

電源開発株式会社  
大間原子力発電所

意見聴取会指摘事項について  
(地質関係)

平成16年11月  
原子力発電安全審査課

# 目 次

1. 敷地周辺の長期的な地殻変動の傾向について

## 1. 敷地周辺の長期的な地殻変動の傾向について

1) 敷地周辺の長期的な地殻変動の傾向について説明すること。

## 1. 敷地周辺を含む東北地方北部～北海道南部の地殻変動

国土地理院(2003)<sup>(1)</sup>による GPS 連続観測から求めた東北日本の地殻水平変動分布を図-1(1)に示す。

総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997)<sup>(2)</sup>は、GPS 連続観測による日本列島の地殻水平変動分布から、北海道の太平洋側の地域や南関東地方から紀伊半島さらに四国にかけての地域などでは、北西-南東ないしは北北西-南南東方向の圧縮されるような変形を受けているとしている。さらに、三角点測量データによる東北地方の地殻水平歪分布を図示し(図-1(2))、東北地方は縮みよりも伸びが顕著な地域が多く、地殻変動の様式や度合いに地域性が見られ、東北地方全体が東西方向に一様に圧縮されているわけではないとしている。最近約 10 年間では、秋田県北西部～青森県西部の沿岸付近に 1983 年日本海中部地震に伴う東西方向の伸びが見られるとしている。いずれも、下北半島周辺に関しては言及していない。

El-Fiky and Kato (1999)<sup>(3)</sup>は、水準測量データによる東北地方の地殻鉛直変動分布を図示し(図-1(3))、基本的な地殻変動は、太平洋側へ向かっての傾動と南西部の隆起であるとしている。また、期間によっては、東部に 1978 年宮城県沖地震の地震時沈降の影響や、北西部に 1983 年日本海中部地震の先行的な地殻変動が見られるとしている。さらに、一定で継続的な南西部の隆起は、島弧の脊梁山地の隆起であるとし、他に局所的な変動として、太平洋側最南部の平市(現 いわき市)周辺の地殻鉛直変動等についても言及しているが、東北地方最北部の下北半島周辺に関しては言及していない。さらに、三角点測量データ及び、

GPS 連続観測結果による東北地方の地殻水平変動分布と歪分布を図示し(図-1(4)), 基本的な歪は東南東-西北西方向の圧縮歪であり, 最も大きな歪は, 東北地方の北西海岸部と中央部に見られ, 前者については 1983 年日本海中部地震の影響の可能性に言及している。中央部の歪集中域は, 地震時の変動ではなく, 地震の活動性も高くない地域であり, 男鹿-牡鹿構造線の南側沿いに位置しているとしている。剪断歪は, 全体的に日本海側の方が太平洋側より大きいとしている。いずれも, 東北地方最北部の下北半島周辺に関しては言及していない。

鷲谷(2002)<sup>(4)</sup>は, 三角点測量データによる東北日本の地殻水平歪分布を図示し(図-1(5)), 三角点測量データによる過去約 100 年間の水平地殻変動では, 北海道の石狩平野の西側から渡島半島にかけては伸びがみられ, この伸張歪の場はさらに南の東北地方へとつながっており, 東北地方においては, 太平洋プレートの沈み込みに伴う東西圧縮応力が支配的であるが, 本庄-松島構造帯より北側で南北ないし北東-南西方向に 10ppm 程度の伸張歪が見られるとしている。また, GPS 連続観測結果による日本列島の地殻水平変動速度ベクトルを図示し(図-1(6)), 北海道から東北, 関東にかけての太平洋沿岸は, 太平洋プレートの沈み込みに伴って年間 10-30mm の速度で北西ないし西向きに押し込まれるように変位しているとしている。さらに, GPS 連続観測結果による日本列島の歪速度の主軸分布を図示し(図-1(7)), 北海道の渡島半島付近では東西方向に伸びの歪が見られ, 東北地方ではプレートの沈み込みに伴う顕著な変形が見られ, 東北地方の太平洋側では西向きの変動や海岸部の沈降が観測されるとしている。渡島半島に見られる東西方向の伸びは, 1993 年北海道南西沖地震の余効変動の影響であるとしている。東北地方の北部と南部とでは変形の様相が大きく異なり, 北部で

は歪速度の絶対値が 0.1ppm/年以下と小さく、太平洋側から日本海側へ歪速度の大きさは次第に減少しているが、北緯 39° 付近よりも南では、0.2ppm/年以上と大きな東西圧縮の歪速度がみられ、しかもその大きさは太平洋側と日本海側でほとんど変化していないとしている。さらに、GPS 連続観測結果による日本列島の歪速度分布を図示し(図-1(8)), 面積歪速度が負の圧縮変形が大きい( $10^{-7}$ /年以上)地域が山形県の日本海沿岸から新潟, 長野を通過して近畿地方へと帯状に伸びており, この他に顕著な圧縮変形が起きている場所は北海道の日高山脈の東側や東北地方の北上川沿いであるとしている。剪断歪速度が大きいのは, 北緯 38° から 39° にかけての地域で, ほぼ同じ大きさの剪断歪速度が太平洋側から日本海側まで連なっているとしている。以上をまとめ, 日本海東縁部には, 新潟から近畿地方へと連なる変形の集中帯が認められ, その変形様式は東西ないし西北西-東南東を主圧縮軸とする圧縮変形であり, この歪集中帯の存在は新潟付近より南側で明瞭であり, 南側では中部地方から近畿地方へとつながっているとしている。歪集中帯の北側でも飛島周辺までは海岸付近で活発な東西圧縮変形が生じているが, 東北地方北部以北の陸域では歪の集中はあまり明瞭ではないとしている。いずれも, 下北半島周辺に関しては言及していない。

Sato et. al (2003)<sup>(5)</sup>は, GPS 連続観測結果による東北日本弧の地殻変動について述べ, 日本海側は隆起, 太平洋側は沈降があるとし, 特に北緯 39.0° から 39.6° の間は沈降速度がやや大きいとしている。さらに奥羽脊梁山地に沿って歪集中域があるとし, 特に北緯 38.8° から 39.8° の間は東西方向の短縮が集中しているとしているが, 下北半島周辺に関しては言及していない。

長谷川ほか(2004)<sup>(6)</sup>は, GPS 連続観測結果から推定した東北地方の

歪速度の東西成分の分布を図示し(図-1(9)), 脊梁山地(あるいは火山フロント)に沿って短縮歪が集中する帯状の領域の存在が見てとれ, 短縮歪が卓越する領域がもう 1 箇所, 前弧側の宮城県北部から岩手県南部にかけての領域にも存在するとしているが, 東北地方最北部の下北半島周辺に関しては言及していない。

諏訪ほか(2004)<sup>(7)</sup>は, GPS 連続観測結果及び水準測量データによる東北地方から北海道にかけての地殻水平及び鉛直変位速度の分布を図示し(図-1(10)及び図-1(11)), 日本海側は概ね南東方向の変位を持つものに対し, 太平洋側では概ね南西方向への変位が見られるとしている。さらに, 太平洋側で沈降, 日本海側で隆起という傾向が見られ, 沈降から隆起へと転ずる上下変動がゼロの位置, いわゆる‘ヒンジライン’は, 概ね東北日本弧のほぼ中央, 奥羽脊梁山地のやや東側にあたる位置にあるとしている。いずれも, 東北地方最北部の下北半島周辺に関しては言及していない。

村上・小沢(2004)<sup>(8)</sup>は, GPS 連続観測結果による日本列島の地殻鉛直変位速度の分布を図示し(図-1(12)), 東北日本では, 火山フロントを境にして日本海側が隆起し, 太平洋側が沈降する大きな傾向が見られるとし, 北海道では, 沈降と隆起の境界線であるヒンジラインが火山フロント近くの内陸部まで後退しているとしている。北海道西部の太平洋側は沈降しており, 日高山脈周辺では隆起を示す場所があるが, 渡島半島の日本海側周辺の顕著な隆起は, 1993 年北海道南西沖地震後の余効変動である可能性が高いとしている。東北地方では, 日本海側が隆起し, 太平洋側が沈降しているが, 太平洋側でも隆起している場所もあり, 1994 年三陸はるか沖地震の余効変動との関連が示唆されるとしている。また, 水準測量データによる日本列島の地殻鉛直変位速度の分布

を図示し(図-1(13)), 大きな沈降を示している地域は, その多くが新潟市周辺や関東地方北部などの地盤沈下地帯であり, その一方で北海道の太平洋側, 東北日本の太平洋側など広い領域が系統的に沈降しているとしている。また, 東北地方の日本海側, 東海地方から, 紀伊半島, 四国地方にかけての太平洋に面した帯状の領域で系統的に隆起しているとしている。東北地方における日本海側の隆起及び太平洋側の沈降の傾向は, GPS 連続観測結果による地殻鉛直変位速度でも, 水準測量データによる地殻鉛直変位速度でも系統的に現れているとしている。

以上のように, GPS 連続観測や測量による日本列島や東北日本の地殻変動の特徴について述べた主な文献では, 東北地方北部～北海道南部に特異な水平方向及び鉛直方向の変動は指摘されていないとしている。また, GPS 連続観測や測量による日本列島や東北日本の地殻変動が示された図からは, 下北半島周辺を含む東北地方北部～北海道南部の地殻水平歪の蓄積速度は小さいこと, 地殻鉛直変動速度も大きくはないことが読み取れるとしている。

## 2. 敷地周辺を含む東北地方北部～北海道南部の段丘面の高度分布

東北地方北部～北海道南部には, 最終間氷期最盛期(MIS5e)の海成段丘である $M_1$ 面(南関東の下末吉面, 約 12～13 万年前)が分布している。

Ota (1975)<sup>(9)</sup>は, 東北北部の下末吉面の旧汀線高度分布を図示し(図-2(1)), この面の旧汀線は, 90～20m の高度を示し, その高度分布は, 山地や半島部で高く, 現在の地形とよく調和しており, 小波長(波長 20

～30km 程度)の波状変形によって特徴づけられるとしている。下北半島周辺に関しては言及していない。

宮内(1988)<sup>(10)</sup>は、東北日本弧北部の  $M_1$  面の旧汀線高度分布を図示し(図-2(2)),  $M_1$  面の旧汀線高度の分布範囲は、15～140m であり、方向・年代を問わず旧汀線は波状に変形しており、波状変形の振幅と勾配は、太平洋側よりも日本海側で大きく、東西断面上での波状変位の卓越波長は10～30km、勾配は $10^{-3}$ のオーダーであるとしている。さらに、下北半島、津軽半島及び西津軽海岸北部の旧汀線高度分布断面を図示し(図-2(3)及び図-2(4)), 前二者は波状変位の典型例であり、後一者は高度の不連続をもち局部的に傾動する例であるとしている。局部的な傾動は内弧に限られ、その勾配は概して波状変位より大きく $10^{-2}$ のオーダーになるところもあるとしている。

小池・町田(2001)<sup>(11)</sup>は、日本列島の MIS5e の面の分布と旧汀線高度分布を図示し(図-2(5)), 各地域の旧汀線高度分布の特徴を以下のように記載している。北海道渡島半島では、山地縁辺部の方が平野部に対し相対的に高い傾向があり、見かけ上波長30～50kmほどの波状変位が現れており、とくに松前半島では、南西端をピークとする波状隆起が、函館湾岸や噴火湾北部では短波長褶曲成長を示すような短縮隆起が特徴的であるとしている。下北半島では、半島西側では標高24～50m、半島東側では40m以上から35m程度を示し、津軽海峡沿いで、燧岳火山の北側付近を軸とする背斜あるいは波状変形が認められ、半島東側では、尻屋崎付近に認められるような東側が高まる逆傾斜的な運動が顕著であるとしている。津軽半島では、標高20～40mで、波状変形を示し、津軽海峡に面した津軽半島北端部では波長は短く20kmほどで、陸奥湾に面した津軽半島東部でのそれは30～40kmであり、変形軸は特定できないが、

日本海東縁部での波長は最も長く 60km 以上であるとしている。

申請者による津軽海峡周辺の海成段丘面の分布を図-2(6)に、これらの段丘面の旧汀線の高度分布を津軽海峡沿いの北海道側及び本州側の東西断面に投影したものを図-2(7)に示す。北海道側のM<sub>1</sub>面の旧汀線の高度分布範囲は 15~115m, 本州側では 30~60m であるとしている。本州側では波状の変形が顕著に見られ, 下北半島の大間崎, 甲崎, 津軽半島の高野崎等海岸線の突出部では旧汀線高度が高まり, 平舘海峡では低下する傾向がよく現われているとしている。この波状変位の振幅と勾配は太平洋側よりも日本海側において大きい傾向となるとしている。一方, 松前半島西部では鋭いピークがみられ, 松前半島の葛登支岬付近から函館平野西部にかけては, 波状変形というよりも, 広範囲にわたる傾動を示しているとしている。このように, 旧汀線高度が急激な変化を示している付近には, それぞれ隆起地塊が分布しており, これらの隆起地塊分布域と旧汀線変位パターンが調和的であるとしている。このように, M<sub>1</sub>面の旧汀線高度は, 小波長(波長 20~30km 程度)の波状変形によって特徴づけられ, この変形は現在の地形とよく調和しているという既存文献の指摘と同様の傾向が示されているとしている。

以上のように, 下北半島周辺を含む東北地方北部~北海道南部の更新世後期以降の段丘面では, 波状の変形が特徴的であることが文献で指摘されるとともに, 旧汀線高度分布図からも同様の傾向が読み取れ, 下北半島周辺で急激な隆起・沈降の変化を示すような, 段丘面の旧汀線高度の急激な変化は指摘されていないとしている。

### 3. 敷地周辺の長期的な地殻変動の傾向

大間原子力発電所の敷地周辺は、段丘面の波状の変形が継続しているが、旧汀線高度の局所的な変化はないこと、GPS 連続観測や測地測量からも、地殻水平歪の蓄積速度や地殻鉛直変動速度が小さいことから、少なくとも更新世後期以降は急激な隆起・沈降はなく、安定している地域であるとしている。

## 参考文献

- (1) 国土地理院(2003) : 全国の地殻変動. 地震予知連絡会会報, 70, pp.465-497.
- (2) 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997) : 日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴-. (財)地震予知総合研究振興会, 391p.
- (3) El-Fiky, Gamal S. and Kato, Teruyuki (1999) : Interplate coupling in the Tohoku district, Japan, deduced from geodetic data inversion. Jour. Geoph. Res., 104, B9, pp.20361-20377.
- (4) 鷺谷威 (2002) : 明治期以降の歪み集中帯. 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, pp.133-150.
- (5) Sato, Toshiya, Miura, Satoshi, Suwa, Yoko, Hasegawa, Akira and Tachibana, Kenji (2003) : Crustal Deformation of the NE Japan Arc as Derived by Continuous GPS Observations. IUGG 2003 Scientific Program and Abstracts, JSG01/08P/D-006.
- (6) 長谷川昭・中島淳一・海野徳仁・三浦哲・諏訪謡子(2004) : 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式. 地震第 2 輯, 56, pp.413-424.
- (7) 諏訪謡子・三浦哲・長谷川昭・佐藤俊也・立花憲司(2004) : 東北日本沈み込み帯におけるプレート境界の固着状況. 地震第2輯, 56, pp.471-484.
- (8) 村上亮・小沢慎三郎(2004) : GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義. 地震第 2 輯, 投稿中.
- (9) Ota, Yoko (1975) : Late Quaternary Vertical Movement in Japan Estimated from Deformed Shorelines. Quaternary Studies, The

Royal Society of New Zealand, pp.231-239

- (10) 宮内崇裕 (1988) : 海成段丘の変位から知られる東北日本弧北部の褶曲運動. 月刊地球, 10, 9, pp.561-567.
- (11) 小池一之・町田洋編 (2001) : 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 105p.

# ベクトル図 (水平)

Period1: 2002/04/12 - 2002/04/26

Period2: 2003/04/12 - 2003/04/26

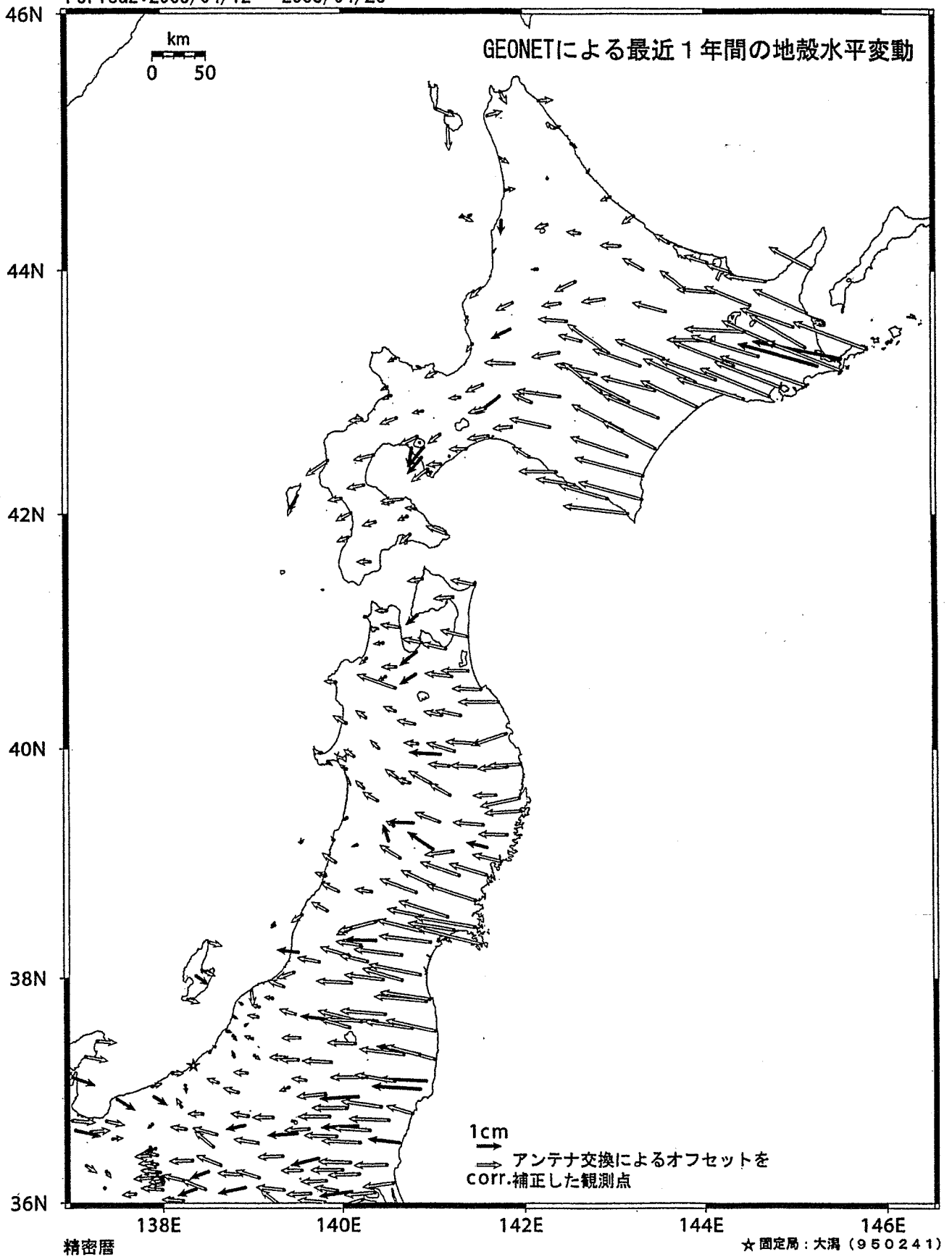
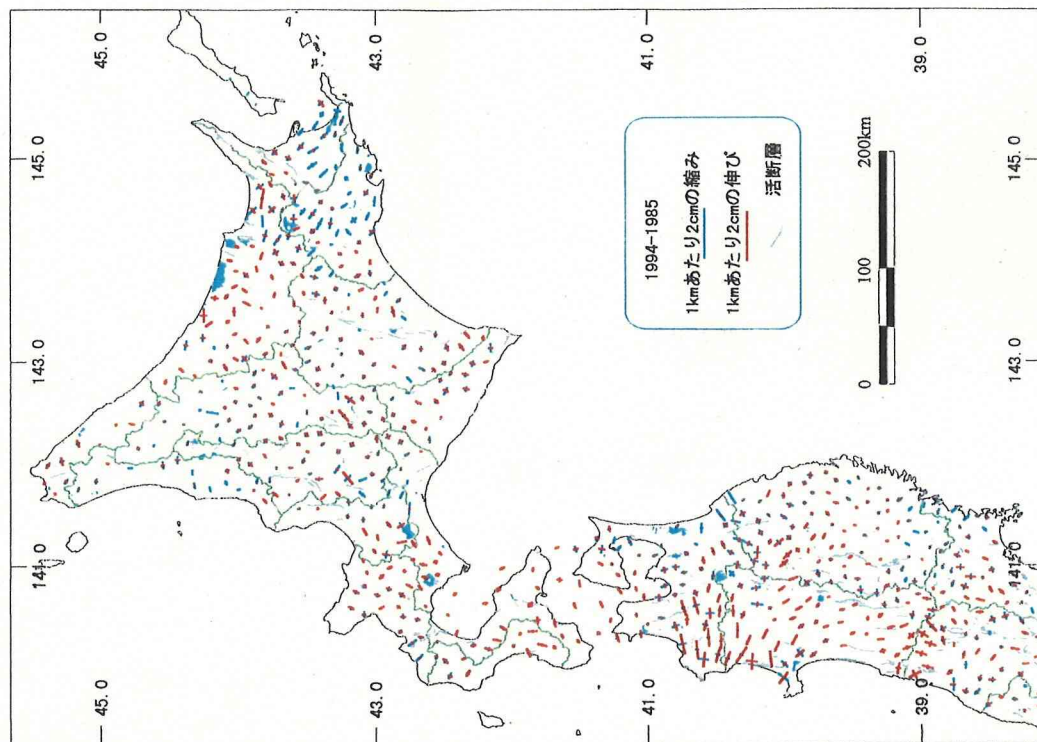
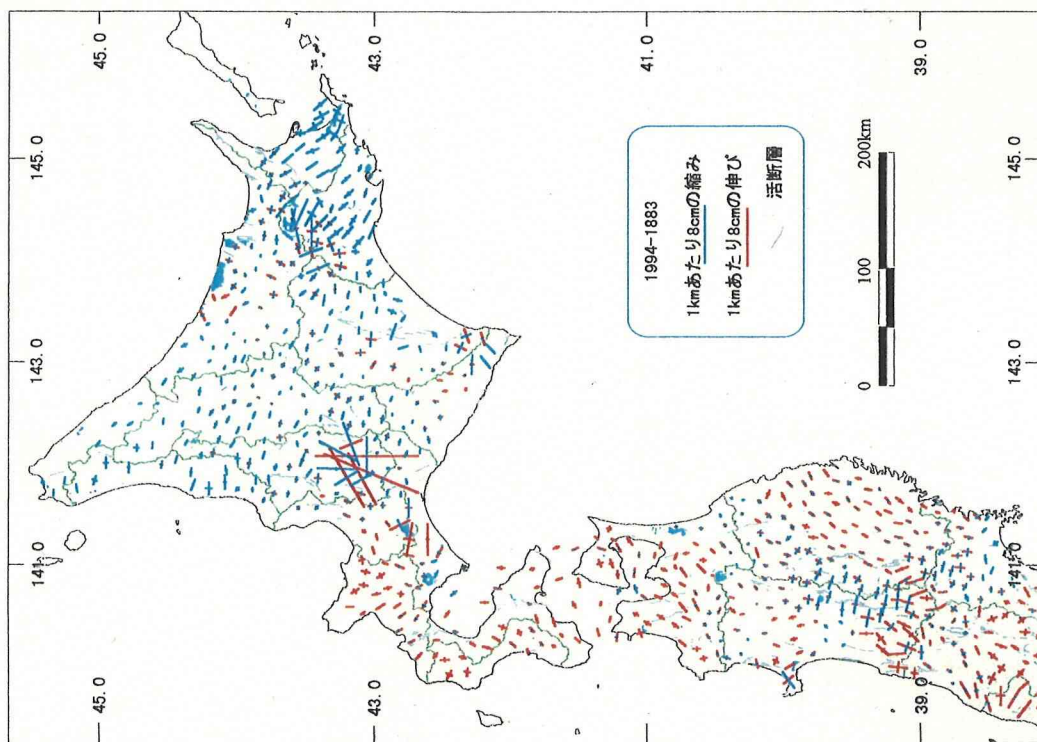


図-1(1) GPS連続観測から求めた東北日本の地殻水平変動(国土地理院(2003))

2002年4月~2003年4月間



B. 最近約10年間



A. 最近約100年間

図-1(2) 三角点測量データによる東北日本の伸びと縮み  
(総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会(1997))

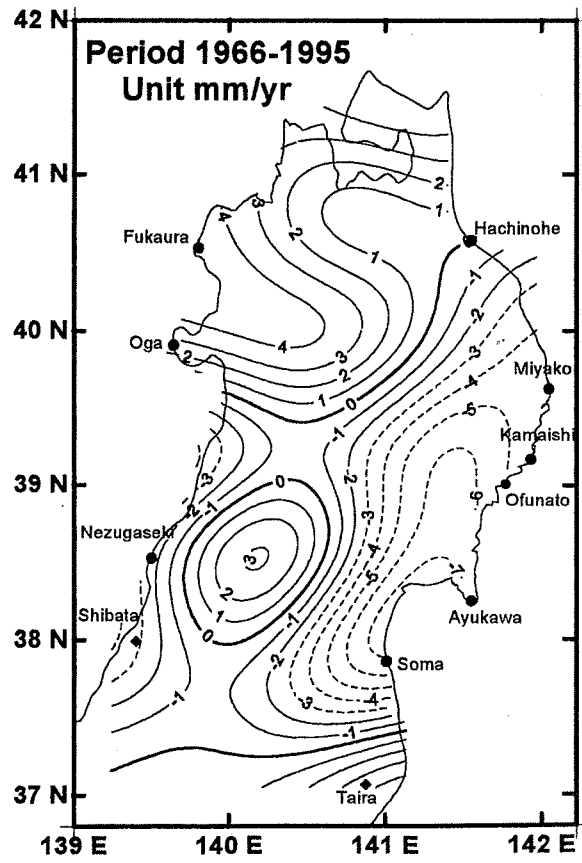
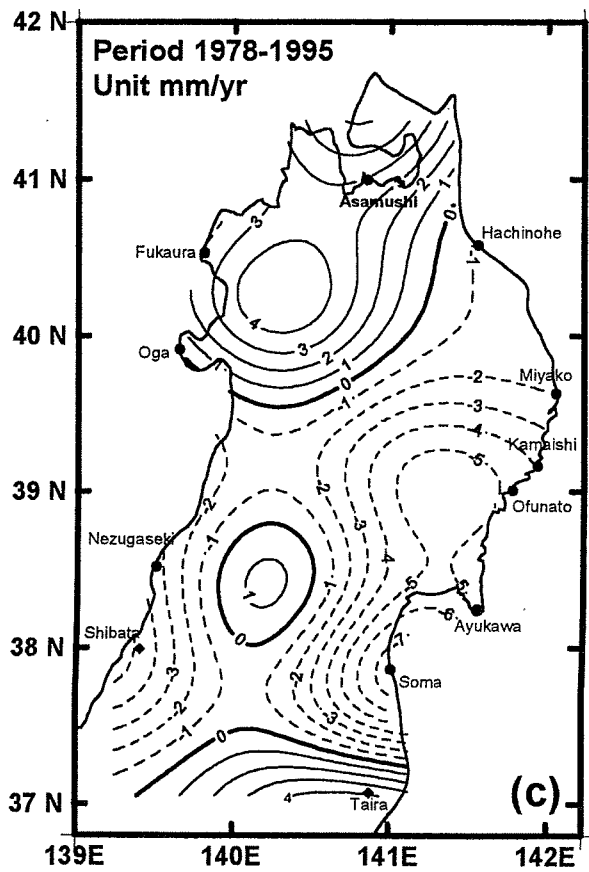
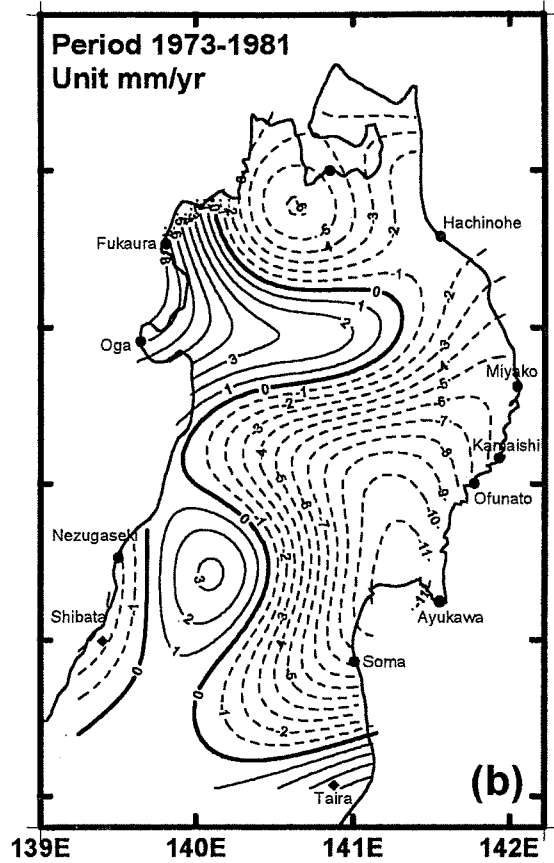
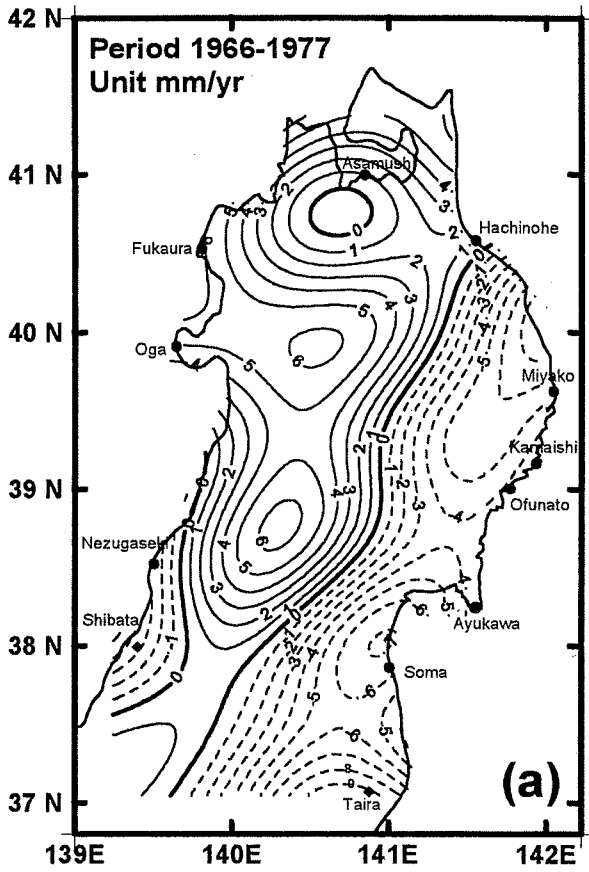
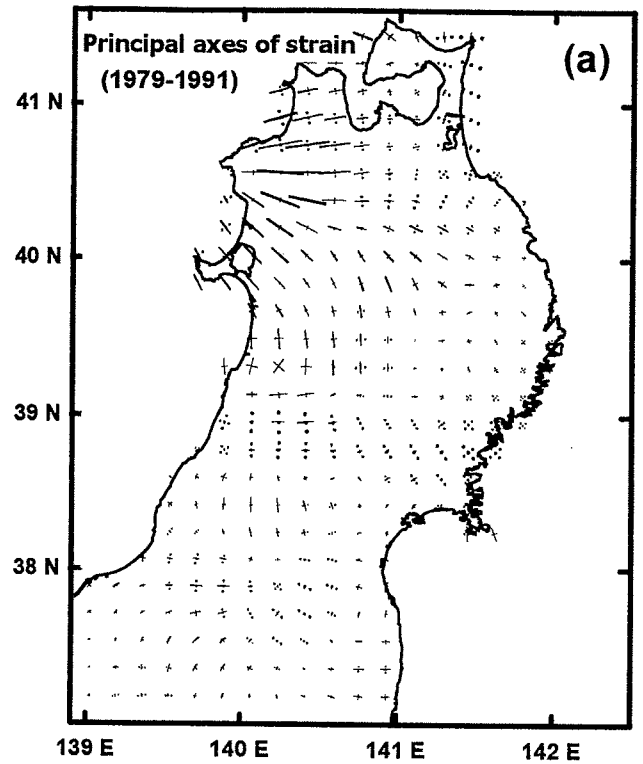
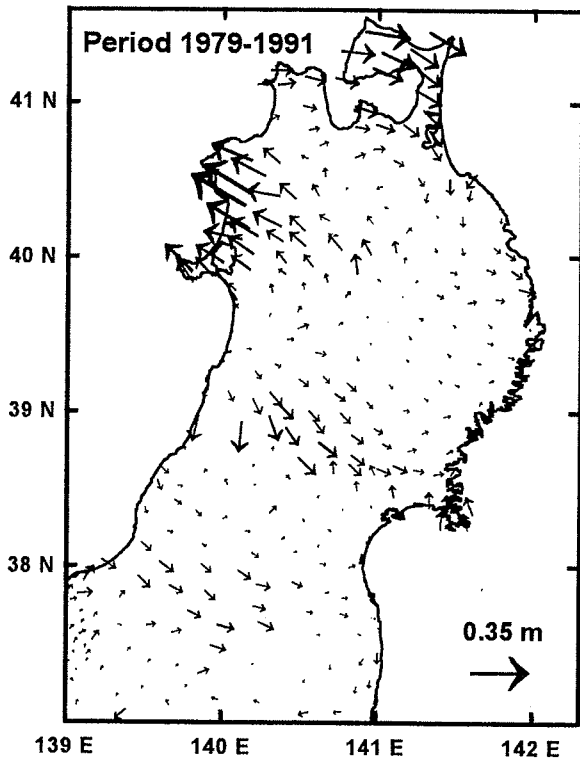


図-1(3) 水準測量データによる東北地方の地殻鉛直変動速度  
(EI-Fiky and Kato (1999))



... (cont.)  $5 \times \mu\text{strain/yr}$   
 — (ext.)  $5 \times \mu\text{strain/yr}$

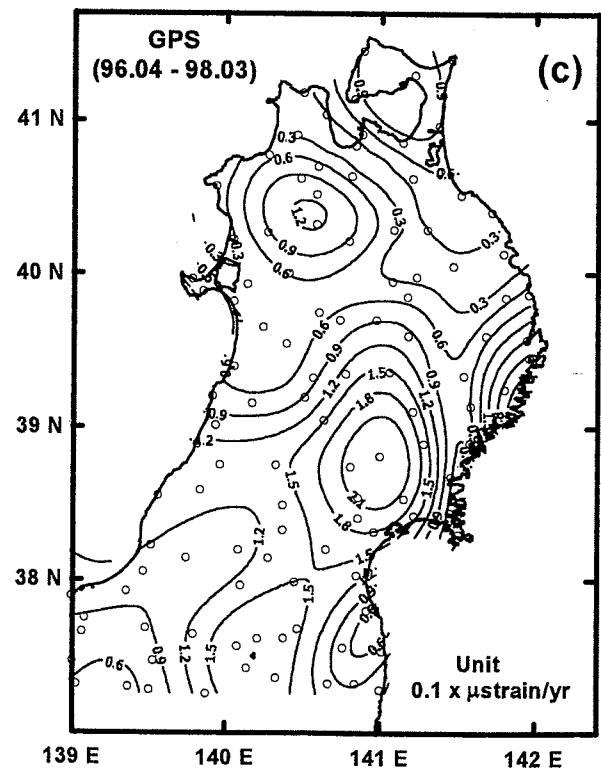
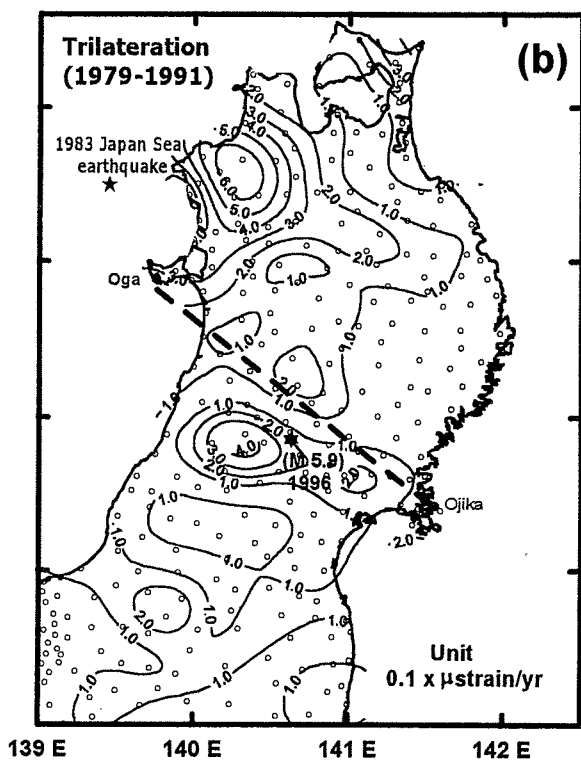


図-1(4) 三角点測量データ及び GPS 連続観測から求めた東北地方の地殻水平変動, 歪軸, 歪速度 (EI-Fiky and Kato (1999))

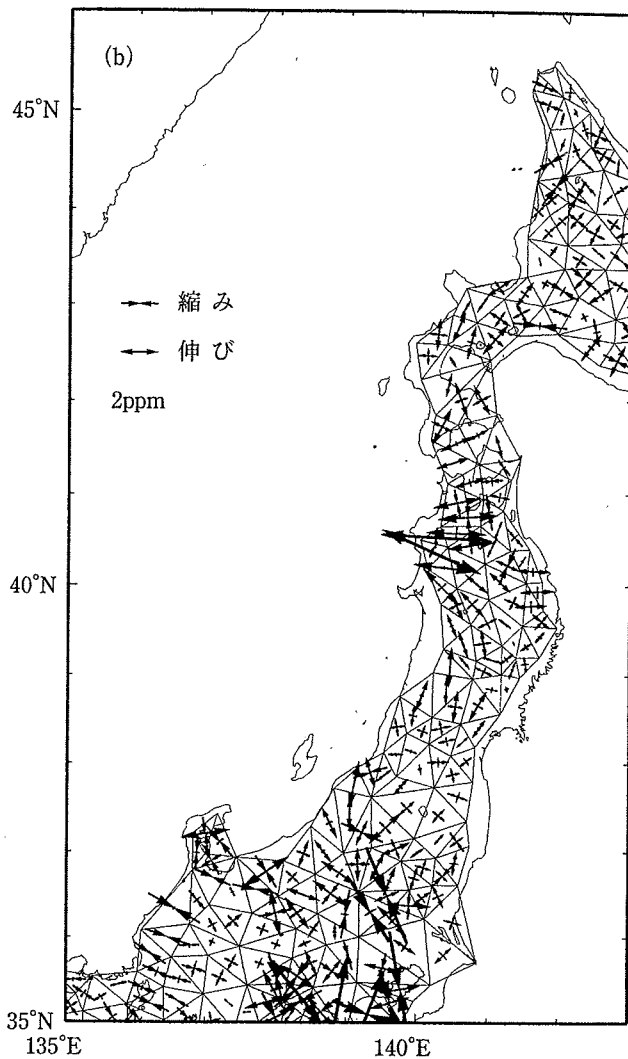
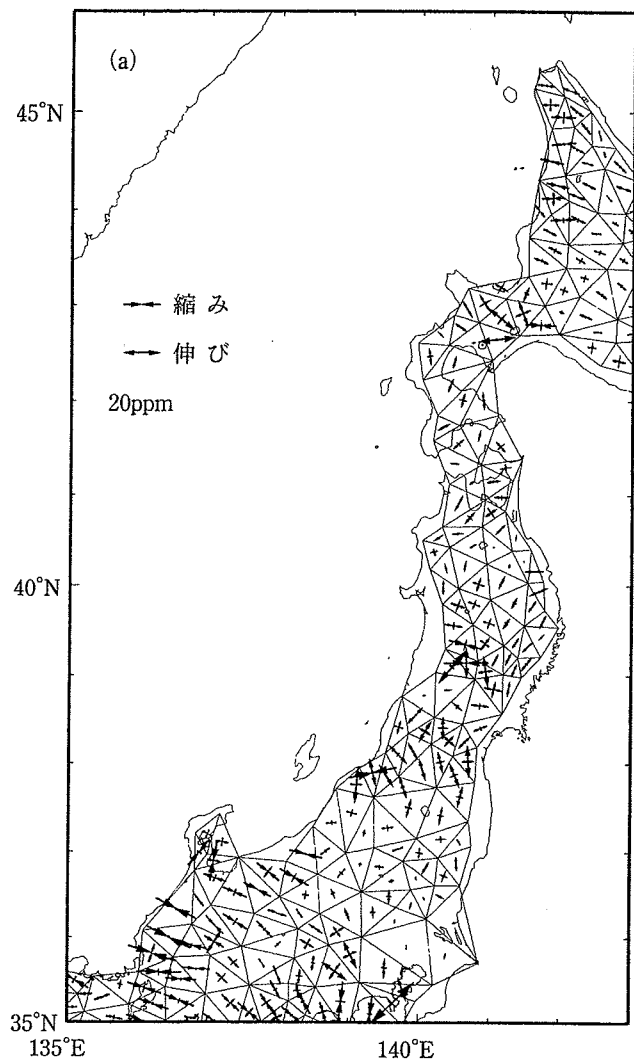


図-1(5) 三角点測量データから求めた東北地方の地殻水平歪(鷲谷(2002))

(a) 明治(1883 - 1901年)と精密測地網2回目(1977 - 1994年)の比較

(b) 精密測地網1回目(1973 - 1985年)と2回目(1977 - 1994年)の比較

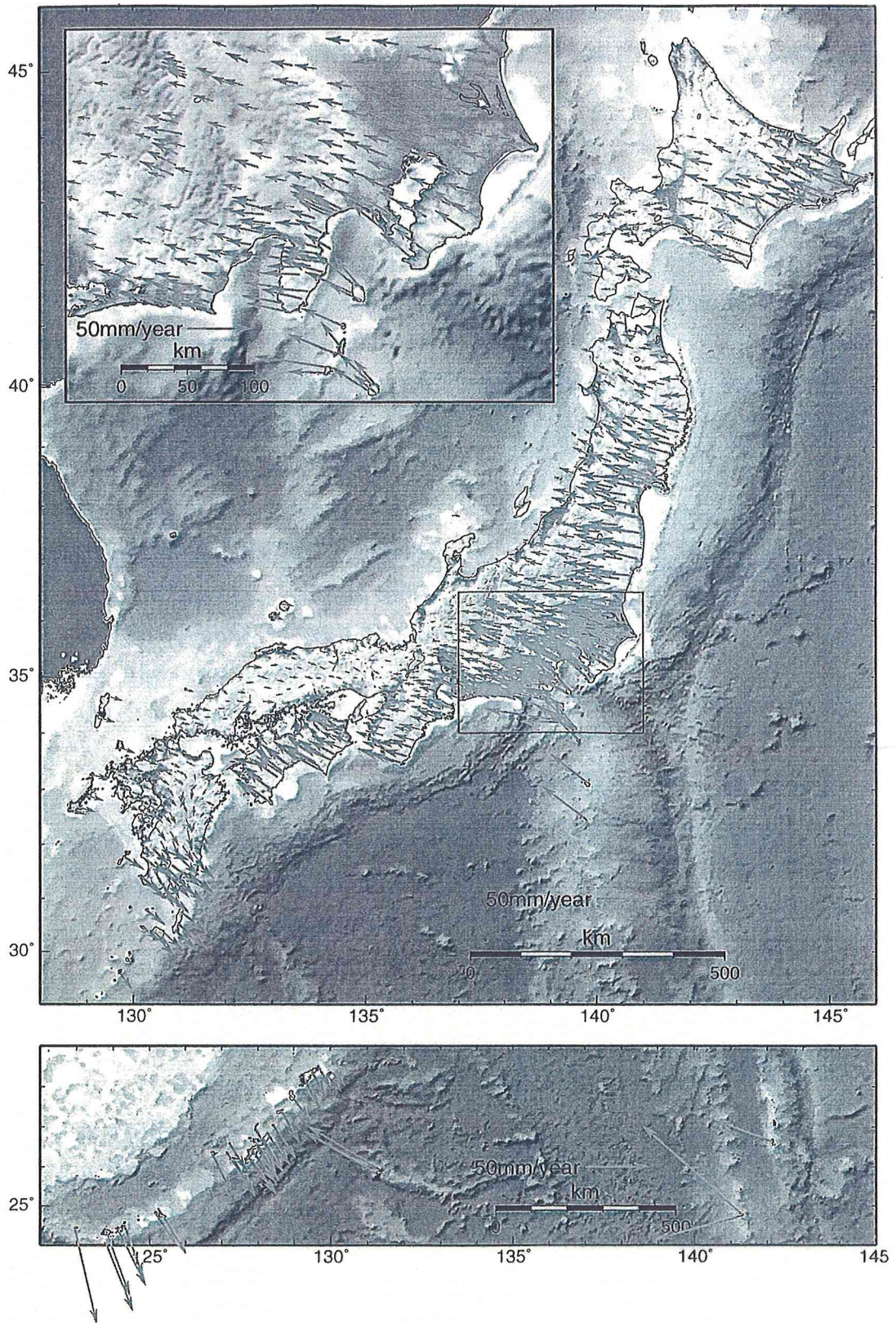


図-1(6) GPS 連続観測から求めた日本列島の地殻水平変動(鷲谷(2002))

(上) 北海道, 本州, 四国, 九州及び周辺部。関東・東海周辺を左上に拡大して示す。

(下) 南西諸島及び小笠原諸島。

速度ベクトルはすべてユーラシアプレートの安定部を基準にして求めたもの。

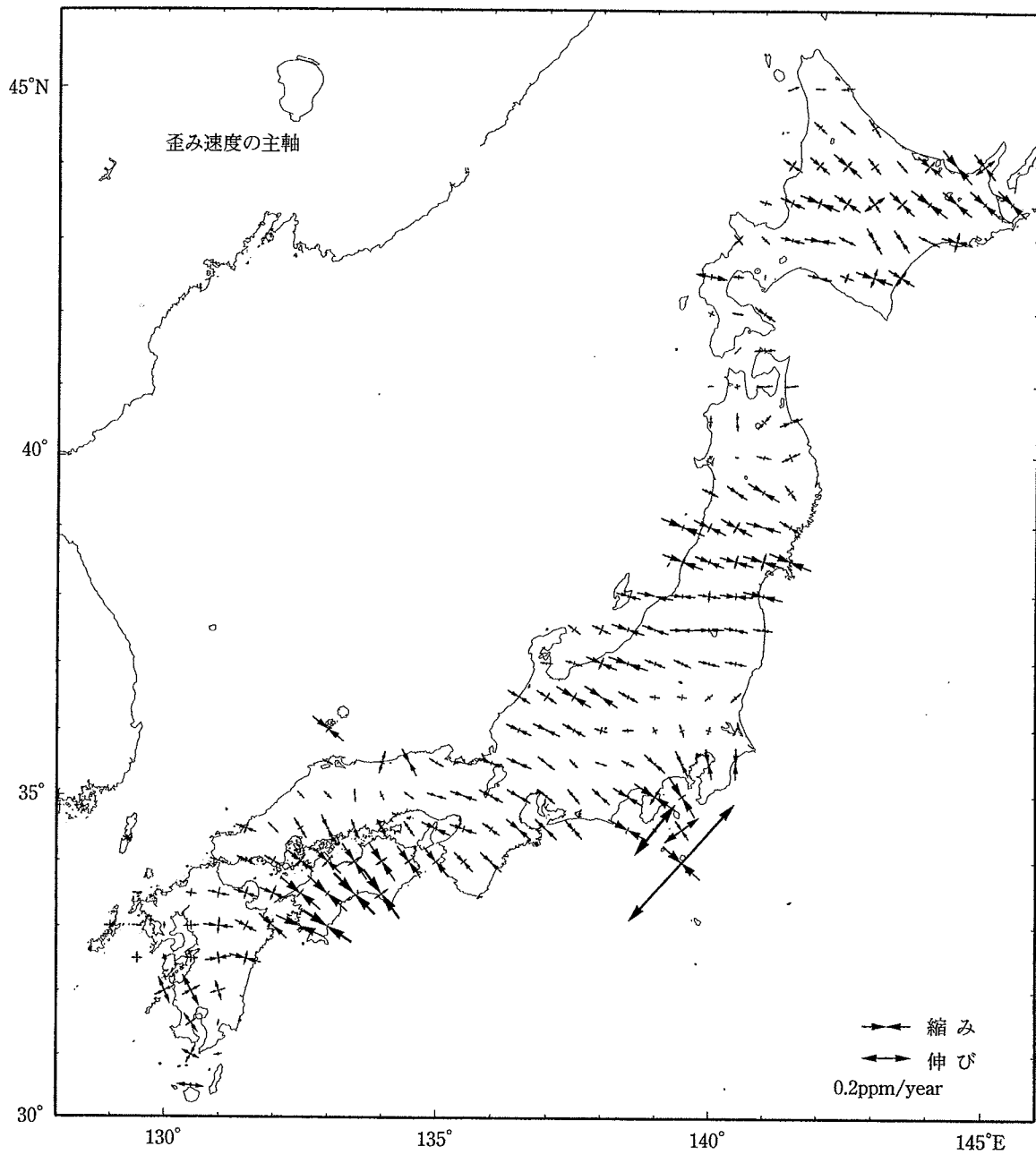


図-1(7) GPS 連続観測から求めた日本列島の歪速度の主軸(鷺谷(2002))

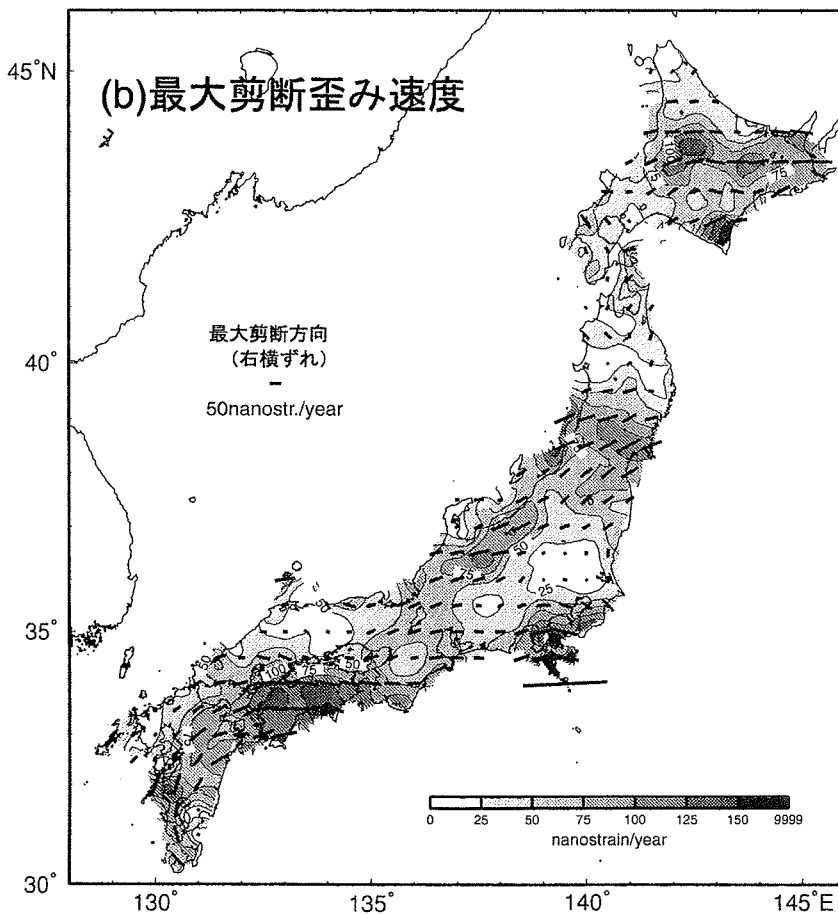
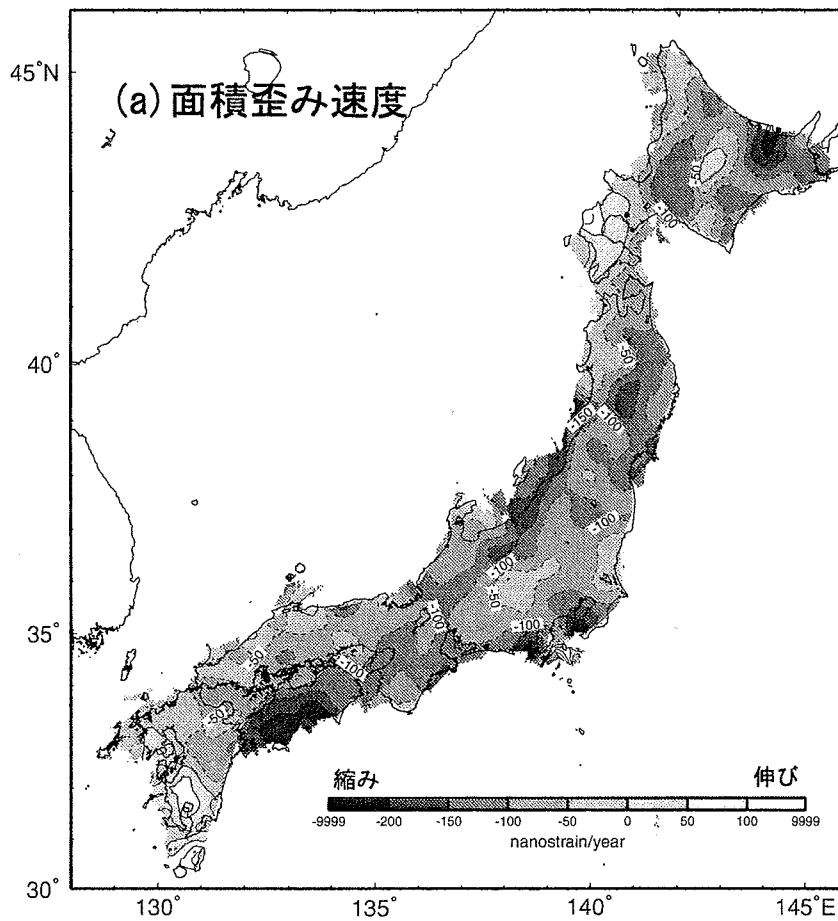


図-1(8) GPS 連続観測から求めた日本列島の歪速度(鷺谷(2002))

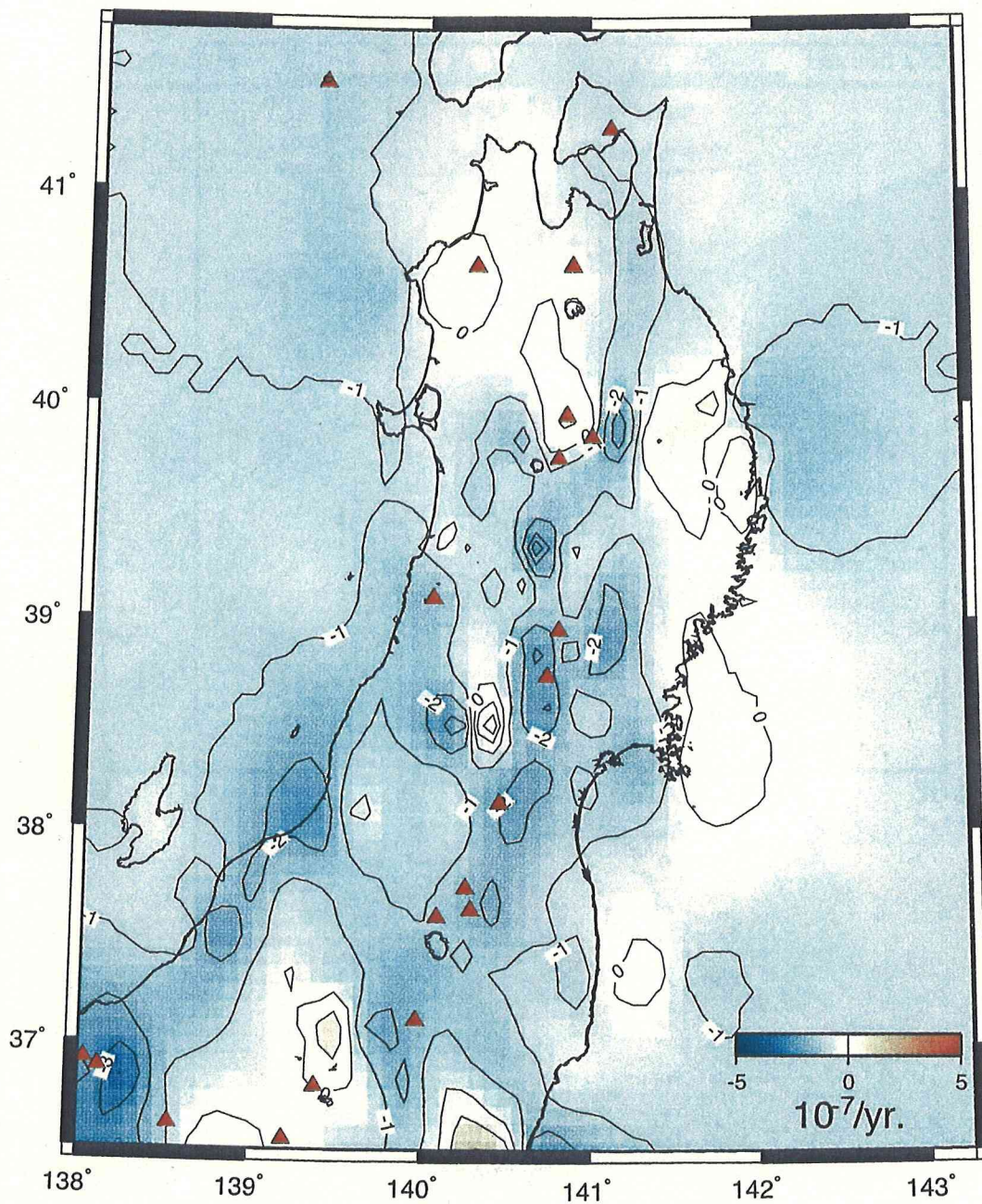


図-1(9) GPS 連続観測から求めた東北地方の歪速度の東西成分  
(長谷川ほか(2004))

期間は、1997年から2001年。コンターは100ppb/yr間隔。赤三角は活火山。

Horizontal velocity (1997~2001)

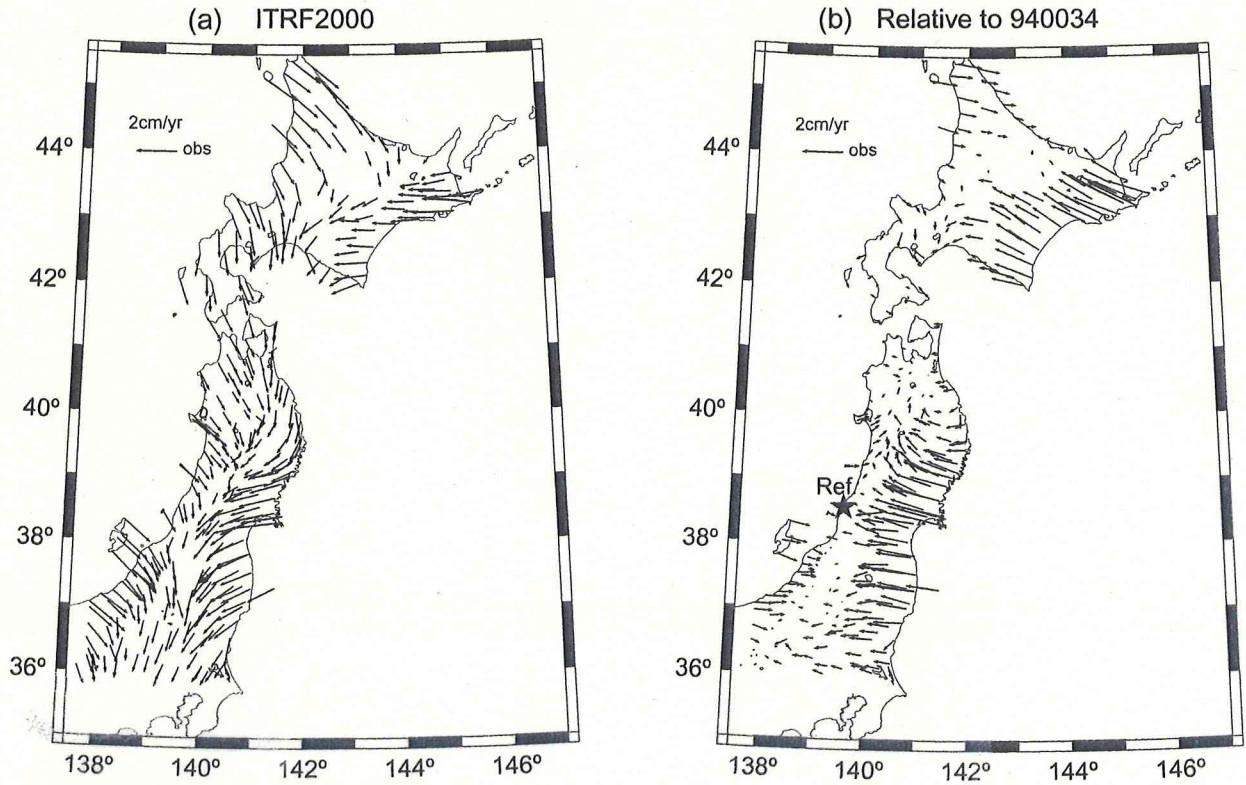


図-1(10) GPS 連続観測から求めた東北日本の地殻水平変動速度(諏訪ほか(2004))

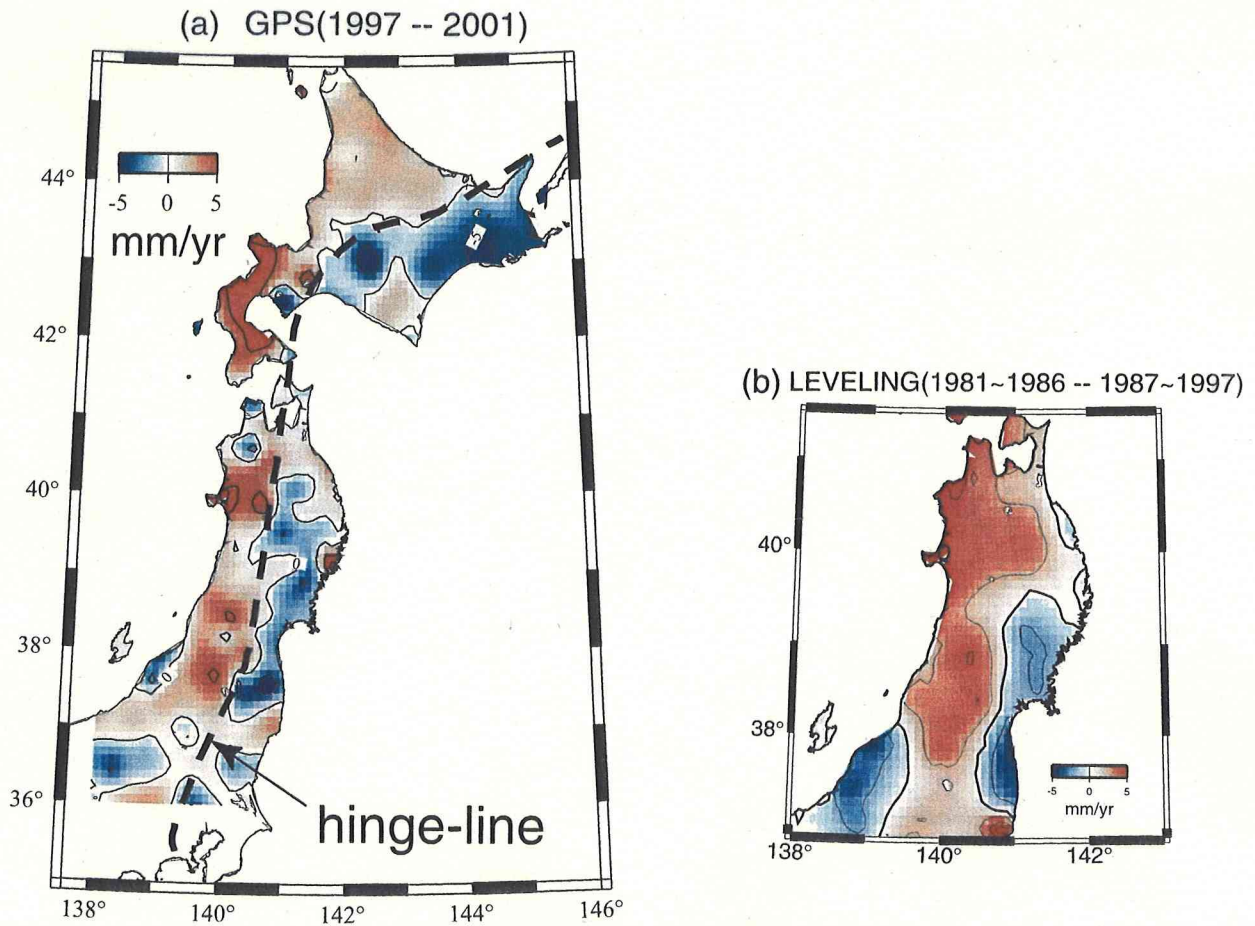


図-1(11) GPS 連続観測及び水準測量データから求めた東北日本の地殻鉛直変動速度(諏訪ほか(2004))

青と赤の領域は相対的な沈降と隆起を示す。

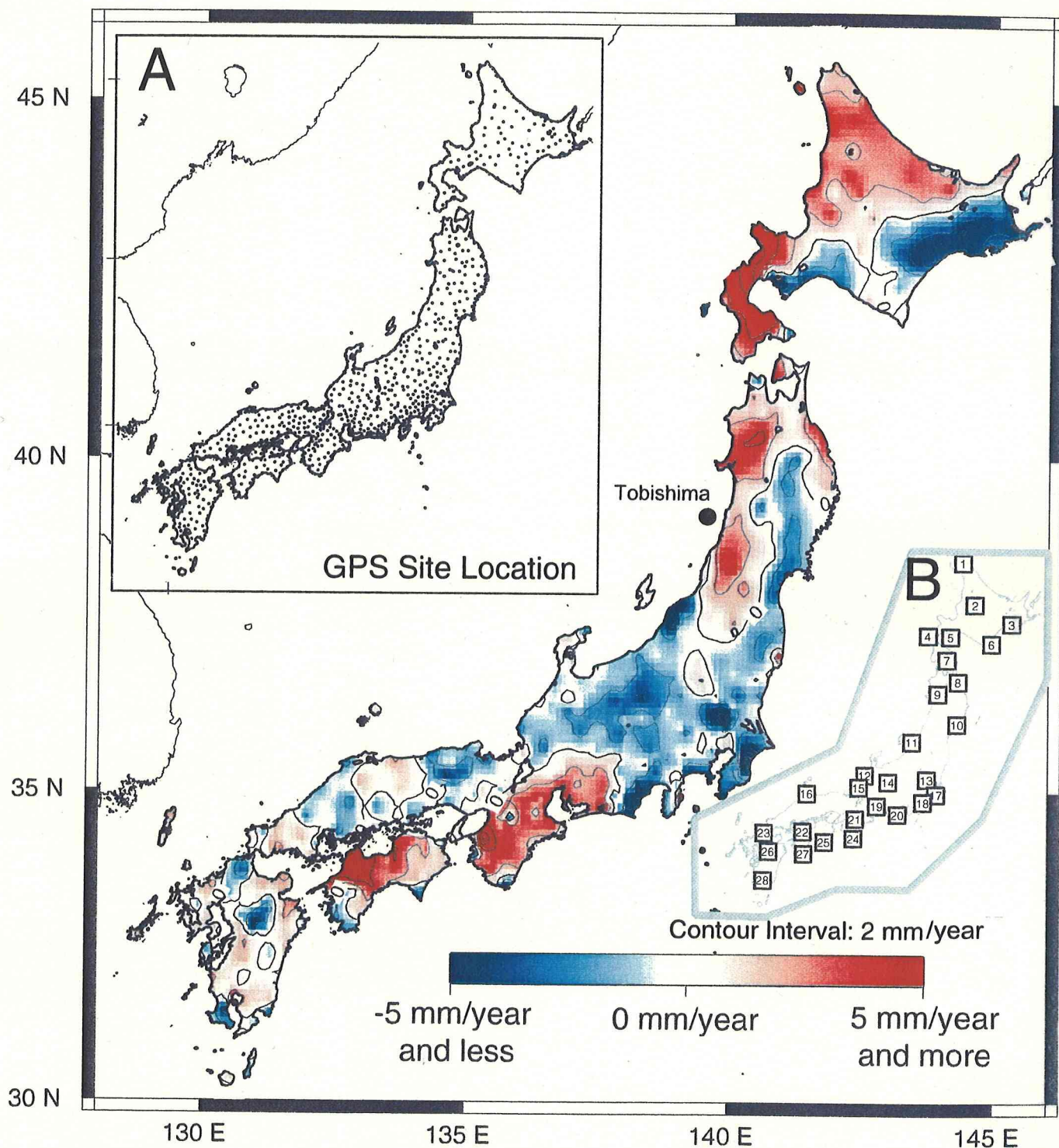


図-1(12) GPS 連続観測から求めた日本列島の地殻鉛直変動速度  
(村上・小沢(2004))

1996 - 2003 年間。全国平均が 0 となるように基準を設定。  
赤の領域は相対的な隆起。

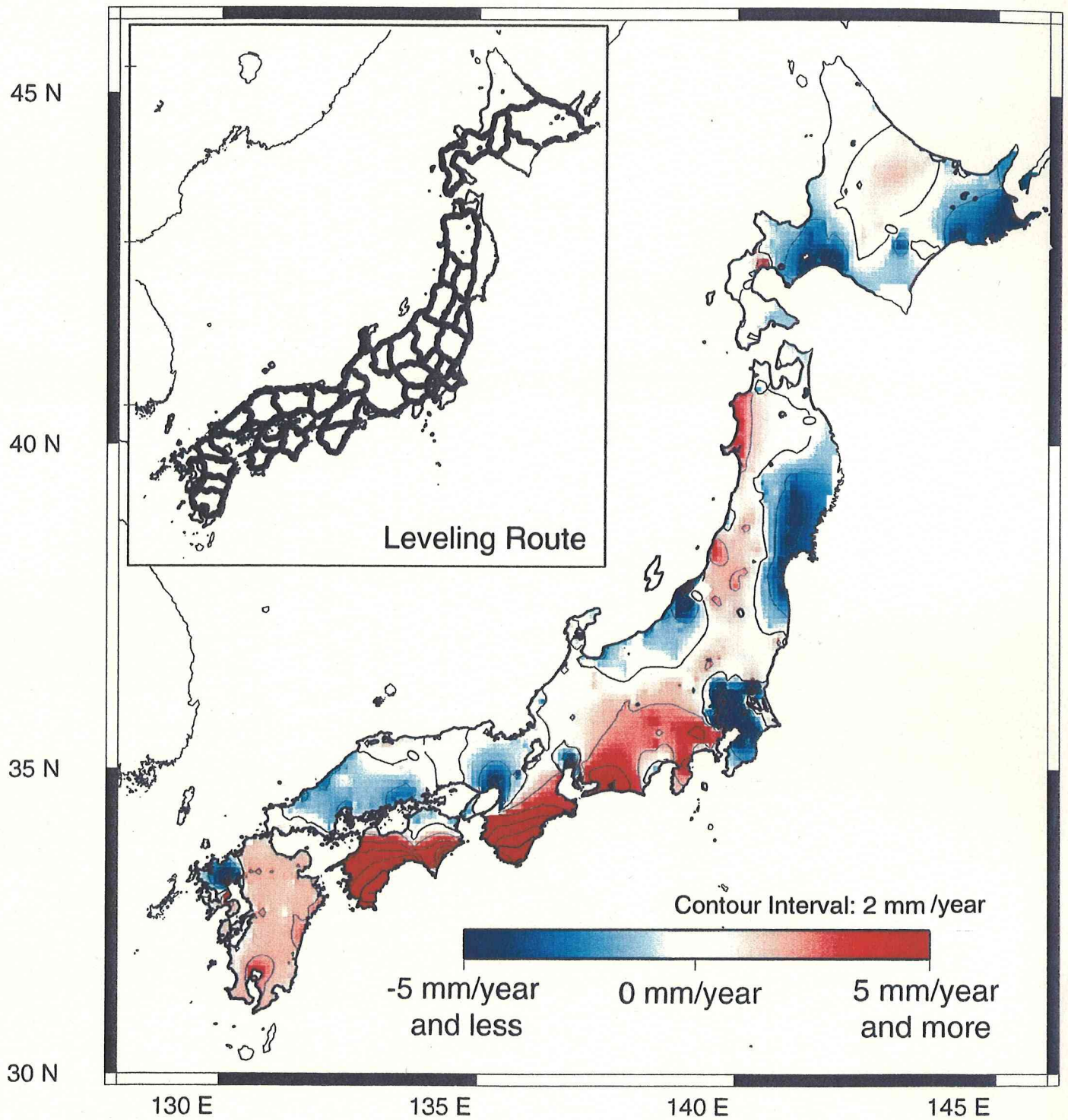


図-1(13) 水準測量データによる日本列島の地殻鉛直変動速度  
(村上・小沢(2004))

1947 - 1961 年の測量と 1986 - 1999 年の測量間の高度差。

全国平均が 0 となるように基準を設定。

赤の領域は相対的な隆起。

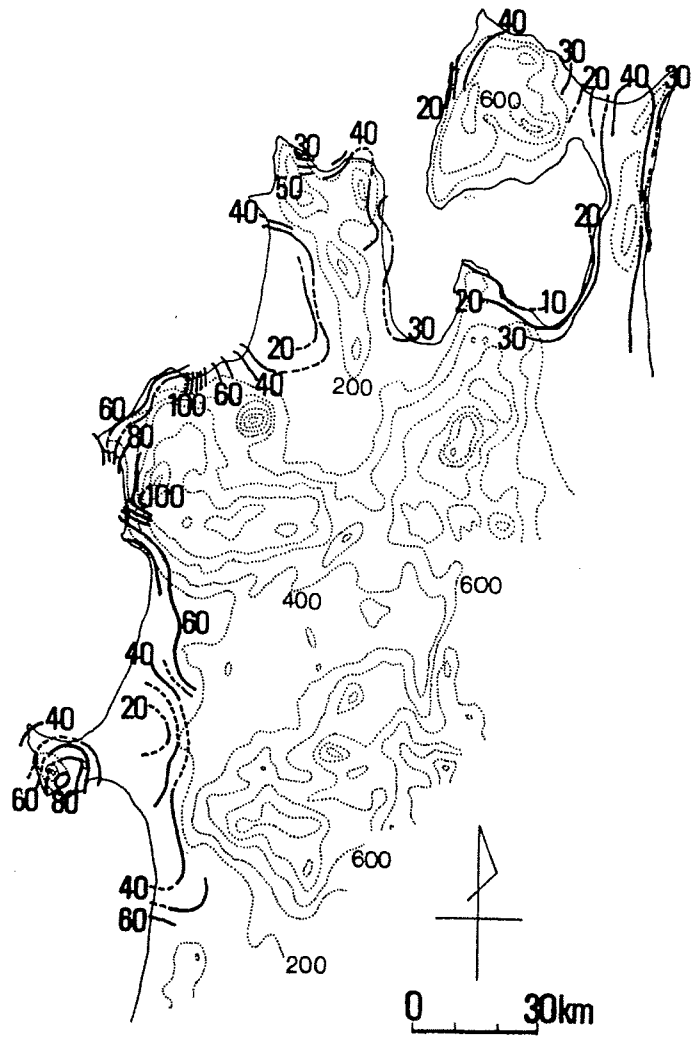


図-2(1) 東北地方北部の M<sub>1</sub> 面の段丘面旧汀線高度分布 (Ota(1975))

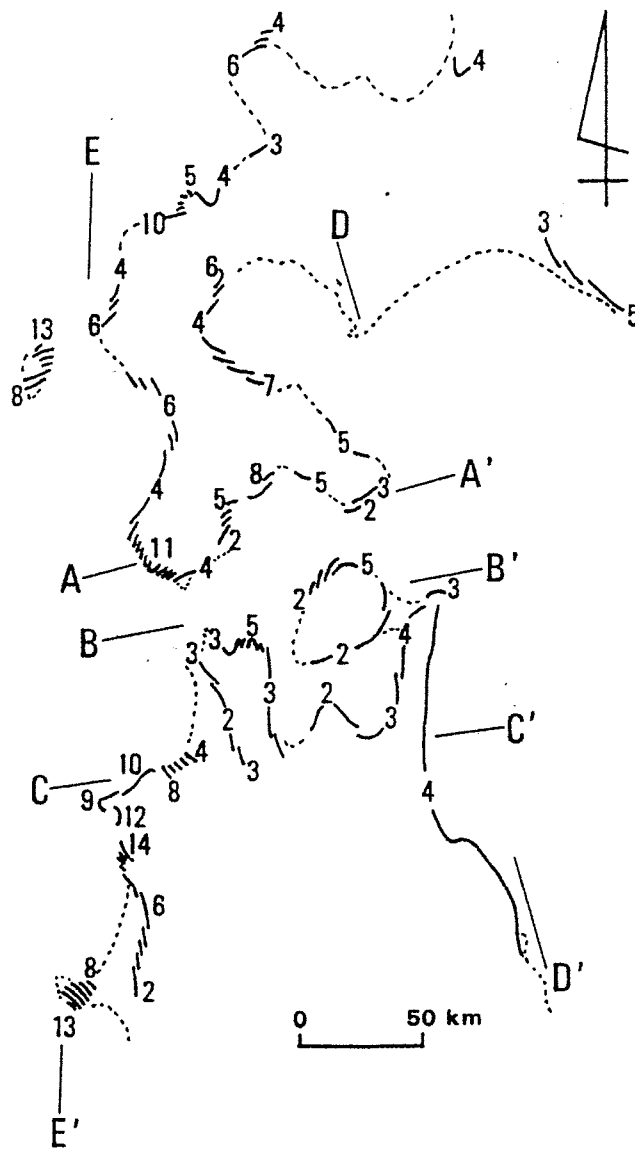


図-2(2) 東北日本弧北部の  $M_1$  面の旧汀線高度分布(宮内(1988))

単位: 10m

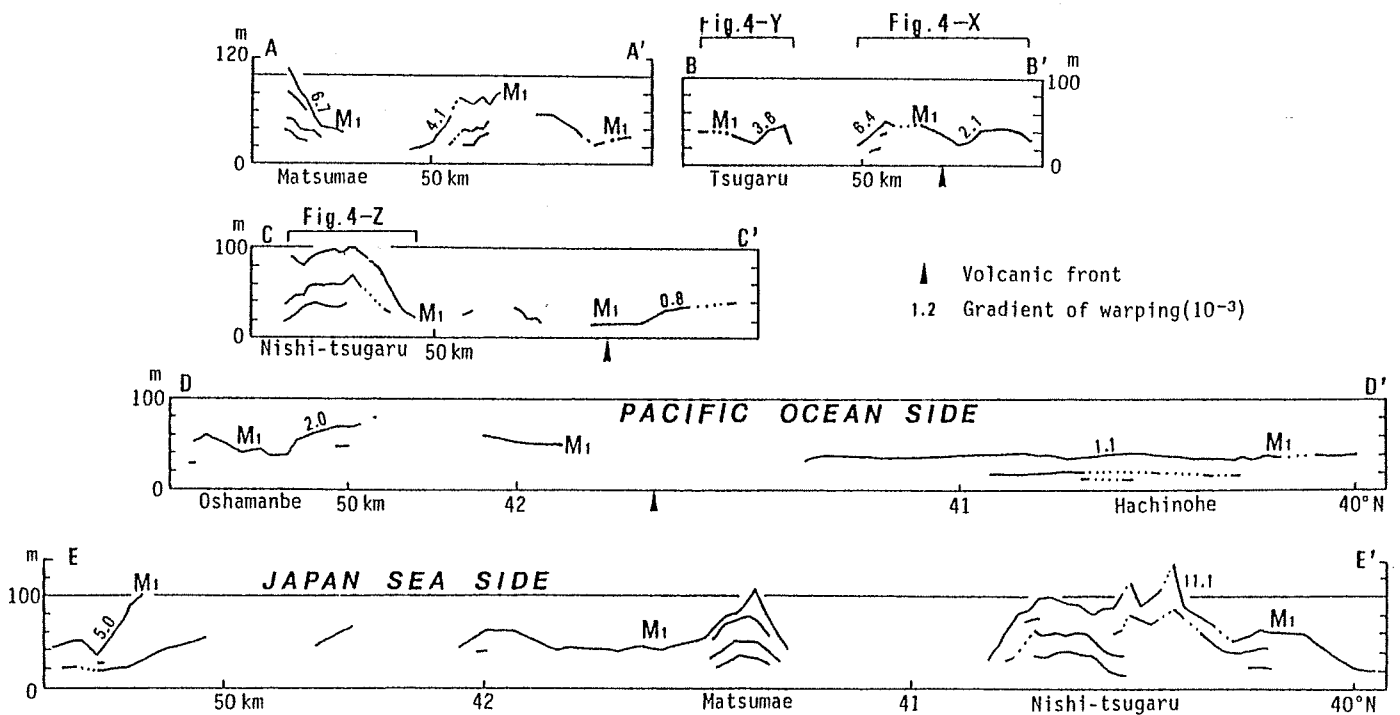


図-2(3) 東北日本弧北部の  $M_1$  面の旧汀線高度の投影断面(宮内(1988))

投影断面の位置は図-2(2)に示す。

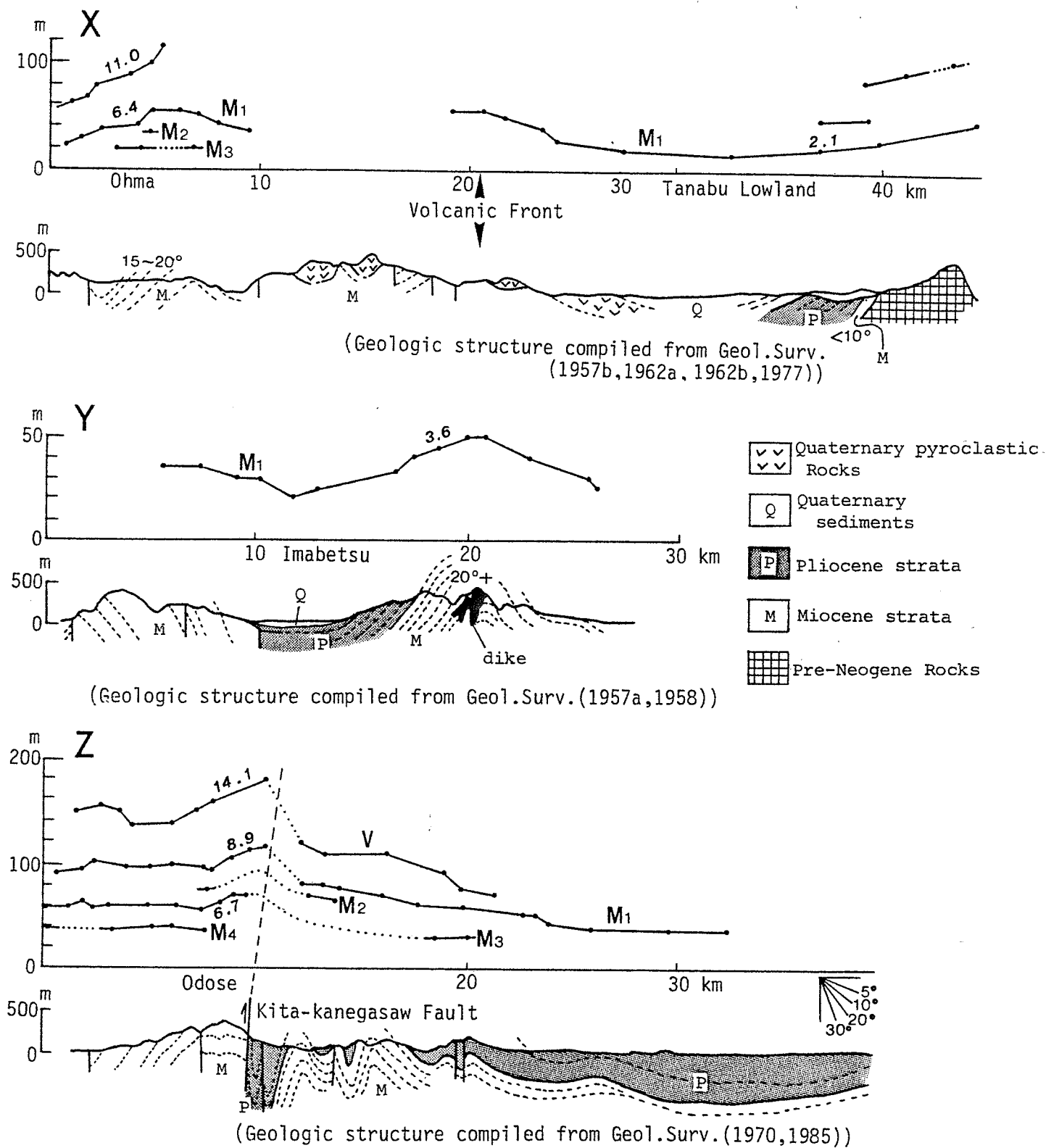


図-2(4) 東北日本弧北部の M<sub>1</sub> 面の旧汀線高度の投影断面(拡大図)と新第三系の地質構造断面図(宮内(1998))

(X) 下北半島 (Y) 津軽半島 (Z) 西津軽海岸北部  
 投影断面の位置は図-2(3)に示す。

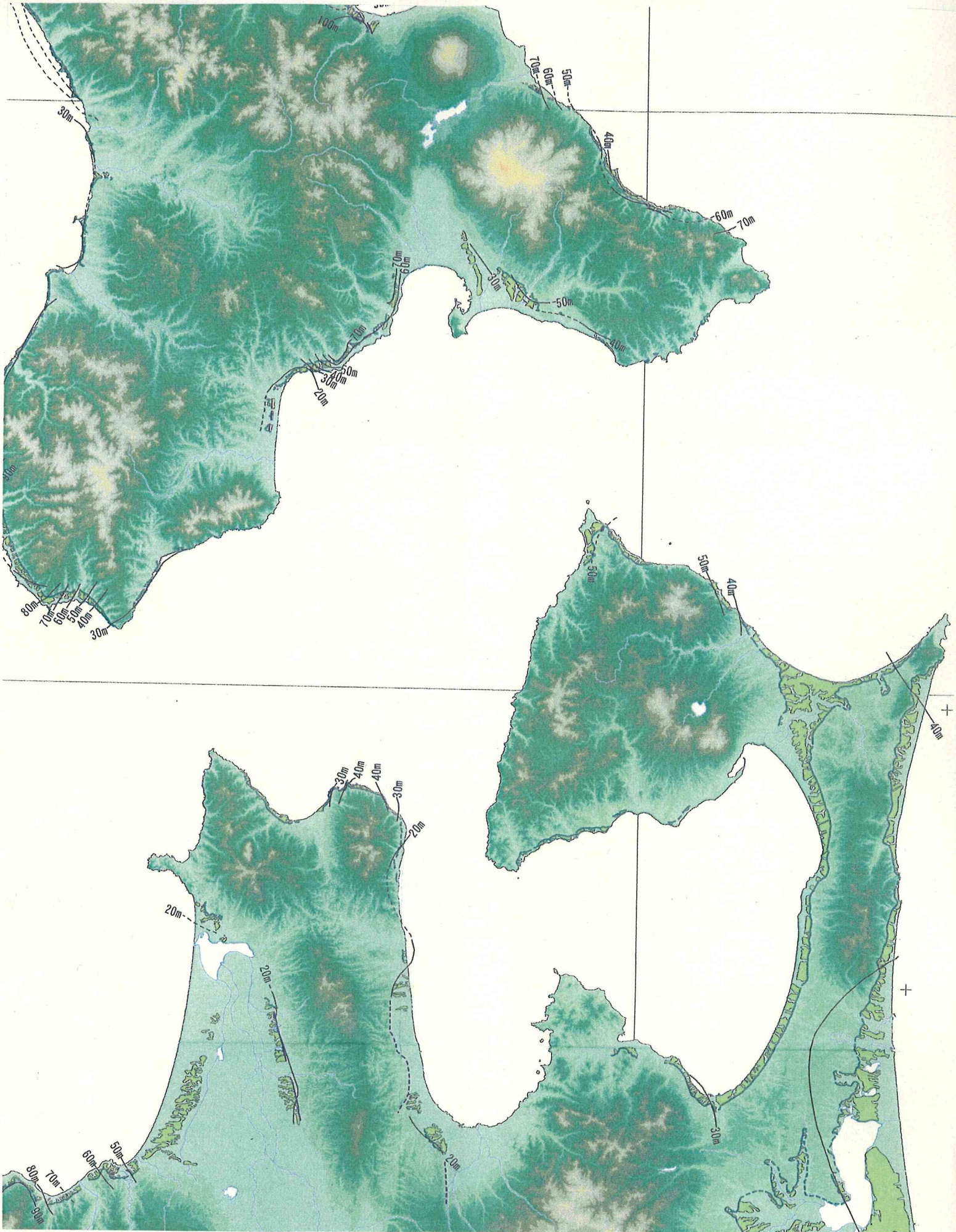
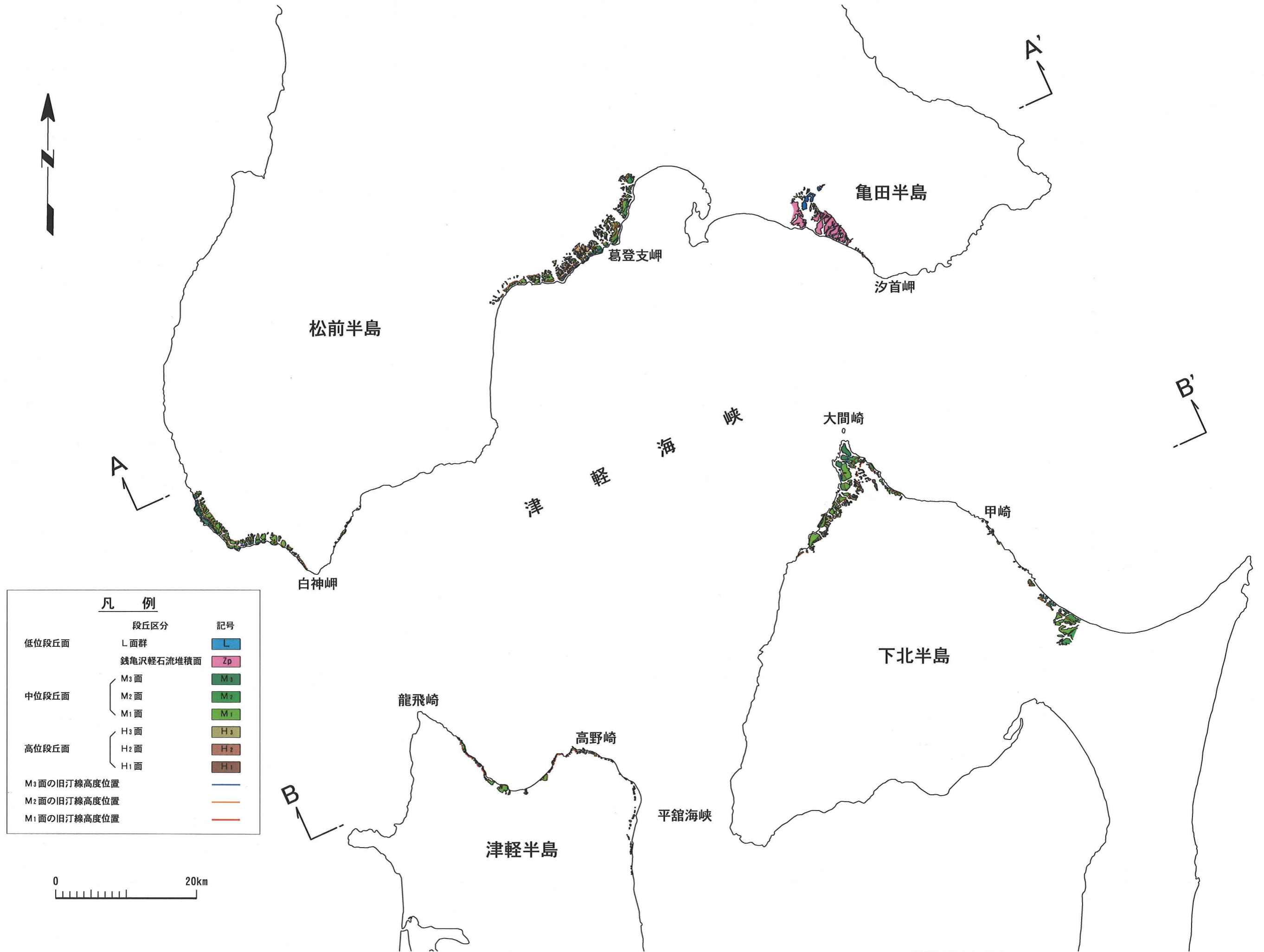


図-2(5) 下北半島周辺の MIS5e 海成段丘面分布(小池・町田(2001))

実線は旧汀線高度等値線, 破線は推定値  
 太線は MIS5e の旧汀線位置, 太破線は推定値



凡 例		
	段丘区分	記号
低位段丘面	L 面群	L
	銭亀沢軽石流堆積面	Zp
中位段丘面	M3 面	M3
	M2 面	M2
	M1 面	M1
高位段丘面	H3 面	H3
	H2 面	H2
	H1 面	H1
	M3 面の旧汀線高度位置	
M2 面の旧汀線高度位置		—
M1 面の旧汀線高度位置		—

図-2(6) 津軽海峡周辺の海成段丘面の分布(申請者による)

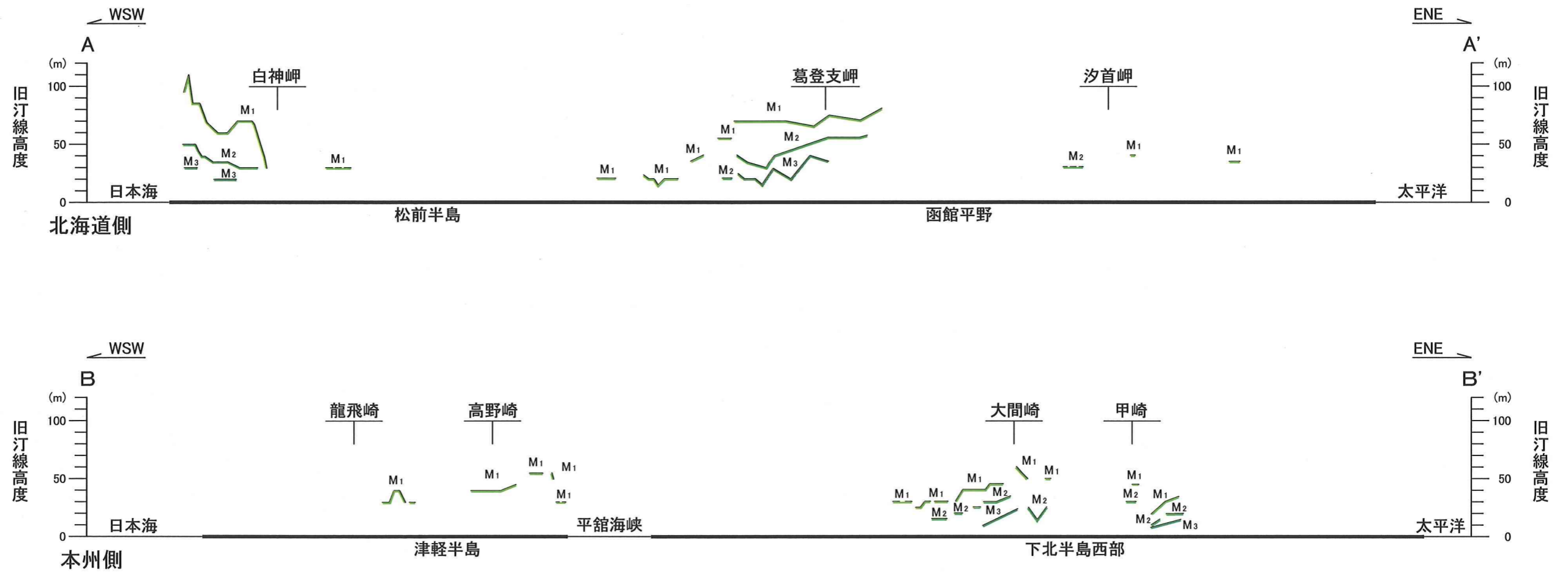


図-2(7) 津軽海峡周辺の海成段丘面の旧汀線高度の投影断面(申請者による)  
投影断面の位置は図-2(6)に示す。