

## 1983 年日本海中部地震 ( $M$ 7.7) の発生と 東北日本のサイスマテクトニクス

東京大学地震研究所 茂木清夫

(昭和 60 年 7 月 31 日受理)

### 要 旨

過去数 10 年にわたる大きい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して東北地方を横切る北西-南東の活構造線の存在が推定される。海底地形や地殻変動のデータもこの存在を示唆する。1983 年の日本海中部地震は、この構造線が日本海東縁の構造境界に会合するという特異な場所で起ったもので、その余震の分布の特徴もこのことを示している。日本海溝、男鹿半島-牡鹿半島構造線、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、これが東西圧縮応力場にある。日本海中部地震はこの東西圧縮応力が特に集中しやすい所に起った地震であり、ここでは日本海側としては例外的に大きい地震がくり返し起ってきた。1978 年宮城県沖地震の震源域では大地震が頻りに繰返し発生しているが、ここも男鹿半島-牡鹿半島構造線が日本海溝沿いの Subduction Zone に達したという構造的に特異な所である。

### 1. 序 論

1983 年 5 月 26 日正午、青森県と秋田県北部の日本海側沖合で  $M$  7.7 の日本海中部地震が発生した。この地震によって震源に近い沿岸地域は多大の被害をうけたが、特に津波による災害が大きく、死者は 105 名にも達した。本来、沖合に発生した地震の場合は地震動の到着後津波の襲来まである程度の時間的余裕があるので、適切な対応があればこれだけの死者を出さずにすんだであろう。しかし、この地域では大地震と同時に津波の来襲を予想した人は少なかったようである。それは、この地域では三陸地方などと違って、大地震とそれによる津波の経験が少なかった為と思われる。地震発生後の調査報告においても、この地域を含む日本海域ではこのような大地震の発生は極めて稀なことであり、全く予期しない所で起った地震であるとされ、特にこの地域の特異性について注目するということはなかつた (例えば、平沢ら, 1984)。本報告では、このような大地震はともかく、大きい地震がこの地域で選択的に繰返し発生してきたことを指摘し、その理由について考察すると共に、日本海中部地震発生の背景について論ずる。

日本海中部地震の発生と前後して、中村 (1983) や小林 (1983) の提唱した日本海東縁プレート境界説が問題となつている。日本海中部地震がまさにその境界に沿つて発生し、このような大地震が何故日本海側でも起つたかを説明するものとして注目をひいている。東北日本西岸沖からフォツサマグナに至る圧縮変動帯が、なお活発な構造線 (帯) であるとの OTUKA (1937, 1941) の指摘以来、この活動帯の重要性や活動性が多くの研究者によつて論じられてきた (例えば、FUKAO and FURUMOTO, 1975; HUZITA, 1980; 茂木,

1981). 中村 (1983) らはこれをユーラシアプレートと北米プレートとの圧縮プレート境界として捉え、日本海東縁部でユーラシアプレートの沈み込みが開始しつつある可能性があるとし、この説によつて東日本のテクトニクスの諸特徴がよく説明されると論じている。

日本海中部地震の発生は、積丹半島沖地震 (1940,  $M$  7.5) 及び新潟地震 (1964,  $M$  7.5) と合わせて、このプレート境界の活動度がかなり高いのではないかという印象を与えているように見える。しかし、積丹半島沖地震はともかく、新潟地震は「プレート境界」沿いと言うよりも沿岸沿いの地震である。本州の日本海側では大きい地震がかなりの頻度で発生して一つの地震帯を形成しているが、これらの地震の多くは沿岸部で発生したものであり、東北日本から西南日本まで相連らなつて発生している。従つて、中村らによる「プレート境界」が一つの注目すべき活構造帯をかぎる境界であることは確かであるとして、それがどの程度活発なプレート境界であるかの評価は、日本海中部地震がどのように位置づけられるかによる所が大きい。若し、この大地震がほぼ単調な「プレート境界」の一部で起つたものであれば、ある程度この「プレート境界」の高い活動度を示唆するものと考えられ、「プレート境界」の他の部分でも大きい地震が発生する可能性が十分考えられよう。しかし、もし日本海中部地震が「境界」の特別な部分で起つたのであれば、これをもつて「プレート境界」全体の活動度を評価するのは適切でない。このように、日本海中部地震の発生の背景を明らかにすることは、「プレート境界」の活動度の評価にかかわる重要な意味ももっている。この問題についても、本報告においてやや立入つた考察を行う。

日本海中部地震の発震機構や余震の発生経過などについては、すでに多くの詳細な報告がある (例えば、地震学会, 1983)。しかし、何故日本海中部地震が秋田県北部沖合に発生したのかという基本的な問題についてのサイスマテクトニクスの観点からの検討はほとんどなされていない。この問題については茂木 (1985b) において予備的考察を行つたが、本報告では気象庁及び東北大学のすでに発表されている地震資料、海上保安庁水路部の地形・地質資料をもとに、日本海中部地震とはどういう所に起つた、どういう地震であるかという問題をさらに立入つて検討する。同時に、この地震の発生の背景となつている東北日本のサイスマテクトニクスについて考察する。

## 2. 1983 年日本海中部地震の概要

気象庁による本震の発震時は 1983 年 5 月 26 日 11 時 59 分 57.5 秒で、その震源は北緯  $40^{\circ}21.4'$ 、東経  $139^{\circ}4.6'$ 、深さ 14 km であり、 $M$  は 7.7 である。震源域は本震直後の余震分布から推定されるがほぼ南北 120 km、幅 40 km に及ぶ長大なものであつた (例えば、東北大学・弘前大学, 1984)。震源過程の解析の結果によると、主破壊が発生して北北東方向に進展し、久六島の西側で北北西に方向を変えて進行した。加速度記録で 2 つの明瞭なピークが認められることから久六島の西側を境に 2 つの破壊が 24 秒ほどの間において続発したものと推定されている (田中ほか, 1984)。Fig. 1 は日本海東部の海底地形図に本震及び余震域の位置を示したものであるが、この地震は日本海東縁の大陸棚斜面沿いに起つたものであり、余震域は海深 3000 m のコンターにほぼ沿つて東に膨んだ弓形をなしている。地震波の解析や余震の立体的分布の様子から、断層面が約  $30^{\circ}$  程度

東に傾いた逆断層型地震であることが推定され、地震モーメント ( $M_0$ ) として  $5.1 \sim 5.8 \times 10^{27}$  dyne·cm が得られている (海野ほか, 1983; SHIMAZAKI and MORI, 1983).

この地震は予測されていなかった所で突然起つたが、地震発生後の検討の結果によると、本震の12日前の5月14日に本震の震央とほとんど同じ所で  $M$  5.0 を含む小地震群が発生していたが、その時空分布から見て大地震の前震であつた (東北大学・弘前大学, 1984). 茂木 (1984, 1985a) は気象庁及び ISC のデータにもとづいて 1978 年の中頃から震源域を含むある範囲で地震活動が低下したことを、即ち、第二種地震空白域が出現したことを指摘した。さらに、東北大学の観測データについても、 $M$  3 以上の比較的大きい地震に注目すると、震央域の活動が 1978 年中頃から低下する傾向を示していることが認められる。周辺の群発地震活動もこの頃から活発化し、男鹿半島や岩崎の地殻変動の異常も認められた。このように、日本海中部地震には各種の長期的前兆現象が先行したようである (MOGI, 1985a).

Fig. 2 は A. MOGI (1972) による日本海海底地形区分図に 1983 年日本海中部地震の震央をプロットしたものである。ここで注目されることは、日本海中部地震が日本海盆の東南端の縁であり、佐渡海嶺の北端にあたる地形的に特異な所で起つたということである。このことは、今回の地震が中村 (1983) らの推定する日本海東縁のプレート境界に沿って起つたということと共に、発生場所の地形的特徴を示すものと思われるが、第 5 節において更に立入った考察を加えたい。

### 3. 地震活動と「男鹿半島—牡鹿半島活構造線」

#### 3.1 大きい地震の分布

大きい地震が東北地方を北東—南西方向に横切る带状地域で多発していることは江口 (1978), MATSUDA (1981) などが指摘している。江口 (1978) は被害地震が能代 (或いは男鹿半島) から牡鹿半島にかけて带状に分布することに注目し、微小地震にも「明瞭な」配列が認められるとし、ここに歪帯を推定した。但し、江口 (1978) は Abstract である

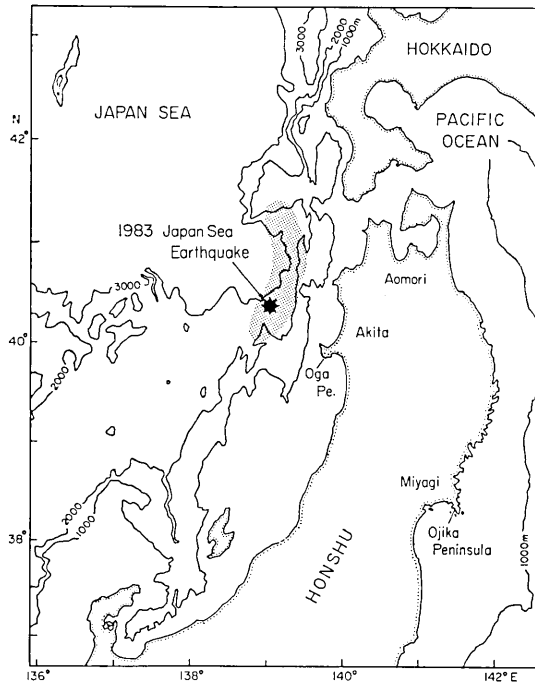


Fig. 1. Locations of the epicenter of the main shock and the aftershock region of the 1983 Japan Sea earthquake ( $M$  7.7) and a submarine topographical map of the east margin of the Japan Sea.

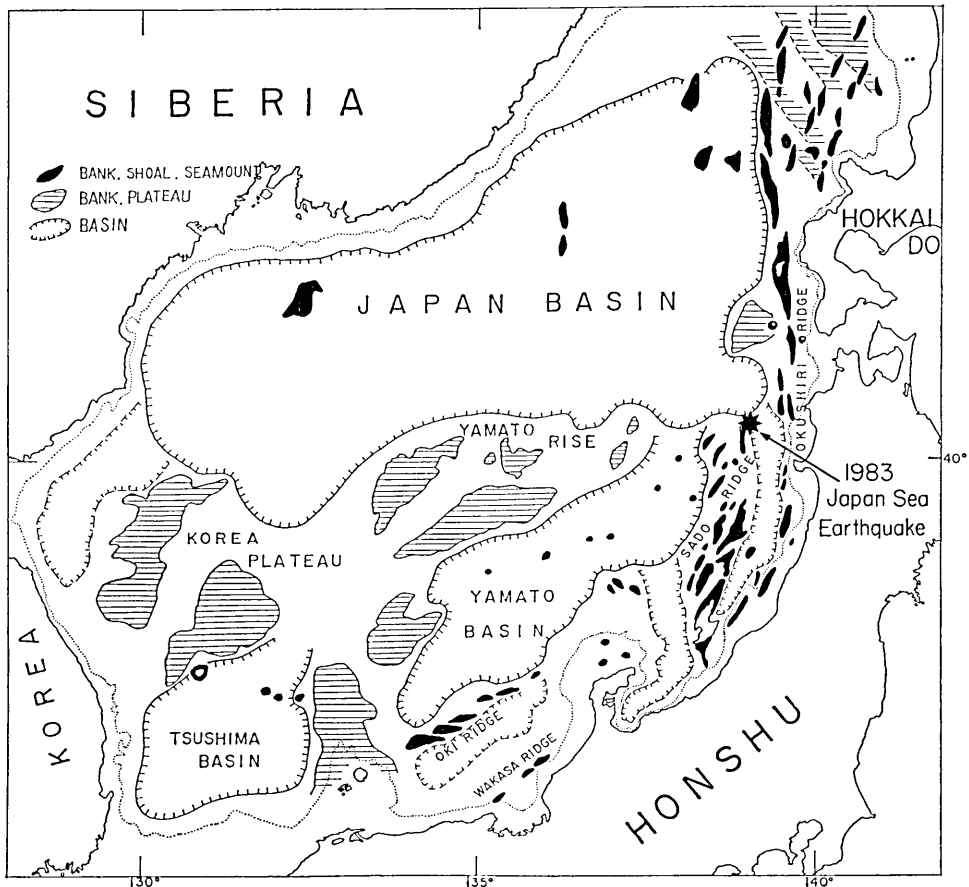


Fig. 2. Geomorphological map of the Japan Sea (A. MOGI, 1972) and the location of the epicenter of the 1983 Japan Sea earthquake.

ためその詳細はわからないが、Fig. 6 にも見られるように、東北大学のテレメーター観測が開始された 1975 年 4 月以降 1978 年中頃までの微小地震の帯状分布は明瞭とは言えないようである。MATSUDA (1981) は気象庁及び宇津 (1979) の地震表を用いて  $M$  6.5 以上の内陸の浅い地震 (1885-1978) をプロットし、その範囲を点線で示しているが、これは以下において論ずる構造線を含むやや幅の広い北西-南東の帯状をなしている。以下においては、気象庁及び宇津 (1982) の地震表にもとづいて立入った検討を加える。

Fig. 3 は 1926 年から日本海中部地震の発生直前 (1983 年 4 月) までの  $M$  6.2 以上、深さ 60 km 以内の地震の分布を示したもので、資料は気象庁による地震表である。ここで示した太平洋側の破線は太平洋プレートの沈み込み境界 (日本海溝) で、日本海側の破線は中村 (1983) による日本海東縁のプレート境界である。この図において、太平洋側の Subduction Zone で地震活動が極めて活発であるのに対して、本州の内陸及び日本海域での活動が低いことがよくわかる。しかし、この活動の低い区域の中で男鹿半島と牡鹿半島を結ぶ北西-南東方向の線上で  $M$  6~7 クラスの地震が配列していることが注目さ

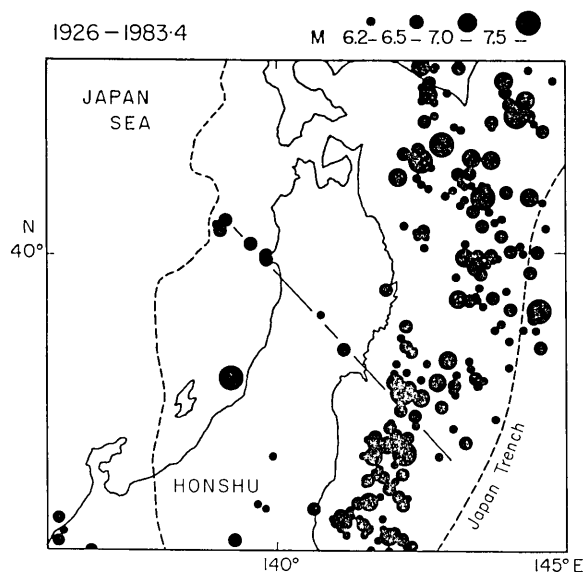


Fig. 3. Epicentral locations of shallow earthquakes of magnitude 6.2 and larger in northeastern Japan. Focal depths are less than 60 km. Data are taken from the JMA catalogue. Solid line: tectonic line through the Oga Peninsula and the Ojika Peninsula which is proposed in this study; broken line in the Japan Sea: plate boundary which was proposed by NAKAMURA (1983) and others.

れる。実線で示したこの線に沿って起つた地震は、北西から 1964 年の男鹿半島沖地震 ( $M$  6.9, 6.5, 6.3), 1939 年の男鹿半島地震 ( $M$  6.8, 6.7, 6.6), 1970 年の秋田県南東部地震 ( $M$  6.2), 1962 年の宮城県北部地震 ( $M$  6.5) で、さらにその南東延長線に沿って 1978 年の宮城県沖地震 ( $M$  7.4) が発生している。この見事に線上に配列した地震以外では 1964 年の新潟地震 (1964) が目をひく程度である。さらに太平洋側の Subduction Zone における地震の震源分布にも北西-南東方向に配列する傾向が見られるが、上述の北西-南東方向の実線の南北両側でパターンの違いが認められるようである。即ち、北側では海溝に近い沖合まで幅広く分布しているのに対して、その南側では海溝に近い所は空白となつて居り、狭い幅に分布している。以下において、この男鹿半島と牡鹿半島を結ぶ線が一つの活構造線(帯)であるとの議論を進めてゆくと、便宜上この線を Oga-Ojika 構造線、略して O-O 構造線と呼ぶことにする (茂木, 1985b)。

Fig. 4 は 1885 年から 1925 年までの  $M$  7.0 以上の浅い地震の分布図である。資料は宇津 (1982) の地震表による。この場合は 1926 年以降に比較して震央位置や  $M$  の精度がやや低くなるのは止むを得ない。この図においても内陸及び日本海域の地震のほとんどが O-O 構造線上乃至それに隣接して起つていと言つてよいであろう。1897 年に男鹿半島沖で  $M$  7.5 程度の大きい地震が起つたとされて居り、注目をひくが、震源や  $M$  の推定にかなりの不確かさを含んでいる。但し、男鹿半島沖では、1907 年及び 1920 年にも  $M$  6 クラスの地震がひきつぎ発生して居り、その後の活動をも考えると、この地域は日本海域で大きい地震が繰返し起つている特異な所であると言つてよい。表 1 は 1885 年

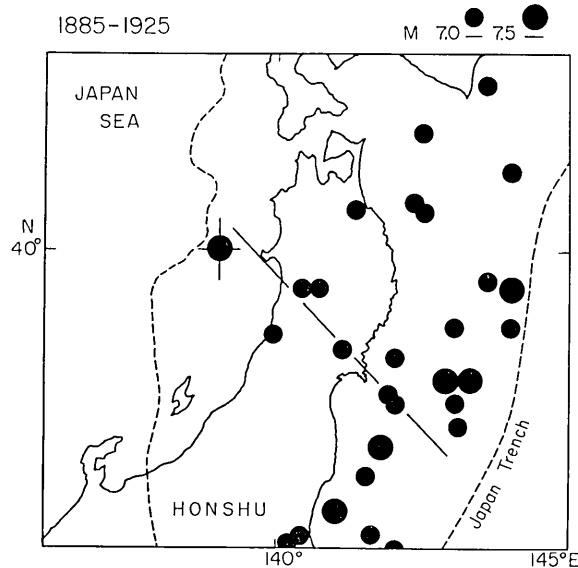


Fig. 4. Epicentral locations of shallow earthquakes of magnitude 7.0 and larger in northeastern Japan. Data are taken from UTSU (1982). Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

表 1 北緯 38° から 42° の範囲の日本海沿岸及びその沖合に発生した  $M$  6.0 以上の浅い地震 (1885~1984) [主として宇津 (1982) による]

発生年月日	緯度	経度	深さ	$M$	備 考
1894.10.22	38.9	139.9	VS	7.0	山形県西北部
1897. 2. 7	(40)	(139)	VS	(7.5)	秋田県沖?
1907. 8.14	40.0	139.0	VS	6.1	秋田県沖
1920. 1.14	40.1	139.0	S	6.0	秋田県沖
1920. 1.18	40.1	139.0	S	6.2	秋田県沖
1939. 5. 1	40.13	139.52	0	6.8	秋田県沖 (男鹿半島地震)
1939. 5. 1	39.95	139.8	0	6.7	(同余震)
1939. 5. 2	39.92	139.82	0	6.6	(同余震)
1964. 5. 7	40.33	139.00	0	6.5	秋田県沖 (男鹿半島沖地震)
1664. 5. 8	40.45	139.08	0	6.5	(同余震)
1964. 6.16	38.35	139.18	40	7.5	新潟県沖 (新潟地震)
1964. 6.16	38.80	139.03	0	6.1	(同余震)
1964. 6.16	38.63	139.20	0	6.1	(同余震)
1964. 6.16	38.37	139.32	20	6.1	(同余震)
1964.12.11	40.42	138.93	40	6.3	秋田県沖
1983. 5.26	40.36	139.08	14	7.7	秋田県沖 (日本海中部地震) (同余震省略)

から 1984 年までの約 100 年間に北緯 38°~42° の範囲 (ほぼ Fig. 4 の範囲) の日本海及びその沿岸で発生した  $M$  6 以上の浅い地震を宇津 (1982) の地震表からリストアップしたものであるが、1894 年の庄内地震と 1964 年の新潟地震のほかはすべて男鹿半島及びその沖合で起っていることがわかる。

なお、日本海溝沿いの大きい地震の分布の様子が Fig. 3 と同様に O-O 構造線を境に南北両側でちがっていることに注目したい。

### 3・2 微小地震

大きい地震が O-O 構造線に沿って起つていることについて述べてきたが、大きい地震の数は少く、連続したパターンとはなっていない。従つて、たまたま見かけ上、直線的に配列したという可能性も否定しきれない。しかし、若しこの線が一種の活構造線である為に大きい地震が線状に配列したのであれば、最近の高感度の微小地震観測によつて連続した線であるかどうかを確認することができるにちがいない。幸い、この地域では 1970 年代の中頃から東北大学による微小地震の組織的な観測が実施されて居り、微小地震分布の状況について地震予知連絡会会報に定期的に報告されている。今回はこの報告資料にもとづいて検討した。

Fig. 5 は ISHII *et al.* (1983) によるその結果のまとめの一つである。左の図は 1976 年から 1981 年までの 6 年間の深さ 20 km 以内の微小地震の分布図であり、右の図はこの期間の微小地震による放出エネルギー分布をコンターで示したものである。ISHII *et al.* は東北日本弧の活動を三陸沖の活動、内陸中央を縦断する活動、及び日本海側に沿つた活動の 3 つに分類し、内陸の活動としては北東から南東へ円弧の形状をした活動が顕著であるとしている。しかし、この図において、内陸の活動を北東から南に延びる活動と牡鹿半島から北西に延びて中央部でこれと交叉する活動とに分けて見ることもできる。この

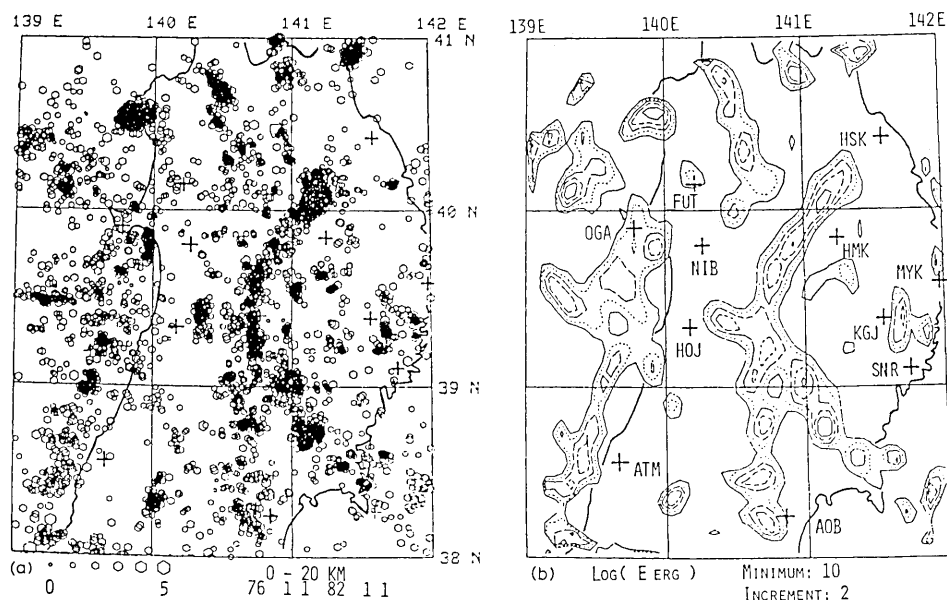


Fig. 5(a). Epicentral distribution of microearthquakes with depths less than 20 km during the period from 1976 to 1981. (b) Contour map of accumulated seismic energy for Fig. 5(a). Minimum contour indicates  $10^{10}$  erg and its increment is  $10^2$  erg. (ISHII *et al.*, 1983)

牡鹿半島から北西に延びた線をさらに日本海域にまで延長すれば、そこに断続的にはあるが、かなり目立つた活動域が並んでいる。つまり、この図において多少断続的ながらやはり O-O 線上に活動帯を認めるという見方もできそうである。しかし、それは必ずしも明瞭なものとは言い難いことも確かである。[ISHII *et al.* (1981) は 1976 年について莫然とした北西-南東のパターンが見られることを述べている。]

微小地震活動をこのように長い期間に亘って累積させてそのパターンを見るという方法はごく一般的に用いられる方法であるが、比較的短い期間に分けられた分布図を時間を追って検討するという方法もまた重要な分析手法である (例えば、溝上ほか, 1973)。地震予知連絡会会報に東北大学による 3 ヶ月毎の震央分布図が報告されている。この一連の分布図をこのような見地から調べてみると、しばしば O-O 構造線に沿う線状配列が見られる場合がある。そこで、O-O 線に沿う配列が顕著な場合を A、配列が莫然と認められる場合を B、ほとんど配列が認められない場合を C として、この線状配列の程度を縦軸にとり、横軸に時間をとってプロットしたのが Fig. 6 である。A と B の中間と見られる場合もあり、その場合は A と B の中間の位置にプロットしてある。O-O 線に沿う配列の程度の評価は目視によつたが、複数の人が独立に試みた結果にあまり大きな差異がなかったことから、一応このグラフは配列の程度の時間的な推移を表わしているとみてよいであろう。さらに定量的な評価がのぞましいことは言うまでもない。

O-O 構造線に沿ってかなり明瞭な配列が認められたものの例を Fig. 7 から Fig. 11 に示す (東北大学, 1979, 1981ab, 1984b, 1985a)。ここでは地震分布の様子を見やすくするために、原図にある観測点、経緯度線、県境などをのぞいて、海岸線と地震の分布だけを示し、それに Fig. 2 の O-O 構造線を実線で記入した。

Fig. 7 は宮城県沖地震後のもので、O-O 線上の配列と岩崎の群発地震が目につく。Fig. 8 は宮城県北部でやや目ぼしい地震 (1980 年 7 月,  $M$  4.8) が起つた期間で、内陸部の活動に加えて日本海域での線状配列が認められる。Fig. 9 は 1981 年 1 月 19 日の

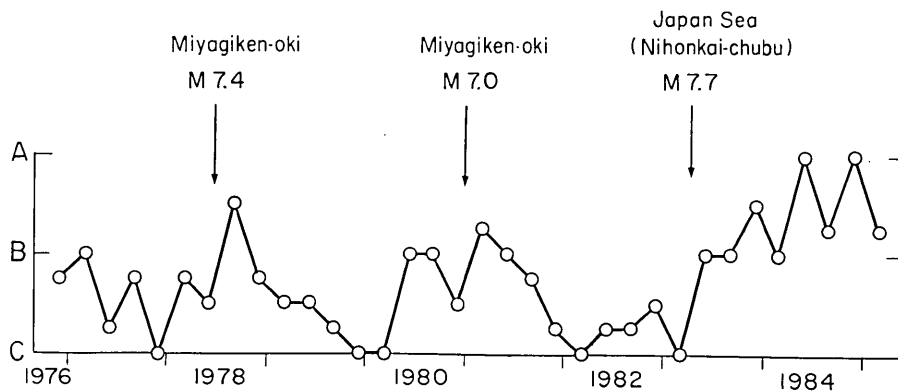


Fig. 6. Temporal variation in the degree of the appearance of the linear distribution of shallow microearthquakes along the Oga-Ojika tectonic line. A, B and C indicate the degree of the linear distribution. Arrows show the large earthquakes which occurred along or near the Oga-Ojika line.



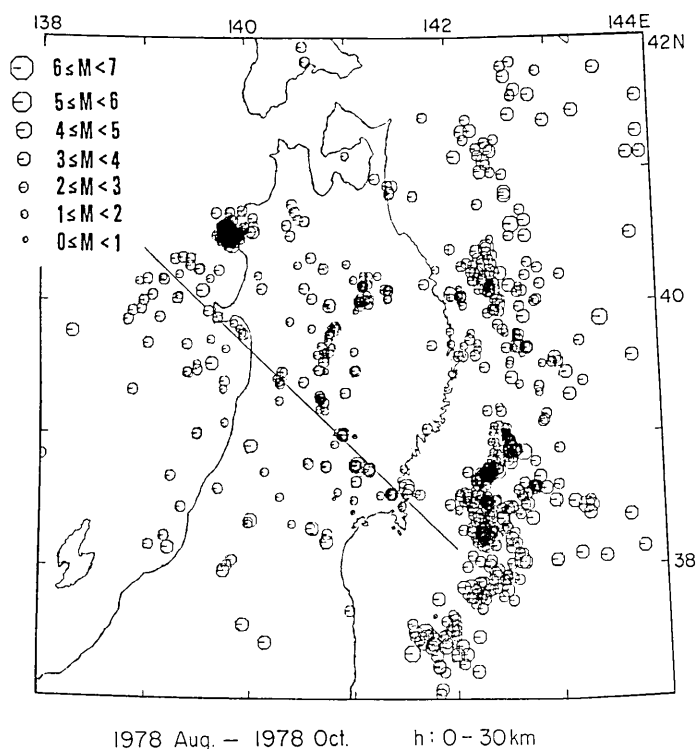


Fig. 7. Epicentral distribution of microearthquakes with depths less than 30 km during the period (1978 August-1978 October) in and around northern Honshu. (Slightly modified TOHOKU UNIV., 1979). Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

宮城県沖合の地震 ( $M$  7.0) 後のもので、内陸中央部での直線的で連続した配列が目立つ。Fig. 10 は日本海中部地震発生後間もない時期のものであるが、内陸部での配列はかなり莫然としているが、日本海中部地震の余震域が O-O 線に沿って枝分かれして男鹿半島まで延びている点が注目される。Fig. 11 は日本海中部地震の凡そ1年後の場合であるが、O-O 線に沿う線状配列がかなり明瞭に認められる。

以上、O-O 線に沿う線状配列が認められる例を示したが、このような線状配列はランダムに現われるのではなくて、O-O 構造線に沿う大地震と密接な関連をもつて現われるようである。Fig. 6 に O-O 構造線乃至その隣接地域で発生した  $M$  7 級の大きい地震を矢印で示したが、これらの地震が発生した後にこの線上配列が明瞭になる傾向が認められる。1980 年 5~7 月頃のピークは上述のように宮城県北部でやや大きい地震 ( $M$  4.8) が起つた場合 (Fig. 8) である。1983 年の日本海中部地震以降この線上配列の傾向が強まったが、その経過は単純ではない。Fig. 12 に地震の直後 (1983 年 8~10 月) と 1 年以上経過した期間 (1984 年 11 月~1985 年 1 月) の微小地震分布図 (a) (b) を示した。地震の分布の様子を見易くする為に、原図の海岸線などをすべて消去して震央分布だけを示す。(a) では O-O 構造線に沿う日本海中部地震の余震域の枝分かれが明瞭に見られる

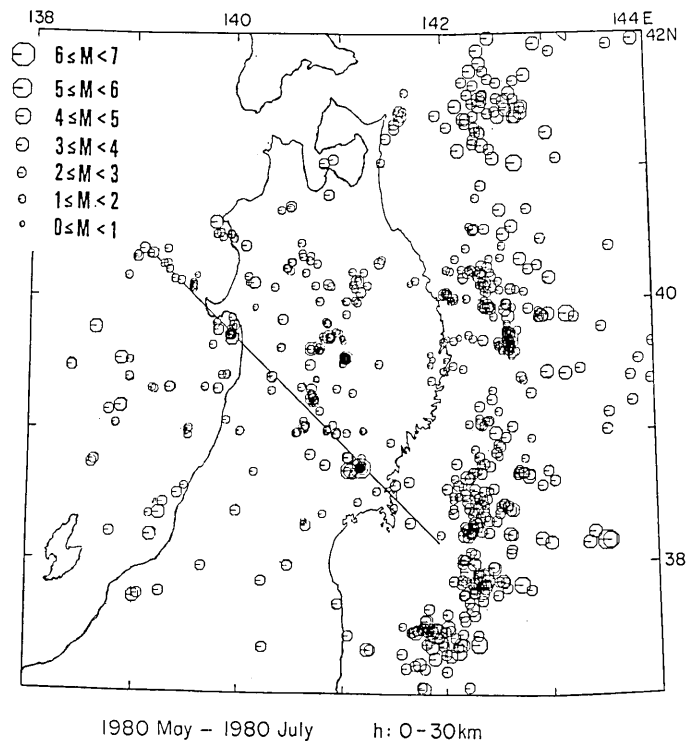


Fig. 8. Epicentral distribution of microearthquakes with depths less than 30 km during the period (1980 May-1980 July) in and around northern Honshu. (Slightly modified TOHOKU UNIV., 1981a). Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

が、その東南方延長線上ではまだ線状配列の傾向は認められない。所が、時間の経過と共に余震の枝分かれした部分の活動が次第に低下するのひきかえ、内陸部での線状配列が顕著になるようである。(b)ではO-O構造線に沿ってほぼ連続した活動が認められる。この経過から、O-O構造線の活動が日本海中部地震の震央から東南方に次第に移動した、という推測も可能であろう。1983年以降は気象庁のデータでもM 3.0以上の小地震が、莫然とではあるが、O-O構造線に沿って帯状に分布する傾向が認められる。

この様に繰返し現われるほぼ連続した線状配列は偶然のものとしては理解し難いし、限られた数の過去の大きい地震の単なる余効的な活動だけでは説明しきれない。過去数10年にわたる大きい地震の線状配列と、方向及び位置がほとんど一致することも考えあわせると、O-O構造線は現在も活動している力学的構造不連続線であると推定される。

これまでは大小の地震の空間的配列から構造線の存在を推定した。そこで、この構造線に沿って発生する地震の発震機構がどうであるかが興味ある問題である。すでにいくつかの地震の発震機構が報告されているが(例えば、ICHIKAWA, 1971)、1962年の宮城県北部地震、1970年の秋田県南東部地震など内陸部の主な地震はほぼ東西主圧力の逆断層型である。しかし、1939年の男鹿半島地震は一つの接線が北西-南東方向の横ずれ型であり、

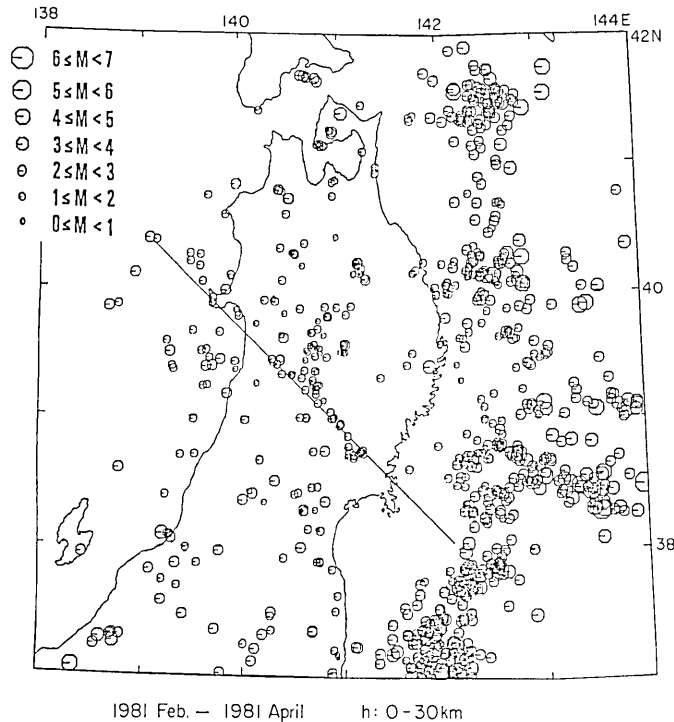


Fig. 9. Epicentral distribution of microearthquakes with depths less than 30 km during the period (1981 February-1981 April) in and around northern Honshu. (Slightly modified TOHOKU UNIV., 1981b). Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

また、1985年3月28日の鳴子付近の地震 ( $M$  4.7) のように北西-南東方向の断層面をもつ典型的な横ずれ型地震が内陸部でも起っている (東北大学, 1985b). 従つて、この構造線に沿う地震のメカニズムについてはさらに系統的な調査が必要であり、O-O 構造線の力学的性質についての立入った検討は今後の課題である。

### 3・3 日本海中部地震の前震・本震・余震

前節で日本海中部地震の余震の一部が O-O 構造線に沿つて枝分かれの的に分布していることを述べた。Fig. 13 は東北大学 (1984b) によつて報告された本震前後の 50 日間毎の震央分布図であるが、O-O 構造線を記入してある。この図から次のようなことが言えよう。

(1) 前震は O-O 構造線上で起つた。Fig. 14 からわかるように、日本海中部地震の本震の震央もほとんど同じ所に求められているので、O-O 構造線はこの点から南東に延びているものと思われる。

(2) すでに述べた様に、主な余震域は海深 3000 m のコンターに沿うように東側に膨れる弓形をなしているが、これとは別に本震の震央付近から南東方向に余震域が枝分かれ状に延びている。何故この様な余震域の枝分かれが生じたのかということについての明解な説明がなかつたが、O-O 構造線の存在を考えれば理解することができる。

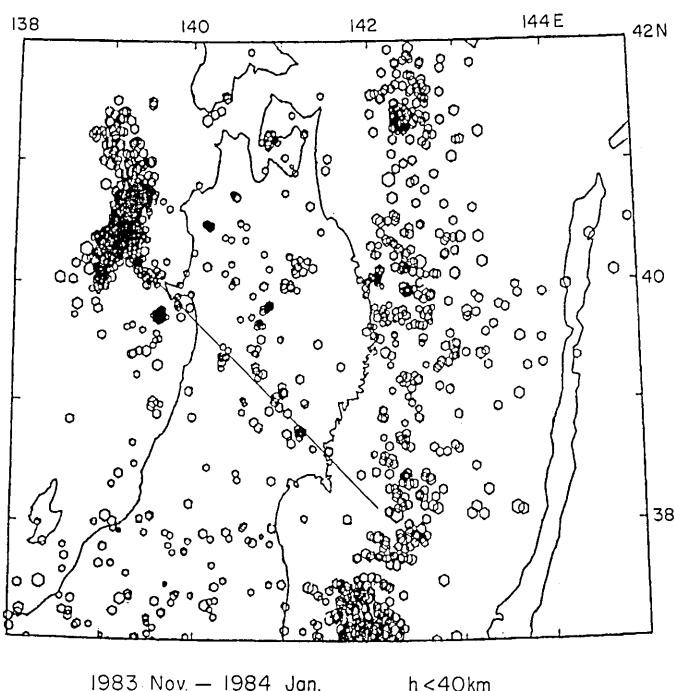


Fig. 10. Epicentral distribution of microearthquakes with depths less than 40 km during the period (1983 November-1984 January) in and around northern Honshu. (Slightly modified TOHOKU UNIV., 1984b). Number of aftershocks of the 1983 Japan Sea earthquake are plotted off the northwest coast of Honshu. Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

(3) O-O 構造線を境に、主余震域内の活動度や余震域の幅が不連続的にちがう。このことは Fig. 13 の第7番目の図(1983年10月23日~1983年12月12日)で顕著である。O-O 構造線の北東側では余震活動度が高く、余震域の幅が広いのに対して、南西側では余震域の幅が狭く、活動度が低い。

Fig. 14 は 1964 年の男鹿半島沖地震と 1983 年の日本海中部地震の前震、本震、余震の分布を示したものである。1964 年の活動は 5 月 17 日に  $M 6.9$  を主震とする地震群が発生し(その1ヶ月後の 6 月 16 日に新潟地震が発生した)、同年の 12 月 11 日に  $M 6.3$  の地震が続いて発生した、というものである。Fig. 14 に示した気象庁のデータによる震央分布を見ると、1983 年の日本海中部地震の前震及び本震の位置とほとんど同じ所で、O-O 構造線の北西端に起つたと考えられる。Fig. 14 (B) において、前震が O-O 構造線の北西端に集中して起つたと見られるが、僅か乍ら O-O 構造線に沿う前駆活動も認められるのは興味深い。

以上のことから、日本海中部地震は日本海東縁を南北に走る変動帯乃至プレート境界沿いの地震であると同時に、O-O 構造線がこの境界と会合するという構造的に特異な所で起つた地震であると考えられる。それによつて、前震や余震の起り方も一層よく理解で

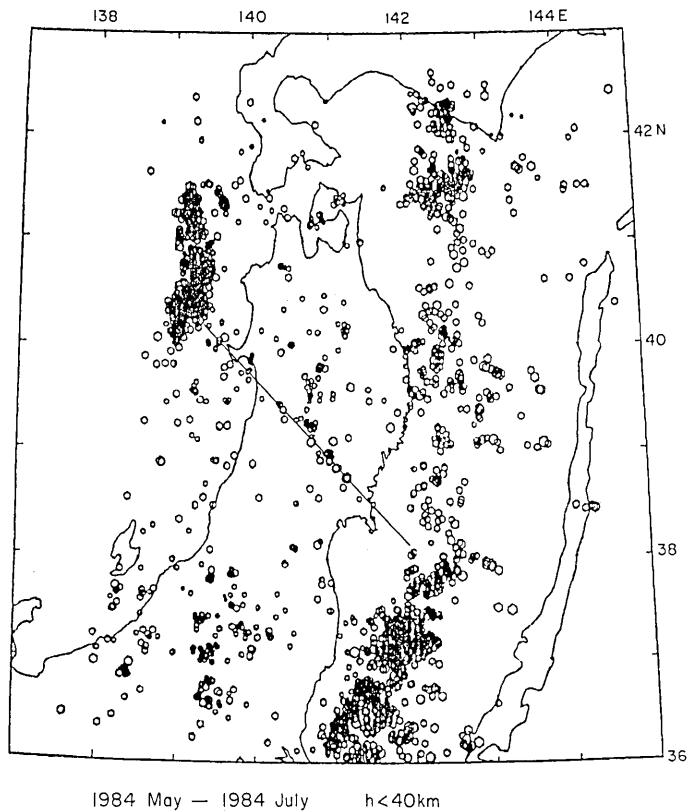


Fig. 11. Epicentral distribution of microearthquakes with depths less than 40 km during the period (1984 May-1984 July) in and around northern Honshu. (Slightly modified TOHOKU UNIV., 1985a).

きるように思われる。

#### 3.4 1978 年宮城県沖地震

前にも述べた様に、筆者は日本海中部地震に先行して各種の長期的前兆現象が起つたこと、特に第2種地震空白域などが1978年頃に出現したことを指摘し、これは1978年の宮城県沖地震によつてトリガーされたのではないかという考えを提唱した(茂木, 1984; MOGI, 1985a)。しかし、宮城県沖地震の影響が何故効果的に日本海中部地震の震源域周辺に及ぶのかという問題が残つていた。本節ではこの問題も念頭において宮城県沖地震がどういふ地震であつたかについて検討する。Fig. 15は1978年2月20日から1979年2月19日までの1年間の $M$  4.5以上の深さ60 km以内の地震分布図である。資料は気象庁の地震表による。宮城県沖地震( $M$  7.4)は1978年6月12日に発生したが、同年の2月20日 $M$  6.7の地震が北側隣接地域で発生している。Fig. 15の2つの大きい黒丸印はこの2回の地震で、南側の大きい丸印が6月12日の本震である。この図にO-O構造線を実線で示してあるが、宮城県沖地震は丁度この構造線に接して起つた地震であり、しかも、その主破壊領域は日本海中部地震の場合と同様にO-O構造線の北側

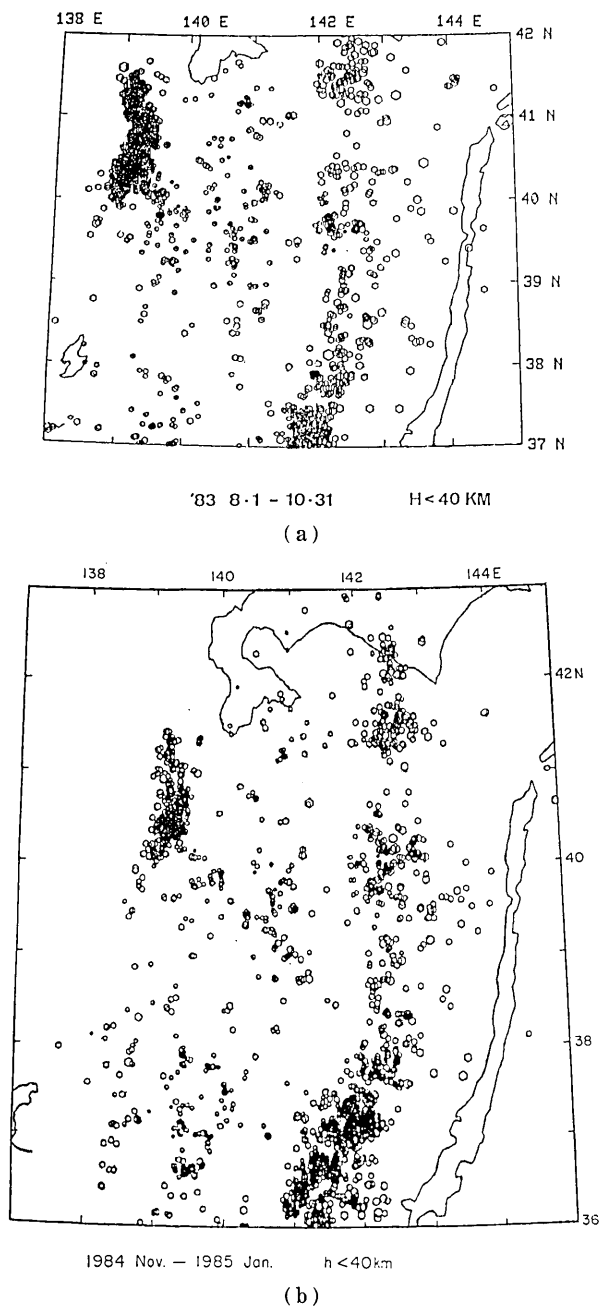


Fig. 12. Epicentral distribution of microearthquakes with depths less than 40 km in and around northern Honshu. The coastline of northern Honshu is omitted. (a) 1983 August-1983 October (modified 東ノク大学, 1984a). A linear distribution is not seen along the Oga-Ojika line except for the northwestern part near the epicenter of the Japan Sea earthquake. (b) 1984 November-1985 January (modified 東ノク大学, 1985b). A linear distribution along the Oga-Ojika line can be recognized.

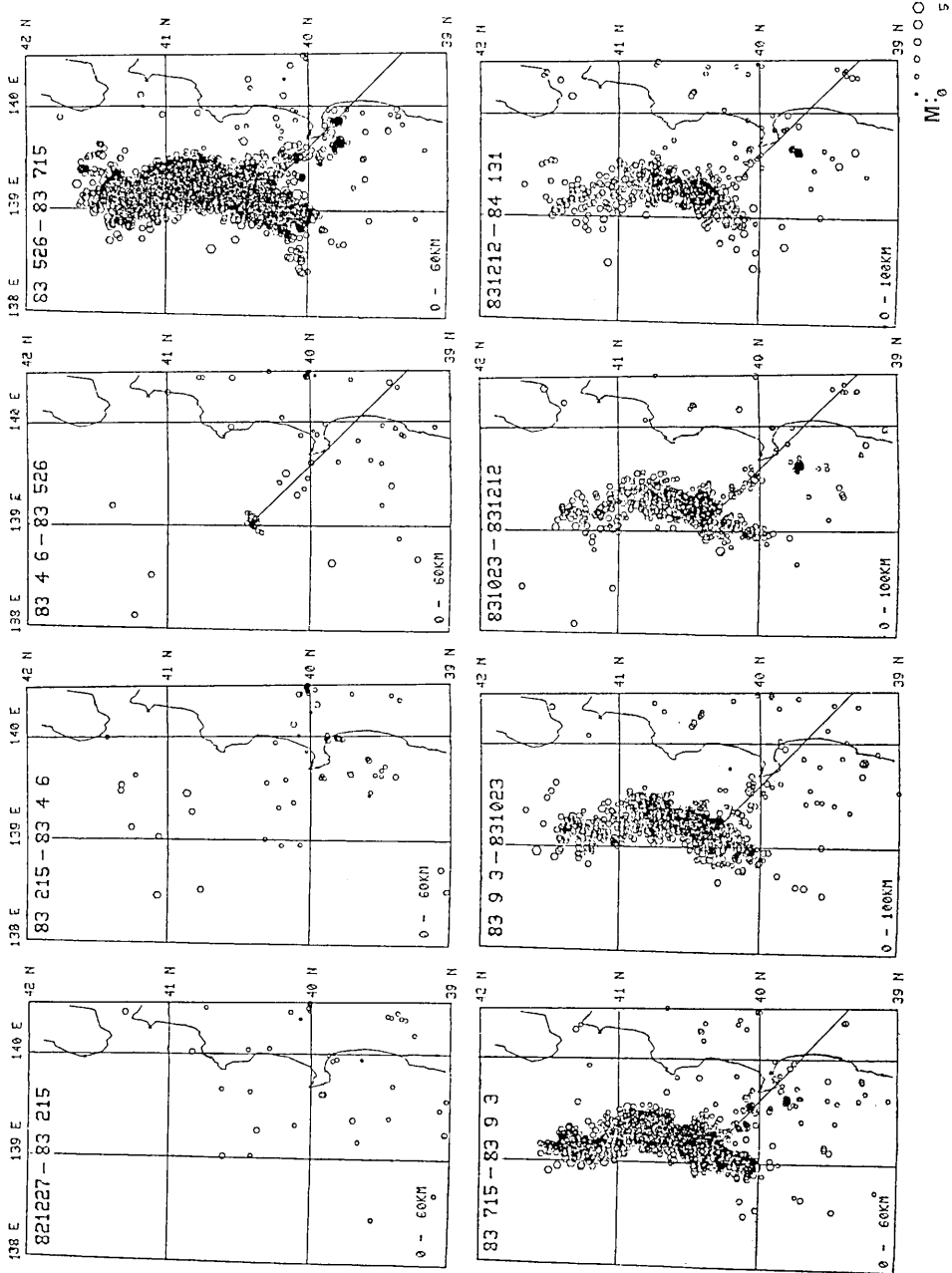


Fig. 13. Locations of shallow microearthquakes in and around the aftershock region of the 1983 Japan Sea earthquake during the 50-day periods before and after the main shock of the Japan Sea earthquake. (TOROKU UNIV., 1984b). Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

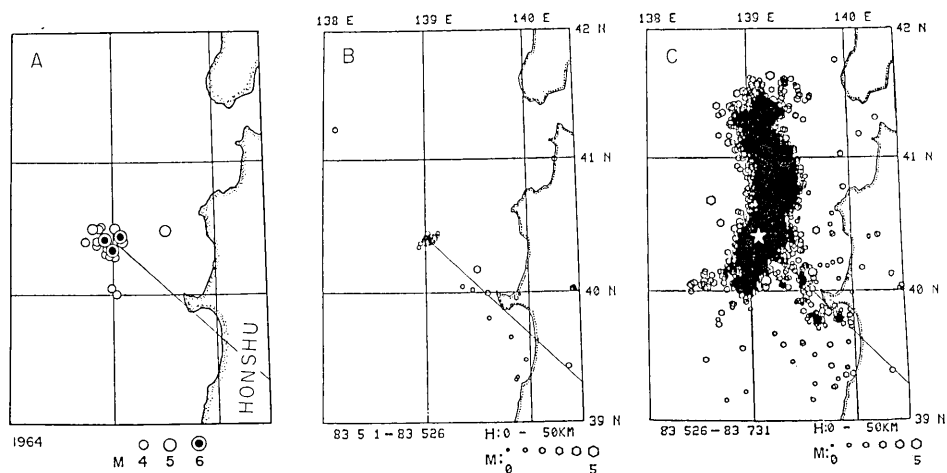


Fig. 14. Locations of the 1964 earthquakes off the Oga Peninsula (A), and foreshocks (B) and the main shock (star in C)-aftershocks (C) of the 1983 Japan Sea earthquake. Data for (A) are taken from the JMA catalogue and (B) and (C) are reproduced from TOHOKU UNIV. & HIROSAKI UNIV. (1984). Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

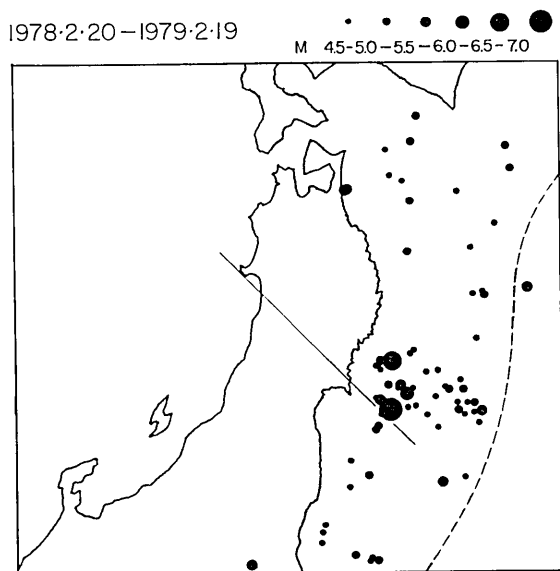


Fig. 15. Locations of earthquakes of  $M$  4.5 and larger, with depths less than 60 km during the period from February 20, 1978 to February 19, 1979. The largest solid circle along the solid line running in a NW-SE direction indicates the main shock of the Miyagiken-oki earthquake ( $M$  7.4) on June 12, 1978. Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.



に位置している。O-O 構造線が地殻内の一つの不連続線であるとする、宮城県沖地震と日本海中部地震は同じ構造ブロック内に起つた地震であり、一方の地震が他方に力学的な影響を効果的に及ぼすということは十分考えられる。その立ち入った機構はなお今後の課題である。

宮城県沖地震の震源域では  $M$  7.5 前後の大きい地震が約 40 年前後の間隔でかなり規則的に繰返し発生している。前回の 1936 年金華山沖地震 ( $M$  7.7) の震央は誤差を考えるとほとんど 1978 年の宮城県沖地震のそれと一致する。SENO (1979) は近年のものとして 1835 年 ( $M$  7.5), 1861 年 ( $M$  7.4), 1897 年 ( $M$  7.3), 1936 年 ( $M$  7.4), 1978 年 ( $M$  7.4) の地震をあげている ( $M$  は SENO による)。このように比較的短い間隔で  $M$  7.5 程度の大地震が繰返し発生する所は日本海溝沿いの活発な地震帯においても他に例が見られない。このような宮城県沖地震の震源域の特異性は何によるのかということは一つの問題であつたが、O-O 構造線という東北地方を斜めに横切る活構造線が存在し、これが南東に延びて Subduction Zone に達した地域であるとする、この特異性はこのような構造的な特徴によるのではないかと推定される。

#### 4. 地殻変動

これまでは大地震及び微小地震の空間的な分布をもとに O-O 構造線の存在の可能性を論じてきた。このような活構造線が実在するとすれば、地殻変動測定によつて変形の異常を検出できるかも知れない。もし、地殻変動にこの構造線と同じ方向及び位置での異常が見出されれば、活構造線の存在を支持する重要な資料となるであろう。

この地域は著しい東西圧縮変形の場にあるので、その中からこの活構造線による異常変動を検出するためには高精度の測量データとその適切な解析が必要である。精度の点で水準測量のデータが最もすぐれているのでまずこれに注目する。ISHII *et al.* (1981) は東北地方の水準測量のデータを 2 次元の Chebychev 函数を用いて解析し、約 10 年間毎の上下変動の 2 次元分布を求めている。Fig. 16 は 30~100 km という比較的波長の短い上下変動のパターンを示したもので、上の図は 1956 年から 1966 年まで、下の図は 1966 年から 1975 年までのものである。白い部分は隆起した地域、黒い部分は沈降した地域で、コンターは 2 mm 間隔で描いてある。但し、ISHII *et al.* の原図のパターンを見易くする為に、最大沈降域を黒くぬりつぶし、O-O 構造線 (AB) を記入してある。水準測量の結果にはしばしば系統誤差が含まれ、その累積誤差が距離と共に大きくなる場合が少くないが、Fig. 16 の場合のように短波長の変動だけをとり出した場合はこのような問題は起らず、高精度の議論が可能である。ISHII *et al.* (1981) は Fig. 16 において北東-南西方向のパターンが 2 つの期間に共通して顕著であることを指摘し、これが ISHII *et al.* (1978) が求めた移動性地殻変動の移動方向と直交していることに注目している。

ここではほぼ 10 年毎のこの 2 枚の変動図に若干のちがいがあつたことに注目する。即ち、上の図では全域で北東-南西方向のほぼ一様なパターンが見られるのに対して、下の図では O-O 構造線を境にして南西側では北西-南東方向のパターンが見られる。後者の期間 (1966~1975) に続いて O-O 構造線の南東延長部で 1978 年宮城県沖地震が起つたことを考えると、O-O 構造線を境にしたパターンの変化は宮城県沖地震の発生時期が近づいた

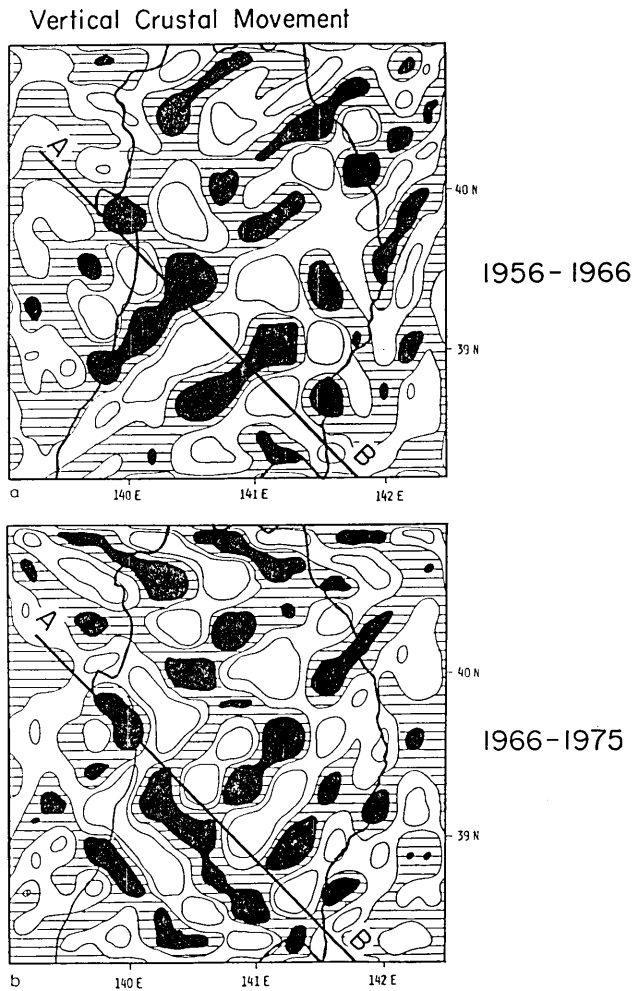


Fig. 16. Vertical crustal movements in the northern part of Honshu which were obtained by analysis of leveling data by a two-dimensional Chebychev function. Crustal movements with 30-100 km wave-lengths are shown. The white areas show uplift and the black areas show subsidence. Contours in each area mean vertical movement of  $\pm 2$  mm. The solid curves lines indicate the coastal line of Honshu and lines (AB) indicate the Oga-Ojika tectonic line proposed in this study. (a) 1956-1966. (b) 1966-1975 (Slightly modified ISHII *et al.*, 1981).

為に起つたとも考えられ、O-O 構造線という力学的不連続線の存在を示唆している可能性がある。

次に水平変動であるが、Fig. 17 に原田・葛西 (1971) による解析の結果の一部を示す。原田らは (1883~1909) と (1948~1968) の 2 回の一等三角測量の結果を比較して、この約 60 年間の各種のひずみを算出し、その空間的分布図を報告した。Fig. 17 は面積変化率を示したもので、原図から東北地方だけをとって示してある。白丸は膨張、黒丸は収縮

をあらわしている。黒丸の分布に一定の傾向が見られ、O-O 構造線（実線で示す）に沿って北西-南東方向に配列しているという見方もできる。原田ら（1971）の第3図によるとこの地域の収縮は東西圧縮によるものである。この期間内に O-O 構造線に沿って大きい地震が起つているのでその影響が含まれている可能性があるが、いずれにせよこのような带状配列は注目に値する。このことは江口（1978）も指摘している。

### 5. 地形・地質構造

主として地震の震源分布から推定された O-O 構造線に対応すると思われる活断層は内陸及び海底のいずれにおいても報告されていない（活断層研究会，1980）。しかし、北村（1963）は東北地方の基盤構造を検討し、南北方向の盛

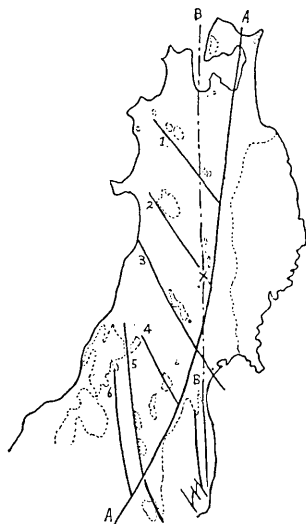


Fig. 18. Tectonic lines in pre-Neogene basement (KITAMURA, 1963).

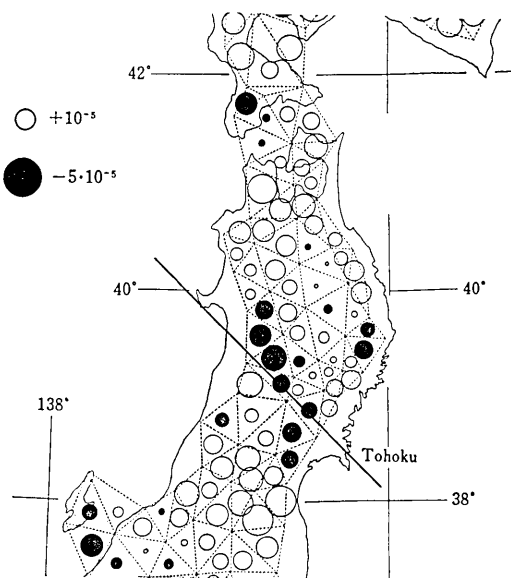


Fig. 17. Horizontal strain (dilatation) of the earth's crust during the period from (1883-1909) to (1948-1968) obtained from the first order triangulation surveys (A part of HARADA and KASSAI, 1971). Open circle: dilatation; solid circle: contraction. Solid line: Oga-Ojika line in Fig. 3.

岡-白河構造線などと、それに斜交する北西-南東方向の数本の基盤構造線を推定している (Fig. 18)。この結果は北西-南東方向の大きな構造が存在するという点で今回の結果と調和的であるが、その位置や厳密な方向は同じではない。北村はこの様な構造はある程度深部にまで達するものであり、その位置は地表で推定されるものと必ずしも同じではない可能性があると考えているようである（私信）。

海底地形についてはすでに第2節でその概要を述べたが、Fig. 19に太平洋側を含めた東北日本周辺の海底地形をまとめて示した。細

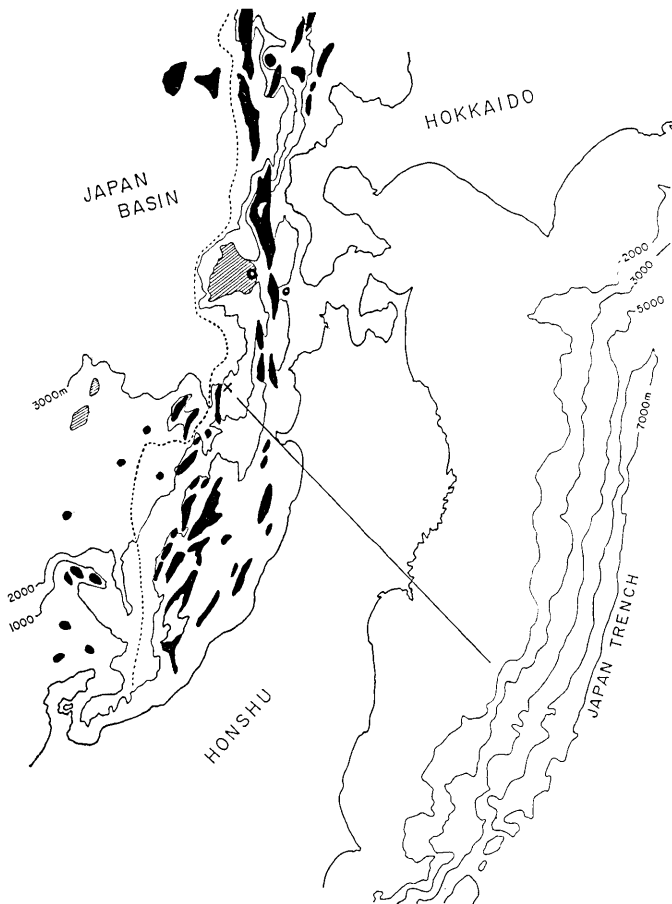


Fig. 19. Submarine topographical and geomorphological map of northeastern Japan. Black and shaded areas in the Japan Sea are banks, shoals and plateaus (A. MOGI, 1972) and the dotted curve is the plate boundary proposed by NAKAMURA (1983). Cross and solid line: epicenter of the 1983 Japan Sea earthquake and the Oga-Ojika tectonic line proposed in this study, respectively.

い実線は海深コンター，日本海側の破線は中村（1983）による日本海東縁のプレート境界，黒くぬりつぶした部分は海嶺，斜線部は海台（MOGI, A., 1972）である。この図には1983年日本海中部地震の本震の震央を×印で，それより南東に延びるO-O構造線を直線で示してある。日本海東縁部では沿岸寄りの奥尻海嶺とその沖合の佐渡海嶺が並走している。日本海中部地震の震央は日本海盆（ほぼ3000mのコンターで示される）が東方に舌状に突き出した部分の南東隅にあり，また佐渡海嶺の北東端に位置するという構造上の特徴についてはすでに指摘した。一方，沿岸沿いに南北に走る奥尻海嶺は九六島から北の部分と男鹿半島から新潟沖に至る部分とに分けられ，秋田県北部沖合で中断しているようである。O-O構造線は後者の北端を通って南東に延びている。

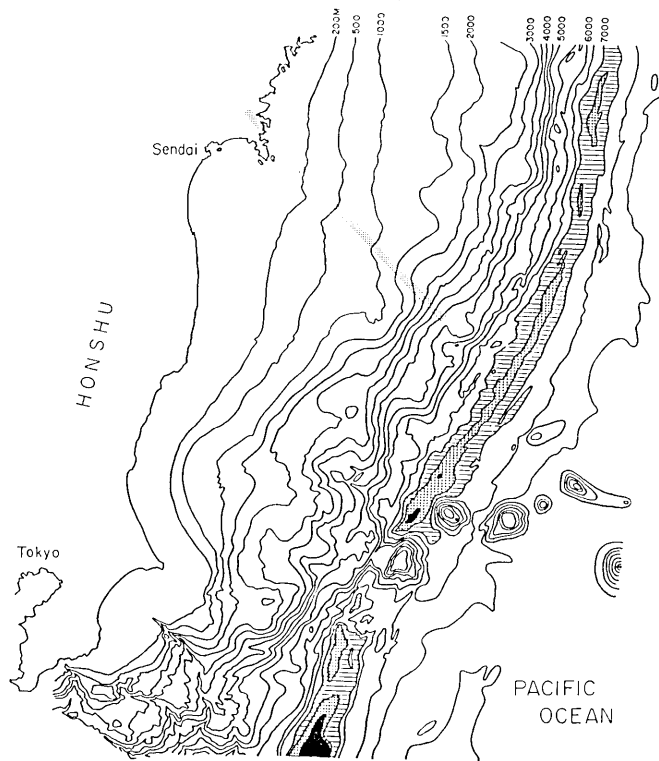


Fig. 20. Submarine topographical map of the southern part of the Japan Deep Sea Trench (Hydrographic Department, M.S.A., Japan, No. 6312, No. 6313).

O-O 構造線が東北地方を斜めに横切つて日本海溝に達する地域の海底地形に注目しよう。Fig. 19 の日本海溝及び陸側斜面の海深コンターが、O-O 構造線を境にして北側ではほぼ滑らかな曲線であるのに対して、南側ではかなり複雑である。Fig. 20 はこの部分のやや詳細な海底地形図（海上保安庁水路部，1982 にもとづく）であるが、それに O-O 構造線を帯状の網目で示した。O-O 構造線の北東側では海溝軸の方向がほぼ南北であり、海深のコンターがこれに平行しているのに対して、その南西側では海溝軸の方向が北東-南西となり、陸側斜面の地形が著しく複雑である。このことは O-O 構造線が海溝近くまで達する構造境界である可能性を示唆するものではなからうか。また、このことは Fig. 3 及び Fig. 4 について指摘したように日本海溝沿いの大きい地震の震源分布のパターンが O-O 構造線を境にして南北でちがうことに対応しているのかも知れない。

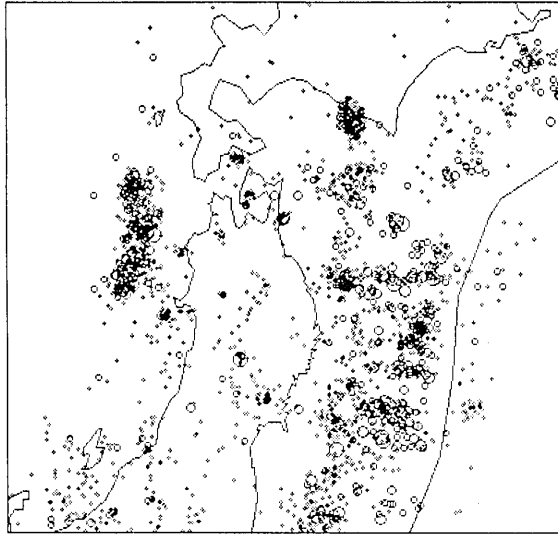
なお、三陸沖から茨城県沖へと南下するにつれて陸側の地形の擾乱が次第に激しくなる傾向がみられるが、このことと、三陸沖では  $M 8$  級の巨大地震が起こるのに対して、福島県沖では最大  $M 7.8$  の群発型、茨城県沖では最大  $M 7.0$  の群発型が起こることとの間に関係がありそうである。

##### 5. 東北日本のサイスマテクトニクスと日本海中部地震

Fig. 21 (a) (b) は 1970 年から 1984 年までの最近 15 年間の東北地方及びその周辺

70/ 1/ 1-84/12/31 37.00-43.50N 137.00-146.00E 0- 30KM M:3.0-9.0

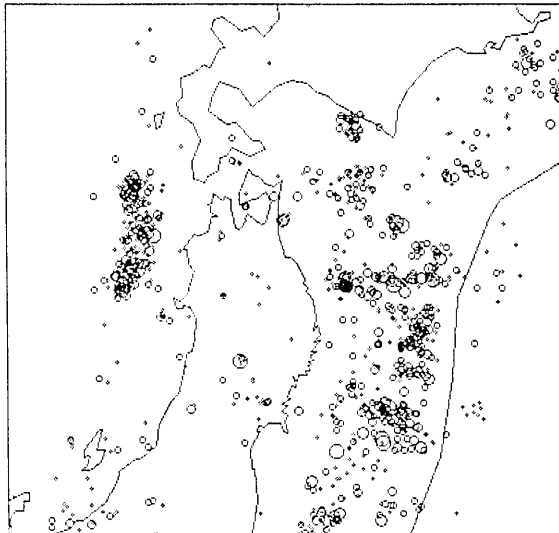
M  
 • 4  
 ○ 5  
 ○ 6  
 ○ 7  
 ○ 8



(a)

70/ 1/ 1-84/12/31 37.00-43.50N 137.00-146.00E 0- 30KM M:4.0-9.0

M  
 • 4  
 ○ 5  
 ○ 6  
 ○ 7  
 ○ 8



(b)

Fig. 21. Locations of earthquakes with depths less than 30 km during the period from 1970 to 1984 in northeastern Japan. Data are taken from the JMA Catalogue. (a)  $M \geq 3.0$ , (b)  $M \geq 4.0$ .

の浅い地震の分布図で、地殻内の活動の特徴をよく表わしている。(a)は  $M 3.0$  以上、(b)は  $M 4.0$  以上で、資料は気象庁の地震表による。(a)では東北地方内陸部の中央を南北に走る線状活動が認められるが、これは微小地震の分布図(例えば Fig. 5)において顕著に見られるパターンであり、東北地方を東西に分ける一つの構造境界を示している

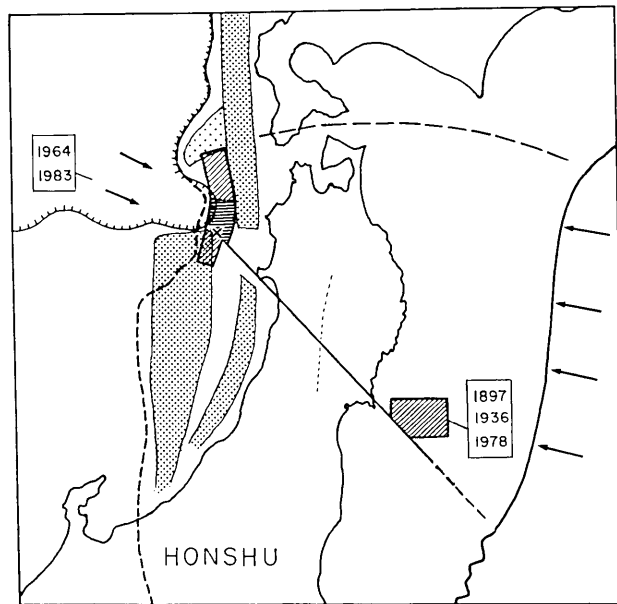


Fig. 22. Tectonic structure of northeastern Japan summarized from the viewpoint of seismotectonics. Shaded areas: focal regions of the 1983 Japan Sea earthquake (off the west coast of Honshu) and the 1978 Miyagiken-oki earthquake (off the east coast). Solid and broken lines: structural boundaries including plate boundaries. Dotted areas: banks, shoals and plateaus. Arrows: direction of crustal stress.

ものであろう。しかし、この配列は  $M$  4.0 以上の地震の分布図 (b) ではほとんど認められなくなり、莫然とではあるが北西-南東の配列が認められる。

これらの地震分布図やこれまでの議論をもとに東北日本の地殻内の主な構造線 (帯) を Fig. 22 に模式的に示した。東北地方の東方海域には日本海溝、即ち、太平洋プレートの沈み込み境界があり、西には日本海東縁の圧縮変動帯、即ち、中村 (1983) らのいうユーラシアプレートと北米プレートの境界がある。この境界は、中村も指摘しているように、単調なものではなく、活動の程度も低い。この図には日本海盆底も示してあるが北西部に限られる。過去の大きい地震の配列などから、東北地方を北西-南東方向に横切る男鹿半島-牡鹿半島構造線 (O-O 構造線) の存在が推定された。また、本州と北海道の間にも破線によって境界線を描いたが、それは Fig. 21 に見られるように浅い地震の分布のパターンが変化していること、1952年と1968年の2回の十勝沖地震の震源域の境界であること、この線の東端で海溝軸の方向が急変することなどから推定された。

東北日本の応力場を主として支配しているのは太平洋プレートの運動による東西圧縮であるが、中村 (1983) らが指摘しているように、日本海側のユーラシアプレートの運動も寄与している可能性は大いにある。Fig. 22 にまとめられた構造を見ると、日本海中部地震の震源域は極めて特別な位置を占めていることがわかる。ここでは過去数 10 年間に大きい地震が繰返し発生しているが、東西圧縮応力がここに集中するためとして理解できる。このことを考慮すれば、この部分の活動をもつて日本海東縁のプレート境界の活動を一般

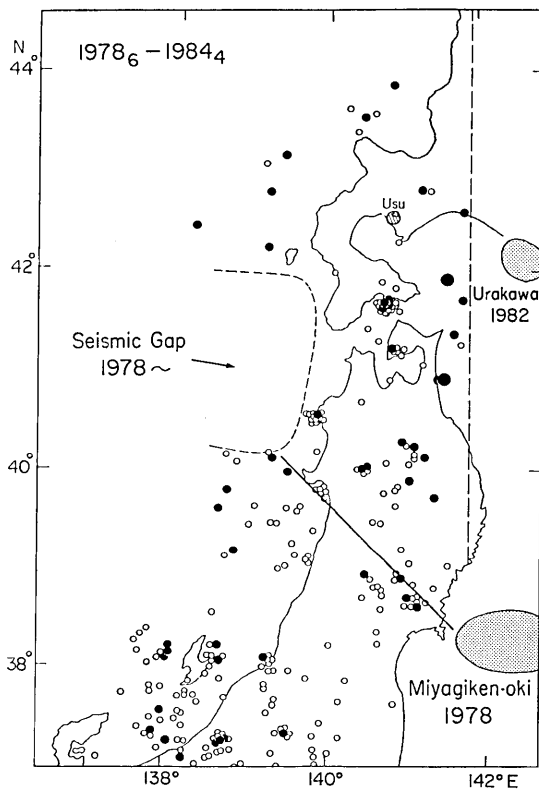


Fig. 23. Seismic gap of the second kind prior to the 1983 Japan Sea earthquakes (MOGI, 1984). Data are taken from the JMA catalogue. The seismic gap appeared nearly simultaneously with the occurrence of the 1978 Miyagiken-oki earthquake ( $M$  7.4). Solid line: Oga-Ojika tectonic line proposed in this study.

Fig. 24 は 1968 年 5 月 16 日の十勝沖地震の前約 1.5 年間の  $M$  4.5 以上の地震を黒丸で示し、十勝沖地震の本震を白丸で示したものである。十勝沖地震の震央域周辺の活動が低く、第 2 種地震空白域が出現した一方で、実線で示した O-O 構造線（南東部分）に沿って若干の活動が目立つ。Fig. 25 は十勝沖地震の前 7.5 年間の地震分布図である。O-O 構造線を実線で記入してあるが、それに沿って男鹿半島沖地震（1964）及び宮城県北部地震（1962）が発生し、さらにその南東延長部の海域でかなり活発な活動が認められる。また、このブロックの北側境界に沿つてもやや目ぼしい活動がある。この期間内ではブロック内の活動が比較的低調で、大局的に見て一種のドーナツパターンを形成している (MOGI, 1969)。

最近、海野ほか（1984）や高木（1985）は 1975 年 4 月以降の東北日本弧の微小地震活動の特徴を論じ、4 回の群発地震が 1983 年の日本海中部地震発生の直前 1 ヶ月間に集

的に論ずるのは適当でないと言えよう。

O-O 構造線が太平洋側の Subduction Zone に達する所で 1978 年宮城県沖地震が起つたが、ここでは  $M$  7.5 程度の地震がほぼ 40 年の比較的短い間隔で繰返し起つている。この地域が日本海中部地震の震源域と同じ構造線に沿っていることから、両者の活動が連動することは十分考えられる。Fig. 23 に示すように、1978 年の宮城県沖地震の頃から日本海中部地震の震源域を含むかなり広い範囲で第 2 種地震空白域が出現したと見られるが、両地域の力学的なカップリングを考えれば十分あり得ることである。

日本海溝、O-O 構造線、日本海東縁の境界線及び本州と北海道間の境界線によつて囲まれた部分は一つのブロックとなつている。このブロック内に近年発生した巨大地震は 1968 年の十勝沖地震である。このような大地震の発生前には応力レベルが高まっていると思われるので、ブロック境界での活動が起る可能性が考えられる。



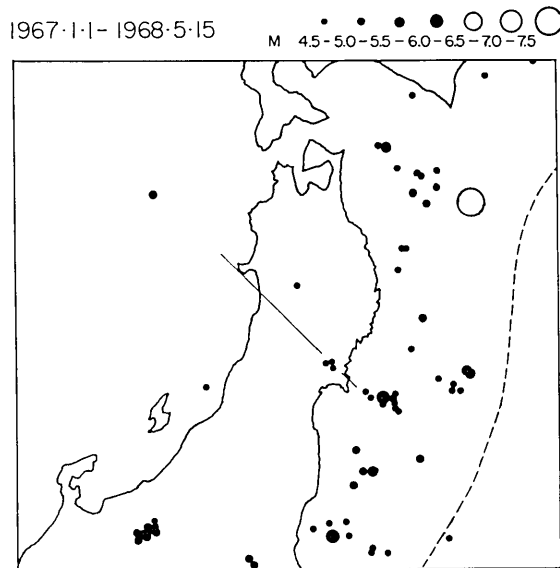


Fig. 24. Locations of earthquakes (solid circles) of  $M$  4.5 and larger, with depths less than 60 km during the period from January 1, 1967 to May 15, 1968. Large open circle: epicenter of the Tokachi-oki earthquake ( $M$  7.9) of May 16, 1968. Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

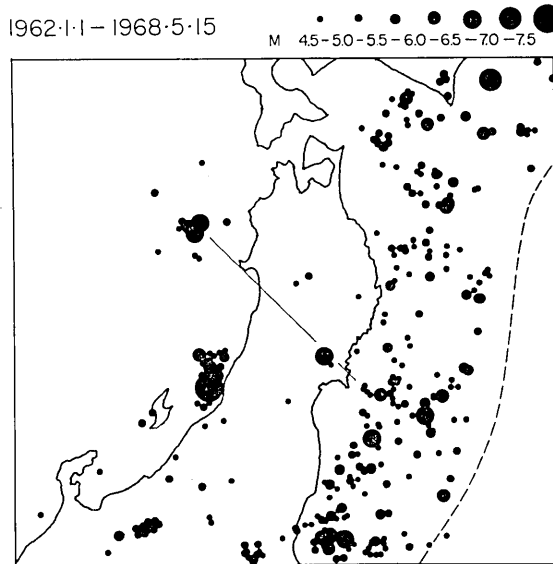


Fig. 25. Locations of earthquakes of  $M$  4.5 and larger, with depths less than 60 km during the period from January 1, 1962 to May 15, 1968. Solid line: Oga-Ojika line shown in Fig. 3.

中して発生したという興味ある結果を報告している。この群発地震の発生場所の特徴については高木(1985)による解釈があるが、房総半島沖以外のものは上述のブロック境界、即ち、O-O 構造線、日本海溝沿い、及び本州と北海道の境界で起つていることに注目したい。

また、1983年日本海中部地震( $M$  7.7)の前の1982年浦河沖地震( $M$  7.1)及び1978年宮城県沖地震が上述のブロック境界乃至その隣接部で発生していることは注目される。

## 7. ま と め

以上の結果を要約すると次の様になる。

(1) 過去数10年にわたる大きい地震及び近年の微小地震の線状乃至帯状配列から、男鹿半島と牡鹿半島を通つて東北地方を横切る北西-南東の活構造線(帯)の存在が推定される。海底地形や地殻変動からもその存在が示唆される。

(2) 1983年の日本海中部地震は日本海東縁の構造境界に起つた地震であるが、O-O構造線が北西方向に延びてこの境界に達した地点で、しかも日本海盆が舌状に東に張り出した先端という構造上の特異点で起つたものである。

(3) 日本海中部地震の前震、本震及び1964年の男鹿半島沖地震はほとんど同じ地点で起つたが、それは日本海東縁の境界線とO-O構造線の会合点である。

(4) 日本海中部地震の主たる余震域の幅や活動度がO-O構造線を境にしてちがつて居り、また余震域がO-O構造線に沿つて南東方向に男鹿半島付近に達するまで枝分かれして延びている。

(5) 1978年宮城県沖地震はこのO-O構造線が太平洋側のSubduction Zoneに達した所で起つたが、この地域で $M$  7.5程度の大きい地震がかなり頻りに繰返し発生するのは、このような構造上の特異性に関係しているものと思われる。

(6) 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つて囲まれた地域が一つのブロックを形成し、これが東西圧縮応力場にある。日本海中部地震の震源域はこの東西圧縮応力が特に集中しやすい所にあり、日本海側としては例外的に大きい地震が頻発する所である。

(7) 日本海東縁の「プレート境界」の活動度を評価する上で、日本海中部地震の震源域の特異性を十分考慮する必要がある。

## 謝 辞

本報告では気象庁及び東北大学によつて報告された地震表及び震源分布図、水路部による海底地形図などを用いたが、目的に応じて原図の一部を省略したり、或いは加筆を行つたことをお断りしておきたい。気象庁データによる震央分布図の作成には東京大学地震研究所吉井敏剋助教授及び気象研究所石川有三氏のソフトを使用させていただきました。なお、地震研究所松田時彦教授、山科健一郎博士並びに気象庁津村建四朗博士からは参考文献などについて有益な助言をいただきました。これらの方々に感謝致します。

## 引用文献

- FUKAO, Y. and M. FURUMOTO, 1975, Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, **25**, 147-266.
- 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, 測地学会誌, **17**, 4-7.
- 平沢朋郎, 岡田 広, 佐藤 裕, 村松郁栄, 太田 裕, 入倉孝次郎, 志知龍一, 細山謙之輔, 島村英紀, 1984, 地殻活動に関する調査研究 (まえがき), 自然災害特別研究 "1983 年日本海中部地震による災害の総合的研究" (代表者 乗富一雄), pp. 17-18.
- HUZITA, K., 1980, Role of the median tectonic line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands, *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 18, 129-153.
- ICHIKAWA, M., 1971, 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.
- ISHII, H., T. SATO and A. TAKAGI, 1978, Characteristics of strain migration in the north-eastern Japanese arc. 1. Propagation characteristics, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5*, **25**, 83-90.
- ISHII, H., Y. KOMUKAI and A. TAKAGI, 1981, Characteristics of vertical land movement and microearthquake activity in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **77**, 213-231.
- ISHII, H., T. SATO, K. TACHIBANA, K. HASHIMOTO, E. MURAKAMI, M. MISHINA, S. MIURA, K. SATO and A. TAKAGI, 1983, Crustal strain, crustal stress and microearthquake activity in the northern Japan arc, *Tectonophysics*, **97**, 217-230.
- 海上保安庁水路部, 1982, 海底地形図, 第 6312 号, 第 6313 号.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層, 363 p., 東京大学出版会.
- 北村 信, 1963, グリーンタフ地域における第三紀構造運動, 化石, 第 5 号, 123-137.
- 小林洋二, 1983, プレート "沈み込み" の始まり, 月刊地球, **3**, 510-518.
- 溝上 恵, 中村正夫, 小谷啓子, 1973, 紀伊半島北西部における地震活動の特性—小地震および微小地震の空間分布から推定される活断層系について—, 関東大地震 50 周年論文集, 東京大学地震研究所, 199-216.
- 江口孝雄, 1978, 東北日本弧に推定される Strain Belt とその検証, 及び太平洋の大地震分布の一解釈, 地震学会講演予稿集, 1978, No. 2, p. 28.
- MATSUDA, T., 1981, Active faults and damaging earthquakes in Japan—Macro seismic zoning and precaution fault zones. In "Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series IV" (D.W. Simpson and P.G. Richards, eds.), pp. 279-289, Am Geophys. Union, Washington, D.C.
- MOGI, A., 1972, Bathymetry of the Kuroshio region, "KUROSHIO—Its Physical Aspects—", pp. 53-80, Univ. Tokyo Press.
- MOGI, K., 1969, Some features of recent seismic activity in and near Japan (2), Activity before and after great earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **47**, 395-427.
- 茂木清夫, 1981, 東北日本西岸沖—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, 1984, 1983 年日本海中部地震の長期的前兆現象, 地震予知連絡会会報, **31**, 43-48.
- MOGI, K., 1985a, Precursors of the 1983 Japan Sea earthquake, *Earthquake Predict. Res.*, **3**, 493-517.
- 茂木清夫, 1985b, 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.
- 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.
- OTUKA, Y., 1937, Tertiary folding in Japan, *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, **13**, 78-81.
- OTUKA, Y., 1941, Active rock folding in Japan, *ibid.*, **17**, 518-522.
- 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. and J. MORI, 1983, Focal mechanism of the May 26, 1983 Japan Sea earth-

- quake, Abstr. Seismol. Soc. Japan, 1983, No. 2, p. 15.
- 高木章雄, 1985, 東北日本孤—日本海溝系の地震テクトニクス, 測地学会誌, 31, 124-146.
- 田中和夫, 佐藤魂夫, 小菅正裕, 佐藤 裕, 1984, 日本海中部地震の特性, 自然災害特別研究“1983年日本海中部地震による災害の総合的研究”(代表者 栗富一雄), pp. 39-45.
- 東北大学, 1979, 東北地方およびその周辺の微小地震活動(1978年8~10月), 地震予知連絡会会報, 21, 47-49.
- 東北大学, 1981a, 東北地方およびその周辺の最近の微小地震活動, 地震予知連絡会会報, 25, 32-37.
- 東北大学, 1981b, 東北地方およびその周辺の微小地震活動, 地震予知連絡会会報, 26, 18-25.
- 東北大学, 1984a, 東北地方およびその周辺の微小地震活動(1983年5月~1983年10月), 地震予知連絡会会報, 31, 16-21.
- 東北大学, 1984b, 東北地方およびその周辺の微小地震活動(1983年11月~1984年4月), 地震予知連絡会会報, 32, 22-30.
- 東北大学, 1985a, 東北地方およびその周辺の微小地震活動(1984年5月~1984年10月), 地震予知連絡会会報, 33, 8-21.
- 東北大学, 1985b, 第71回地震予知連絡会資料.
- 東北大学・弘前大学, 1984, 1983年日本海中部地震の前震・余震活動, 地震予知連絡会会報, 31, 22-33.
- 海野徳仁, 松沢 暢, 小原一成, 清水 洋, 長谷川昭, 高木章雄, 小菅正裕, 田中和夫, 佐藤魂夫, 佐藤 裕, 1983, 1983年日本海中部地震—(2) 余震の震源分布—, 地震学会講演予稿集, 1983, No. 2, p. 4.
- 海野徳仁, 長谷川昭, 高木章雄, 1984, 東北日本孤の微小地震活動の特徴と1983年日本海中部地震の先行的群発地震活動, 地震学会講演予稿集, 1984, No. 2, p. 83.
- 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M 6.0以上の地震および被害地震の表: 1885~1980年, 地震研究所彙報, 57, 401-463.
- 地震学会, 1983, 地震学会講演予稿集, 1983, No. 2.

---

*1983 Japan Sea Earthquake (M 7.7) and Seismotectonics  
in Northeastern Japan*

Kiyoo MOGI

Earthquake Research Institute

On the basis of a linear distribution of shallow large earthquakes and microearthquakes, an active tectonic line across the northern Honshu is proposed. The existence of this tectonic line running in a NW-SE direction which runs through the Oga Peninsula (Japan Sea side) and the Ojika Peninsula (Pacific Ocean side) is also suggested by crustal movements and submarine topographies. The 1983 Japan Sea earthquake of  $M 7.7$  occurred at a junction between “the Oga-Ojika tectonic line” and “the plate boundary” along the eastern margin of the Japan Sea proposed by NAKAMURA (1983). The space-time distribution of aftershocks of the Japan Sea earthquake also suggests this complex structure of the focal region of this earthquake. The mechanism of stress concentration to the focal region of the Japan Sea earthquake is discussed on the basis of the tectonic structure of northeastern Japan.