth range between 20 km and 40 km. It is noticeable that these earthquakes in the lower crust occur in the belt-like zone connecting the Oga Peninsula and the Oshika Peninsula in land area.

Fig. 4. Epicentral locations of shallow (depth $\leq$ 40 km) large earthquakes of magnitude 6 and larger in northeastern Japan during the past 100 years. Data are taken from JMA in the period 1926-1984 and those in the period 1885-1925 are from Utsu Catalogue [Utsu (1979), Utsu (1982)].

ことがみてとれよう。

これに対して、O-O 構造線に沿う地震帯には地殻のやや深い部分にも地震が発生していることが特徴的である。Fig. 3 は同じく Fig. 1 のうち、震源の深さが 20 km から 40 km 間の地震を取り出してプロットしたものであるが、内陸においては、男鹿半島と牡鹿半島を結ぶ帯状の領域にのみ、この深さの地震がみられることがわかる。東北地方内陸におけるモホ面の深さは 30 数 km と推定されている [HORIUCHI *et al.* (1982)] から、これらの地震は地殻下部で起きていると考えてよいだろう。いまこの地殻下部に地震がみられる帯状の領域に特に着目して、以下このゾーンを男鹿半島-牡鹿半島構造帯 (O-O 構造帯) と呼ぶことにする。このゾーンと地質構造や海底地形との対応については § 3 で述べる。最近 100 年間

に発生した $M6$ 以上の浅い大きな地震も、すでに江口 (1978) や MATSUDA (1981), 茂木 (1985a, 1985b) が指摘しているように男鹿半島と牡鹿半島を結ぶ帯状の領域に分布している (Fig. 4)。

なお、深発地震との関係について少し触れると、これもすでに海野・長谷川 (1982) によって指摘されていることだが、東北地方における火山フロントの位置は、Fig. 5 に示すようにほぼ深発地震面の 100 km 等深線のところにある。また、Fig. 6 にみるように、100 km 以深の深発地震面には O-O 構造帯の南側に空白域が存在する。これは、O-O 構造帯を境にして海洋プレートと陸側プレートのカップリング形態に違いがあり、それを反映して海洋プレート内の応力場が両側で異なっていること

を表しているのかもしれない。

次に、Fig. 7 は O-O 構造帯に発生した $M4$ 以上、深さ 40 km 以浅の地震の時空間分布をみたものである。1961 年から 1984 年の期間、このゾーン内では 1962 年に宮城県北部地震 ($M6.5$)、1970 年に秋田県南東部の地震 ($M6.2$)、1983 年に日本海中部地震 ($M7.7$) が発生しているが、Fig. 7 から、これらの大きな地震の発生した前

Fig. 5. Epicentral distribution of deep earthquakes of magnitude 3 and larger in the subducting ocean plate beneath the Tohoku district during the period 1961 through 1984. Focal depth range is between 80 km and 100 km. The solid line represents the volcanic front, which apparently coincides with the depth contour line of 100 km of the upper surface of the Wadachi-Benioff zone.

後にのみ O-O 構造帯全域にわたって地震活動のあったことがわかる。Fig. 8(a) はこれらの活動期、すなわち 1962~1964 年と 1969~1971 年の期間に発生した $M4$ 以上の地震の重ね合わせを、また Fig. 8(b) は 1983~1985 年の期間に発生した $M4$ 以上の地震を示したものである。なお、この O-O 構造帯に沿って、1983 年日本海中部地震の後、地震活動が拡散南下した傾向を示したことが吉田・細野 (1987) によって指摘された。Fig. 9(b) は Fig. 9(a) 内の地震について、縦軸に日本海中部地震の震央からの距離を、横軸に発生年月をとってプロット

Fig. 6. Epicentral distribution of deep earthquakes (depth ≥ 100 km) of magnitude 3 and larger during the period 1961 through 1984. A seismic gap is noticeable to the south of the Oga-Oshika tectonic zone.

Fig. 7. (a) Epicentral distribution of shallow (depth ≤ 40 km) earthquakes of magnitude 4 and larger during the period 1961 through 1984. (b) Space-time distribution of earthquakes in the rectangular region in Fig. 7(a). The region corresponds to the O-O tectonic zone. It should be noted that seismic activity in the O-O zone was high during a few years before and after three large earthquakes indicated by arrows, that is, the 1962 Northern Miyagi-ken earthquake, the 1970 Southeastern Akita-ken earthquake and the 1983 Central Japan Sea earthquake, which occurred in the zone or in the extended area. These earthquakes are indicated by a, b, c, in the Figure of the left-hand-side.

Fig. 8. (a) Epicentral distribution of earthquakes of magnitude 4 and larger which occurred in the periods 1962 through 1964 and 1969 through 1971. (b) Epicentral distribution of earthquakes of magnitude 4 and larger which occurred in the period 1983 through 1985.

Fig. 9. (a) Epicentral distribution of earthquakes with depths equal or less than 40 km over two years following the 1983 Japan Sea earthquake. Open circle represents the epicenter of the Japan Sea earthquake. (b) The ordinate is the epicentral distance of earthquakes in Fig. 9(a) from the mainshock epicenter of the Japan Sea earthquake, and the abscissa is the time of occurrence of those earthquakes. A migrational tendency is recognized and its velocity is estimated at about 100 km/year [After YOSHIDA and HOSONO (1987)].

したもので、これから拡散速度は約 100 km/年 と見積られる。石井(1977)によれば東北地方の伸縮計観測にみられた移動性地殻変動の群速度は周期が約 5 年の所で 100 km/年 であり、これは上述の地震の拡散速度とはほぼ一致する。

O-O 構造帯の中に現れた明瞭な地震の線状配列の例として、1983 年 1 月から 1984 年 1 月までのほぼ 1 年間の M3 以上の地震の震央分布を Fig. 10 に示す。内陸部を西北西-東南東方向に横切る線状配列がみえるが、これは O-O 構造帯の平均的な走向とはわずかにずれている。しかし、O-O 構造帯がある幅をもったゾーンであるとすればこのことは特に問題ではなく、むしろそれを

支持する一つの証左ともみることができる。

§ 3. 地質構造

男鹿半島-牡鹿半島構造帯とはほぼ同じ地域に同方向の地質構造帯が存在することは、大森(1954)によって最初に提案され、石巻-鳥海山構造帯と名付けられた。ついで、生出・大沼(1960)は、グリーン・タフ時代に沈降量が周辺と比べて大きく、かつその中に幅 40 km ほどの松島-本荘帯という独自の隆起帯を有する北西-南東方向の構造区(陸羽区)の存在を、ほとんど同じ地域に想定している。さらに田口(1960, 1961)、TAGUCHI(1962)は、この地域の地質構造を詳しく調査したうえ

Fig. 10. Epicentral distribution of shallow earthquakes (depth ≤ 40 km) of magnitude 3 and larger in the period from Jan. 1, 1983 to Jan. 31, 1984. A linear distribution in the WNW-ESE direction is recognized in the O-O tectonic zone.

Fig. 11. Distribution of neogene deposits in the Tohoku district [Geological Survey of Japan (1982)]. The region between two solid lines corresponds to the O-O tectonic zone.

で、ここにやはり北西-南東方向の本荘-仙台構造帯が存在するとし、“油田褶曲方向”(本州弧方向、広域的地背斜化方向)の構造とともにその意義を考察している。田口(1960)によれば、油田褶曲方向というのは第三系以前からあった古いもので、現在も活動的である。一方、北西-南東方向の構造はフォッサ・マグナ形成と関係のある比較的新しいもので、この地域の先第三系基盤の北西方向への傾動化をもたらすとともに、その後の新第三系の堆積・構造形成を支配した。これはまた現在の tectogene と関係する。

実際、Fig. 11 にみるように、東北地方における新第三系の堆積層は、田口(1961)のいう本荘-仙台構造帯あるいは男鹿半島-牡鹿半島構造帯に広く分布している[地質調査所(1982)]。Fig. 11 でもう一つ注目されるのは、男鹿半島-牡鹿半島構造帯と日本海の海底地形との

Fig. 12. Focal mechanisms of some large earthquakes which occurred in the O-O tectonic zone. A: The Oga Peninsula earthquake of May 1, 1939 ($M6.8$). B: The southeastern Akita-ken earthquake of Oct. 16, 1970 ($M6.2$). C: The northern Miyagi-ken earthquake of Apr. 30, 1962 ($M6.5$). D: The off the coast of Akita-ken earthquake of Oct. 19, 1969 ($M5.0$). E: The off the coast of Akita-ken earthquake of Dec. 13, 1970 ($M5.3$). F: The northern Miyagi-ken earthquake of Mar. 28, 1985 ($M5.3$). Mechanism solutions of earthquakes D and E are after YAMAZAKI *et al.* (1985) and that of F is after Tohoku University (1985).

顕著な対応である。すなわち、日本海盆が東に張りだしてきているところの海の深みは、ちょうどこの構造帯の北西延長域の中にすっぽり入る形となっている[海上保安庁水路部(1980)]。このほか、男鹿半島-牡鹿半島構造帯に関連するとみられる構造として日本海の磁気異常がある。[ISEZAKI (1986), ISEZAKI and UYEDA (1973)]。すなわち、小林和男(1983)が解説しているように、磁気異常の縞模様の走向は日本海の大部分で $N60^\circ E$ を向いていて、どちらかといえば西南日本の走向に近く東北日本とは異なるのに対して、日本海盆の北東部では $N45^\circ E$ の方向に走っており、この境目がまさに O-O 構造線の延長部に一致している。

重力異常についても、駒沢・村田(1988)によれば、東北地方に支配的な N-S 系の重力図のパターンに対し、石巻湾から秋田、男鹿半島を経て日本海に抜ける幅 60 km ほどの NW-SE 系の重力屈曲帯が、N-S 系の重力パターンを分断するように存在している。

以上のような、O-O 構造帯と地形、地質構造との対応は、この構造帯が内陸の活動的なブロック境界であると同時に、周辺海域も含めた広い地域のテクトニクスの中で重要な役割を果たしてきた、あるいは現在もおこなっている可能性を示唆している。次にこれについて若干考

察を行う。

§ 4. テクトニクス

最近 100 年間における東北地方の地震活動と日本海溝沿いに発生するプレート間地震の関係を調べた SHIMAZAKI (1978) は、 $M5.8$ 以上の内陸の地震の発生が、この間に起きた 3 回のプレート間巨大地震のそれぞれ前後 15 年間に集中していることを示した。また SENO (1979) は、東北、北海道地域を太平洋プレートとユーラシアプレートの相対運動の方向に平行な 5 つのゾーンに分けて、それらの地域毎に内陸の地震とプレート間地震の対応を統計的に検討し、相関が有意にみられると述べている。

一方、地殻変動の面からも、高木 (1985) は、東北大学グループの研究成果 [里 (1980)] を引用しながら、観測される上下変動のパターンとプレート間カップリングを考慮にいたれた数値シュミレーションモデルの結果とがよく合うことから、内陸の応力場の源は基本的には太平洋プレートのもぐり込みに伴うプレート間相互作用に求められると推論している。

ところで、東北地方の地震活動は、これまでにみてきたように、男鹿半島と牡鹿半島を結ぶゾーン内で高く、特に最近 100 年間における $M6$ 以上の内陸の地震はほとんどこの地域に発生している (Fig. 4)。Fig. 12 は、O-O 構造帯に発生した主な地震のメカニズム解を示したものである。1962 年宮城県北部地震、1970 年秋田県南東部の地震については ICHIKAWA (1971)、MIKUMO (1974)、長谷川武司・他 (1974)、長谷川昭・他 (1975) もメカニズム解を求めているが、ここでは新しく解析したものを使った。結果に大きな違いはない。これをみると横ずれ型のものが多いが、宮城県北部地震のように逆断層型の地震も含まれている。1896 年陸羽地震の時に活動した千屋、川舟両断層も逆断層である [活断層研究会 (1980)]。いま、これらの地震メカニズムの最大主圧力軸方向に着目すると、タイプによらずにほぼ共通して水平で東西に近く、これはこの地域が東西圧縮場の中にあることを示す。横ずれ型の地震も、ゾーン全体に対しては圧縮の効果をもつことから、前節で述べた地質の特徴とも合わせて、O-O 構造帯は圧縮傾向をもつ地殻の弱帯とみてよいだろう。このゾーンに沿って大きな圧縮歪が観測されている [原田・葛西 (1971)] ことも、この見方を支持している。

先に述べたように、高木 (1985) は、東北日本の地殻変動は大局的に太平洋プレートの西方向への沈み込みに伴うプレート間相互作用によって理解できると述べている。しかし、最近 90 年間における地殻水平歪を解析し

た多田 (1986) は、大きな東西圧縮変動が東北日本内弧の日本海側でみられ、太平洋側はむしろ伸張場となっていることから、東西短縮変動の原動力は中村 (1983)、小林 (1983) らによって提唱された日本海東縁プレート境界におけるユーラシアプレートの北米プレートの下への沈み込みによって生じているのであろうと推論している。東北地方の日本海沿岸に活構造帯が存在することは古くから注目されていて、HUZITA (1980) は、東北日本が一つのブロックを形成していて、太平洋側のプレート間カップリングの影響がブロックの反対側の弱域に大きく現れるためであろうという考えを提出した。茂木 (1981) も、東北日本西岸からフォッサ・マグナに続く活構造帯に沿って、1960 年代のなかば大きな地震がほぼ同時に発生したことをもとに、ここが一続きのブロック境界となっているのであろうと推定している。

O-O 構造帯のテクトニクス上の意義は当然こうしたプレート間ないしブロック間の力学的カップリングと関連づけて考察すべきものである。O-O 構造帯の起源は地質構造からみて、第三紀グリーン・タフ活動の頃までさかのぼる可能性が高い。生出・大沿 (1960) や田口 (1960) は、本荘-松島・仙台構造帯を、フォッサ・マグナの形成と関係する一連の北西-南東方向の構造であると考察している。O-O 構造帯と日本海の地磁気縞模様とが対応していることや、その中に新第三系の堆積層が広く分布していることは、そうした O-O 構造帯の古い起源を示唆している。また一方、江口 (1978) や茂木 (1985b) は、O-O 構造帯を南東方向に延長した部分を境にして、太平洋プレートと上盤のプレートとのカップリングの形態が異なっているのではないかと推定している。一つの可能性として、中村 (1983)、小林洋二 (1983) らが提唱している日本海東縁のプレート境界の一端を、糸魚川-静岡構造線とともに、この O-O 構造帯がになっているということも考えられないことではない。

しかし、著者たちは、O-O 構造帯はいわゆるプレート境界というよりも、むしろ内陸のブロック間の力学的境界としてみたほうがよいと考えている。それは、O-O 構造帯が圧縮歪の大きなゾーンとなっていること [原田・葛西 (1971)]、この中で発生する地震のメカニズムに逆断層、左横ずれ両方のタイプが存在し、これらは同じくゾーンの圧縮を意味すること、このゾーンの外側まで広く両側ブロックの力学的相互作用が及んでいる傾向はみられないこと等による。日本海東縁の力学的境界は、地殻下部の地震 (震源の深さが 20 km から 40 km) の震央分布からみて (Fig. 3)、日本海中部地震の震源域から地殻の弱帯である O-O 構造帯に沿って海岸に近づき、それから南側では、一部を O-O 構造帯が引き受けつつ、

そのまま新潟地震の震源域に続いているのではなかろうか。同様な考えは石川・浜田(1985)によっても指摘されているほか、玉木(1986)も、海底地形の特徴から、日本海東縁のプレート境界は、佐渡島の西ではなく新潟地震の震源域を通っているという見方を提出している。日本海中部地震の後、この領域に沿って地震活動の拡散現象がみられたこともこの考え方を支持する。

いずれにしても、O-O 構造帯は、古い起源をもつとともに、現在のテクトニクスにおいても一種のブロック境界としての力学的な相互作用の経路となっていて、東北地方内陸部における応力場の蓄積、集中、伝播に重要な役割を果たしているものと考えられる。

§ 5. ま と め

東北地方内陸の地震活動及びサイスモテクトニクスを、O-O 構造帯を中心に考察した。結果は次のように要約される。

(1) 東北地方内陸の地震活動は、火山フロント沿いのものと、茂木(1985a, 1985b)によって提唱されたO-O 構造線沿いのものに大きく分けられる。

(2) 火山フロント沿いの活動は極浅いものに対して、O-O 構造線沿いの領域には地殻下部にも地震が発生している。

(3) O-O 構造線は幅をもったゾーン(O-O 構造帯)としてとらえるべきである。

(4) O-O 構造帯内の地震活動は、その帯内及び延長部で大きな地震が発生した時に高くなる。

(5) O-O 構造帯は地質構造の面からもその存在が推定される。

(6) O-O 構造帯と日本海の海底地形、地磁気異常との間に対応がみられる。

(7) 日本海東縁の力学的境界は、日本海中部地震の震源域から新潟地震の震源域に続いている可能性がある。

(8) O-O 構造帯は、古い起源をもつが、現在のテクトニクスにおいてもブロック間の力学的相互作用の経路となっていて、東北地方内陸部における応力場の蓄積、集中、伝播に重要な役割を果たしているものと考えられる。

謝 辞

東北地方の地震活動に興味と関心を持つきっかけを与えて下さり、かつ種々の有益なコメントをいただいた気象庁山川宜男氏に感謝いたします。気象庁地震観測所の三上直也氏は未発表の発震機構解析プログラムの使用を快くお許し下さり、また地質調査所の大沢 穰氏、宮崎

光旗氏と富山大学の竹内 章氏には地質関係の多くの文献を御教示いただきました。合わせて厚く感謝いたします。

文 献

- 地質調査所, 1982, 日本地質アトラス, 国土地図株式会社, 119pp.
- 江口孝雄, 1978, 東北日本弧に推定される Strain Belt とその検証, 及び太平洋岸の大地震分布の一解釈, 地震学会講演予稿集, No. 2, 28.
- 原田健久・葛西篤男, 1971, 最近 60 年間における日本の地殻の水平歪, 日本測地学会誌, 17, 4-7.
- 長谷川昭・笠原敬司・長谷川武司・堀修一郎, 1975, 1970 年秋田県南東部地震の発震機構 (その 2), 地震 2, 28, 141-151.
- 長谷川武司・堀修一郎・長谷川昭・笠原敬司・堀内茂木・小山順二, 1974, 1970 年秋田県南東部地震の発震機構, 地震 2, 27, 302-312.
- HORIUCHI, S., H. ISHII and A. TAKAGI, 1982, Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku district, the northeastern Japan arc, Part II. Moho discontinuity and P-wave velocity, J. Phys. Earth, 30, 71-86.
- HUZITA, K., 1980, Role of the median tectonic line in the quaternary tectonic of Japanese islands, Memoirs Geol. Soc. Japan, No. 18, 129-153.
- ICHIKAWA, M., Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968, Geophys. Mag., 35, 207-274.
- ISEZAKI, N., 1986, A magnetic anomaly map of the Japan sea, J. Geomag. Geoelectr., 38, 403-410.
- ISEZAKI, N. and S. UYEDA, 1973, Geomagnetic anomaly pattern of the Japan sea, J. Mar. Geophys. Res., 2, 51-59.
- 石井 紘, 1977, 広域地殻変動と地震, 地震予知研究シンポジウム, 116-126.
- 石川有三・浜田信生, 1985, 再決定震源に基づく日本の地震活動, その 2, 東北日本, 地震学会講演予稿集, No. 2, 16.
- 石川有三・松村一男・横山博文・松本英照, 1985, SEIS-PC の開発概要一, 構造地質, 19, 19-27.
- 海上保安庁水路部, 1980, 海底地形図, 第 6312 号.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層, 東京大学出版会, 363pp.
- 小林和男, 1983, 日本海の拡大と日本列島の移動, 鉱山地質特別号, 11, 23-36.
- 小林洋二, 1983, プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, 5, 510-514.
- 駒澤正夫・村田泰章, 1988, 栗駒地熱地域の重力解析, 地質調査所報告, 第 268 号, 285-313.
- MATSUDA, T., 1981, Active faults and damaging earthquakes in Japan-Macroseismic zoning and precaution fault zones, In "Earthquake prediction, Maurice Ewing Series IV", Am. Geophys. Union.,

- Washington, D. C., 279-289.
- Mikumo, T., 1974, Some Considerations on the faulting mechanism of the southeastern Akita earthquake of October 16, 1970, *J. Phys. Earth*, **22**, 87-108.
- 茂木清夫, 1981, 東北日本西岸沖一フォッサ・マグナー東海・伊豆の活動帯と近年の伊豆地方における地震活動について, 地震研究所彙報, **56**, 691-711.
- 茂木清夫, 1985a, 1983 年日本海中部地震の震央域の構造的特異性, 地震 2, **38**, 262-265.
- 茂木清夫, 1985b, 1983 年日本海中部地震 ($M7.7$) の発生と東北日本のサイスモテクトニクス, 地震研究所彙報, **60**, 401-428.
- 中村一明, 1983, 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, **58**, 711-722.
- 生出慶司・大沼晃助, 1960, 東北地方を中心とした“グリーン・タフ時代”の火成活動, 地球科学, **50-51**, 36-55.
- 大森昌衛, 1954, 東北日本の第三系の構造の特性一とくに石巻-鳥海山構造線について, 地球科学, **18**, 1-8.
- 里嘉千茂, 1980, 東北日本弧のサイスモテクトニクスに関する研究, 東北大学修士学位論文.
- SENO, T., 1979, Intraplate seismicity in Tohoku and Hokkaido and large interplate earthquakes: A possibility of a large interplate earthquake off the southern Sanriku coast, Northern Japan, *J. Phys. Earth*, **27**, 21-51.
- SHIMAZAKI, K., 1978, Correlation between intraplate seismicity and interplate earthquakes in Tohoku, northeast Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 181-192.
- 多田 堯, 1986, 東北日本弧における地殻水平歪とその地学的意義, 地震 2, **39**, 257-265.
- 田口一雄, 1960, 出羽丘陵新第三系下部層について (出羽地向斜の研究-II), 地質学雑誌, **66**, 102-112.
- 田口一雄, 1961, 山形県最上郡小国川南方山地の新第三系 (出羽地向斜の研究-IV) 地質学雑誌, **67**, 157-170.
- TAGUCHI, K., 1962, Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata prefectures and the adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. The Science Reports of the Tohoku University, Series III, 7-3.
- 高木章雄, 1985, 東北日本弧-日本海溝系の地震テクトニクス, 測地学会誌, **31**, 124-146.
- 玉木賢策, 1986, なぜ日本海東縁が新プレート境界として選ばれたのか?, 地震学会講演予稿集, No. 2, 49.
- 東北大学理学部, 1985, 東北地方およびその周辺の地震活動 (1984 年 11 月~1985 年 4 月), 地震予知連絡会会報, **34**, 12-31.
- 海野徳仁・長谷川昭, 1982, 東北日本弧における二重深発地震面と発震機構, 地震 2, **35**, 237-257.
- 宇津徳治, 1979, 1885-1925 年の日本の地震活動, 地震研究所彙報, **54**, 253-308.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近の $M6.0$ 以上の地震及び被害地震の表: 1885~1980 年, 地震研究所彙報, **57**, 401-463.
- 山崎謙介, 田村尚志・川崎一郎, 1985, 日本海に発生する浅発小地震の発震機構, 地震 2, **38**, 541-558.
- 吉田明夫・細野耕司, 1987, 地震活動の拡散と移動, 地震学会講演予稿集, No. 1, 121.