

2. 地震・地殻変動

2.1 まえがき

北海道の南西沖で発生した地震は M7.8 という大地震であっただけに、その発生メカニズムばかりでなく、前兆的現象の有無も地震予知の可能性を考える上で重要な意味をもつ。1983 年日本海中部地震の場合には空白域の出現を示唆するような長期的な前兆がみられたし、直前には明瞭な前震が発生した^{1),2)}。南西沖地震の場合には、過去 30 年間にわたる地震活動の静穏化現象があったようであると地震後に指摘されたものの、前震の発生や地殻変動の異常などの地球物理学的な前兆的現象は見いだせなかった³⁾。奥尻島神威脇温泉で地震前に湯温の上昇があったといわれたが、同温泉では類似の現象が普段でもみられたことが判明し、前兆的現象と見なせないようである。一方、動物の異常行動が奥尻島でみられた。7 月 24 日付の毎日新聞によれば、奥尻島北端部の稲穂地区で「6 月中旬ごろから、背が黒く、体長十センチぐらいの見なれない種類のねずみが家の中や、路上に出没するようになった。あまり数が多いので家にねずみ捕りを仕掛け、毎日のように 3~5 匹ずつ捕まえていた」という一種の宏観現象が記事になっている。これは筆者らが現地調査の際に稲穂地区の勘太浜で聞き込んだ話にもとづいた記事である。出没したねずみは家ねずみより一回り小さく、背中の黒味がやや濃い種類の山ねずみである。このような現象は普段なかったということ、1 か月前から昼でも夜でも路上に出現して車に引かれたり 1 か月でかれこれ 30 匹を家の中で捕らえたほどであったこと、地震後にはぷつぷつと姿を消したということなどを考え合わせると、いかにも山ねずみが異常を感じて山から里へ避難したかのようにみえる。現地では地震が来るかもしれないと当時うわさしていたとのことである。

南西沖地震は直前予知の難しい地震の一つであるようにみえるが、この地震が起こりうる可能性はかなり前に多方面から予測されていた。たとえば、北海道庁の報告書にその指摘がみられる（1993 年 8 月 31 日付北海道新聞、同年 9 月 1 日付読売新聞）。道は防災対策の一環としてかつて北海道大学に基礎研究を委託し、1987 年 3 月にその内容を「北海道における地震災害の地域特性に関する調査研究」と題する報告書にまとめて公表した⁴⁾。発刊のことばによれば、「北海道の地震防災対策の基礎資料として市町村をはじめ防災関係機関において広く活用され、今後の地震防災対策の推進の一助」となるよう報告書が出された。報告書では長期的にみて北海道で発生する可能性のある大地震 6 つが想定されている。実際には、想定地震の設定に引き続いて地震危険度の評価などの作業がひかえていたために想定地震は 1983 年度中間報告書の中ですでに設定されていた。6 つの想定地震の一つに「北緯 43 度、東経 139 度に M7 3/4 の後志（しりべし）沖地震」があり、設定表には「策定の上で大津波を考慮する必要がある」との注意が書き添えられていた。地震発生の時期には触れていないのでこの想定は予知ではなくあくまでも予測である。実際には北緯 42.8 度、東経 139.2 度に M7.8 の南西

沖地震が起きており、震源要素は想定地震のものに近かった。想定要素の妥当性は別にしても、問題はこうした予測が「市町村をはじめ防災関係機関において広く活用」され、地域防災に十分役立てられたかどうかである。報告書には他に札幌市を直撃するであろう「石狩地震」も想定されていることに関係者は関心を寄せるべきであろう。

2.2 本震・余震

気象庁によれば、本震の発生時は1993年7月12日22時17分11.7秒（日本時間）、震央は奥尻島の北北西約80kmの北緯42度46.8分、東経139度11.0分、震源の深さは35.1kmである。地震の規模はM7.8である。この地震により、小樽、寿都、江差、深浦で震度5を観測した。世界のデータを用いたアメリカ地質調査所（USGS）の震源決定によれば、発生時は12日13時17分11.9秒（国際協定時）、震央は北緯42.851度、東経139.197度、深さは17kmである。表面波マグニチュードは7.6である。これまでの最大余震は8月8日04時42分43.6秒に発生した地震で、その震央は北緯41度57.3分、東経139度53.3分、深さは23.2kmである。気象庁による規模はM6.3であり、USGSによる表面波マグニチュードは6.1である。

本震の発生直後から活発な余震活動をとめない、東西約50km、南北約150kmの余震域を形成した。この余震域は1993年日本海中部地震（M7.7）の余震域の北側に隣接し、それぞれの広がりほぼ同じである（図2.2.1）。図2.2.1でわかるように、日本海中部地震の最大余震は余震域を北側に拡

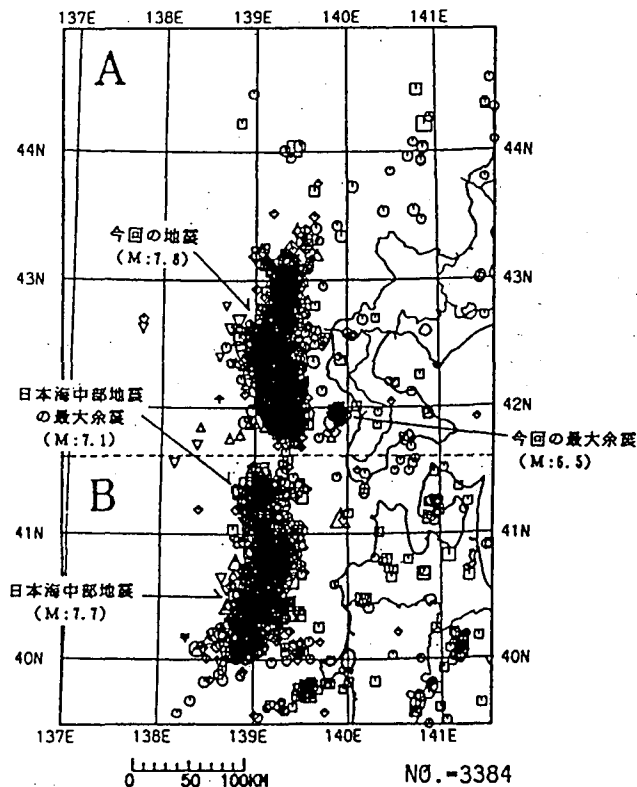


図 2.2.1 北海道南西沖地震と日本海中部地震の余震域²³⁾（両地震の余震域は隣接する。）

大するよう発生したが、南西沖地震では、最大余震は余震域の南東端から少し離れて、渡島半島の西岸近くに発生した。

図2.2.2は北海道大学理学部による微細な余震分布である⁵⁾。震源の決定誤差が5 km以下で、P波の走時残差が0.5秒以下の精度の良い地震のみが選ばれている。余震域の中央付近の走向は「くの字」の形をしており、北側の走向は「逆くの字」の形になっている。余震域の走向に直行する8個の断面AA' ~ HH'の余震の深さ分布を図2.2.3に示す。BB'とCC'断面ではゆるい西傾斜の分布、DD'とEE'では東西両側に傾斜した「逆Vの字」の形の分布が認められる。奥尻島より北側では震央分布が二股になっている部分があるが、これがDD'とEE'にみられる東西の両側に傾斜した分布に対応している。図2.2.4は南北断面である。余震域南端から奥尻島の北部にかけて余震は3~15 kmの深さに分布し、そこは地殻最上部にあたる。奥尻島より北側では余震は10~15 kmの深さに分布している。このように、南西沖地震の余震の空間分布は大変に複雑である。

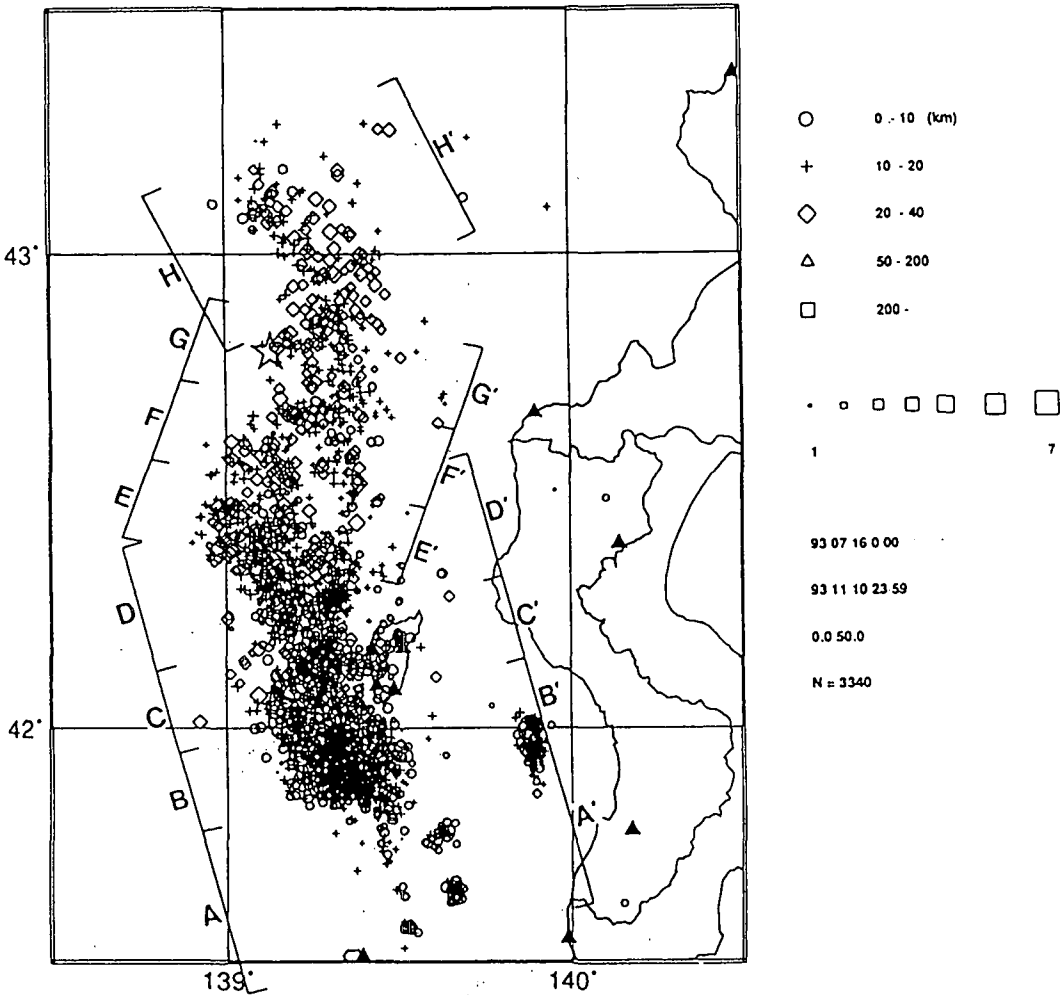


図2.2.2 震源決定精度の良い余震の震央分布⁵⁾ (主たる余震域からはずれて北緯42度、東経140度付近にあるかたまりは最大余震の系列である。期間は7月16日~11月10日である。星印は本震を表す。余震のシンボルの違いは震源の深さを表し、大きさはMを表す。AA' ~ HH'は図2.2.3の深さ断面の位置を示す。)

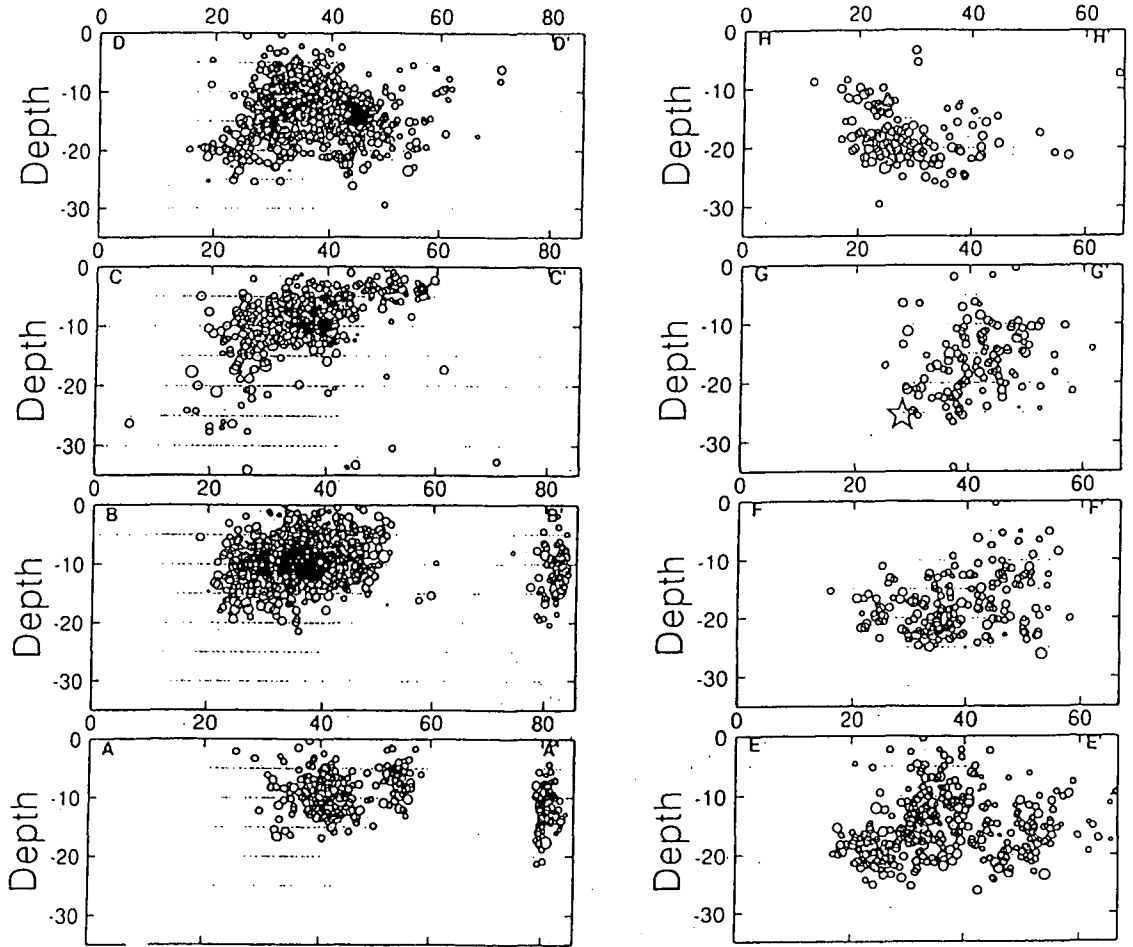


図 2.2.3 地震の深さ断面⁵⁾ (BB' では西傾斜であるが, HH' では東傾斜にみえる. 星印は本震, 丸印は余震をそれぞれ表す. 断面の位置は図 2.2.2 に示されている.)

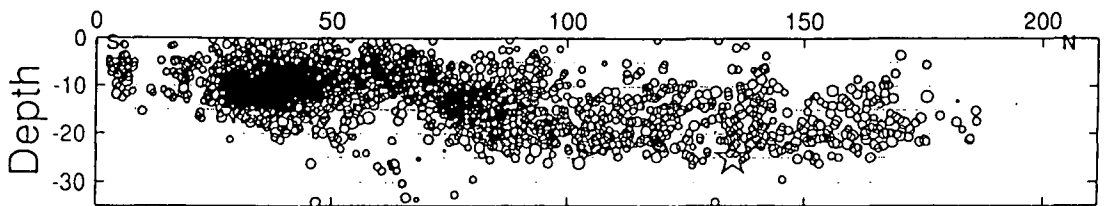


図 2.2.4 余震の南北断面⁵⁾ (余震は南側で浅く, 北側で深い. 星印は本震を表す.)

本震直後から奥尻島内にごく浅い地震が多数発生した. 北海道大学理学部の調査によると, 本震発生以前にはこのような地震は発生していなかった⁵⁾.

南西沖地震は 1993 年日本海中部地震 (M7.7) の震源域と 1940 年積丹半島沖地震 (M7.5) の震源域の間に発生した (図 2.2.5). これらの地震を起こした日本海東縁部はユーラシアプレートと北アメリカプレートの境界である. この境界が形成されたのは 100~200 万年前といわれる. このように地質学的に若い境界では収束速度が小さく, 海洋底の subduction (沈み込み) ばかりでなく obduction (のし上げ) が起きてもおかしくはない⁶⁾. そのために奥尻島周辺の海底地質構造は複雑である⁷⁾.

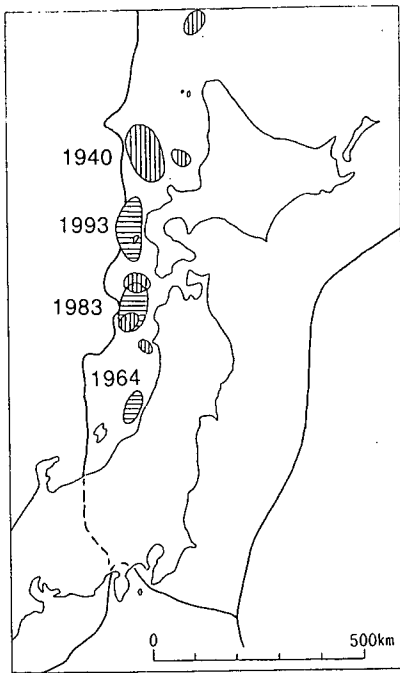


図 2.25 日本海東縁部の主要地震の震源域⁶⁾
 (最近 100 年間に発生した地震がプロットされている。日本海の曲線はユーラシアプレートと北アメリカプレートの境界を示す。)

2.3 地殻変動

北海道南西沖地震により、震源域のすぐそばの奥尻島は大きな地殻変動を示した。現地調査は国土地理院や海上保安庁水路部、地震研究所などによって個別に実施された²⁶⁾。図 2.3.1 は地質調査所による奥尻島の上下変動である⁸⁾。地殻変動の計測基準として海岸部に生息する生物の分布高度が使用された。北海道南西部の潮間帯には生物の垂直分布が認められる。たとえば、ほとんど海面上に出ない低潮帯ではコンブ類が分布し、その上の中潮帯にはピリヒバなどのセッカイソウ類が群生する。図の数値は海岸部の沈降量を示し、記号の違いは生物指標の違いを表す。精度は 10 cm 程度である。北部で島は 30 cm ほど沈降し、南部で 80 cm ほど沈降した。全体として島の南部のほうが沈降量が大きく、傾動方向は南南西下がりである。従来の地形学的研究によると、奥尻島に発達する海岸段丘の高度分布からみて島は最大約 0.9 m/1 000 年の速度で隆起し、また、島全体は南東方向に傾動してきたことが明らか

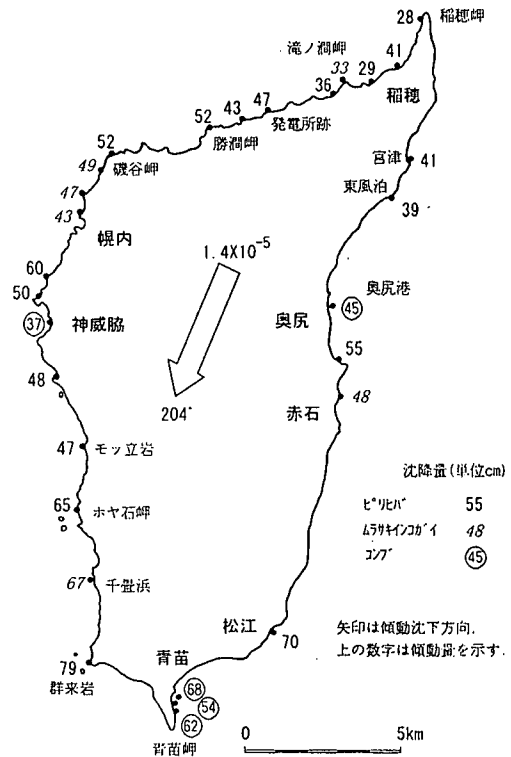


図 2.3.1 奥尻島の沈降量⁸⁾(地震により奥尻島は南南西に傾動した。沈降量の単位は cm である。数値の記号の違いは生物指標の違いを表す。)

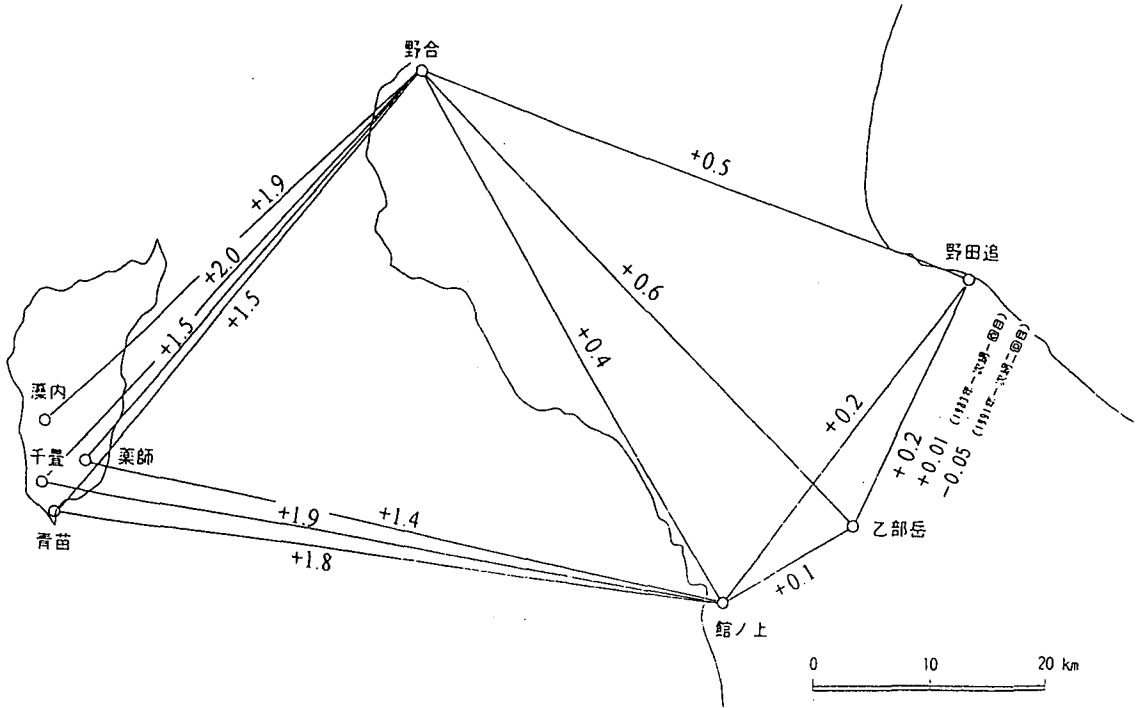


図 2.3.2 奥尻島と渡島半島における距離変化⁹⁾(地震により奥尻島は西へ約 2m 移動した。1896~1912 年の測量と地震後の測量から求めた。変動量の単位は m である。)

にされている。これと今回の変動様式とは変動の向きと傾動の方向が明瞭に異なっている⁸⁾。地形は地震による地殻変動の累積によって形成されるという考えと相容れないことから、南西沖地震の意義が大きな問題になっている。

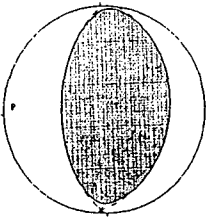
図 2.3.2 は奥尻島と渡島半島間および渡島半島内の三角点間の辺長変化である⁹⁾。奥尻島と渡島半島間の距離は 1.5~2 m 近く伸びており、奥尻島が地震によって西側に 2 m ほど移動したことを示唆している。ただし、前回の三角点の測量は明治・大正時代に行われたものであり、得られた地殻変動には約 80 年間の変動が含まれていることに留意する必要がある。

2.4 地震の発生メカニズム

発生メカニズムは多数の研究者によって調べられているが、余震の分布が複雑であることにより断層面が特定できず、もっとも良いと思われる解を今のところ提示できない。基本的にはほぼ東西方向の水平な圧縮力による逆断層運動であるという点では大方の意見は一致しているが、断層面を何枚に分割するかとか、断層面の傾斜方向を東下がりにするか西下がりにするかなどが特定できないのである。ここでは筆者らの研究を紹介するにとどめる¹⁰⁾。

長周期表面波の波形を用いて Dziewonski ら¹¹⁾の方法によりメカニズム解を求めた。対象とした波の周期は 140~300 秒である。IRIS 観測網の世界 13 か所の広帯域地震計記録を使用した。震央の初期値は USGS の PDE を採用し、深さは 10 km とした。この解析で得られた CMT 解(Centroid Moment Tensor

表 2.4.1 CMT メカニズム解



1993 193 13 17 15.8 9.4 (0.0)
 42.22(43.20) 138.49(139.40) 10.0(10.0)km
 $M_0=4.19e+27$ (dyn cm) $M_w=7.7$ $\tau=19.2$
 $4.2e+27$ $-5.3e+25$ $-4.2e+27$ (dyn cm)
 9/35/97 181/55/85
 $\epsilon=0.01$ $I/D=-0.0\%$
 variance reduction 77.5%

パラメータ	本報告	Harvard	中西ら ²³⁾
地震モーメント(e27 dyn-cm)	4.2	5.6	4.7
M_w	7.7	7.8	7.7
節面 1 :			
走向	181	187	185
傾斜角	55	66	64
すべり角	85	93	96
節面 2 :			
走向	9	1	351
傾斜角	35	24	26
すべり角	97	84	77

図 2.4.1 長周期表面波の波形解析による CMT メカニズム解 (メカニズムはほぼ東西方向の水平圧縮力による逆断層運動である。)

solution) を図 2.4.1 に示す。1 枚の節面の走向，傾斜，すべり角はそれぞれ 181 度，55 度，85 度であり，もう 1 枚の節面については 9 度，35 度，97 度となる。P 軸の方位は北から時計回りに 274 度，水平からの傾斜角は 10 度である。したがってメカニズムはほぼ東西方向の水平な圧縮力による逆断層運動である。地震モーメントは $4.2e27$ dyn-cm である。モーメントマグニチュード M_w は 7.7 となる。USGS による M_s は 7.6，気象庁による M は 7.8 であり，各種の M の値は似通っている。CMT 解の非ダブルカップル成分の全モーメントに占める割合は 1% と非常に小さい。同じ方法によって求められた CMT 解を表 2.4.1 にまとめた。違いは小さい。

つぎに遠地実体波を用いて詳細なメカニズムを調べた。震源での破壊過程を複数のサブイベントによって時間・空間的に表現する。解析手法は Kikuchi ら¹²⁾の波形はぎとり法である。データは IRIS 観測網の広帯域地震計記録の P 波初動部分を用いる。P 波付近に他の波が入らないという条件より，40～90 度の角距離にある世界 17 か所の記録を選び，変位の鉛直成分を解析に使用する。北大が決めた余震分布を参考に，南北方向の断層の走向に沿って 10 km 間隔で 15 個のグリッドを配置し，さらに断層の傾斜方向に 5 個のグリッドを 5 km 間隔で配置し仮想断層面を作る。断層の走向は変えず，傾斜角を変えて東下りの断層面で 30 度と 60 度，西下りの断層面で 30 度と 60 度の 4 通りの初期モデルを考える。北から 5 個目，幅方向中央のグリッド点に破壊開始点を置き，その深さを 13 km とする。以上の断層配置をもとに各グリッドごとにグリーン関数を計算し，サブイベントの適当な震源時間関数を仮定して理論波形を求める。震源時間関数には底辺 8 秒の二等辺三角形を用い，構造は 3 km の海水層を含む水平多層構造を用いた。以上のようにして求めた理論波形を観測波形から引いて，その残差が最小となるようにサブイベント群の位置，時間，メカニズムを決定する。サブイベントの個数を多くするほど波形はより一致するが，残差の減り具合から判断して，むやみにサブイベントを増やさないようにした。試行錯誤の結果，今回の場合は 3 個のサブイベントによって理論波形と観測波形が良く一致した (図 2.4.2)。特に P 波の立ち上がり部分ではほとんどすべての観測点で非常に良く一致している。残差を最小にする震源は，傾斜角 60 度の西下りの断層面の上に 3 個のサブイベントを配置したものである (図 2.4.3)。サブイベントはいずれも仮定した震源より浅いところに決まり，比較的浅いところでの破壊だったことがわかる。これは大きな津波が励起されたことと調和的である。メカニズムは傾斜角が異なるものの，ほぼ南北方向の走向をもつ逆断層となり，地震が東西圧縮力によることを示す。時間的には最初の破壊が破壊開始点近傍で起きてから，約 20 秒後にそれより南で別の破壊が起きたので，全体は 2 つのブロックに分けられる (図 2.4.4)。破壊継続時間は全体

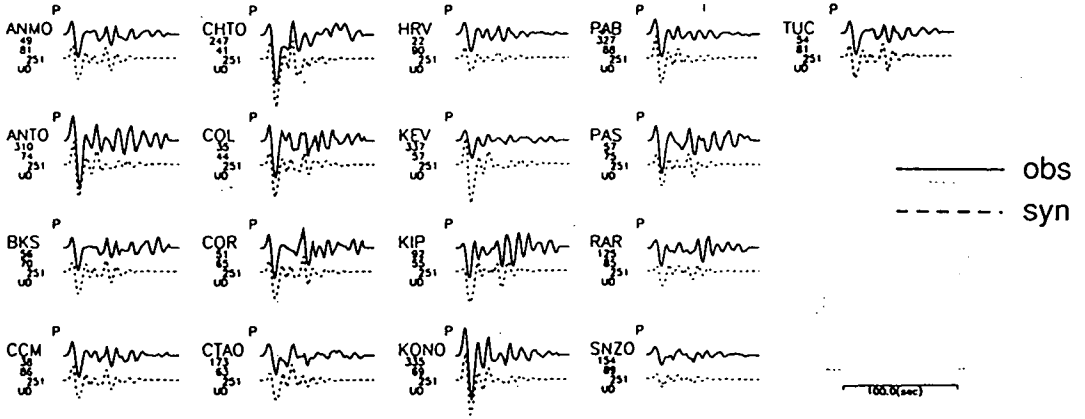


図 2.4.2 遠地 P 波の観測波形と計算波形の比較 (初動から 100 秒間の上下動成分の変位記録を比べた。観測点は世界中に分布する。実線は観測記録、点線は計算記録である。)

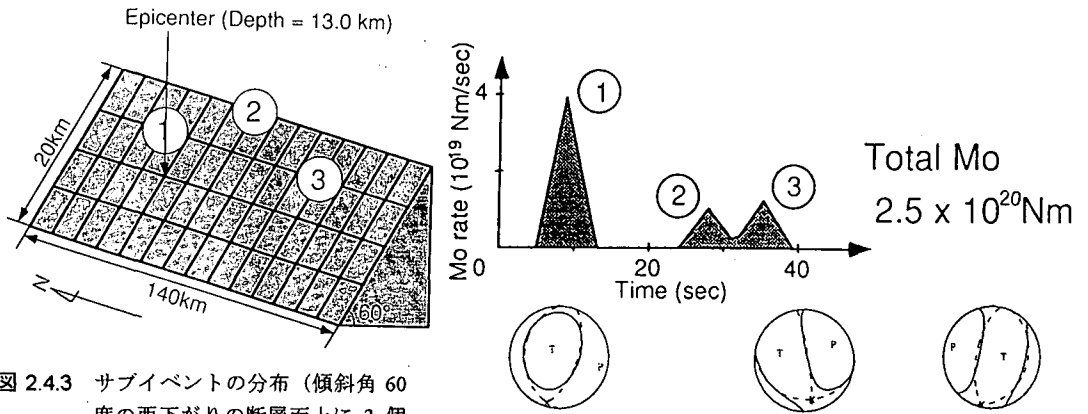


図 2.4.3 サブイベントの分布 (傾斜角 60 度の西下りの断層面上に 3 個のサブイベントがあり、破壊は北から南へ進行した。)

図 2.4.4 実体波の波形解析から得られた震源時間関数とメカニズム解 (約 40 秒間に 3 個のサブイベントが発生した。)

で 40 秒程度であり、マグニチュードのわりに短いといえる。2 番目のサブイベントは比較的小さなものであり、位置やメカニズムの精度に欠ける。3 番目のサブイベントのメカニズム解は最初のものとは違っている。モーメント解放量は全体で 2.5×10^{20} dyn-cm となり、CMT で求めたものより小さい。CMT 解との比較で見ると、3 番目のイベントが長周期地震波から求めたものと解がよく似ているが、最初のは傾斜角などが違っている。これはメカニズムが破壊の進行につれて変化したことを示唆する。

菊地¹³⁾も同じ手法で波形を解析し、100 km ほどの範囲に 4 個のサブイベントを見いだした (図 2.4.5)。南端の 4 番目のサブイベントがもっとも大きい。これは断層の南端で規模の大きな運動があったことを示唆する。全モーメントは 3.6×10^{27} dyn-cm である。南側の大きな断層運動は津波が断層の南端に近い奥尻島などで高かったことと調和的である。しかし、強震計記録の解析からは、破壊は北から南へ進行したが、モーメントの解放は断層の北部で大きいという結果が得られている¹⁴⁾。本報告の結果は後者に近い。

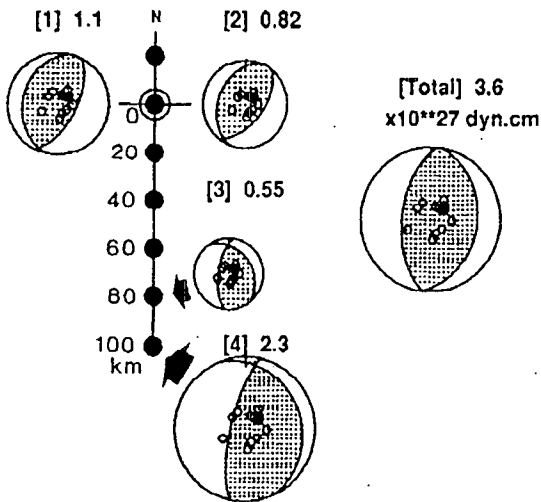


図 2.4.5 サブイベントの分布とメカニズム解¹³⁾(規模の大きなサブイベントが断層の南端で発生した.)

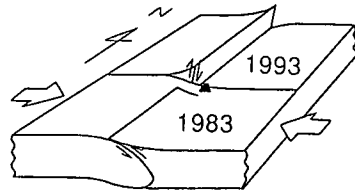


図 2.4.6 日本海東縁部の地震の断層運動 (1993 は北海道南西沖地震, 1983 は日本海中部地震の断層運動を表し, 三角印は渡島大島の位置を示す. 若いプレート境界は複雑な断層を形成する.)

表 2.4.2 北海道南西沖地震と日本海中部地震の震源要素

	1993 年北海道南西沖地震	1983 年日本海中部地震 ²⁴⁾
M_j (気象庁)	7.8	7.7
M_s (USGS)	7.6	7.7
M_w	7.7	7.9
M_t	8.1	8.1
地震モーメント	4.2e27 dyn-cm	7.6e27 dyn-cm
断層の長さ	120 km	120 km
断層の幅	25 km	40 km
平均すべり量	4.0 m	4.5 m
断層運動	逆断層運動	逆断層運動
断層の走向	181 度	10 度
断層の傾斜角	55 度	30 度
すべりの方向	85 度	90 度

南西沖地震は北アメリカプレートとユーラシアプレートの衝突境界で発生した地震であり、メカニズムは東西圧縮による逆断層運動である。10 年前の日本海中部地震のメカニズムも東西圧縮の逆断層運動である。両者の地震の諸パラメータを表 2.4.2 にまとめた。北海道南西沖地震の断層の長さとは幅は余震分布から推定したものである。両地震の規模はほぼ同じである。違いがみられるのは断層面の傾斜方向である。日本海中部地震の断層は東傾斜であったのに対して北海道南西沖地震の断層は西傾斜である。図 2.4.6 はその模式図である。日本海東縁部のように地質学的に若い収束プレート境界ではプレートのもぐり込みが始まったばかりであり、断層の傾斜方向が異なることありうるであろう。また、若いプレート境界ではプレート運動の収束速度が遅いためには大地震の再来間隔が数百年から数千年と長いであろうことが予想される。

2.5 津波の規模

津波の物理的な大きさと地震の大きさを比較するために、検潮儀上の津波最大振幅から津波マグニチュード M_t を求めた。図 2.5.1 は、各機関の津波記録から求めた最大両振幅（谷から峰または峰から谷までの最大の高さ）と震央距離との関係をプロットしたものである。異常に小さな値を出した男鹿験潮場のデータ ($H=0.11$ m, 距離=330 km) は図から除いてある。この関係から M_t 8.1 が求まる。図には 1983 年日本海中部地震津波 (M_t 8.1) を比較のためにのせてある。日本海で発生したこれら 2 つの地震津波は同じ M_t をもつ。

検潮記録による津波高は実態を反映していないと言われる。検潮器の特性に問題があるといえる一方で、多くは浸水高や遡上高との対比において検潮記録の解釈の仕方に大きな問題があるのであって、図 2.5.1 にみられるように一概に精度が悪いといったものではない。むしろ検潮データは地震の M 決定のための地震計データよりもばらつきが小さいのである¹⁵⁾。

すでに Abe らにより指摘されているように、太平洋側の津波よりも日本海側の津波は地震の規模のわりに波源で大きな規模をもつ¹⁶⁾。図 2.5.2 は日本周辺の地震津波について M_t と M_w の関係をみたものである。黒丸は太平洋側の津波を示し、白丸は日本海側の津波を示す。太平洋側の津波は平均として $M_t=M_w$ の関係式に近いが、日本海側の津波では M_t は M_w よりも大きくなる傾向を示す。その違いは平均で 0.2 である¹⁵⁾。日本海側の津波が大きくなることの原因は、太平洋側の地震に比べて(1)震源が浅いこと、(2)断層の傾斜角が大きいこと、(3)断層の幅が相対的に短いことなどにより、海底の地殻変動量が大きくなるためであると考えられている。日本海の津波についてはなお一層の警戒が必要である。

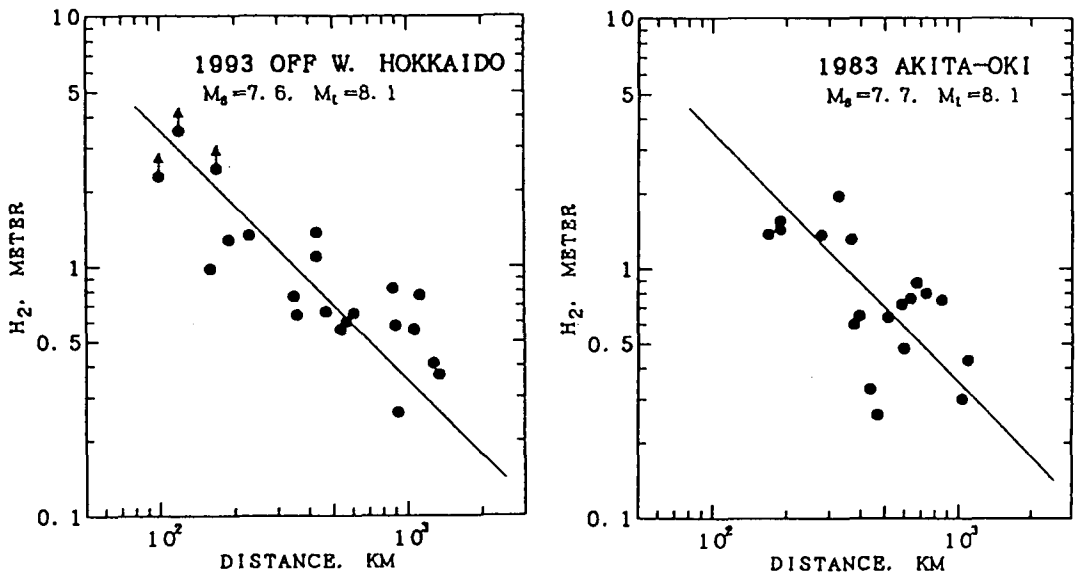


図 2.5.1 津波最大振幅と伝播距離の関係（検潮記録上の津波の最大の高さ）と伝播距離との関係を表す。左図は北海道南西沖地震津波、右図は日本海中部地震津波を示す。両津波の規模はともに 8.1 である。直線は M_t 8.1 の値を示す。）

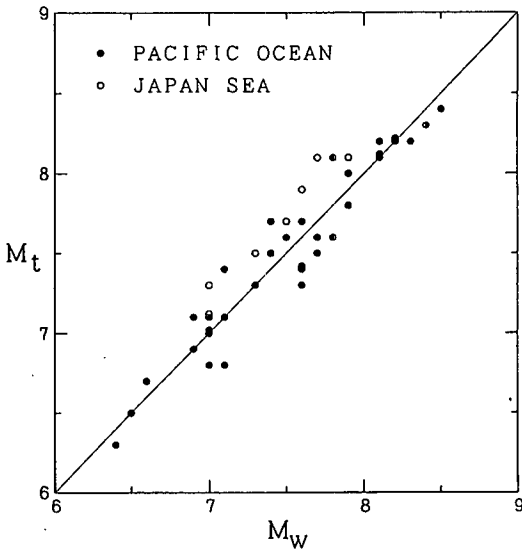


図 2.5.2 日本周辺の津波の M_t と M_w との関係¹⁵⁾ (津波マグニチュード M_t と地震のモーメントマグニチュード M_w との関係を表す。黒丸は太平洋側の津波、白丸は日本海側の津波を表す。同じマグニチュードでも日本海の津波は太平洋の津波より高い。)

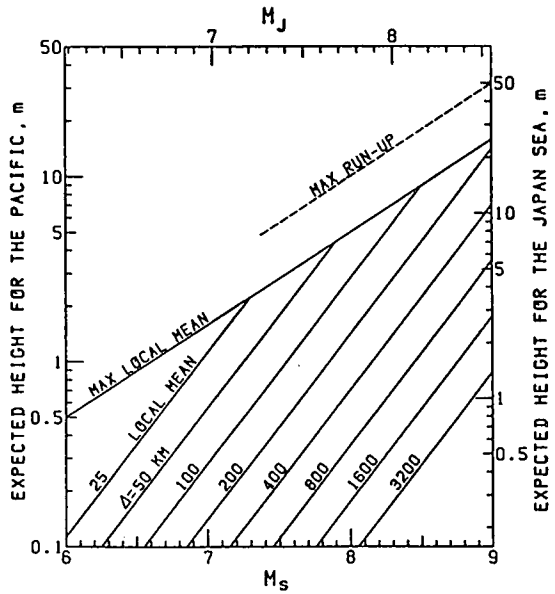


図 2.5.3 津波高の予測ダイアグラム¹⁷⁾(詳細は本文参照。)

日本海中部地震 (M_w 7.9, M_t 8.1) と北海道南西沖地震 (M_w 7.7, M_t 8.1) の大きさを比較すると、 M_t は同じであるが、 M_t と M_w の差は南西沖のほうがわずかに大きい。この点を強調するならば、南西沖地震のほうが効率よく海水を変動させたようである。海水変動量が大きいということは海底の垂直変動量が大きいことを意味する。日本海中部地震の断層面の傾斜角が 30 度であるのに対して、南西沖地震は約 60 度という大きな傾斜角をもつために海底の地殻変動が大きくなったようにみえる。

おおまかではあるが地震の規模から津波の高さを予測することは可能である¹⁷⁾。図 2.5.3 はいくつかの関係式をもとにした津波高の予測図である。日本海側と太平洋側では津波の特性が異なるので、左の縦軸には太平洋での波高を、右の縦軸には日本海側の波高をとってある。また、気象庁マグニチュードと表面波マグニチュードとの間に系統的な違いがみられるので、それぞれを上側と下側の横軸に分けてある。直線 MAX RUN-UP は大地震による津波の最高値、MAX LOCAL MEAN は最大区間平均高、LOCAL MEAN は津波の伝播距離の関数としての平均高を示す。これらの関係を用いて南西沖地震の津波を検証してみる。

南西沖地震は気象庁マグニチュード 7.8 の規模をもつ。この値を利用すると、最大区間平均高として 8 m、最高値として 17 m が予測される。USGS の M_s 7.6 を利用すれば、5 m の最大区間平均高、10 m の最高値が予測され、CMT 解の M_w 7.7 からは、6 m の最大区間平均高、11 m の最高値がそれぞれ予測される。これらの値はこの地震による津波がきわめて危険であることを示唆する。実測による高さは、最大区間平均高として奥尻島西岸で 10 m、最高値として奥尻島藻内の 31 m である。ただし、31 m という高さは沢の奥という特異な場所の値であり、周辺の 20 m 前後が実態に近い。奥尻島東岸

や渡島半島全体の平均高は5~6 mである。予測値と実測値とは数字的に十分に合っていないが、重大な危険性を指摘するという観点に立つならば、「震央に近いところできわめて高い。たとえば10 mの高さにおよぶかもしれない」という予測ができるだけでも情報として価値が高いと思われる。現在の気象庁の津波警報は「高いところで約3 m以上に達する見込み」といった内容である。日本中いたるところに高さ5 m前後の防潮堤が築かれている現状からみれば、3 mという数値をあげるよりは「防潮堤を超えるほどの津波に警戒が必要」といったほうが避難の指示として具体的であり、地震直後に浜へ出て行く人がいなくなるであろう。

津波に関連して1741年渡島大島の津波に言及しておく。南西沖地震の余震域と日本海中部地震の余震域は重なっておらず、一見してそれらの間に大地震の空白域があるように見える。その中心には渡島大島という無人の火山島がある。今から250年ほど前の1741年に渡島半島沿岸で高さ10 mを越す大津波があり、その津波は津軽や佐渡にも被害を与えた。津波にさらわれた人は渡島半島だけでも1467人に達する¹⁸⁾。当時の史料には渡島大島噴火という記事があるだけで、地震が起きたという記事はどこにも見あたらない。地震が記録に残っていないにもかかわらず、この地震の規模を $M6.9$ としてあたかも空白域に起きたかのように説明されることがときおりみられる¹⁹⁾。1741年の現象は地震でなく津波と考えるのが自然であるが、どうして大津波が発生したかは大きな謎である。噴火と島の崩壊地形とを考慮して、相田は崩壊による津波の数値実験を行ったが、崩壊量に見合う津波は実際より小さかった²⁰⁾。最近になってKanamoriら²⁴⁾が1984年の鳥島近海の津波地震($M5.9$)を地震学的に検討し、その原因として、堆積層内でマグマ水蒸気爆発が発生し、堆積層の体積膨張が海底を隆起させたというモデルを提唱したことに注目したい。この現象が渡島大島噴火の際に起きたのかもしれない。鳥島の場合は、半径12 kmの円内で海底を0.13 mだけ隆起させることによって津波が説明される²¹⁾。ポテンシャルエネルギーの計算からこの津波の規模は $M6.5$ に相当する¹⁵⁾。渡島大島津波にあわせるためにこのモデルを拡大して半径を20 km、平均の変位を1.5 mとすれば、津波の規模は $M7.9$ になる。この考えに立つならば北海道南西沖地震と日本海中部地震との間は大地震の空白域ではないといえる。

2.6 まとめ

北海道南西沖地震は北アメリカプレートとユーラシアプレートの衝突境界で発生した地震であり、メカニズムは東西圧縮による逆断層運動である。10年前の日本海中部地震のメカニズムも東西圧縮の逆断層運動である。地震の規模もほぼ同じである。違いがみられるのは断層面の傾斜方向である。日本海中部地震の断層は東傾斜であったのに対して北海道南西沖地震の断層は西傾斜である。日本海東縁部のように地質学的に若い収束プレート境界ではプレートのもぐり込みが始まったばかりであり、断層の傾斜方向が地震によって違うことはありうるであろう。

日本海中部地震と同じように南西沖地震は大津波を起こした。両者の津波の規模はともに $M8.1$ である。地震の規模が同じであっても日本海側の地震は太平洋側の地震よりも大きな津波になるという実態を理解しておくことは津波の防災対策の上で大切なことである。

参考文献

- 1) 茂木清夫：1983年日本海中部地震の長期的前兆現象，地震予知連委会報，31，43-48，1984
- 2) 海野徳仁・長谷川昭・小原一成・松沢暢・清水洋・高木章夫・田中和夫・小菅正裕：1983年日本海中部地震の前震と余震の震源分布，地震II，38，399-410，1985
- 3) 茂木清夫：1993年北海道南西沖地震前の地震活動の特徴，地震予知連絡委会報，51，30-36，1994
- 4) 北海道：北海道における地震災害の地域特性に関する調査研究，286pp.，1987
- 5) 北海道大学理学部：1993年北海道南西沖地震の余震活動，地震予知連絡委会報，51，12-20，1994
- 6) 中村一明：日本海東縁新生海溝の可能性，地震研究所彙報，58，711-722，1983
- 7) 地質調査所：白嶺丸による北海道南西沖地震に関する緊急調査，地震予知連絡委会報，51，86-91，1994a
- 8) 地質調査所：平成5年北海道南西沖地震に伴う奥尻島の地殻変動—海浜生物指標による計測，地震予知連絡委会報，51，81-85，1994b
- 9) 国土地理院：北海道地方の地殻変動，地震予知連絡委会報，51，121-141，1994
- 10) 阿部勝征・吉田康宏・井出哲：1993年北海道南西沖地震と津波の地震学的考察，1993年北海道南西沖地震による被害の調査研究，文部省科学研究費突発災害調査研究成果（代表者 北大工学部 石山祐二），1994
- 11) Dziewonski, A.M., T.A. Chou and J.H. Woodhouse: Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852, 1981
- 12) Kikuchi, M. and H. Kanamori: Inversion of complex body waves - III, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2335-2350, 1991
- 13) 菊地正幸：遠地実体波による北海道南西沖地震の破壊過程，日本地震学会講演予稿集，No.2, 22, 1993
- 14) 橋本徹夫・宇平幸一・勝間田明男：1993年北海道南西沖地震の破壊過程，日本地震学会講演予稿集，No.2, 27, 1993
- 15) 阿部勝征：津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化，地震研究所彙報，63，289-303，1988
- 16) Abe, K.: Quantification of major earthquake tsunamis of the Japan Sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 38, 214-223, 1985
- 17) 阿部勝征：地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測，地震研究所彙報，64，51-69，1989
- 18) 羽鳥徳太郎：北海道渡島沖津波（1741年）の挙動の再検討，地震研究所彙報，59，115-125，1984
- 19) 瀬野徹三：北海道南西沖地震の意味するもの，科学，63，551-552，1993
- 20) 相田勇：噴火により発生する津波の見積り—1741年渡島大島の場合，地震研究所彙報，59，519-531，1984
- 21) Satake, K. and H. Kanamori: Abnormal tsunamis caused by the June 13, 1984, Torishima, Japan earthquake, *J. Geophys. Res.*, 96, 19,933-19,939, 1991
- 22) 中西一郎・小林励司：1993年北海道南西沖地震の震源メカニズム，日本地震学会講演予稿集，No.2, 29, 1993
- 23) 札幌管区気象台：平成5年（1993年）北海道南西沖地震（7月12日，M7.8），地震予知連絡委会報，51，37-62，1994
- 24) Kanamori, H., G. Ekstrom, A. Dziewonski, J.S. Barker and S.A. Sipkin: Seismic radiation by magma injection: An anomalous seismic event near Tori Shima, Japan, *J. Geophys. Res.*, 98, 6511-6522, 1993
- 25) Satake, K.: The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 37, 249-260, 1985
- 26) 日本地震学会：1993年度秋季大会講演予稿集，1993