



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	汎地球測位システム（GPS）観測から求めたアジア北東地域のプレート運動
Author(s)	高橋, 浩晃
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(理学)
Dissertation Number	甲第4522号
Issue Date	1998-06-30
DOI	https://doi.org/10.11501/3142088
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/32587
Type	doctoral thesis
File Information	4522.pdf



博 士 論 文

汎地球測位システム(G P S)観測から 求めたアジア北東地域のプレート運動

Plate Motion in the Northeast Asia Determined from
Global Positioning System (G P S) Observation

北海道大学大学院理学研究科
地球惑星科学専攻

高橋浩晃

謝 辞

本研究を進めるにあたり、当初からご指導、ご鞭撻を賜った北海道大学理学研究科の笠原稔助教授に深く感謝いたします。多くの貴重なご助言を賜った北海道大学理学研究科の小山順二教授、西田泰典教授、森谷武男助教授、笹谷努助教授に深く感謝申し上げます。

ロシアでの現地観測の際は、木股文昭博士（名古屋大学理学部）、三浦哲博士（東北大学理学部）、日置幸介助教授（国立天文台水沢観測センター）、宮町宏樹助教授（鹿児島大学理学部）、岡山宗夫技官、一柳昌義技官、勝俣啓博士（以上北海道大学理学研究科）、Dr. N. Vasilenko, Dr. A. Ivaschenko, Dr. C. U. Kim（以上ロシア科学アカデミー・海洋地質学地球物理学研究所）、Dr R. S. Sen, Mr. V. Levin（以上サハリン地球物理学機構）、Dr. E. Gordeev（カムチャッカ地球物理機構）、Dr. V. Levin, Dr. V. Bahtiarov（ロシア科学アカデミー・火山研究所）、Dr. F. Korchagin（ロシア科学アカデミー・テクトニクス地球物理学研究所）らとの協力のもとに行われた。ここに深く感謝いたします。

東京大学地震研究所の瀬野徹三教授には、現地観測で協力を頂いたほか、結果の解釈についての議論、ご助言などをしていただいた。心より感謝申し上げます。

東京大学地震研究所の加藤照之助教授、ロシア科学アカデミー・応用数学研究所の Prof. M. Gerashimenko には、貴重なGPSの観測データの利用を許可していただいた。深く感謝いたします。

北海道大学理学研究科の森谷武男助教授には、北海道北部の地震活動についてご教授頂いたほか、未発表の資料を快く提供して頂いた。心から感謝申し上げます。札幌管区気象台の宮村淳一氏には、北海道北部の地震資料を提

供していただいた。深く感謝いたします。

北海道大学地球環境科学研究科の平川一臣教授，柳博美氏には，北海道のアクティブテクトニクスについての解説をしていただいた他，数多くのご助言・議論をして頂いた。感謝いたします。北海道立地下資源調査所の岡孝雄博士，石丸聡氏には，北海道北部のテクトニクス・地滑り地形について多くのご助言をいただいた。深く感謝いたします。

建設省国土地理院の宮崎真一氏には，全国GPS観測網から得られた日本列島の速度場データの使用を許可して頂いた。心から感謝いたします。

北海道の地震活動については，北海道大学理学研究科地震火山研究観測センター・札幌管区気象台のスタッフの方々のご努力によって運営されている地震観測点のデータを使わせて頂いた。心から感謝いたします。

本研究では IGS のデータを使用させて頂いた。観測点の運営・精密暦の作成にあたっている諸機関に感謝申し上げます。

本研究を進めにあたって，北海道大学地球物理学教室，地震予知観測地域センター，北海道立地下資源調査所の諸先輩，後輩の方々にはいろいろな面で大変助けて頂いた。ここに記して感謝の意を表わします。

概要

日本海東縁部からサハリンにかけての地域で発生する地震は、ユーラシアプレートと北米プレートの相対運動が原因であると考えられてきた。しかし近年、それらのメガ・プレートとは独立した形でオホーツクプレートやアムールプレートといったマイクロプレートが存在し、それらの相対運動がこの地域の地震活動の原因であるとする説が提唱されている。これらのマイクロプレートは、拡大軸を持たず、またプレート境界と想定される場所での地震活動度が低いことから、この地域での地震・地殻変動観測データの絶対的な不足もあるから、それらの運動を従来と同様な古地磁気学的・地震学的手法で決定することは困難である。そこで今回我々は、同地域でその地震活動の直接的な原因と考えられている、アジア北東地域でのプレート運動を明らかにするために、GPS (Global Positioning System) を用いた広範囲な観測を行った。

1980年代後半から登場したGPSは、上空20000kmに打ち上げられた人工衛星を用いて精密測位を実現するシステムである。近年では数1000kmの基線距離における観測・基線解析も可能になっており、その精度は基線長に対して 10^{-8} 以上を達成している。このGPSを用いた地殻変動観測を行うことにより、観測点でのプレートの速度ベクトルが求められるため、プレート運動の決定に必要な速度と向きデータを同時に直接測定することが可能である。あるプレート内部での最低2観測点での速度ベクトルが求まれば、プレート境界がはっきりしなくともプレート運動パラメータの推定が可能であり、先に述べたようなマイクロプレートの運動の推定に強力な手段となりうるものと判断した。

現在、GPSの国際組織である IGS(International GPS Service for Geodynamics)がGPS衛星の精密軌道暦を推定するために、世界中にGPS観測網のグローバル・ネットワークを構築して観測を行っている。しかし、本研究の対象地域であるロシア極東地方を主とするアジア北東地方にはGPS観測点が全くなく、世界的に見てもGPS観測の空白地域となっていた。そのため、この地域のプレートキネマティクスを既存の観測網から得られる測地学的データだけから明らかにすることはできない状況にあった。

そこで、我々はこの観測空白域にGPS観測網を自ら構築し、その観測データを解析することによってアジア北東部のプレート運動を明らかにすることを目標にした研究をスタートさせた。1994 年北海道東方沖地震や、1995 年北サハリン地震などでも共同観測を行ったロシア科学アカデミーの研究機関との協力のもと、サハリン、カムチャッカ、ウスリー（沿海州）地方など、いまだ全くGPSの観測点が設置されていなかった地域において、現在まで12点に及ぶGPS観測点を設置することができた。また、各観測点では短い観測期間で高精度の速度ベクトルを推定するために、できるだけ連続観測データの取得を目指した独自のシステムを開発した。

これらの観測網から得られたGPS観測データと、IGS が中国、韓国そして日本に設置しているグローバルGPS観測点のデータを統合して、高精度GPS解析ソフトウェアとGPS衛星精密軌道暦を用いた基線解析を行って観測点の日毎の座標値を求めた。それにより各観測点でのプレート運動をあらゆる速度ベクトルを精度よく求めた。

その結果、以下のようなことが明らかになった。

サハリン北部の Okha では、ユーラシアプレートに対する速度ベクトルが

ゼロになり，この付近にユーラシア・オホーツクプレート相対運動の回転極が存在することが明らかになった．この結果は，*Seno et al.* (1996)によって地震の震源メカニズムによるスリップベクトルから求められた回転極の位置と一致する．

カムチャッカ南部の Petropavrovsk-Kamchatky では，太平洋プレートの沈み込みの影響が強く，速度ベクトルは北西方向に求まった．北部の Essa, Kluch, Kortberg ではすべて西南西方向の速度ベクトルが得られた．この速度ベクトルの方向は，太平洋プレートとオホーツクプレートとのカップリングによる変形と，オホーツクプレートの運動方向とのベクトル和の方向に調和的である．しかし，Kluch を除いて誤差が大きく，精度の高い議論を行うためにはより多くのデータの蓄積が必要である．

アムールプレート上にあると考えられてきた韓国やロシア・ウスリー（沿海州）地方の観測点では，ユーラシアプレートに対して東に約 1cm/yr の速度ベクトルが観測された．この観測結果から，アムールプレートがユーラシアプレートから独立して東進運動を行っていることが測地学的に明らかにされた．また，従来，オホーツクプレートに属していると考えられてきたサハリン南部の Yuzhno-Sakhalinsk が，約 8mm/yr の東向き速度ベクトルをもっていることが明らかにされた．この結果は，Yuzhno-Sakhalinsk がアムールプレートに属していることを示している．また，この結果と国土地理院の全国GPS観測網から得られた北海道北部の速度場，地震活動，測地測量網による歪み場，第4紀地殻変動を合わせて検討した結果，北海道西方沖に存在するとされていたアムール・オホーツクプレートの境界が，北緯 44 度付近で東側にトランスフォームし北海道北部で内陸に上陸していることが推定された．しかし同時に，1971 年にサハリン南西沖で発生したモネロン島地震

($M=7.1$) の存在がこれらプレート運動からは直接的に説明されず、今後の問題として残った。

中国の3観測点 Sheshan, Wuhan と Xian では、ともに約 1cm/yr の東向きの速度ベクトルが観測された。これは、インドプレートがユーラシアプレートに衝突する影響による南中国ブロックの東進運動を示しているものと考えられ、VLBI による観測結果や、地質学的なデータをもとに推定された速度ベクトルと調和的な結果であった。

日本海西岸部にある観測点 Taejon, Vladivostok, Khabarovsk そしてサハリン南部の Yuzhno-Sakhalinsk の速度ベクトルを用いてアムールプレートの運動パラメータの推定を行った。その結果、ユーラシアプレートに対するアムールプレートの回転極が北緯 71.6 度、東経 153.4 度に求まり、回転速度は 0.147rad/Ma となった。これから日本海東縁部でのオホーツクプレートとアムールプレートの収束速度が計算され、約 $2.1\text{cm/yr} \sim 0.6\text{cm/yr}$ と推定された。これは従来のプレートモデルから期待される値と比較すると約 1.5 倍の大きさである。

目 次

謝辞	i
要旨	iii
目次	vii
第1章 序論	1
第2章 GPSによる地殻変動観測	
2-1 はじめに	7
2-2 極東GPS観測網	
2-2-1 グローバルなGPS観測網	10
2-2-2 極東GPS観測網の構築	12
2-2-3 観測システム	15
2-3 データ解析手法	16
2-4 各観測点の日毎座標値	18
2-5 観測点の速度ベクトル	19
2-6 リファレンス・フレームの検証	20
第3章 アジア北東地域のプレート運動の推定	
3-1 はじめに	22
3-2 アジア北東地域のプレートと極東GPS観測網	
3-2-1 北米・ユーラシアプレート説	23
3-2-2 北米・ユーラシア・オホーツクプレート説	24
3-2-3 北米・ユーラシア・オホーツク・ アムールプレート説	25
3-3 GPSの観測結果とプレートモデルとの比較	

3-3-1	はじめに	27
3-3-2	サハリンのGPS観測点	27
3-3-3	日本海西岸部の観測点	30
3-3-4	カムチャッカの観測点	31
3-4	アムールプレートの運動パラメータの推定	32
3-5	アムール・オホーツクプレート境界での 速度ベクトルの推定	33
3-6	中国で観測された速度ベクトルとその地学的意味	35
第4章 アムール・オホーツクプレート周辺域での地学的諸現象		
4-1	はじめに	37
4-2	アムール・オホーツクプレート周辺域での地震活動	38
4-3	北海道・サハリン南部のオホーツク・ アムールプレート境界域	
4-3-1	はじめに	40
4-3-2	北海道北部の地震活動	40
4-3-3	サハリン南部の地震活動	45
4-3-4	測地測量網による北海道北部の歪み場	47
4-3-5	北海道北部のアクティブ・テクトニクス	48
4-3-5	総括	50
4-4	1995年ネフチェゴルスク（北サハリン）地震	51
第5章 結論		54
参考文献		58

第1章 序論

近年、東北日本から北海道にかけての日本海東縁部、さらにサハリンに至る地域で、1971 年モネロン島地震・1983 年日本海中部地震・1993 年北海道南西沖地震・1995 年北サハリン地震など、人的被害をもたらすような浅発大地震がしばしば発生している。これらの大地震は、地震が発生した地域において徐々に歪みの蓄積が行われて応力が増加し、それが断層運動として放出されたものである。では、この歪の蓄積をもたらす原因はどこにあるのだろうか。

地震は、地球上どこにでも発生するものではなく、その発生場所はある程度限定される。主に地震が発生する場所は、プレート境界と呼ばれている場所である。地球表面は、プレートと呼ばれる十数枚の剛体で覆われており、その剛体部分をリソスフェアと呼ぶ。このプレートが、それぞれ独立に回転運動を行っていると考えられるプレートテクトニクス理論は 1960 年後半に登場した。複数のプレートが地球表面で回転運動しているために、その境界域では相対運動により蓄積された応力を解消するために、しばしば地震が発生する。これらの地震をプレート境界型地震 (Inter-plate earthquake) と呼ぶ。1973 年根室半島沖地震や 1994 年三陸はるか沖地震など、日本海溝や千島海溝、環太平洋で発生する巨大地震はほとんどこのタイプの地震である。

一方、プレート内部で発生する地震もある。これをプレート内地震 (Intra-plate earthquake) と呼ぶ。日本の内陸部で発生する地震の大部分

は、このプレート内地震である。甚大な被害をもたらした 1995 年兵庫県南部地震もこのタイプの地震であった。プレート境界に近い部分のリソスフェアは、完全な剛体としては振る舞えず、内部で破壊や変形を起こす。その現象がプレート内地震であり、また地質時間を経て造山運動などの地質構造となって現れる。

はじめに述べたような日本海東縁部からサハリンにかけて発生した大地震群は、いかなるタイプの地震であるか、また、いかなる原動力によりその地震を引き起こす歪みが蓄積されたのかについて、数多くの研究がなされてきた。

古典的な解釈として、日本海東縁部で発生する地震群は、東北日本内陸部で発生する浅発地震群と同様に日本海溝で太平洋プレートが東北日本に沈み込んでいる結果生じる東西圧縮力が原因であるとされていた [たとえば *Huzita*, 1980]。しかし、中村 (1983) は日本海東縁部の顕著な東西短縮による褶曲地形と地震活動が北方にむかうにつれ太平洋プレートとの境界から離れていく事実に着目し、また小林 (1983) は、応力場の変化と火成活動の存在から、それぞれ独立に日本海東縁部がプレート境界としての運動を始めているのではないかという説を提唱した。この説が提唱されてから約半年後に 1983 年日本海中部地震が発生した。これを契機に、日本海東縁部でのテクトニクスに関する議論が、糸魚川－静岡構造線以東から東北日本・北海道・オホーツク・ロシア極東地域でのプレート運動の調査・研究へと発展してきた。

Den and Hotta (1972) の論文では、北海道日高沖で行った屈折法地震探査の結果から、日高山脈の東側が西側に衝上している構造を示した。この結果に重力・地磁気などのデータを総合して、この構造が北海道中軸部を通りサ

ハリン・間宮（タタール）海峡北部まで追跡することができるとし、ここをプレート境界であるとした。そして、カムチャッカ・オホーツク海・サハリンおよび北海道東部を含むオホーツクプレートの存在を提唱した。また、*Chapman and Solomon* (1976) は、北東アジアの浅発地震の震源分布とそのメカニズム解から、北極海から Yakutia range を通りサハリン中軸部・北海道中軸部を南下する線上の地質構造を北米プレートとユーラシアプレートの境界とした。彼らは、特に Yakutia range での震源分布が 600km にわたる幅を持っていることから、この地域のプレート境界を 1 本の線として定義せず、幅をもたせたプレート境界地域として定義した。

1983 年 5 月 26 日に青森・秋田沖の日本海で $M_{jma}=7.7$ の浅発大地震が発生した（1983 年日本海中部地震）。この地震の震源メカニズム解は、日本海側の領域が日本列島下に潜り込むことを示し、日本海東縁部にプレート境界が存在するとする説はより強固なものとなった。

玉木（1984）は、日本海東縁部の反射法音波探査の結果から、この地域の活構造とテクトニクスを議論している。それによると、日本海東縁部には主に南北走行の活断層が多数存在しており、このことは東縁部特有なものであること、その活動の結果としてたとえば奥尻海嶺が形成され、その活動開始時期は 2 Ma 前後であるとした。また *Tamaki and Honza* (1985) は、日本海東縁部の東西圧縮力の原因として、アムールプレートの東進がひとつの可能性として考えている。

Seno (1985a) は、日本海東縁部・日本海溝・千島海溝・南関東の地震のスリップベクトルを用いて東北日本が北米プレートとの考えを示した。また、南関東の地殻変動から、北日本はマイクロプレートの動的な動きをしている可能性を示し、その場合には *Chapman and Solomon* (1976) が示した北海道中軸部

のプレート境界が日本海東縁部に移ることなく、今なお活動していると考えた。また、*Seno* (1985b)は、北海道の第4紀地殻変動・日高山脈周辺での地震活動と房総沖3重会合点付近の地形から、北海道中軸部のプレート境界の日本海東縁部への移動は約0.5Maの六甲変動の開始時期に同じくして始まり、現在は終了しているとした。木村ら(1986)は、十勝平野の南北走行の逆断層である居辺断層での垂直変位量変化を調べ、1Maから0.5Maの間に急速な垂直変位速度の減衰が起こっていることを示し、*Seno* (1985b)の0.5Maプレート境界ジャンプ説に整合的な結果を示した。*DeMets* (1992)は、北千島海溝・日本海溝の地震のスリップベクトルデータから、北日本と北海道は北米プレートに属していることを示した。また、オホーツクプレートを導入する必要はないが、南北海道と本州がマイクロプレートとして北米プレートから切り離すことも考えられるとした。これに対し、*Seno et al.* (1996)は、サハリン・日本海東縁部の地震のスリップベクトルを総合的に考えると、オホーツクプレートを導入したほうが統計的に有意であることを示し、オホーツクプレートの期待されるオイラーベクトルを示した。

1995年5月27日に、北サハリンで $M_w=7.0$ の浅発地震が発生し2000人以上の死者を出した。これが後にネフチェゴルスク地震と名付けられた被害地震である。

北海道大学理学部では、1994年10月4日の北海道東方沖地震($M_w=8.3$)を契機として、サハリンのロシア科学アカデミー・海洋地質学地球物理研究所(IMGG)との地震データの交換などを通して相互協力の体制を整えつつあった。この北サハリンの地震の際にもIMGGと協力して現地で臨時地震観測・GPS観測を実施し、この地震の特性を明らかにした[たとえば *Takahashi et al.*, 1995]。

1980 年代後半まで、プレート運動の推定は、主に海洋底に記録された磁気異常の縞模様分布、トランスフォーム断層の走行と地震のメカニズム解から得られるスリップベクトルを用いて推定されてきた[たとえば *DeMets et al.*, 1990]. また、プレート境界の推定には、主に地震活動のデータが用いられてきた。海洋底磁気異常はプレート運動の速度のみを示し、スリップベクトルは向きのみを示す。しかし、プレート運動の推定を行うためには、速度と方向双方のデータが同時に必要となる。これらのデータは、主に海のプレート境界で得られる情報であり、その条件を満たすような太平洋プレートをはじめとするメガ・プレートについては、現在まで多くのプレート運動モデルが提出されてきている [たとえば *Minster and Jordan*, 1978; *DeMets et al.*, 1990; *Argus and Gordon*, 1991; *DeMets et al.*, 1994].

しかし、アジア内陸部に存在が指摘されているような、拡大軸を持たない、なおかつプレート境界のはっきりしないマイクロプレートの運動を決定するためには、その運動の速度や方向を決めることができるデータが極端に少ない。

1980 年後半から VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR (Satellite Laser Ranging) や GPS (Global Positioning System) といった宇宙測地技術が実用化されつつあった。これらの宇宙測地技術で得られる観測点の座標の変化は、速度と方向を同時に明らかにできるという利点を持っており、先に述べたような従来の方法では決めにくかったプレートの運動の解明に有利である [たとえば日置, 1997].

日本海東縁部からサハリンにかけて発生した浅発大地震を引き起こす直接の要因となったテクトニクスを明らかにするためには、以前から提唱されてきたアムールプレートやオホーツクプレートの運動をはじめ、この地域のプ

プレートキネマティクスを決定することが不可欠である。この目的を遂行するために、ロシア極東地域におけるプレート運動の検出を目指したGPS観測網を構築し、プレート運動の直接測定を目指す計画を1995年に提出した。現在のGPSを用いた測位では、基線長に対して 10^{-8} 以上の精度を実現しており、本地域でのプレート運動の検出には十分な能力を有している。IMGGの全面的な協力の下、1995年7月にサハリンの北にあるオハと南のユジノサハリンスクの2点に観測点を設置し、連続的なGPS観測を開始した。その後、1996年にはロシア科学アカデミー・火山研究所(IV)の協力のもとカムチャッカに、1997年にはロシア科学アカデミー・テクトニクス地球物理研究所(ITG)の協力のもとハバロフスクにも観測点を設置し、観測網の充実を図ってきている[Takahashi et al., 1998 (in press) ; Takahashi et al., 1998 (submitted)]。

本研究では、これらの観測から得られたデータを解析し、その結果得られた速度ベクトルからアジア北東地域のプレート運動を議論し、その特徴を明らかにする。

第2章では、GPS観測網を設置するに至った経緯とシステムの構築、その運用、そして本研究で用いたGPSデータの解析手法などについて述べる。

第3章では、本観測から得られたデータを用いて実際に日本海東縁部からオホーツク海に存在するプレート運動パラメータの推定を行う。また、中国で観測された速度ベクトルについても、地学的な考察を行う。

第4章では、オホーツク・アムールプレート周辺での地震活動などを含めて、その地学的な特徴を明らかにする。特に、北海道北部でのプレート境界の問題を議論し、そのテクトニックモデルについて考察する。

第5章では、本研究の結論をまとめ、本研究の発展的問題について議論す

る。

第2章 GPSによる地殻変動観測

2-1 はじめに

GPSは、アメリカ合衆国国防総省が構築した汎地球的な測位システムである。上空約 20,000km に打ち上げられた原子時計を搭載した 31 個の人工衛星から送られてくる電波を用いて正確な位置を汎地球的に測定することを可能にした（図 2-1-1）。一般的には、衛星から送られてくる C/A コードと呼ばれる衛星の位置情報（放送暦）を用いて 1 台の受信機のみで単独測位といわれる手法により位置の測定を行うが、この手法では精度が高々 10m である。したがって、本研究のような高精度測量の目的には適さない。

本研究の目的を果たすためには、高精度の測位による観測点座標値が必要である。高精度の測位を実現するためには、前述のコードを用いた測位とは別に、コード情報を変調して送信している搬送波自体の位相を利用した相対測位と呼ばれる手法が用いられる。この手法は、最低 2 観測点以上で同時に観測を行って搬送波位相を取得し、その同位相を特定して、その遅れ時間に光速を乗じて基線ベクトルを求めるものである（図 2-1-2）。1980 年代後半までは、受信機の性能の問題や、衛星配置が完了していなかったこともあり、GPSを用いた測量には精度の点で問題があった。しかし、1990 年代前半には、多数の衛星配置が完了し、受信機の性能が飛躍的に向上し衛星精密暦の精度向上などのハード面とソフト面双方での環境整備が順次進むにつれて、GPSを用いることにより、100km 以上の観測点間の基線距離に対し

て 10^{-8} 以上の精度を得ることが可能になった。

今までの測地測量観測に最も使用されてきた光波測距儀では、観測点間の視通が確保されていることが前提で、なおかつ最大でも数 10km 以下の基線長に対する測定しかできなかった。したがって、本研究のような数 1000km の範囲にわたるプレート運動の直接測量を従来の光波測距儀で行うことは事実上不可能であった。しかし一方、GPS を用いた測量では上空からの電波を受けての測量手法のため視通不要であるうえ、連続観測可能な全天候型測量といった優れた特徴をもつ。なおかつ前述のように数 1000km の基線距離での直接測量が高精度で行えるというまさに夢の測量機器としての性能を備えてきた。また、従来の測量手法では、基線距離や方位角などが測定対象であったが、GPS は地球の重心に対する観測点間の 3 次元ベクトルを直接導出することができることも特筆される。

これら従来の測地学的観測手法にはなかった長所を備えている GPS を用いた地殻変動観測網を本地域に展開し、独自にアジア北東地域のプレート運動の測地学的直接測定を 1995 年から開始した。

ところで、プレート運動を表現する場合には、リファレンス・フレーム（基準系）を決める必要がある。本研究で用いるリファレンス・フレームは、ユーラシアプレート安定内部を基準としたものとする。すなわち、ユーラシアプレートからアジア北東地域のプレートの運動を眺めるような基準系において、以下の議論を進める。

2-2 極東GPS観測網

2-2-1 グローバルなGPS観測網

GPSを用いた観測から求められる観測量は、ある座標が既知の観測点（リファレンス・ポイント）から未知観測点への3次元基線ベクトルである。そのため、まず始めに既知の観測点の座標を表わす座標系を決める必要がある。また、観測点の座標を求める際には、GPS衛星の位置を既知として用いるために、GPS衛星の正確な軌道情報が不可欠である。さらに、地球の回転軸は固定ではなくわずかながら変動しており、このパラメータもGPSデータの解析には必要である。これらのパラメータは、すべて同じ座標系で表わされている必要がある。近年では、これらのパラメータはITRF(International Earth Rotation Service Terrestrial Reference Frame)系という座標系によって表わされている。

これらのGPSデータの解析に必要なパラメータを決定するために、IAG(International Association of Geodesy)のもとにGPS関連の研究機関が参加し国際GPS地球力学事業(IGS:International GPS Service for Geodynamics)を設立した。IGSに参加している機関は、世界各地にGPSのグローバル・トラッキングステーションを設置し、ほぼリアルタイムでデータを回収してその解析を行い、GPS衛星の正確な軌道情報の精密暦をITRF座標系で作成し、提供している。本研究でも、このIGSが作成した精密軌道暦を使用する。また、同時にグローバル・トラッキングステーションの座標をITRF座標系で算出している。

ここで、図2-2-1にIGSのグローバル・トラッキングステーションを示す。特にアメリカ合衆国とヨーロッパ諸国の研究機関を中心として、観測

網が構築されてきている。したがって、必然的に観測点は北米大陸とヨーロッパに特に集中している。これらの観測点は、主にGPS衛星の軌道を決定するために構築されたものであるが、そのデータは地殻変動の情報も含んでいる。したがって、これらの観測点では、精密暦の作成と同時にその観測点の座標変化も得ることができ、その速度ベクトルも ITRF 座標系として公開されている。

ところで、図2-2-1より本研究の対象地域にあたるユーラシア大陸北東部には IGS の観測点が全くないことがわかる。また、ロシアが独自にこの地域にGPS観測網を構築することは財政的に困難であった。そのため、我々が独自に観測網を構築するまで、この地域は世界的に見てもGPS観測の空白地帯であった。また、IGS はリアルタイムデータ収集を第1次的な条件としているので、通信網が整備されていない本地域では必然的に観測点の設置が困難となっていた事情もあった。

本研究の目的は、アジア北東地域のプレート運動を決定することにある。したがって、IGS のようにリアルタイム性は必要とされない。GPSの観測は、基本的に電力があれば実施可能である。本研究の目的を達成するにも、多少の欠測は容認されるものであったので、電力事情が時として不安定なロシア極東地方にも観測点設置は可能であった。北海道大学を中心としたグループは、1995年7月からロシア極東地域にGPS観測点設置をはじめた。今後、この観測ネットワークを極東GPS観測網 (Far-Eastern GPS Network) と呼ぶことにする。

ところで、IGS は日本、韓国、中国にGPSグローバル・トラッキングステーションを設置して連続観測を行っている。本研究では、これらの IGS の観測点で得られた観測データも統合して解析を行い、アジア北東地域のプレ

ート運動の検出を行うこととした。

2-2-2 極東GPS観測網の構築

1995年5月27日に北サハリンで $M_w=7.0$ の浅発地震が発生した（ネフチェゴルスク地震）。この地震の際に、北海道大学を中心とするグループは、GPS受信機を現地サハリンに持ち込み臨時観測を行い、この地震の断層パラメータの推定を測地学的に行った [Takahashi et al., 1995; Vasilenko et al., 1996; 笠原, 1996]。一方、瀬野 (1995) は、この地震のスリップベクトルの方向が、Seno et al. (1996) のオホーツクプレートモデルによるこの付近の相対運動方向と一致することから、この地震がオホーツク・ユーラシアプレートのプレート境界でおきたプレート境界型地震であると結論した (図2-2-2)。しかし、地震活動が低調であること、測地学的データがほとんどないことなどから、この付近を含めたロシア極東地域のプレート運動は不明瞭な部分が大きかった。

サハリンの研究者も、もちろんこの地震を引き起こしたプレートの運動に関心を持っており、サハリン島内にGPSの連続観測点を設置してその解明を行うことに興味を示した。そこで、この地震の臨時観測を行ったGPS受信機を連続観測点として運用することで日本・ロシア双方で意見が一致し、北海道大学を中心とする日露の国際協力でGPS連続観測を開始することになった。ロシア側のサハリン・ユジノサハリンスクにあるロシア科学アカデミー・海洋地質学地球物理学研究所の協力を得て、安全性や運用の利便性を考慮した上で、サハリンの北端のオハ (Okha : OKHA) と南端のユジノサハリンスク (Yuzhno-Sakhalinsk : YUZH) の2点にGPS受信機をまず設置して1995年7月から連続観測を開始した。

なおも本研究の目的であるアジア北東地域のプレート運動を解明すべく、我々は継続してGPS観測点の拡充を進めた。1996年8月には、ロシア科学アカデミー・火山研究所の協力を得てカムチャツカ半島のペトロパヴロフスク・カムチャツキー (Petropavovsk-Kamchatky : PVI) とクルチ (Kluch : KLU) での連続観測をスタートさせたほか、エッサ (Essa : ESS) とコルトベルグ (Kortberg : KBG) で臨時観測を行った。1997年4月には、ロシア科学アカデミー・テクトニクス地球物理学研究所との協力のもとハバロフスク (Khabarovsk : KHAB) での連続観測を開始した。1997年5月からは、サハリン中部のウグレゴルスク (Uglegorsk : UGL) での連続観測を開始した。1997年8月からは、1996年度に臨時観測を行ったカムチャツカ半島のエッサとコルトベルグでの連続観測をスタートさせたほか、内陸部のチギリ (Tigili : TIG) とベーリング海のコマンドルスキー島 (Komandorky : BKI) での連続観測を新たに開始した。

一方、サハリン州の税関がGPS受信機に対して高額な関税を要求する問題が発生し、サハリンに設置していた3観測点 (オハ、ウグレゴルスク、ユジノサハリンスク) のGPS受信機を撤収せざるを得ない状況となり、この3観測点では1997年8月から観測が停止している。

以上の観測点のほかに、東京大学地震研究所がウラジオストック (Vladivostok : VLAD) に設置したGPS観測点のデータの提供も同時にうけている [Kato *et al.*, 1998(submitted)]。

これらの観測点の設置を日本とロシアが共同で行った。観測点は、安全性やメンテナンス等を考慮して、主に既存の地震観測施設や研究所庁舎に設置された。GPS受信機と観測データ収録システムは日本側が提供し、観測点での定常的な運用・維持はロシア側が行っている。観測データは、日本・ロ

シア側に1セットずつ提供され、解析が行われる。

本研究の参加機関は、北海道大学・名古屋大学・東北大学・東京大学地震研究所・鹿児島大学・国立天文台水沢観測センター、ロシア科学アカデミー極東支部の火山研究所 (Institute of Volcanology), カムチャッカ地球物理サービス (Kamchatka Experimental and Methodical Department of Geophysical Service), 海洋地質学地球物理学研究所 (Institute of Marine Geology and Geophysics), サハリン地球物理サービス (Sakhalin Experimental and Methodical Department of Geophysical Service), テクトニクス地球物理学研究所 (Institute of Tectonics and Geophysics), 応用数学研究所 (Institute of Applied Mathematics) などである。これらの日本とロシアの研究機関の相互協力の下で、観測点の設置、運営、解析がなされてきている。

ところで、日本 (つくば (Tsukuba : TSKB), 臼田 (Usuda : USUD)), 韓国 (テジョン (Taejon : TAEJ)), 中国 (上海 (Sheshan : SHAO), 武漢 (Wuhan : WUHN), 西安 (Xian : XIAN)) には、IGS によってGPS観測点が設置され連続観測が行われている。IGS 観測点で得られた観測データは、広く研究者に公開されており、本研究ではこれらの観測点のデータも用いることにする。これらの観測点のデータは、国土地理院のFTPサーバーからダウンロードした。

また、これらのIGS観測点のうちTSKBとSHAOではVLBIを用いた地殻変動観測もGPS観測点のごく近傍で同時に行われている。これらのVLBIの結果を用いて本研究のリファレンス・フレームを固定するとともに、GPSの観測結果との比較を行いその精度の検証も行う。

これらのアジア北東地域におけるすべてのGPS観測点分布を図2—2—

3に示す。また、各観測点の座標、観測開始日、運営主体を表2—2—1にまとめた。本研究では、アジア北東地域に設置されたこれらのGPS観測点のデータを用いて総合的な解析を行う。

2—2—3 観測システム

GPS観測は、GPS衛星から発射される電波を受信するアンテナと、その電波信号を処理・保存する受信機から成り立っている。GPS観測で求められる座標は、アンテナの位相中心であり、アンテナは外的な要因による揺らぎがないような状況の場所に設置する必要がある。本観測網の観測点でのアンテナの設置に関しては以下のような2つの方法で行った。

まず、凍上の影響を受けない深度まで基礎が打ち込まれた鉄筋コンクリート作りの建築物が利用できる場合、その屋上にドリルで10cmほど掘削し、そこに5/8インチのボルトを埋設し、アラルダイト接着剤で固定した(図2—2—4)。このボルトに整準台を取り付けて水平をとったあとにアンテナを設置した。また、鉄筋コンクリートの建造物が利用できない場合には、地面を凍上の影響を受けない深さまで掘削した後、コンクリートでピラーを建設した。このピラー頂部に同じく5/8インチボルトを埋設し、正準台で水平を取ったあとにアンテナを設置した(図2—2—5)。

このようにして取り付けられたアンテナを、50Ω同軸ケーブルで受信機と結んだ。本観測網での観測点の設置に当たっては、電力事情などを考慮して、図2—2—6のようなシステムを制作した。このシステムは、無停電装置が組み込まれており、1日程度の停電でも欠測することなく連続してデータを取得することがができる。また、避雷回路も組み込み、受信機の安全対策を施した。このような無停電電源供給系を作成したにもかかわらず、実際の観

測では欠測が生じている。停電は時には数日間に及ぶこともあり、その場合には無停電装置も無力となって欠測となる。また、避雷装置をつけているものの雷などの影響で受信機が故障することもあり、その場合にも欠測となる。

本観測網で用いたGPS受信機は、2周波対応Yコード解読型のAshtech Z-XIIモデルである。データは、30秒サンプリング、カットオフアングルを15度、1日分を1セッションファイルとしての設定で取得している。この設定の場合、1日分のデータ量は約1MBである。Z-XII型受信機の場合、受信機内のフラッシュメモリには約6日分のデータを蓄積できるが、適当な間隔でデータをパーソナルコンピュータ(PC)のハードディスクにダウンロードする。このデータは、容量100MBのZIPディスクにコピーされて保存される。ZIPディスクには約3ヶ月分のデータを蓄積することができる。このデータ収録システムは、我々が独自に開発したものであり、汎用性の高いシステムである。

2-3 データ解析手法

我々が設置し連続観測を行っている極東GPS観測網と、日本・韓国と中国に設置されているIGSのグローバル・トラッキングステーションから得られたデータの解析を行う。データは1日分が1ファイルになっており、そのデータから日毎の観測点の座標値を計算し、その1日1個の値を時間に対する系列としてプロットして行く。

解析には、スイス・ベルン大学が開発したGPS解析ソフトウェア、Bernese GPS Software Version 4.0 [Rothacher and Mervart, 1995]を用いた。この解析ソフトウェアは、世界中の研究機関で使用されている世界標準の高

精度ソフトウェアであり、その信頼性は確認されている。また、違う機種で得られたGPS観測データの処理が可能であるという特徴をもつ。データ処理の際には、対流圏を長距離通過したデータを除くために、仰角 20 度以上の衛星から得られたデータについて解析を行った。解析に必要なGPS衛星の軌道情報は、IGS が作成している精密暦を用い、地球回転パラメータは IERS(International Earth Rotation Service)の Bulletin-B の値を採用した。これらのデータはインターネットを介して国土地理院、IGS, Bern 大学などの Anonymous Ftp サイトから入手した。

また、対流圏に存在する水蒸気によって、電波の伝播遅延が起こる[たとえば *Ichikawa et al.*, 1996] ことによる座標推定の誤差を除去するために、3時間ごとに遅延量のパラメータ推定を行ってその影響を除去した。その際には、標準大気を仮定した計算を行った。後の解析結果を見れば分かるが、仰角 20 度以上のデータの解析では、この条件は充分合理的である。

前述したように、GPS観測の結果得られるものは、ある基準点（座標が既知の観測点）から未知点への3次元ベクトルである。したがって、解析を行う際には、基準点を指定する必要がある。本観測網の広がりを考慮した結果、日本のつくばにある IGS の TSKB 観測点を解析の基準点とすることにした。TSKB の座標値は、IERS の ITRF94 (IERS Terrestrial Reference Frame 94) 座標系によってGPSの観測結果から求められている。本研究では、その値を採用する（表2—3—1）。

また、つくばではGPS観測点のごく近傍で VLBI の観測も行われている。VLBI は、GPS よりも長距離(数 1000km 以上)の基線に対しての精度が高い。このつくば VLBI 局のデータを含めた世界中に配置されている VLBI 局の観測結果を用いて、つくば VLBI 局のユーラシア大陸安定内部に対する速度ベク

トルが求められている [Heki, 1996]. 本研究でのGPSデータの解析では, TSKB の座標を固定して解析を行った. この結果得られた各観測点での速度ベクトルに, つくば VLBI 局のユーラシアプレート安定内部に対する速度ベクトルを加えて平行移動させると, 本研究のGPS観測網がユーラシアプレート安定内部を固定した座標系の値に変換される. これにより, ユーラシアプレート安定内部に対する運動としての議論が可能になる.

2-4 各観測点の日毎座標値

本観測網の観測点と IGS の観測点から得られたGPSの連続観測データを, 2-3章の方法を用いて解析を行う. データは1日分を1ファイルとして扱っているため, 解析の結果, 各観測点での日毎座標値が得られる. 本研究では, プレートの水平運動のみを扱うので水平成分 (東西成分, 南北成分) の値を使用し, 鉛直成分は使用しない.

本研究では, 本観測網が運用を開始した1995年7月から1997年11月までの2年4ヶ月間, 853日間にそれぞれの観測点で取得することができたすべての観測データについて解析を行った. しかし, 受信機の故障などの諸事情により欠測も存在する. また, ESS と KBG については, 1997年8月の臨時観測と1998年8月以降の連続観測のデータ解析となっている. KHAB については, 観測期間が1997年4月から11月までと期間が短いことに注意する必要がある. さらに, 本観測網の中でBKI, TIG は観測を始めたのが1997年8月であり, 現時点では解析できるデータが北海道大学に送られてきていない. KMS については, 観測条件が不安定でデータの取得状況が極端に悪く, 現在でも観測は継続しているが, 今回, 解析を行うことができなかった. UGL については, 観測期間が極端に短い上, 前述の事情で1997年8月から観測を

停止しており，ここでは解析を行わなかった．以上のように，本研究で建設した観測点でも，実際の観測データ解析を行わなかった観測点がある．

以上のような，特殊な事情がある観測点を除いたすべてのデータの解析を行い，日毎の座標値を計算した．この日毎座標値を各成分ごとに時系列として並べた結果を図 2—4—1 に示す．図上の 1 つの点が 1 日分のデータを解析した結果得られた座標に相当する．なお，この座標値は IGS の TSKB の座標を固定して解析を行った結果得られたものである．

2—5 観測点の速度ベクトル

VLBI, SLR(Satellite Laser Ranging)やGPSを用いた過去の研究結果から，プレート運動やテクトニックな地殻変動は定常的な運動を示し，その運動は観測点座標値の経年変化を直線近似することによってよく表現できることが示されている [たとえば *Heriing et al.*, 1986; *Clark et al.*, 1987; *Murata*, 1988; *Ma et al.*, 1990; *Smith et al.*, 1990; *Shimada and Bock*, 1992; *Tsutsumi*, 1995]．したがって，本研究の対象であるアジア北東地域のプレートの運動も，まず最初は観測点座標値の変化は線形近似で表現できるような，一定速度で運動を行っているものと考えて解析する．

本研究で解析を行ったGPS観測点での速度ベクトルを求めるために，2—4章で得られた日毎座標値を用いて各成分ごとに最小自乗法を用いて線形回帰を行った．その結果，各成分の速度が導出され，大きさと方向をもった速度ベクトルとして扱えるようになる．このようにして求まった各観測点での速度ベクトルを地図上に落としたものが図 2—5—1 である．なお，この座標系は TSKB 固定なので，TSKB の速度ベクトルはゼロである．

次に，つくば VLBI 局のユーラシアプレート安定内部に対する速度ベクト

ル[Heki, 1996]を全体に加算して（西に 2.07cm/yr, 北に 0.25cm/yr）平行移動を行い、座標系を TSKB 固定からユーラシアプレート安定内部を固定したものに交換する。その結果得られた速度ベクトルを表 2—5—1 に、また地図上に落とした物を図 2—5—2 に示す。これから、ユーラシアプレート安定内部に対するアジア北東地域のプレート運動に関する議論が可能になる。

この速度場から、ユーラシアプレート安定内部に対して以下のような観測事実が見出される。

- (1) OKHA では速度ベクトルがほぼゼロである。
- (2) YUZH, KHAB, VALD, TAEJ と中国の観測点では、東向きに卓越した速度ベクトルを持つ。
- (3) TSKB と臼田では西向きに卓越した速度ベクトルを持つ。
- (4) カムチャッカの観測点では、速度ベクトルがいろいろな方向を向き、乱れている。

以下の章では、これらの速度ベクトルを用いた議論を行う。

2—6 リファレンス・フレームの検証

2—5 章までの解析の結果として、ユーラシアプレートに対する速度ベクトルが求められた。ところで、ユーラシアプレートに対する速度場に変換する場合に、つくば VLBI 局のユーラシアプレートに対する速度のみを用いたが、つくば同様に Sheshan (SHAO: 上海)のGPS観測点のごく近傍でも VLBI 観測が行われており、ユーラシアプレートに対する速度ベクトルが与えられている [Heki, 1996]。ここでは、GPS と VLBI という独立した 2 つの観測から得られた速度ベクトルの比較を行ない、解析結果の再検討をする。

表 2—5—2 に、本研究から得られた SHAO の各成分の速度と VLBI 観測

から得られたものを示す。また図 2—5—3 に速度ベクトルを示した。これらによると、SHAO での速度は、GPS と VLBI の結果が非常に一致しており、それらの観測量の違いはほぼ 1mm/yr 程度と非常に小さい値となっている。これは、GPS と VLBI という全く独立した観測量から得られた結果であり、GPS 観測から得られた SHAO での速度ベクトルの信頼性が確認されたことになる。

さらに、この結果から、本研究で採用した方式でのユーラシアプレートに対する速度ベクトルの導出が、 1mm/yr 以下の高い精度をもって行われていることがわかる。本研究で行った解析の結果得られた速度ベクトルは、ユーラシアプレートに対するリファレンス・フレームとして、つくばと上海の 2 つの VLBI 局で固定されたことに等しく、以下の章でユーラシアプレートに対するアジア北東地域のプレート運動を議論する上で、十分な精度を持っていることが確認された。

第3章 アジア北東地域のプレート運動の推定

3-1 はじめに

アジア北東地域に我々が独自に設置したGPS観測点のデータを、高精度ソフトウェアを用いて解析し、各観測点でのユーラシアプレートに対する速度ベクトルを精度よく求めることができた。この結果は、同地域のプレート運動を世界で初めて直接観測した量である。ところで、現在までに複数の研究者がアジア北東地域のプレートモデルを提唱している。そこで、はじめに、提案されているプレートモデルを概説し、各観測点で予想される速度ベクトルを提唱されているプレート運動モデルから算出した上で、ここでの観測された速度ベクトルとの比較検討を行い、それぞれのプレート運動モデルと各観測点の運動について考察する。

次に、本観測網で得られた速度ベクトルを用いて、独自にプレート運動パラメータの推定を行う。プレート運動のパラメータを求める場合、運動を求めたいプレート内部の安定部分において、最低2点以上の速度ベクトルが決定できれば、プレート運動を記述するオイラーベクトルの推定が可能になる[たとえば日置, 1997]。したがって、アジア北東地域のプレート上に位置する本観測網の中の複数観測点の速度ベクトルを、ある基準系となるプレートに対して導出すればアジア北東地域に存在するプレートの運動パラメータが推定できる。本研究では、ユーラシアプレートに対する速度ベクトルを導出しているので、本章ではユーラシアプレートに対するアジア北東地域のプレート運動パラメータの推定を行っていることになる。

3—2 アジア北東地域のプレートと極東GPS観測網

3—2—1 北米・ユーラシアプレート説

本観測網を設置しているアジア北東地域が、ユーラシアプレートと北米プレートという2つのメガ・プレートのみによって構成されているとする説である[たとえば中村, 1983; 小林, 1983; 瀬野, 1985b; *DeMets et al.*, 1990]. また, *Chaman and Solomon* (1976) は, 可能性のあるプレート・キネマティクスモデルのひとつとして北米・ユーラシアプレート説をあげている.

北米・ユーラシアのプレート境界は, Chersky Range から Foldbelt, Sette Daban Range, サハリンの中軸部を南下しサハリン西方海上にぬけ, 北海道西方沖, 東北地方西方沖を抜けるとされている. このうち, 東北地方西方沖から北海道南西沖にかけてはその地震活動から境界がはっきりしているが, その北方延長の境界は地震観測だけからはあまりはっきりしていない.

従来のプレートモデルでは, カムチャッカの観測点と YUZH, TSKB, USUD が北米プレート上にあることになる. OKHA は, 想定されている北米・ユーラシアプレートの境界に極めて近いために, いずれのプレートに属するか判断することはできない. そのほかの観測点は, すべてユーラシアプレート上にあることになる.

ここでは, NUVEL1 [*DeMets et al.*, 1990] グローバルプレート運動モデルのパラメータを用いて, ユーラシアプレート上にある各観測点で期待される速度ベクトルを, OKHA を含めて計算した(図3—2—1). 図を見れば分かるように, サハリンと日本の観測点では, 西向きに卓越した速度ベクトル, カムチャッカの観測点では, 南西方向に卓越した速度ベクトルが期待される. そのほかの観測点は, ユーラシアプレートに属するので, 速度ベクトルはゼロになることが期待される.

3-2-2 北米・ユーラシア・オホーツクプレート説

東北日本からオホーツク海地域にかけて、北米プレートから独立したオホーツクプレートを導入したプレート運動の説もある[たとえば *Den and Hotta, 1972*; *Cook et al., 1986*; *Seno et al., 1996*]. *Seno et al. (1996)*は、地震のメカニズム解から得られるスリップベクトルを用いてオホーツクプレートの運動パラメータを推定するとともに、統計的にオホーツクプレート導入の有意性を示した(図3-2-2)。

オホーツクプレートの境界は、太平洋プレートとの境界や北緯 40 度以南の日本海東縁部においては地震の線状配列などからその境界がある程度明瞭である。しかし、カムチャッカ北部, Chersky Range, Sette Daban に至る地域では、地震活動度の低さからその境界はあまりはっきりしていない。*Seno et al. (1996)*のオホーツクプレートモデルでは、本観測網の PVI, KLU, YUZH, TSKB, USUD はオホーツクプレート上にあることになる。また、OKHA はユーラシアとオホーツクプレートの相対運動の回転極とほぼ同じ位置になる。

そこで、これらの観測点で期待される速度ベクトルを *Seno et al. (1996)* が提出した運動パラメータを用いて計算したのが図3-2-3である。オホーツクプレートはユーラシアプレートに対し OKHA 付近を回転極として時計回りしているため、カムチャッカでは南向き、YUZH, TSKB, USUD では西向きの速度ベクトルが期待されることになる。OKHA は、回転極に位置しているため、速度ベクトルはほぼゼロになっている。そのほかの観測点はユーラシアプレートに属しているため速度ベクトルがゼロになることが期待される。

3—2—3 北米・ユーラシア・オホーツク・アムールプレート説

上述のオホーツクプレートの西側に、ユーラシアプレートから独立したアムールプレートを導入するプレート運動の説もある [たとえば *Zonenshain and Savostin*, 1981 ; *Savostin et al.*, 1983 ; *Tamaki and Honza*, 1985 ; *Kimura and Tamaki*, 1986 ; 木村ほか, 1986 ; 石川, 1987 ; *Wei and Seno*, 1996 ; *Fujita et al.*, 1997]. アムールプレートの東側の境界は、ユーラシア・オホーツクプレートの境界と同じく、日本海東縁部から北海道西方沖に至りサハリンにぬけるラインである。北部のユーラシアプレートとの境界は、サハリン北部から Stanovoy Range を通り、バイカル湖に至るラインが、地震活動や地形的特徴から提案されている [*Zonenshain and Savostin*, 1981; *Wei and Seno*, 1998]. 南側の境界は、南海トラフとする説 [*Wei and Seno*, 1998] と、中央構造線とする説 [*Tamaki and Honza*, 1985] があり、いまだに確定されていない。その西方延長は、黄海に入ると考えられるが [木村ほか, 1986] あまりはっきりしていない。

本観測網では、KHAB, VLAD, TAEJ がアムールプレートに属していることになる。また、OKHA はアムール・オホーツクプレート境界に近接しているために、アムールプレートに属しているか否か判断することはできない。

アムールプレートの運動パラメータとして、現在までに提出されているうち次の2つのモデルを使用して、アムールプレートに属すると考えられる各観測点での速度ベクトルの計算を行った。なお、ここでは YUZH における計算も行っている。

Wei and Seno (1996) は、Baikal 湖から Stanovoy Range にかけての地域、サハリン、日本海東縁部、カムチャッカ海溝、日本海溝と伊豆小笠原海溝に発生した地震のメカニズム解から得られるスリップベクトルを用いてオホー

ツク・アムール・ユーラシア・フィリピン海・太平洋・北米プレートの相対運動パラメータを推定した。その結果得られたアムールプレートの運動パラメータを用いて各観測点で期待される速度ベクトルの計算を行った（図3—2—4）。その結果、南部は東向きに卓越し、北上するに従って北東方向に向きを変えるような速度ベクトルが得られた。速度ベクトルの大きさは、最も大きい TAEJ で 6mm/yr であり、その他の観測点はそれよりも小さい値になっている。

宮崎ら（1996）は、国土地理院が中国地方と韓国に設置している G P S 観測点のデータと、*Wei and Seno* (1998) が求めた Baikal 湖から Stanovoy Range で発生した地震のメカニズム解から得られたスリップベクトルを用いてアムールプレートの運動パラメータを推定した。その際、G P S の速度ベクトルデータとして中国地方の 5 観測点のデータを用いた場合と韓国の 1 観測点 (Swun) のみのデータを用いた 2 つの場合について運動パラメータを求めている。これらの運動パラメータを用いて得られた速度ベクトルを図3—2—5に示す。いずれのモデルでも、東向きに卓越した速度ベクトルが各観測点で期待されることがわかる。韓国の G P S データを用いた場合が、中国地方を用いたものよりも約 2 倍の大きさをもっている。

以上の考察から、アムールプレートに属していると考えられる本観測網の観測点では、宮崎ら（1996）のプレートモデルでは全観測点で東向きに卓越した速度ベクトルを持ち、*Wei and Seno* (1998) のプレートモデルでは TAEJ では東向きに卓越した速度ベクトルをもち北上するにつれて徐々に方向を北東方向に変えてゆくことが示された。また、アムールプレートは、地質学的な考察によっても東進運動を行っていることが推定されている [たとえば木村ほか, 1986]。

3—3 GPSの観測結果とプレートモデルとの比較

3—3—1 はじめに

3—2章では、現在までに提出されているアジア北東地域でのプレートモデルについての考察をおこなった。本章では、本研究による観測結果から求められたGPS観測点の速度ベクトルと、プレート運動モデルから計算された観測点での速度ベクトルの比較を行う。そして、GPS観測点で得られた速度ベクトルがいずれのプレートモデルと調和的であるかを検討し、その観測点の所属するプレートを考察する。なお、以下で議論する際は、すべてユーラシアプレート安定内部に対するリファレンス・フレームでの速度ベクトルである。

3—3—2 サハリンのGPS観測点

サハリンでは、YUZH と OKHA の2観測点での速度ベクトルが得られている。図3—3—1 a には、観測された速度ベクトルと同時に北米プレートモデル [DeMets *et al.*, (1990)], オホーツクプレートモデル [Seno *et al.*, 1996], アムールプレートモデル [宮崎ほか, 1996] から計算された各観測点での速度ベクトルも示してある。

OKHA では、観測された速度ベクトルは非常に小さくほぼゼロとなった。この結果は、Seno *et al.* (1996) のオホーツクプレートモデルと非常によく一致している (図3—3—1 b)。Seno *et al.* (1996) のモデルでは、ユーラシアプレートとオホーツクプレートの相対運動の回転極は OKHA の位置とほぼ一致している。また、ユーラシア・北米プレートの回転極は、有意に OKHA

から離れている（図 3—2—2）。オイラーの定理により，プレート相対運動の回転極は唯一決定されるものであり，この観測結果は，北米プレートから独立してあるプレートが存在し，OKHA はそのプレートに属していることを示していると考えられる。

OKHA が属しているプレートとして，提唱されているオホーツクプレートの可能性があげられる。GPS で観測された OKHA での速度ベクトルはほぼゼロであるので，これは OKHA 付近にユーラシア・オホーツクプレート相対運動の回転極が存在する可能性を示しているものと考えられる。Seno *et al.* (1996) が全く独立した観測量である地震学的なデータからオホーツクプレート運動パラメータを求めているが，それによる回転極は OKHA 近傍に求まっており，これは GPS 観測から得られた結果と一致する。

OKHA での速度ベクトルがゼロであるという観測結果を説明するもうひとつの考え方として，OKHA がユーラシアプレートに属しているとするものがある。前述のとおり，この速度ベクトルはユーラシアプレートを基準とした座標系で表わされているので，ユーラシアプレート上の観測点は速度ベクトルがゼロになる。なお，次章でアムールプレートがユーラシアプレートから独立して存在し東進運動を行っていることが明らかにされるため，OKHA がユーラシアプレートに属している可能性は否定されることになる。

YUZH では 7.6mm/yr の大きさを持った東向きに卓越した速度ベクトルが観測された（図 3—3—1）。YUZH がアムールプレート上にあるとすると，この東向きの速度ベクトルの説明が可能になる（図 3—3—1 c）。また，瀬野（私信）は，この東向きの速度ベクトルは，従来提唱されてきた北海道北西沖からサハリン南西沖のプレート境界でのカップリングの影響を示しているものであるとの考えを提案している。

ところで、OKHA でのGPSの観測結果から、あるプレートが北米プレートから独立して存在することがすでに明らかにされた。しかし、*Seno et al.* (1996) のオホーツクプレートモデルに代表されるような従来のプレートモデルでは、その境界はサハリン南西沖の日本海にあるとされてきた。ここで、国土地理院が日本国内に配置している連続GPS観測網のデータから得られた北海道の速度ベクトル場 [*Miyazaki and Hatanaka, 1997*] と本研究の結果得られた YUZH の速度ベクトルを同時に図 3—3—2 に示す。 *Miyazaki and Hatanaka* (1997) の速度ベクトルは、1996 年 4 月から 1997 年 3 月までの 1 年間の観測の結果得られたものである。このデータには、TSKB の速度ベクトルも含まれており、本研究で行ったのと同様に、VLBI 観測から得られたユーラシアプレート安定内部に対する速度ベクトル [*Heki, 1996*] を全体に加えることによって、座標系をユーラシアプレートに対するものに再計算してある。

この図より、東向きに卓越した速度ベクトルは YUZH のみで観測されているわけではなく、北海道北部にかけても YUZH 同様に東向きの成分を含む速度ベクトルが観測されていることがわかる。これは、提案されているアムールプレートの東進運動と調和的である。もしも、この地域がオホーツクプレートに属しているのならば、西向きに卓越した速度ベクトルをもつ必要がある。

北海道北部地域でのGPS観測点で観測された速度ベクトルは、南下するに従って南向きの成分が卓越し、幌加内・士別付近で最小になった後、その南側では逆に西向きに卓越した速度ベクトルを持つようになる。この西向きに卓越した速度ベクトルは、オホーツクプレートの運動から推定される速度ベクトルと調和的である。

これらの結果から、アムール・オホーツクプレートの境界は、従来提唱さ

れてきた北海道西方沖からサハリン南西沖にかけての地域にあるのではなく、留萌以北では北海道陸部に上陸し、オホーツク海にぬけて YUZH の東方を通る地帯に存在すると考える方が G P S 観測の結果により調和的である。なお、G P S の観測結果のみからプレート境界を線として定義するのは難しいため、ここでは線としてのプレート境界の定義は行わない。しかし、瀬野（私信）が提唱している北海道北西沖からサハリン南西沖におけるプレート境界でのカップリングの影響により、道北から YUZH にかけての東向きに卓越した速度ベクトルが観測されている可能性も否定できない。

ところで、石川（1987, 1992）は、北海道の地震活動を検討した結果、本研究と同様にこのプレート境界が北緯 44 度付近で東側にトランスフォームし北海道に上陸して、北海道北部を北上する説を提案している（図 3—3—4）。しかし、石川の説では、このプレート境界は YUZH 西方へは続かず、モネロン島に抜けるとしている。その根拠となっているのは、1971 年にモネロン島付近を震源とする $M=7.1$ の地震が発生したことにある。この地震は、アムール・オホーツクプレートの境界で起きたプレート境界型地震とする説が多く、その応力降下量も 37bar と推定されており [Satake, 1986]、地震のメカニズムや応力降下量で見れば、プレート内地震というよりはプレート間地震に近い。したがって、ほとんどのプレートモデルでは、この震源域にプレート境界を通してしている。この点は、G P S の観測結果と一見矛盾するようにも見える。

この問題を解決するには、サハリン南部を横断する形で高密度な G P S 観測を行ってより詳細な速度場を明らかにすることが今後必要であると考えられる。

3—3—3 日本海西岸部の観測点

この地域では、KHAB, VLAD, TAEJ での速度ベクトルが得られている。図 3—3—5 には、宮崎ら (1996) のアムールプレートモデル (中国地方の GPS 観測点を使用したもの) を用いて計算される各観測点での速度ベクトルも同時に示してある。なお、KHAB の速度ベクトルは、7 ヶ月間の短い期間の観測データから求められたものである。

いずれの観測点でも、東向きに卓越した速度ベクトルが観測されている。KHAB では、速度ベクトルが南東方向をむいているが、誤差楕円も大きくなっている。これらの観測点がユーラシアプレートに属しているのならば、ここで求めた速度ベクトルはユーラシアプレート安定内部に基準を置くのであるから、プレートの剛体運動により速度ベクトルはゼロになるはずである。しかし、観測の結果から各観測点では東向きに卓越した約 1cm/yr の速度ベクトルを持つことが明らかにされた。この観測結果は、日本海西岸地域がユーラシアプレートから独立したアムールプレートとして運動を行っていることを測地学的に示しているものである。

3—3—4 カムチャッカの観測点

この地域では、PVI, KLU, ESS, KBG において速度ベクトルを得ることができた。図 3—3—6 には、観測された速度ベクトルと同時に北米プレートモデル [DeMets *et al.*, 1990], オホーツクプレートモデル [Seno *et al.*, 1996] から計算される各観測点での速度ベクトルも示した。これらの観測点のうち ESS と KBG では、1996 年 8 月の臨時観測と 1997 年 8 月以降の連続観測から求められた速度ベクトルである。

PVI では、北西方向の速度ベクトルを持っている。これは、3—2 章で示

したいずれのプレートモデルにも適合しない．PVI は太平洋プレートの沈み込み帯に近く，その速度ベクトルが太平洋・ユーラシアプレートの相対運動方向に近い．ため，太平洋プレートのカムチャッカ海溝での沈み込みの影響を強く受けているものと考えられる．図 3—3—7 に，NUVEL-1 [DeMets et al., 1990] から計算される各観測点でのユーラシアプレートに対する太平洋プレートの速度ベクトルを示した．カムチャッカ海溝では，太平洋プレートが約 8cm/yr という非常に大きな速度でオホーツクプレートの下に沈み込んでいる．

KLU では，南西方向の速度ベクトルとなっている．これは，オホーツクプレートモデルよりもむしろ北米プレートモデルから予想される速度ベクトルに近い．また，KBG と ESS は，ともに KLU と同様な南西方向の速度ベクトルとなっているが，連続観測データから求められたものではない．特に 96 年の臨時観測は観測期間が 1 週間以内と非常に短いため誤差が大きい結果となっている．しかし，カムチャッカ海溝軸に最も近い KBG での速度ベクトルも，太平洋・ユーラシアプレートの相対運動の方向からは有意にずれており（図 3—3—7），今後も継続した観測が特に必要と考えられる．

3—4 アムールプレートの運動パラメータの推定

3—3 章において，日本海西岸からサハリン南部の観測点での東向きに卓越した速度ベクトルが観測されたことから，アムールプレートの存在が測地学的に明らかにされた．本章では，その速度ベクトルを用いてアムールプレートの運動を記述するパラメータ（オイラーベクトル）の推定を行う．

使用する観測点は，アムールプレートの運動を代表する TAEJ, VLAD, KHAB,

YUZH である (図 3—4—1). これらの観測点は, 従来のアムールプレート
の運動を推定するのに用いられた観測点の空間分布よりも, 有意に広範囲に
広がりを持っており, 測地学的により高精度に推定が可能である. これらの
速度ベクトルから, アムールプレートのユーラシアプレートに対する運動の
回転極とその回転速度を非線型最小自乗法で求めた.

図 3—4—2 に求められた回転極, 回転速度と各観測点で計算される速度
ベクトル, 観測された速度ベクトルを示す. 同時に, 現在まで提出されてい
るアムールプレートの回転極とその回転速度も示した. 本研究で求められた
回転極は, 北緯 71.6 度, 東経 153.4 度, 回転速度は 0.147rad/Ma となった.

従来の研究では, *Wei and Seno* (1998) は地震のスリップベクトルのみ,
宮崎ほか(1996) は日本あるいは韓国のみ GPS データと地震のスリップベ
クトルという, 限られたデータを用いてアムールプレートの運動パラメータ
を求めている. それらに比べて, 本研究で求められた運動パラメータは, 韓
国, ロシア・ウスリー地方, サハリンという広範囲な GPS 観測から得られ
た速度ベクトルを用いて求められている点に特徴があり, アムールプレート
の運動をよりよく表現しているものと考えられる.

3—5 アムール・オホーツクプレート境界での

速度ベクトルの推定

3—4 章では, GPS 観測で得られた速度ベクトルを用いてアムールプレ
ートの運動パラメータを求めることができた. 本章では, その値を用いてア
ムール・オホーツクプレート境界域での収束速度を求め, その特徴について

考察する。

日本海東縁部からサハリンにかけてのアムール・オホーツクプレート境界、また Sette Daban Range に至るユーラシア・オホーツクプレート境界, Stanovoy Range から Baikal 湖にいたるアムール・ユーラシアプレート境界における速度ベクトルを計算した。アムールプレートの運動パラメータには本研究で得られたものを、オホーツクプレートには *Seno et al.* (1996) の値を用いた計算を行った。その結果を図 3—5—1 に示す。

日本海東縁部からサハリンに至る地域では、アムールプレートの東向きの速度ベクトルとオホーツクプレート運動による西向きの速度ベクトルが推定される。西南日本がユーラシアプレートに対して東進運動を行っていることは、地質学的な研究などからすでに提唱されている [石橋, 1984 ; *Tamaki and Honza*, 1985 ; 木村ほか, 1986]。この東進運動が TAEJ, VLAD や Khab という日本海西岸部の GPS 観測点でも検出されたことにより、西南日本に限らず日本海東縁部プレート境界より西側の地域が広範囲に渡ってユーラシアプレートに対する東進運動を行っている可能性が示されている。新潟付近では、わずかにアムールプレートによる東向きの速度ベクトルが大きい、北にむかうにつれオホーツクプレートの運動による速度は減少し、アムールプレートの運動による東向きの速度ベクトルの方が大きくなる。

ところで、アムールプレートの東進の影響がなくなるサハリン北端以北では、ユーラシア・オホーツクプレートの相対運動となるために、速度が極端に小さい (図 3—5—1)。これは、第 4 章で述べるように、この付近で急激に地震活動度が低下することに対応している可能性がある。

次に、日本海東縁部からサハリンに至る地域でのアムール・オホーツクプレートの収束速度値を示した。これより、新潟沖で 2.1cm/yr、北海道西方沖

で 1.5cm/yr などの収束速度が得られた (図 3—5—2). この値は, *Wei and Seno* (1996) が地震のスリップベクトルを用いて求めたアムールプレート運動パラメータから求められる値 (図 3—5—3) と比較すると, 新潟付近で 1.3 倍, 北海道西方沖で 1.5 倍になる. これは, この地域で従来考えられていた巨大地震の繰り返し周期を短くするものであり, 日本海東縁部での地震活動を議論する上で新たな重要なパラメータである.

ここで, 北海道南西沖の大地震について考察を行う. 1741 年に北海道南西岸を中心に大きな被害を出した寛保津波の波源域は, 1993 年北海道南西沖地震の津波波源域とかなりの部分が重複している [羽鳥, 1995]. 1993 年北海道南西沖地震のひとつ前の地震を 1741 年寛保津波だとすると, 繰り返し周期が 252 年となり, いままで提出されていた収束速度では繰り返し周期が短すぎるという矛盾が指摘されてきた. しかし, 本研究で得られたアムールプレートの運動パラメータを用いると北海道南西沖での 250 年間の収束量は 4m となり, この地域でのマグニチュード 7.7 の大地震の繰り返し周期として適当な数値を示すことができる. しかし, 北海道南西沖とほぼ同じ収束速度を示す地域で発生した 1983 年日本海中部地震のひとつ前の大地震の記録が見つかっておらず, 矛盾点としてあげられる.

3—6 中国で観測された速度ベクトルとその地学的意味

本研究の目的は, アジア北東地域のプレート運動を求めるところにあるが, その対象地域に隣接する中国の I G S 観測点, SHAO, WUHN, XIAN でも同時に解析を行った. その結果, これらの観測点では東向きに卓越した速度ベクトルが求められた (図 3—6—1). 本章では, これらのベクトルについて

ての地学的な考察を行う。

東アジアには、インドプレートのユーラシアプレートに対する衝突が原因となって複数のブロック（マイクロプレート）が存在すると考えられている [たとえば *Zonenshain and Savostin, 1981*]. *Peltzer and Saucier (1996)* は、インドプレートの衝突の結果生じている複数のブロックの境界をなす主要断層の滑り量を地質学的に推定した。そして、それぞれのブロックを要素に分けて、それらの主要断層の滑り量を入力値として与え、有限要素法により各要素の速度ベクトルを求めた。それを用いて、アジア地域の複数のブロックのユーラシアプレートに対する相對運動を算出した。

それによると、本研究で解析を行った SHAO と WUHN は南中国ブロックに分類されており、彼らの結果からは、それぞれのGPS観測点での速度ベクトルが約 10mm/yr 程度の東向きに卓越したものであると推定できた (図3—6—2a)。実際にGPSで観測された速度ベクトルは双方とも約 10mm/yr の東向きであり (図3—6—1)，これは彼らの推定量とほぼ一致している。従って、SHAO と WUHN で観測された速度ベクトルは、インドプレートのユーラシアプレートへの衝突の結果生じている南中国ブロックの東進運動を表わしているものと考えられる。

また、XIAN は Ordos ブロックに属していると考えられるが、彼らの結果からは東向きに 10mm/yr の速度ベクトルが推定できる (図3—6—2b) のに對し、GPS観測で得られた速度ベクトルもほぼ同じく 10mm/yr での東進であった (図3—6—1)。

これらの結果から、地質学的データに基づいて推定された南中国・Ordos ブロックの運動が、GPS観測という全く独立した観測量と調和的であることが示された。つまり、SHAO, WUHN, XIAN で観測された速度ベクトルは、イ

ンドプレートのユーラシアプレートに対する衝突により引き起こされている
東アジアのブロック運動を表わしていることが明らかにされた。

第4章 アムール・オホーツクプレート周辺域での 地学的諸現象

4—1 はじめに

アジア北東地域のプレート運動を明らかにするために、独自にGPSを用いた地殻変動観測を行い、そのデータを解析することによって、この地域のプレート運動に関しての新たな知見が得られた。そのうち特徴的なものを整理すると、以下の通りである。

- (1) GPS観測により北米プレートから独立したプレートの存在が明らかにされた。このプレートは、提唱されているオホーツクプレートである可能性が高い。その独立したプレートのユーラシアプレートに対する運動の回転極は、サハリン北端に求まった。
- (2) GPS観測によりアムールプレートがユーラシアプレートから独立して存在し、東進運動を行っている可能性が高い。また、アムールプレートのユーラシアプレートに対する運動パラメータがGPS観測の結果から求められた。
- (3) 従来、北海道北西沖を通過していると考えられていたアムール・プレート境界は、北海道北部で北海道に上陸し、Yuzhno-Sakhalinsk 東方を抜ける地帯に存在している可能性が示された。

本章では、その存在が測地学的に明らかにされたオホーツク・アムールプレート周辺域での地震活動、アクティブテクトニクスなどの地学現象について考察を行い、求められたプレート運動との関連性についての考察を行う。特

に、本研究で明らかになった北海道北部のプレート境界についての考察を行い、その特徴を明らかにする。

4-2 アムール・オホーツクプレート周辺域での地震活動

プレートの境界域では、その相対運動により歪みの蓄積が進行するために地震活動が活発であることが多い。そこで、本章ではアムール・オホーツクプレート境界域での地震活動についての考察を行う。

はじめに、グローバルな地震観測網を用いて決定された震源カタログから北東アジアの浅発地震活動を見てみる。図4-2-1は、アメリカ地質調査所が決定した地震の震源カタログ（PDE）に基づく震央分布図である。地震の深さは50km以浅で実体波もしくは表面波マグニチュードが5以上で1965年1月から1995年12月までの30年間の震央分布である。また、図4-2-2は世界地震センター（International Seismological Centre）によるカタログで、期間は1964年から1993年まで、深さ50km以浅、マグニチュード4以上の浅発地震の震央をプロットしたものである。これらの震央分布図から、以下のような特徴が見出せる。

まず、太平洋側の地震活動度が高い。これは太平洋プレートの千島海溝・日本海溝での沈み込みに伴うものであり、太平洋プレートとオホーツクプレートのプレート境界をなしている。この地震活動は、北緯56度付近でアリューシャン海溝に延びる活動とは別に、活動度は落ちるが北に延長している。北緯60度付近で西北西方向に屈曲して散発的ながら震央分布が延びている。この震央分布が、北米・オホーツクプレートの境界を表わしているものと考えられる。

日本海からサハリンにかけての地域では、日本海東縁部に活発な地震活動が見られる。これらの活動は、南から、1983 年日本海中部地震 ($M_w=7.7$) の震源域である秋田・青森県沖、1993 年北海道南西沖地震 ($M_w=7.7$) の震源域である北海道南西沖、そして 1971 年モネロン島地震 ($M_w=7.1$) の震源域であるサハリン南西沖、1995 年ネフチェゴルスク地震 ($M_w=7.0$) の震源域である北サハリンなどである。ISC のカタログは 1993 年 5 月までのものなので、1993 年北海道南西沖地震と 1995 年ネフチェゴルスク地震による活動は含まれていない。サハリン島内にも、散発的ながら島の広がりと同じ南北方向にそった地震活動が見られる。これらの地震帯は、アムール・オホーツクプレートのプレート境界としての役割を担っているものと考えられる。

一方、サハリン島北端から北の地域では、地震活動がほとんどなくなる。これは、この地域ではアムールプレートの影響がなくなるため、ユーラシア・オホーツクプレートの相対運動となり、ユーラシア・オホーツクプレートの相対運動の回転極に極めて近いこともあって、収束速度が極端に小さくなることが原因であると考えられる (図 3—5—1)。

一方、Baikal 湖から Stanovoy Range の西半分までの地域では、活発な地震活動が認められる。これは、アムールプレートの北西部分の境界を示しているものと考えられる。しかし、Stanovoy Range の東半分では、西半分と比較して地震活動が活発でない。それゆえ、この地域に存在すると思われるアムール・ユーラシアプレートの境界は、地震活動からはあまりはっきりしない。しかし、*Zonenshain and Savostin* (1981) や *Savostin et al.* (1983) の震央分布図を見てみると、Stanovoy Range からサハリン北端に続く線状の地震活動を認めることができる (図 4—2—3, 図 4—2—4)。従って、Baikal から Stanovoy Range を通りサハリン北端に抜けるラインをアムールプレー

トのユーラシアプレートとの境界として考えることができる。

一方、中国・天津付近から西に伸びる線状の地震帯が確認される。これは、アムールプレートの南の境界を表わしている可能性がある。

4—3 北海道北部・サハリン南部のオホーツク・

アムールプレート境界域

4—3—1 はじめに

本研究から得られた YUZH の速度ベクトルと、国土地理院の全国GPS観測網での観測結果 [*Miyazaki and Hatanaka, 1997*] を統合して考察した結果から、北海道北部にアムールプレートとオホーツクプレートの境界が存在する説を提案した (3—3—2 章)。本章では、地学的諸現象を含めこの地域のプレート境界としての特徴をあきらかにする。

4—3—2 北海道北部の地震活動

北海道では、主に札幌管区気象台と北海道大学理学部によって地震観測が行われてきており、北海道周辺域の地震活動が明らかにされてきた。

図 4—3—1 に、気象庁の地震月報による 1926 年以降 1995 年 3 月までの北海道の浅発地震 (深さ 50km 以浅) の震央分布図を示す。気象庁は、1926 年から地震計を用いた観測を行ってきたが、地震計の配置や性能が順次更新されているので、この期間中一定の基準の下に決められた震央分布ではないことに注意が必要である。

北海道大学理学部は、1967 年の浦河地震観測所の設置から北海道での微小

地震観測をスタートさせた。その後、地震観測点の増強を適宜行い 1997 年 11 月現在 46 観測点が稼働している。また、1997 年 4 月から札幌管区气象台と北海道大学の間で地震波形データの相互リアルタイム交換が始まり、より詳細な地震活動の把握が可能な体制になった。特に、いままで極端に地震検知能力が低かった道北地域において、顕著な改善がみられた [北海道大学理学部, 1998]。1997 年 11 月現在の北海道大学理学部地震予知観測地域センターでデータ処理を行っている地震観測点分布を図 4—3—2 に示す。このネットワークになったのは 1997 年 4 月からである。図 4—3—3 は、北海道大学理学部地震予知観測地域センター (RCEP) によって決定された 1976 年以降 1997 年 11 月までの北海道の浅発地震 (深さ 50km 以浅) の震央分布図である。震源の選択条件として、6 観測点以上のデータを用いて震源決定が行われた比較的精度の良いものに限った。気象庁の震源分布と同様、順次観測点の増設やシステムの改良が行われてきており、同一条件下で決定された震源データではないことに注意が必要である。

これらの期間以前の地震については、地震動の有感域や歴史資料などからその位置や規模の推定が行われている。これらの推定量の精度は高くないが、地震活動を知る上では重要な資料となる。図 4—3—4 に、既存の地震・津波カタログから得られた北海道北部の地震の震源を示す [渡辺, 1985 ; 札幌管区气象台, 1985 ; 札幌管区气象台, 1986 ; 宇佐美, 1996]。しかしながら、北海道は他の地域と比べて歴史資料に乏しく、1800 年以前の地震活動についてはあまりはっきりとしたことは分かっていない。

ここでは、オホーツク・アムールプレート境界が想定されている北海道北部陸域と北海道北西沖についてもうすこし詳しく見てみよう。

近年、北海道南西・西方沖では 1940 年積丹半島沖地震 ($M_{JMA}=7.5$) と 1993

年北海道南西沖地震 ($M_{JMA}=7.7$) の東西圧縮逆断層型浅発大地震が発生している。これらの地震は、アムール・オホーツクプレート間のプレート境界型地震であると考えられる。したがって、これらの地震の震源域がプレート境界であると考えられる。ところで、第3章で述べた通り、1940年積丹半島沖地震以北のプレート境界は、そのまま北上して利尻・礼文の西方海上を通りモネロン島西方沖に抜けるとしている説が多い [たとえば *Seno et al.*, 1996]。しかし、石川 (1987, 1992) は北海道の地震活動を検討した結果、北緯 44 度付近からアムール・オホーツクプレートの境界が東にトランスフォームしているとの説を提案している。

現在までの地震活動を見てみると、北緯 44 度付近以北、つまり 1940 年積丹半島沖地震の北方延長にはプレート境界を示すような顕著な地震活動が認められない。この地域は、最近まで日本国内で最も地震検知能力が低い地域の一つであった [中西, 1994]。そのため、見かけ上、地震活動度が低く現れている可能性がある。しかし、1994 年以降の天売島や礼文島への地震観測点の増強後でも、この地域での顕著な地震活動は認められない。したがって、この地域ではやはり地震活動が活発でなく、ゆえに、ここにアムール・オホーツクプレート境界を置くのは問題があるものと考えられる。

一方、1940 年積丹半島沖地震震源域の東方では、1792 年に $M6.7$ 、1947 年に $M_{JMA}=6.7$ の津波を伴った地震が発生している。また、図 4—3—5 は気象庁の震源カタログからマグニチュード 5 以上の地震を抜き出してプロットしたものである。これらを見ると、1940 年積丹半島沖地震震源域から東方にむかう震央の線状配列が見られる。その延長部である空知・留萌地方では、1995 年新十津川の地震、1986 年沼田地震、1993 年母子里の地震などマグニチュード 5 前後の浅発地震が発生している。これらの空知・北空知地方の東

経 142 度線に沿う地震帯は、そのまま北に延長して幌延、稚内へと続いている。北海道大学の震源カタログによる震央分布図（図 4—3—3）からは、北海道北部中軸部の地震活動がいつそうはっきり浮かび上がってくる。また、森谷(1986a)が北海道大学地震予知観測地域センターや気象庁の観測網の密度が薄かった道北地方において独自に地震観測網を構築して観測を行い、その結果求めた震源分布からも、道北地方に南北走行を持った顕著な地震活動帯が存在することがわかる（図 4—3—6）。この道北地震帯は、以前から注目されてきた〔森谷, 1979, 1986a, 1986b ; 札幌管区気象台, 1985 ; 鈴木, 1987 ; 石川, 1987, 1992〕。しかし、北米（オホーツク）プレートとユーラシア（アムール）プレートの境界は日本海東縁を通っているとする考え方が主流であり、プレート境界としての認識は薄かった。そのなかで、石川(1987)はこの地震帯がまだ衝突型のプレート境界としての役割を担っているとの考えを示したが、この地震帯がまさにGPS観測から求められた東向きに卓越した速度ベクトルが減速する位置に対応しており（図 4—3—7）、アムール・オホーツクプレートの境界としての活動を行っている可能性がGPS観測データからも改めて指摘できる。

1926 年以降の気象庁のカタログを見る限りは、この地震帯ではマグニチュードが 5.5 をこえる地震が発生しておらず、プレート境界としてのエネルギー放出量としては他の地域と比較して極端に小さい〔瀬野, 私信〕。しかし、地震活動ですべてのプレート相対運動による歪みを開放する必要はなく、地質学的な造構運動により重みをおいた歪みエネルギーの開放を行っている可能性もある。また、歴史地震の資料によると、1874 年、1910 年、1918 年に留萌支庁沿岸を震源とするマグニチュードが 6 前後の地震が発生していることが分かる（図 4—3—4）。いずれにせよ、この地域での地震活動を議論

するためには資料が絶対的に不足しており、近年 100 年程度の地震活動のみでプレート境界としてのエネルギー放出量に関する考察を行うことには限界があるものと思われる。

次に、道北地域で発生した地震の震源メカニズムについて考察する。図 4—3—8 には、*Ichikawa* (1971), *Fukao and Furumoto*(1975), 森谷 (1981, 1986a, 1986b, 1991, 1994), 石川(1992), *Nakanishi et al.*, (1992), 森谷 (1994), 大村 (1996), 森谷 (私信) そして本研究で北海道大学理学部と気象庁の地震観測点のデータから求めた地震の震源メカニズムをコンパイルしてある。前述したように、つい最近までこの地域の地震検知能力は非常に低く、また日本の北端に位置しているために観測点の空間分布が悪く、震源メカニズムが非常に決めにくい状況であった。

1959 年の留萌沖地震 ($M_{JMA}=6.2$) と 1990 年の同じく留萌沖地震 ($M_{JMA}=4.9$) は、ともに横ずれ成分を含んだ正断層型の地震であった。しかし、それらの震源メカニズムには東西方向の節面が含まれており、予想されるトランスフォーム運動の走行と大雑把には一致する。1986 年 11 月に沼田付近で発生した地震は石川 (1987) によると右横ずれ型の震源メカニズムであり、これから石川 (1987, 1992) はこの付近でのトランスフォーム断層の存在を主張している。しかし、1995 年 5 月に新十津川で起こった地震は東西圧縮の逆断層型の震源メカニズム [大村ほか, 1997] を示しており、この付近の応力状態が複雑であることが予想される。また、空知支庁から留萌支庁にかけての地震帯で起こっている地震は、おおむね東西方向に圧縮軸を持つ逆断層あるいは横ずれ型の地震であると結論できる。この圧縮軸の方向は、アムール・オホーツクプレートの相対運動の方向におおむね一致しており (図 3—5—

2), 森谷 (1992) が浅発地震の震源メカニズムから求めた最大水平圧縮軸方向とも調和的である (図 4—3—9). これらのデータから, この地震帯でプレート相対運動による歪みを解消している可能性が指摘できる. しかし, これらの地震がプレート境界そのものである地震活動なのか, あるいは境界域に幅をもって見られるプレート内部の地震活動であるのかについては, これらの地震活動や震源メカニズムから判断することは難しい.

以上のように, 北海道北部の地震活動を検討した. その結果, サハリン南部と北海道のGPS観測点での速度ベクトルから推定された北海道北部にアムール・オホーツクプレート境界が存在するという考え方は, この地域での地震活動とも調和的である. 従って, アムール・オホーツクプレートの境界は, 1940 年積丹半島沖地震の位置から東側にトランスフォームし, 北海道北部中軸部の東経 142 度付近を北上しているものとする考えを測地学的データは示している.

4—3—3 サハリン南部の地震活動

北海道北部陸域の東経 142 度付近に南北走行の地震帯が存在することが, 最新の震源カタログによる北海道の地震活動の検討からも再認識された. これと, GPS観測から得られた速度ベクトルから, この地震帯がアムール・オホーツクプレートのプレート境界である可能性を指摘した. 本章では, その北方延長であるサハリン南部の地震活動について考察する.

本研究で行ったGPS観測の結果から, YUZH はアムールプレートに属していることが指摘されている. したがって, アムール・オホーツクプレートの相対運動の結果生ずる地震帯は YUZH の東方に存在することが予想される.

図4—3—10には、ISC、PDE、気象庁と北海道大学の異なった震源カタログを用いたサハリン南部の震央分布図を示した。気象庁・RCEPとも、この付近の地震検知能力は低い。図4—3—10で最も特徴的なのは、1971年モネロン島地震 ($M_{JMA}=7.1$) の震源域 (サハリン南西沖) での地震活動である。この地域での地震は、1971年の地震の本震と余震がそのほとんどを占めており、現在は検知可能な地震がほとんど発生していない (図4—3—11)。しかし、この震源域は、北海道北部の地震帯の北端である稚内の北方延長部に位置しているように見える。また、3—3—2章で述べたように、1971年モネロン島地震の応力降下量は、プレート内地震というよりはプレート間地震としての特徴を持っていたことも、この地震がプレート境界型でありその震源域にプレート境界を通すひとつの根拠になっている。

一方、猿払から Aniwa Bay に至る地域に、少ないながら地震が発生している。これらの地震の震央位置は、カムイコタン変成岩帯の北方延長である蛇紋岩帯に相当する (図4—3—10b)。

次に、ロシア科学アカデミー海洋地質学地球物理学研究所が作成した地震のカタログ [勝俣・Ivashchenko, 1996] によるカタログからサハリン南部の震央分布図を作成した (図4—3—12)。これでもモネロン島付近の地震活動が目立つが、それ以外に Yuzhno-Sakhalinsk 市付近、Aniwa 市付近にも地震群がある。また、サハリン南部では、1995年から1996年までデジタル地震観測装置を用いた臨時観測が行われた。その結果求められた震源分布を図4—3—13に示す [Kim and Sen, 1997]。これより、Yuzhno-Sakhalinsk 西部を中心とした地震活動が観測され、その震央は南北走行に線状配列することがわかる。また、わずかながら、Yuzhno-Sakhalinsk 東縁にも活動が認められる。しかし、これらの地震のマグニチュードは5.5以下であり、それ

ほど大きなエネルギーを放出しているわけではない。また、これらの地震カタログには Aniwa Bay での地震は含まれていなかった。

これらのデータを総合すると、宗谷海峡からサハリン南部にかけての地震活動では、以下のような特徴が見出される。

(1) サハリン南部では、モネロン島付近の地震活動が顕著である。北海道北部の地震帯は、宗谷海峡を北上し、この震源域に続いているように見える。

(2) 猿払から Aniwa Bay を結ぶラインには弱いながらも地震活動が見られる。

(3) Yuzhno-Sakhalinsk 西部に、南北に走行をもつ地震帯が存在する。

以上の結果は、Yuzhno-Sakhalinsk 東方はGPS観測の結果からの予想に反して地震活動が低調であり、積極的にプレート境界を示すような地震活動帯が見られないことを示している。

4—3—4 測地測量網による北海道北部の歪み場

日本では、戦前は陸軍陸地測量部、戦後は建設省国土地理院によって三角測量網が整備され、測地測量が行われてきた。これにより、過去 100 年間にわたる日本列島の歪み場や水平変動を示すデータが得られている。本章では、北海道北部についてこれらのデータを用いた考察を行う。

図 4—3—1 4 に、1909 年と 1984 年に行われた明治～1 次網観測の結果得られた 1 等三角点のフリー網平均（固定点を設けていない）の結果得られた水平変動ベクトルと歪みを示す [橋本・多田, 1988]。これによると、道北地方では、GPS 観測による速度ベクトル（図 3—3—2）と調和的な東向きの変位ベクトルが観測されている（図 4—3—1 4 a）。この東向きに卓

越した変位ベクトルは、留萌から紋別付近を結ぶラインでその大きさを減じており、これもGPS結果と調和的である。一方、歪みを見ると、道北地方では東西あるいは北西-南東方向の大きな圧縮歪みが観測されている。また、明治～高度基準点1回目測量の結果でも、道北地方の歪み場は1次網の結果と同様に東西あるいは北西-南東方向の大きな圧縮歪みが見られる（図4—3—15）[国土地理院，1994]。これらの大きな歪みは、留萌～紋別付近を結ぶラインより南側には連続しておらず、GPS観測の結果求められた速度場の境界とほぼ一致する（図3—3—2）。この結果は、留萌～紋別付近のラインがテクトニックな境界になっている事を表わしているものと考えられ、この付近にアムール・オホーツクプレートの境界が存在するものと考えられる。また、圧縮歪みの方向は、アムール・オホーツクプレートの相対運動の方向とも調和的であり（図3—5—2）、道北地方プレート境界モデルを支持するものと考えられる。

4—4—4 北海道北部のアクティブ・テクトニクス

北海道のアクティブ・テクトニクスに関する研究から、石狩・空知・留萌・上川・宗谷支庁の特徴について考察する。

平川・柳（私信）、柳・平川（私信）は、石狩低地帯・留萌支庁・宗谷支庁にかけての反射法探査やボーリングコアの記録の検討、変動地形マッピング、旧汀線高度の調査等を行った。池田ほか（1997）は、空中写真判読と海域の地形データを用いて、北海道の主要な断層帯の高精度マッピングを行った。栗田ほか（1997）は、北海道から東北日本弧のネオテクトニクスとその原動力についてのレビューを行っている。それらの結果として、以下のような特徴を見出している。

- (1) 現在の日高西縁断層帯のフロントは、従来考えられていた馬追丘陵よりも約 10km 西方の湧別・美々川から野幌丘陵、石狩川河口に抜けるラインに存在している。このフロントは、約 30 万年前から活動を開始した。
- (2) 留萌沖から天塩川河口にかけての位置に、南北走行の顕著な fold and thrust 帯（東落ち）のフロントが存在する。また、天売島西方沖にも、同じく fold and thrust 帯のフロントが存在する。そのフロントでの断層の傾斜角は非常に小さく、7 度前後である。また、これらの断層フロントは、東から西に向けて遷移してきている。
- (3) 天売・焼尻島の段丘面からこれらの島が現在急激に傾動をともなった上昇運動を行っており、その上昇速度は天売島での旧汀線調査から 6 ～7000 年で 30m にも達することが明らかになった。この変動が現在も続いているとすると、単純計算で 5mm/yr の上昇速度であり、数年間の GPS 観測や水準測量によって検出できる値である。

平川（私信）によると、現在は fold and thrust 帯の前面が留萌支庁沿岸部にまで達しているが、その傾斜角（東落ちで約 7 度）は非常に緩やかである。そのため、実際に地震を起こせる深さにまで thrust が至るまでには、ある程度の水平距離が必要であり、結果的に東経 142 度付近の南北走行の地震帯がその延長部分にあたる可能性があることを示した。

また、柳・平川（私信）によると、天売島と焼尻島の隆起運動が、この数 1000 年の間に非常に活発に行われている。この原因として、天売島西方に位置する fold and thrust 帯の存在をあげている。しかし、この付近には顕著な地震活動は見られない。

岡（1985）は、天北地方の間寒別盆地のネオテクトニクスについて考察し

ている。それによると、問寒別盆地は盆地東縁に存在する活断層群によって生成されたとし、その第4紀垂直変動量が1000m近くに達しているとしている。また、岡(1997)によると、天北地域では鮮新世以降に垂直地殻変動が活発化している[図4-3-16]。この地域は、北海道陸域で最大の第4紀の垂直地殻変動量となっており、その大きさは1000年あたり0.6m程度が見積もられている。

また、石丸(私信)によると、数万年前から天北山地で発生する地滑りが顕著に活発化している。このことは、この地域での造構運動が、数万年前から著しく活発化したことを示している可能性がある。

これらのことは、道北地方において第4紀に活発な地質的造構運動が行われていることを示しているものと考えられる。4-7-2章で、この付近に発生する地震のマグニチュードがプレート境界としては小さすぎる問題点のべたが、このように地質学的時間スケールによる活発な造構運動で、その相対運動による歪みの一部を開放している可能性が考えられる。

4-3-5 総括

北海道北部の地震活動と地形的・地質的特徴についての考察を行ってきた。これらの結果を総合すると、以下のように総括できる。

北海道北部では、北海道北西沖よりも東経142度に沿った南北走行の地帯での地震活動度が高い。また、この付近では、第4紀に活発な造構運動が行われている。GPS観測の結果からは、道北地方に速度境界の存在が明らかにされている。これらのことから、従来、北海道北西沖を北上すると考えられてきたアムール・オホーツクプレートの境界は、北海道北部では陸上あるいは沿岸部に存在する可能性が高いことが明らかになった。その北方延長に

については、サハリン南部でのGPS観測の結果からは Yuzhno-Sakhalinsk 東方を通ることが示されたが、一方でこの考え方だと 1971 年モネロン島地震や Yuzhno-Sakhalinsk 西方の地震活動の存在を説明できないなど、複雑なプレート境界である。この問題を明らかにするには、サハリン南部での高密度なGPS観測を行って、より詳細な速度場のデータを得ることが今後必要である。

4—4 1995 年ネフチェゴルスク（北サハリン）地震

1995 年 5 月 28 日に、サハリン北部で $M_w=7.0$ の浅発大地震が発生し、2500 人以上の死者を出した（ネフチェゴルスク地震）。菊地（1996）は、この地震の震源メカニズムを遠地実体波の解析により求めている。それによると、この地震は横ずれ型のメカニズムを示す（図 4—4—1）。このうち、北北東-南南西方向の節面が実際の断層面であることが（図 4—4—2）、地表面に現れた地震断層や震源域でのGPS観測より確かめられている〔嶋本ほか、1996；*Takahashi et al.*, 1995〕。つまり、この地震は、右横ずれの断層運動により引き起こされた。また、菊地による解析によると、この地震の応力降下量として 110bar と見積もられており、この値はサブダクションでのプレート間地震よりはずっと大きく、むしろプレート内地震の応力降下値に近いと結論している。

ところで、前述したように、瀬野（1995）はこの地震のスリップベクトルの方向がユーラシア・オホーツクプレートの相対運動の方向と調和的であることから、プレート境界の地震であると結論している。*Wei and Seno* 1998 (1998) が求めたアムール・オホーツクモデルでも、この地震はやはりプレー

ト境界での地震として説明されている。

本研究で求められたアムール・オホーツクプレートの相対運動の方向を見てみると（図 3—5—2），西北西-東南東となっている。この相対運動の方向は，菊地（1996）が求めた震源メカニズムの左横ずれを示す節面の方向に調和的ではあるが，これは実際の断層運動とは違っている。ここで，図 4—4—3 にハーバード大学の Centroid-Moment Tensor (CMT) カタログから，サハリンで起こった浅発地震を拾い出したものを示す[Dziewonski *et al*, 1983, 1985, 1987, 1988, 1994, 1995, 1996a, 1996b, 1996c, 1997, 1998 (in press)]。これによると，サハリン北部で発生している地震は，1995 年ネフチェゴルスク地震の本震を除いて東西圧縮の逆断層型のメカニズムを示しており，ネフチェゴルスク地震の特異性が際立つ。ネフチェゴルスク地震の余震である 061395A, 061395B（図 4—4—3）も東西圧縮の逆断層型のメカニズムを示している。なお，ハーバード CMT では，これらの余震と本震との位置関係が不明瞭であるが，この期間には日露合同の余震観測が行われており，これらの地震の震源が精度よく求められている（図 4—4—4）[勝俣ほか，1996]。逆断層型地震の圧縮軸の方向は，本研究から求められたこの付近でのアムール・オホーツクプレート相対運動の方向に調和的である。

しかし，瀬野（1995）は，サハリンでの応力状態を考察した結果，この付近で横ずれ型の震源メカニズムが現れるのは，プレート間相対運動を示すもののみしか起こり得ないと結論している。従って，瀬野（1995）の説では 1995 年ネフチェゴルスク地震はプレート間地震ということになり，この地震とほぼ同じ地域で発生した逆断層型の地震は，プレート間地震というよりはプレート内変形としての地震であると解釈することもできる。しかし，Wei and Seno (1998) のアムール・オホーツクプレート運動モデルでは，この地域の

東西圧縮を説明できないほか、ネフチェゴルスク地震より北のオホーツク海で突然地震活動度が落ちることの説明も困難となる。それは、*Wei and Seno* (1998) のモデルでは、ネフチェゴルスク地震が起こった地域のプレート収束（横ずれ）速度と、サハリンの北のオホーツク海での発散速度がほぼ同じ値となるためである（図3—5—3）。サハリンから北のオホーツク海での地震活動の低下を説明できるのは、本研究の結果求められたアムールプレートモデルである。これらのことから、1995年ネフチェゴルスク地震は、アムール・オホーツクプレートの相対運動を直接反映したプレート境界型地震ではないと結論できる。

第5章 結論

本研究では、地球物理学的観測データの空白地域であったアジア北東地域でのプレート運動を解明するために、新しいGPS観測網を構築した。1997年11月までに12点からなるGPS観測網の設置を行い、連続観測を継続して開始することができた。このGPS観測網から得られた連続観測データとIGSの観測点のデータを併合し、高精度解析ソフトウェアと精密暦をもちいて総合的に高精度な測位解析を行った。その結果から、直接的にアジア北東地域のプレート運動の推定を行った。本研究では以下のようなことが明らかにされた。

GPS測位による連続観測データは、従来のプレート運動の検証を与えるばかりではなく、複雑なマイクロプレートの運動を推定する有力な手段であることが示された。

日本海西岸にある観測点 TAEJ, VLAD, KHAB では、ユーラシアプレートに対して東向きに速度ベクトルが観測された。これは、ユーラシアプレートから独立したアムールプレートが存在しユーラシアプレートに対して東進運動を行っている可能性が高いことを測地学的に明らかにした。

サハリン北端にある OKHA 観測点では、ユーラシアプレートに対する速度ベクトルがゼロになった。この結果は、北米プレートから独立したオホーツクプレートが存在し、その相対運動の回転極がこの観測点付近にあることを測地学的に示すものである。また、この結果は、地震のスリップベクトルのみから推定されたオホーツクプレートの回転極の位置 [Seno *et al.*, 1996] とも一致した。

サハリン南部にある YUZH 観測点では、東向き速度ベクトルが観測された。従来のオホーツクプレート説では、この観測点はオホーツクプレート上にあるとされるが、これは観測結果と矛盾する。本研究の結果と国土地理院が北海道に設置しているGPS観測網の結果を総合して考察した結果、従来の説とは異なり、アムール・オホーツクプレートの境界は北海道北部で陸部を北上し、サハリン南部の観測点、YUZH の東方にぬける地帯に存在することが推定された。北海道北部地域の地震活動や第4紀の地殻変動も、この結果を支持するものである。しかし、1971年モネロン島地震やYuzhno-Sakhalinsk西方の地震活動をこの考えで説明することができず、問題点として残った。

本研究で得られた速度ベクトルから、アムールプレートの運動パラメータを推定し、その結果を用いてアムール・オホーツクプレート境界の収束速度を見積もった。その結果、たとえば北海道西方沖では、今までで推定されてきた収束速度の約1.5倍の値が得られた。また、アムールプレートによる東進運動の影響がなくなるサハリン北端から北のオホーツクプレート境界域では、プレート間の相対速度が極端に小さくなるために地震活動が低調になっていることを示した。

本研究から以上のようなことが明らかにされたが、以下に残された問題点を示す。まずはじめに、先にも示したが北海道北部からサハリン南部にかけてGPS観測の結果から推定されるプレート境界では1971年モネロン島地震やYuzhno-Sakhalinsk西方の地震活動の存在を説明できない。この問題を解決するには、北海道北部からサハリン南部にかけて数本のGPSの横断測線を設けて観測を行い、この地域の詳細な速度場を得ることが必要である。これに関連して、天北地域での第4紀地殻変動量をより詳細に明かにし、そ

れによりこの地域での地殻水平変動量を推定する必要がある。また、この地域での地震によるモーメント開放量を見積もる必要もあるが、今までは歴史資料がほとんど存在しないことや地震観測網が粗かったために、データの蓄積量が絶対的に不足していた。近年、ようやくこの地域での地震観測網が整備されてきており、今後のデータの蓄積を待つ必要がある。

また、日本海東縁部の大地震の繰り返し周期については、北海道南西沖においては本研究で求められた収束速度に調和的であるが、1983年日本海中部地震の発生した秋田・青森沖では説明ができず、今後検討を要する。

1995年ネフチェゴルスク地震については、瀬野(1995)はプレート間地震としたが本研究でもとめられたオホーツク・アムールプレートの相対運動方向とは調和的でなく、この震源域周辺に発生している逆断層型地震の存在も含めた検討が必要である。

また、カムチャッカ地域ではGPSのデータが最大でも1年4ヶ月間しかなく、今後のデータの蓄積を待ったうえで解析を行い、その地学的な意味についての解釈を行う必要がある。

本研究で構築したGPS観測網は、現在でも稼動中であり、本研究で解析を行った期間より後も連続してデータを取り続けている。また、本研究の対象地域であるアジア北東地域では、国土地理院がGPS連続観測点を設置する計画を持っているほか、アメリカのLamont-Doherty研究所も積極的に観測網の構築を始めており、これらの機関との連携をはかって、観測データの有効活用を行うことも重要である。

本研究の結果から明らかになったように、アジア北東地域のプレートは、おしなべて1cm/yr程度の非常にゆっくりとした速度で運動している。従っ

て、継続してデータを取り続けることが何よりも大切である。今後、さらにロシア側との協力体制を緊密なものとし、より広範囲・高密度な観測を実行し、長期間にわたった観測・解析を継続することにより、より詳細なアジア北東地域のプレート運動が明らかになるものと期待される。

参考文献

- Argus D. F. and G. Gordon, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2039-2042, 1991.
- 栗田泰夫・岡村行信・下川浩一, 北海道・東北本州弧内帯のネオテクトニクスとプレート運動, 日本地震学会講演予稿集 1997 年度秋季大会, A29, 1997.
- Chapman M. E. and S. C. Solomon, North American-Eurasian Plate Boundary in Northeast Asia, *Jour. Geophys. Res.*, **81**, 921-930, 1976.
- Cook D. B., K. Fujita, and C. A. McMullen, Present-day plate interaction in northeast Asia: North American, Eurasian, and Okhotsk plates, *Jour. Geodyn.*, **6**, 33-51, 1986.
- Clark T. A., D. Gordon, W. E. Himwich, C. Ma, A. Mallama and J. W. Ryan, Determination of relative site motions in the Western United States using Mark II Very Long Baseline Interferometry, *Jour. Geophys. Res.*, **92**, 12741-12750, 1987.
- DeMets C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein, Current Plate Motion, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478, 1990.
- DeMets C., A Test of Present-Day Plate Geometries for Northeast Asia and Japan, *Jour. Geophys. Res.*, **97**, 17627-17635, 1992.
- Den N. and H. Hotta, Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido, *Papers in Meteorology and*

Geophysics, 24, 31–54, 1972.

Dziewonski A. M., G. Ekstr, J. E. Franzen and J. H. Woodhouse, Global seismicity of 1979: centroid-moment tensor solutions for 524 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 48, 18–46, 1987.

Dziewonski A. M., G. Ekstr, J. E. Franzen and J. H. Woodhouse, Global seismicity of 1982 and 1993: additional centroid-moment tensor solutions for 533 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 53, 17–45, 1988.

Dziewonski A. M., A. M. Friedman and J. H. Woodhouse, Centroid-moment tensor solutions for January–March 1983, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33, 71–75, 1983.

Dziewonski A. M., J. E. Franzen, and J. H. Woodhouse, Centroid-moment tensor solutions for October–December 1984, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 39, 147–156, 1985.

Dziewonski A. M., G. Ekstrom and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for July–September 1993, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 83, 165–174, 1994.

Dziewonski A. M., G. Ekstrom and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for October–December 1994, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 91, 187–201, 1995.

Dziewonski A. M., G. Ekstrom and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for January–March 1995, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 93, 147–157, 1996a.

Dziewonski A. M., G. Ekstrom and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for April-June 1995, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 96, 1-13, 1996b.

Dziewonski A. M., G. Ekstrom and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for July-September 1995, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 97, 3-13, 1996c.

Dziewonski A. M., G. Ekstrom and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for January-March 1996, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102, 1-9, 1997.

Dziewonski A. M., G. Ekstrom and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for October-December 1995, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1998 (in press).

Fujita K., D. B. Stone, P. W. Layer, L. M. Parfenov and B. M. Koz'min, Cooperative Program Helps Decipher Tectonics of Northeastern Russia, *Eos Trans. Am. Geo. Uni.*, 78, 252-253, 1997.

Fukao Y. and M. Furumoto, Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophys.*, 25, 247-266, 1975.

羽鳥徳太郎・片山通子, 日本海沿岸における歴史津波の挙動とその波源域, 震研彙報, 52, 49-70, 1977.

羽鳥徳太郎, 日本海沿岸における津波エネルギー分布, 地震, 48, 229-234, 1995.

Heki K., Horizontal and Vertical crustal movement from three-dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: Implication for the reversal timescale revision,

Jour. Geophys. Res., 101, 3187–3198, 1996.

日置幸介, プレーートの運動と変形の宇宙測地学, 測地学会誌, 43, 1–12, 1997.

橋本学・多田堯, 北海道地方の水平変動とテクトニクス, 地震, 41, 22–89, 1988.

Herring T. A., I. I. Shapiro, T. A. Clark, C. Ma, J. W. Ryan, B. R. Schupler, C. A. Knight, G. Lundqvist, D. B. Shaffer, N. R. Vandenberg, B. E. Corey, H. F. Hinteregger, A. E. E. Rogers, J. C. Webber, A. R. Whitney, G. Elgered, B. O. Ronnang and J. L. Davis, Geodesy by radio interferometry: Evidence for contemporary plate motion, *Jour. Geophys. Res.*, 91, 8341–8347, 1986.

平川一臣・柳博美, 私信

北海道大学理学部, 1976 年以降の北海道浅発地震活動と気象庁とのデータ交換の効果, 第 127 回地震予知連絡会資料, 1998.

Huzita K., Role of the median tectonic line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands, *Mem. Geol. Soc. Japan*, 18, 129–153, 1980.

Ichikawa M., Re-analyses of Mechanism of Earthquake which Occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926–1968, *Geophys. Mag.*, 35, 207–273, 1971.

Ichikawa R., M. Kasahara, N. Mannoji and I. Naito, Positioning Error in GPS Measurements due to Atmospheric Excess Path Delay Estimated from Three-dimensional, Numerical Prediction Model Data, *Jour. Geod. Soc. Japan*, 42, 183–204, 1996.

池田安隆・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志・平川一臣, 北海道の主要活断層の高精度マッピングとアクティブ・テクトニクスに関する新知見,

- 日本地震学会講演予稿集 1997 年度秋季大会, C57, 1997.
- 石橋克彦, 南部フォッサマグナ地域のプレート運動—日本海沈み込み説の適用, 月刊地球, 6, 61-67, 1984.
- 石川有三, アムールプレートについて, 地震学会予稿集, 1, 88, 1987.
- 石川有三, 日本列島の地震活動, 月刊地球号外 4, 134-139, 1992.
- 石川有三, 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, 62-69, 1994.
- 石川有三, 残された空白域, 月刊海洋号外 7, 102-108, 1994.
- 石丸聡, 私信.
- 笠原稔 編, 平成七年サハリン北部地震とその被害の調査研究, 文部省科学研究費補助金報告書, 287pp, 1996.
- Kato T., Y. Kotake, S. Nakao, J. Beavan, K. Hirahara, M. Okada, M. Hoshiba, O. Kamigauchi, R. B. Feir, P. H. Park, M. Gerasimenko and M. Kasahara, Initial Results from WING, the Continuous GPS Network in the Western Pacific Area, *submitted to Geophys. Res. Let.* (1998).
- 菊地正幸, 遠地実体波によるメカニズム解, 平成七年サハリン北部地震とその被害の調査研究(笠原稔編), 文部省科学研究費補助金報告書, 37-44, 1996.
- Kim C. U. and Sen R. S., THE RESULTS OF SEISMIC INVESTIGATIONS IN YUZHNO-SAKHALINSK ENVIRONMENT, USING DIGITAL SEISMIC STATION DATAMARK, *GEODYNAMICS OF TECTONOSPHERE OF THE PACIFIC-EURASIA CONJUNCTION ZONE* (ed. by K. F. Sergeev), Vol. 5, SOURCE OF SPRING

EARTHQUAKES OF FAR EAST, 163-175, 1997.

気象庁, 地震月報.

勝俣啓・A. Ivashchenko, サハリン地域の地震活動, 平成七年サハリン北部
地震とその被害の調査研究 (笠原稔編), 文部省科学研究費補助金報
告書, 177-182, 1996.

勝俣啓・笠原稔・S. R. Sen, C. U. Kim, S. Segey, A. Ivashchenko, R.
Tatevossian, S. Lukyanenko, K. Pletnev and V. Strakhov, 1995
年北サハリン地震日露合同余震観測, 北海道大学地球物理学研究報
告, 59, 177-188, 1996.

木村学・木川栄一・玉木賢策, アムールプレートと日本列島—50 万年以降の
アジア大陸東部—, 月刊地球, 8, 716-724, 1986.

Kimura G. and K. Tamaki, COLLISION, ROTATION, AND BACK-ARC SPREADING IN
THE REGION OF THE OKHOTSK AND JAPAN SEA, *Tectonics*, 5, 389-401,
1986.

小林洋二, プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, 5, 510-514, 1983.

国土地理院, 北海道地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 54, 35, 1994.

中村一明, 日本海東縁新生海溝の可能性, 震研彙報, 58, 711-722, 1983.

Ma C., J. M. Sauber, L. J. Bell, T. A. Clark, D. Gordon, W. E. Himwich
and J. W. Ryan, Measurement of horizontal motions in Alaska using
Very Long Baseline Interferometry, *Jour. Geophys. Res.*, 95,
21991-2201, 1990.

Minster J. B. and T. H. Jordan, Present-day plate motions, *Jour. Geophys.*
Res., 83, 5331-5354, 1978.

宮崎真一, 日置幸介, 畑中雄樹, 鷺谷威, 辻宏道, GPS データを用いたA

- M-E U間 Euler Vector の推定, 日本測地学会予稿集, 147, 1996.
- Miyazaki S. and Y. Hatanaka, Crustal Deformation Observed by GSI's New GPS Array, *EOS Trans. Am. Geophys. Union.*, **78**, S104, 1997.
- Molnar P. and Tapponnier P., Cezonic tectonics of Asia : effect of a continental collision, *Science*, **189**, 419-426, 1975.
- 森谷武男, 北海道内陸部における浅発地震活動, シンポジウム「北海道およびその周辺の地下構造とその地学的意味, 70-83, 1976.
- 森谷武男, 1981 年 4 月北海道中央部に発生した二つの地震, 地震予知連絡会会報, 5-7, 1981.
- 森谷武男, 浅い地震活動と超震歪力からみた北海道のテクトニクス, 地団研専報, **31**, 475-486, 1986a.
- 森谷武男, 北海道北部の広域群発地震 (1986 年 8 月), 地震学会講演予稿集, 3, 1986b.
- 森谷武男, 朱鞠内地震 (1990 年 11 月 11 日, M:5.2) とその周辺のサイモクトニクス, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, 210, 1991.
- 森谷武男, 北海道とその周辺での浅い地震から決めた応力分布, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, 354, 1992.
- 森谷武男, 北海道南西沖地震後活発化した北海道北部の地震活動, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, 268, 1994.
- 森谷武男, 私信.
- Murata M., Station coordinates, earth rotation, and plate motions from LAGEOS laser ranging: 1983-1986, *Jour. Geod. Soc. Jpn.*, **34**, 33-57, 1988.
- Nakanishi I., T. Moriya, M. Endo and Y. Motoya, The November 13, 1990

- earthquake off the coast of the Primorskiy region, the eastern Russia, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 549–552, 1992. 中西一郎, 北海道南西沖地震: 残された問題, 月刊海洋号外 7, 6–11, 1994.
- Nishimura T., The Spatiotemporal Distribution of Coseismic and Postseismic Slip Associated with the 1994 Far Off Sanriku Earthquake, Master Thesis, Tohoku University, 127pp, 1997.
- 岡孝雄, 北海道天北・間寒別構造盆地のネオテクトニクス, 活断層研究, 1, 19–29, 1985.
- 岡孝雄, 北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する考察一付, 札幌付近での活断層の存在と地震発生についての考察, 加藤誠教授退官記念論文集, 427–449, 1997
- 岡孝雄, 私信
- 大村猛・森谷武男・大塚健・本谷義信・勝俣啓・一柳昌義・岡山宗夫・高田真秀・鈴木淳志・浅井康広・笠原稔, 1995 年 5 月 23 日北海道新十津川町の地震 (M5.7) の余震観測, 北海道大学地球物理学研究報告, **60**, 45–60, 1997.
- Peltzer G. and F. Saucier, Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault data, *Jour. Geophys. Res.*, **101**, 27943–27956, 1996.
- Riegel S. A., K. Fuzita, B. M. Koz'min, V. S. Imaev, D. B. Cook, Extrusion tectonics of the Okhotsk Plate, Northeast Asia, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 607–610, 1993.
- Rothacher M. and L. Mervart, Bernese GPS Software Version 4.0, 418pp, University of Berne, 1996.
- 札幌管区气象台, 北海道の地震活動, 292pp, 1985.

札幌管区气象台, 北海道の地震津波, 189pp, 1986.

Satake K., Re-examinations of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Phys. Earth Planet Int.*, **43**, 137-147, 1986.

Savostin L., L. Zonenshain, B. Baranov, Geology and plate tectonics of the sea of Okhotsk, *Am. Geophys. Union, Geodynamics Ser.*, **11**, 189-221, 1983.

Seno T., The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasia plate, *Tectonophys.*, **42**, 209-226, 1977.

Seno T., Is northern Honshu microplate?, *Tectonophys.*, **115**, 177-196, 1985a.

Seno T., Northern Honsyu Microplate Hypothesis and Tectonics in the Surrounding Region, *Jour. Geodes. Soc. Japan*, **31**, 106-123, 1985b.

瀬野徹三, 日本付近の新プレート境界と 50 万年前の変動, *科学*, 57, 84-93, 1987.

瀬野徹三, プレートテクトニクス基礎, 190pp, 朝倉書店, 1995.

瀬野徹三, 1995 年 5 月 27 日サハリン北部地震—そのテクトニックな背景—, *地質ニュース* 490 号, 56-60, 1995.

Seno T., T. Sakurai and S. Stein, Can the Okhotsk plate be determined from the North American plate?, *Jour. Geophys. Res.*, **101**, 11305-11315, 1996.

瀬野徹三, 私信.

Shimada S. and Y. Bock, Crustal deformation measurements in central Japan

- determined by a Global Positioning System fixed-point network,
Jour. Geophys. Res., **97**, 12437-12455, 1992.
- 嶋本利彦・渡辺満久・鈴木康弘・ A. I. コズーリン・ M. I. ストレリーツ
 オフ・ E. ロゴージン, 1995 年ネフチェゴルスク大地震の地震断層,
 地質学雑誌, **101**, 7, 1995.
- Smith D. E., R. Kolenkiewicz, P. J. Dunn, J. W. Robbins, M. H. Torrence,
 S. M. Klosko, R. G. Williamson, E. C. Pavlis, N. B. Douglas and
 S. K. Fricke, Tectonic motion and deformation from Satellite
 Laser Ranging to LAGEOS, *Jour. Geophys. Res.*, **95**, 22013-22041,
 1990.
- 鈴木貞臣・岡山宗夫・石川春義・本谷義信, 1986 年 11 月 13 日北海道沼田町
 付近の地震 (M5.3) の概要と活動の推移, 北海道地区自然災害科学資
 料センター報告, **1**, 3-9, 1987.
- Takahashi H., M. Kasahara, N. Vasilenko, A. Ivashchenko, C. U. Kim, F.
 Kimata and T. Seno, Cosesmic Deformation Around The Northern Part
 of Epicentral Area of the 1995 North Sakhalin Earthquake Deduced
 From Geodetic Observations, *FSSN Special Issue*, 121-126, 1995.
- Takahashi H., M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, T. Kato, K. Heki, T. Seno,
 N. Vasilenko, A. Ivashchenko, V. Bahtiarov, V. Levin, E. Gordeev,
 M. Gerasimenko and F. Korchagin, Far-Eastern GPS Network for
 detection of the Okhotsk Plate motion, Proceeding of the Current
 Crustal Movement and Hazard Reduction in East Asia and South-
 East Asia, *in press* (1998).
- Takahashi H., M. Kasahara, T. Seno, T. Kato, K. Heki, F. Kimata, S. Miura,

- N. Vasilenko, A. Ivashchenko, V. Bahtiarov, V. Levin, E. Gordeev, F. Korchagin and M. Gerasimenko, Velocity field of around Sea of Okhotsk and Sea of Japan Region determined from continuous GPS Network data, submitted (1998).
- 玉木賢策, 日本海東縁部の活構造とテクトニクス, 月刊地球, 6, 38-48, 1984.
- Tamaki K. and E. Honza, INCIPIENT SUBDUCTION AND OBDUCTION ALONG THE EASTERN MARGIN OF JAPAN SEA, *Tectonophys.*, 119, 381-406, 1985.
- 土屋淳・辻宏道, 新訂版やさしいGPS測量, 445pp, 日本測量協会, 1997.
- Tsutsumi K., Global Plate Motions Detected by GPS Measurements, Master thesis of the University of Tokyo, 123pp, 1995.
- 宇佐美龍夫, 新編日本被害地震総覧, 493pp, 1996.
- 渡辺偉夫, 日本被害津波総覧, 206pp, 1985.
- Vasilenko N. F., T. T. Kudelkina, C. U. Kim, M. Kasahara, H. Takahashi, F. Kimata and T. Seno, Geodetic Studies of the Earth's Surface Deformations in the Epicentral Zone of the Neftegorsk Earthquake of May 27(28), 1995, *FSSN Special Issue*, 115-120, 1995.
- Wei D. and T. Seno, Determination of the Amurian plate motion, Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia, *Geodynamics Ser.*, ed. By M. Flower, in press (1998).
- 柳博美・平川一臣, 私信.
- Zonenshain L. P. and L. A. Savostin, Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia, *Tectonophys.*, 76, 1-45, 1981.

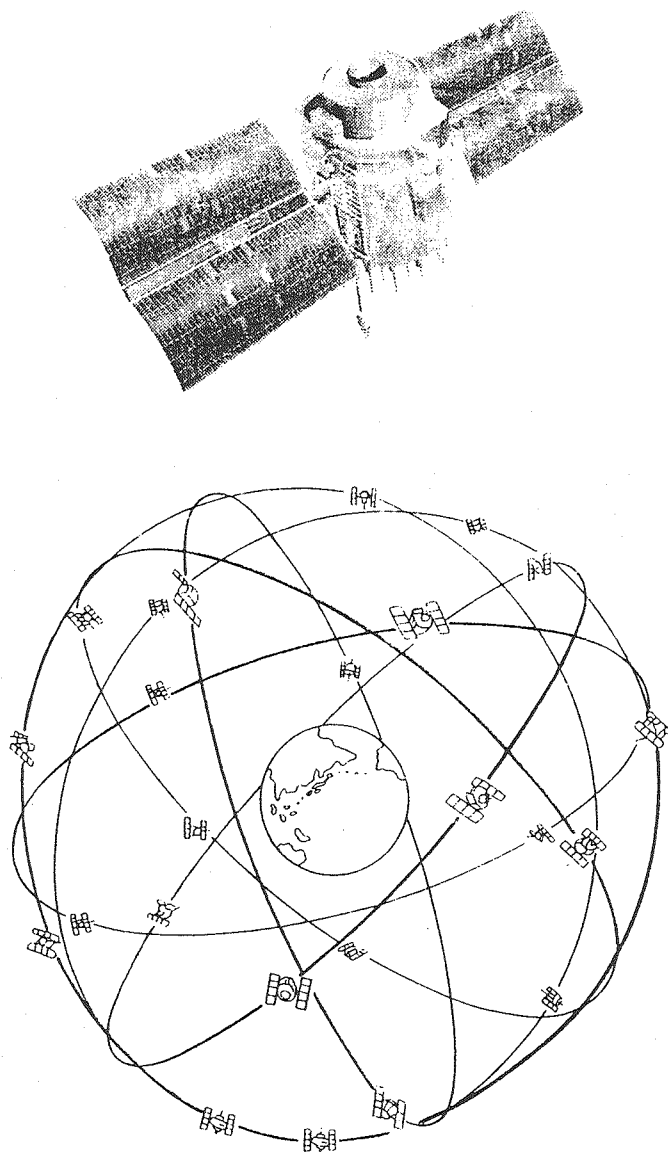


図2-1-1 GPS衛星とその軌道. 現在では6枚の軌道面上に最低4個ずつ合計24個以上の衛星が配置されている [土屋・辻, 1997]

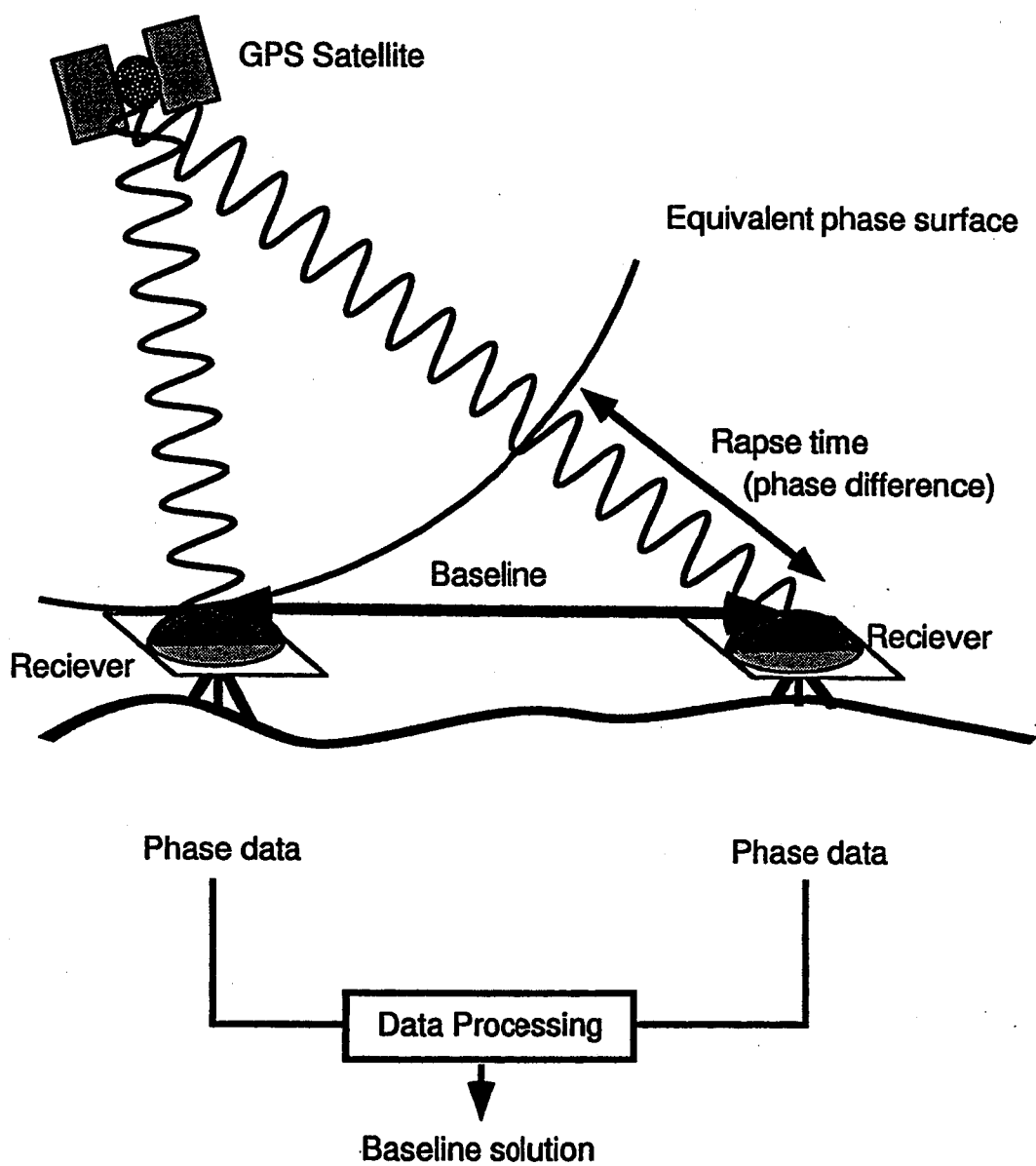


図 2—1—2 GPS 干渉測位の概念図. 2 点以上の観測点で GPS 衛星から送られてくる位相を同時に観測し, その時間差から観測点間の基線ベクトルを推定する [Nishimura, 1997] .

GPS TRACKING NETWORK

International GPS Service for Geodynamics

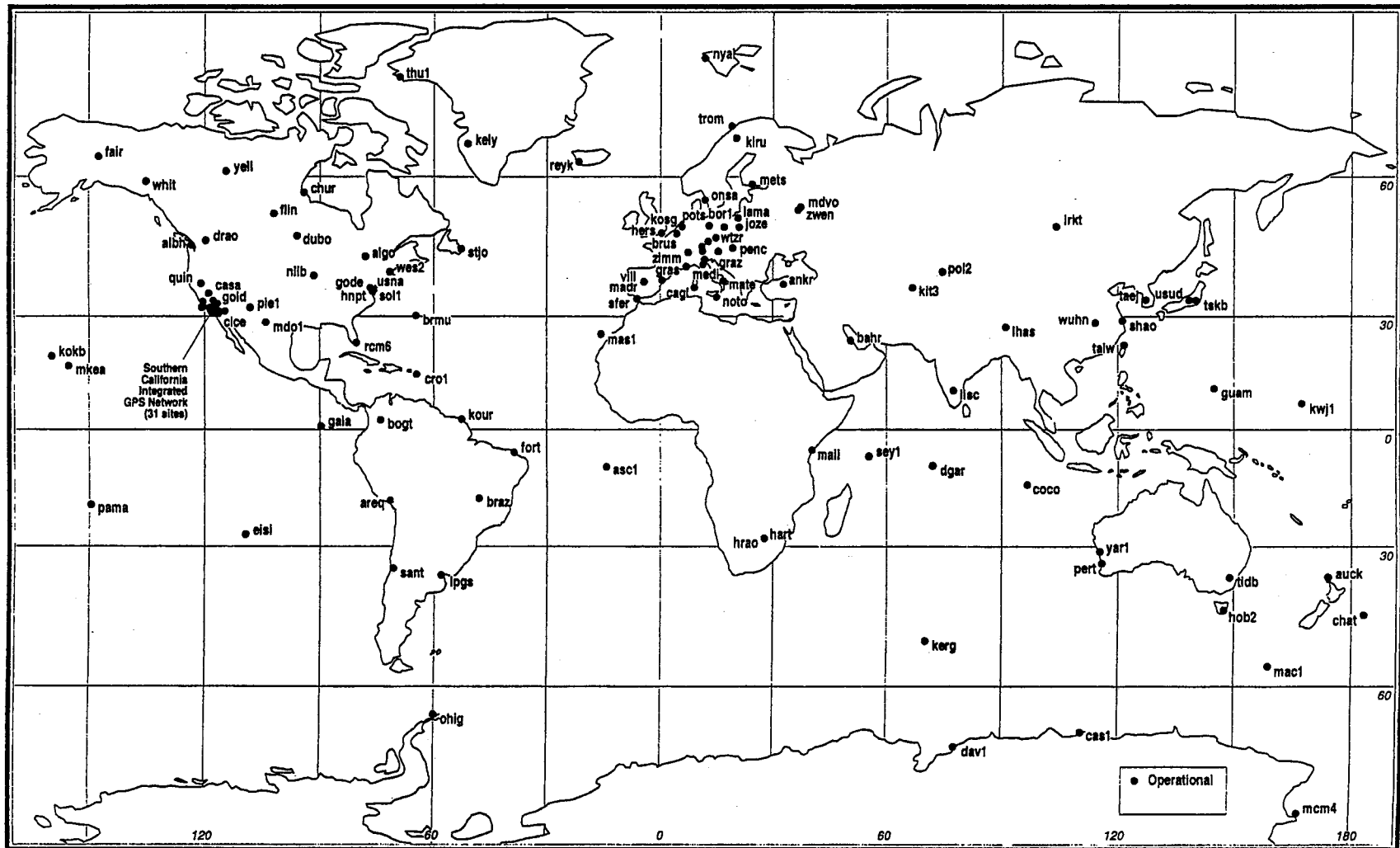


図 2—2—1 IGS(International GPS Service for Geodynamics)に登録されている
1997 年 1 月におけるグローバル・トラッキングステーションの分布図。本研究
対象地域であるアジア北東地域には、全く観測点が設置されていない。

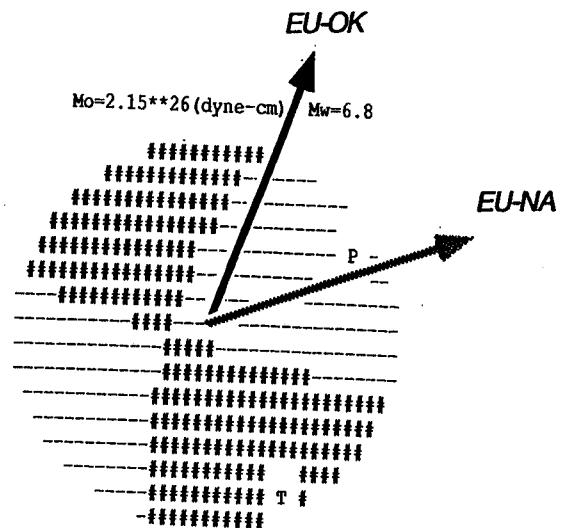
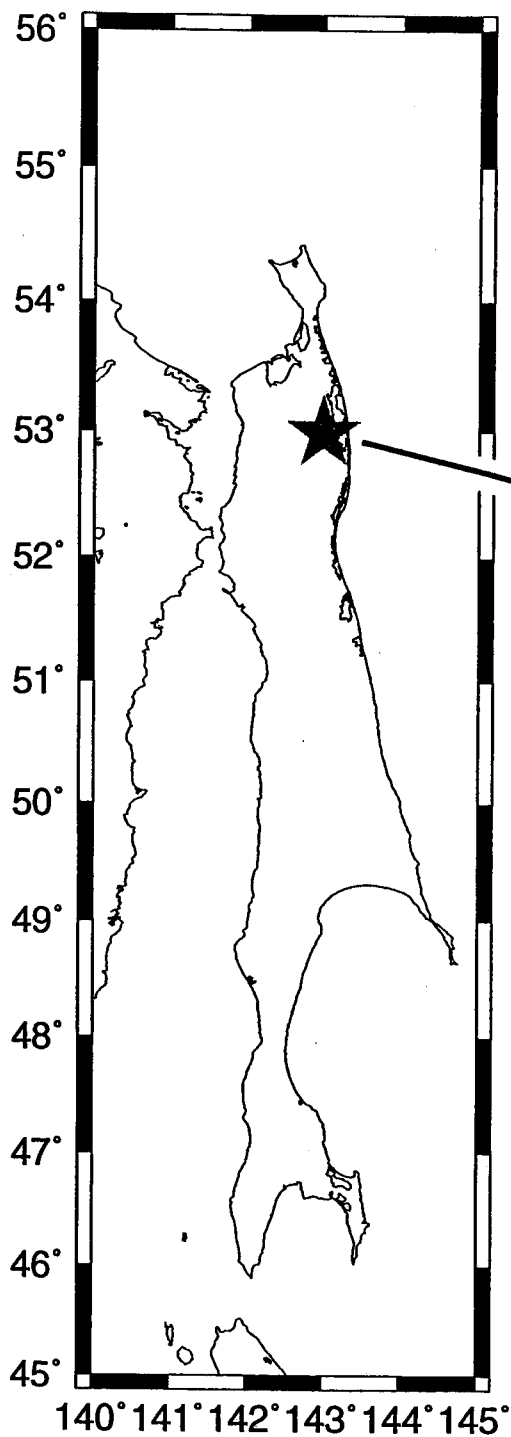


図 2—2—2 1995 年北サハリン地震 (Mw=7.0) の震源メカニズムとプレート相対運動 [瀬野, 1995]. 震源メカニズムは東大地震研の CMT 解. この地震のスリップベクトルは, 北米・ユーラシアプレートの相対運動よりもオホーツク・ユーラシアプレートの相対運動に近く, この地震がオホーツク・ユーラシアプレートの相対運動の結果生じたものであると結論した.

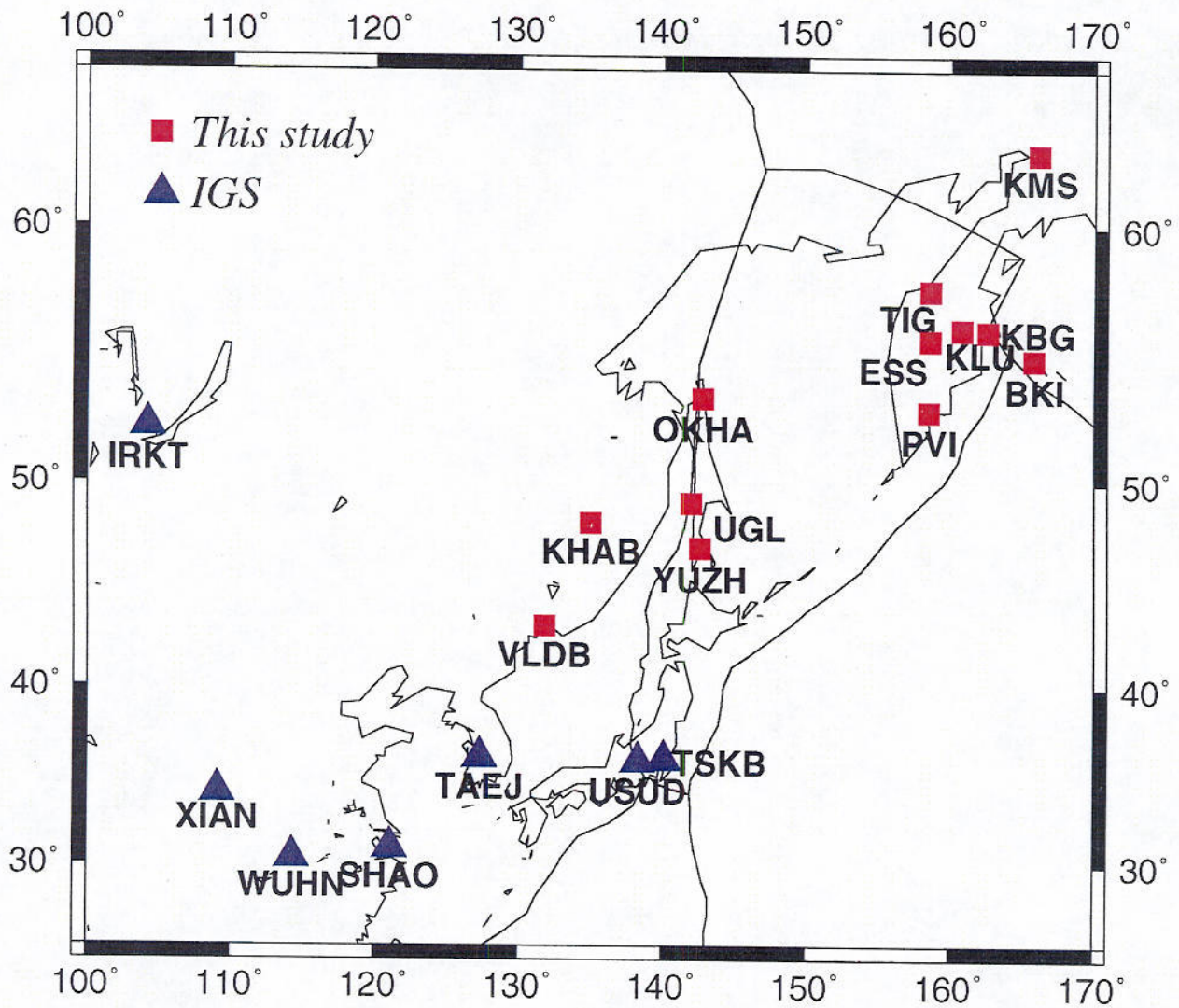


図 2—2—3 アジア北東地域における GPS 観測点分布. 記号は, 四角は今回我々が独自に設置し運営を行っている観測点 (12 点); 三角は IGS の観測点 (7 点) を表わす.



図 2—2—4 Khabarovsk でのアンテナ設置。鉄筋コンクリートの建物の屋上に、ドリルで穴を開けてボルトを埋設し、アンテナを固定した。



図 2—2—5 Kortberg でのアンテナ設置状況。ピラーを建設してその頂部にアンテナを設置した。

表 2 - 2 - 1 アジア北東地域の G P S 観測点の座標, 受信機, 運営機関, 観測開始年月

Code	City/Nation	Longitude	Latitude	Receiver	Organization	Start date
OKHA	Okha/Russia	142.9	53.6	Z-XII*	This study	95. 8.
UGL	Ulegorsk/Russia	142	49.08	Z-XII*	This study	97. 4.
YUZH	Yuzhno-Sakhalinsk/Russia	142.7	47.03	Z-XII*	This study	95. 8.
KMS	Kamenskoe/Russia	166.1	62.46	Z-XII*	This study	96.10.
KLU	Kluch/Russia	160.9	56.32	Z-XII*	This study	96.8.
ESS	Essa/Russia	158.7	55.92	Z-XII*	This study	96.8.
KBG	Kortberg/Russia	162.7	56.26	Z-XII*	This study	96.8.
TIG	Tigili/Russia	158.6	57.76	Z-XII*	This study	97.8.
BKI	Komandorskiye Island/Russia	165.8	55.19	Z-XII*	This study	97.8.
PVI	Petropavlovsk-Kamchatkiy/Russia	158.6	53.07	Z-XII*	This study	96.8.
KHAV	Khabarovsk/Russia	135.1	48.19	Z-XII*	This study	97.4.
VLAD	Vladivostok/Russia	131.9	43.2	4000SSE**	ERI****	96.2.
IRKT	Irkutsk/Russia	104.3	52.55	SNR8000**	IGS	95.9.
TSKB	Tsukuba/Japan	140.1	36.11	SNR8100**	IGS	93.12.
USUD	Usuda/Japan	138.4	36.13	SNR8000**	IGS	90.7.
SHAO	Sheshan/China	121.2	31.13	SNR8100**	IGS	94.10.
XIAN	Xian/China	109.2	34.37	SNR8100**	IGS	96.5.
WUHN	Wuhan/China	114.4	30.53	SNR8000**	IGS	94.10.
TAEJ	Taejon/Korea	127.4	36.37	4000SSE**	IGS	95.11.

* Ashtech.

** Trimble.

*** Turbo Rogue.

**** Earthquake Research Institute, The University of Tokyo.

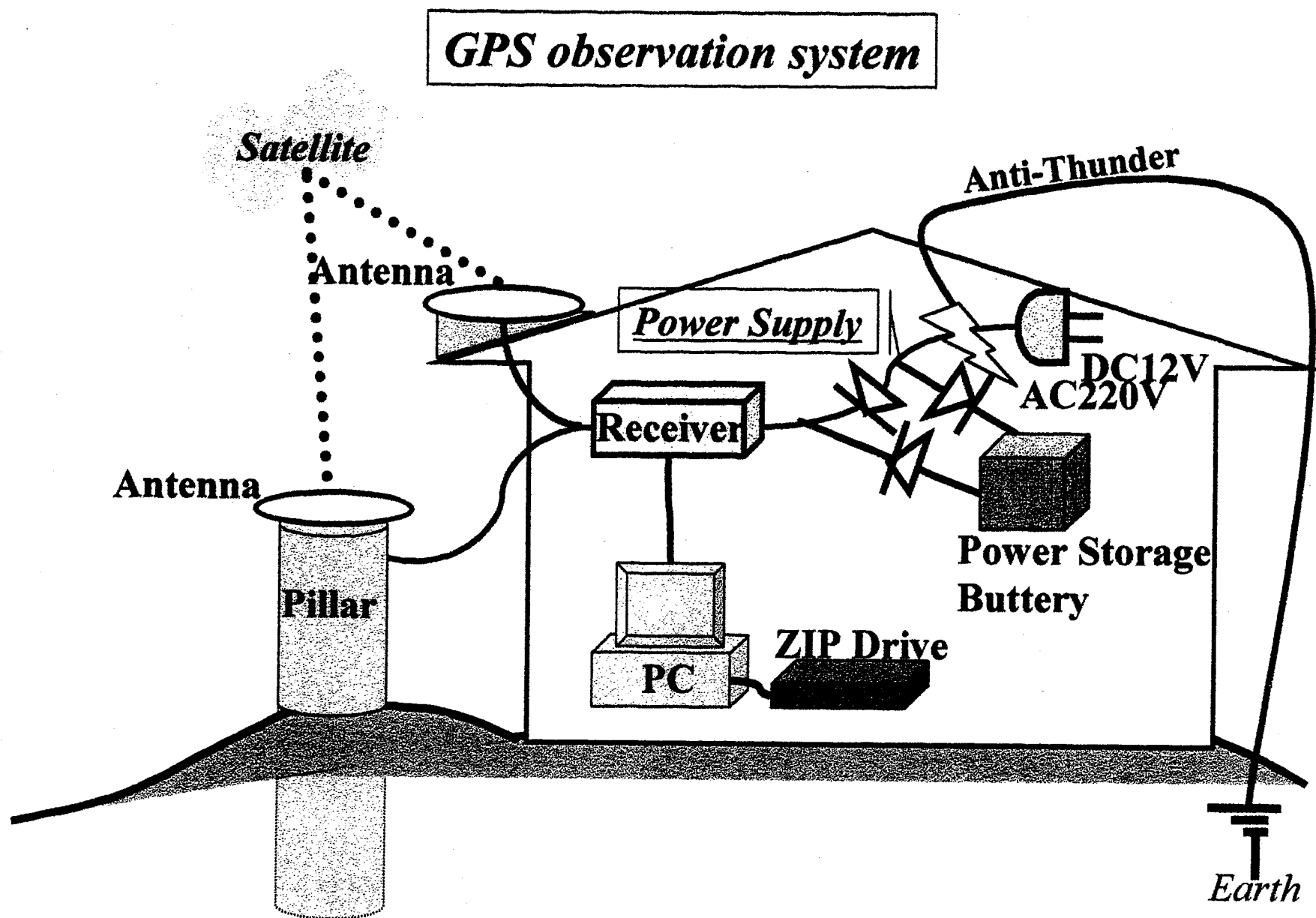
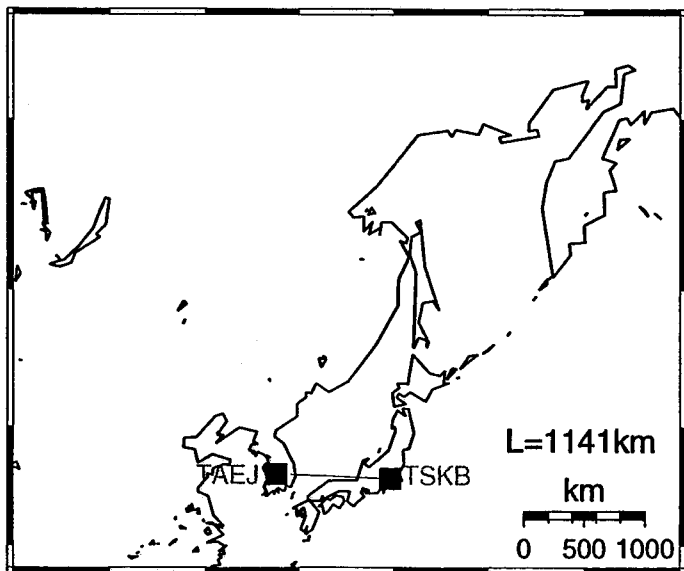
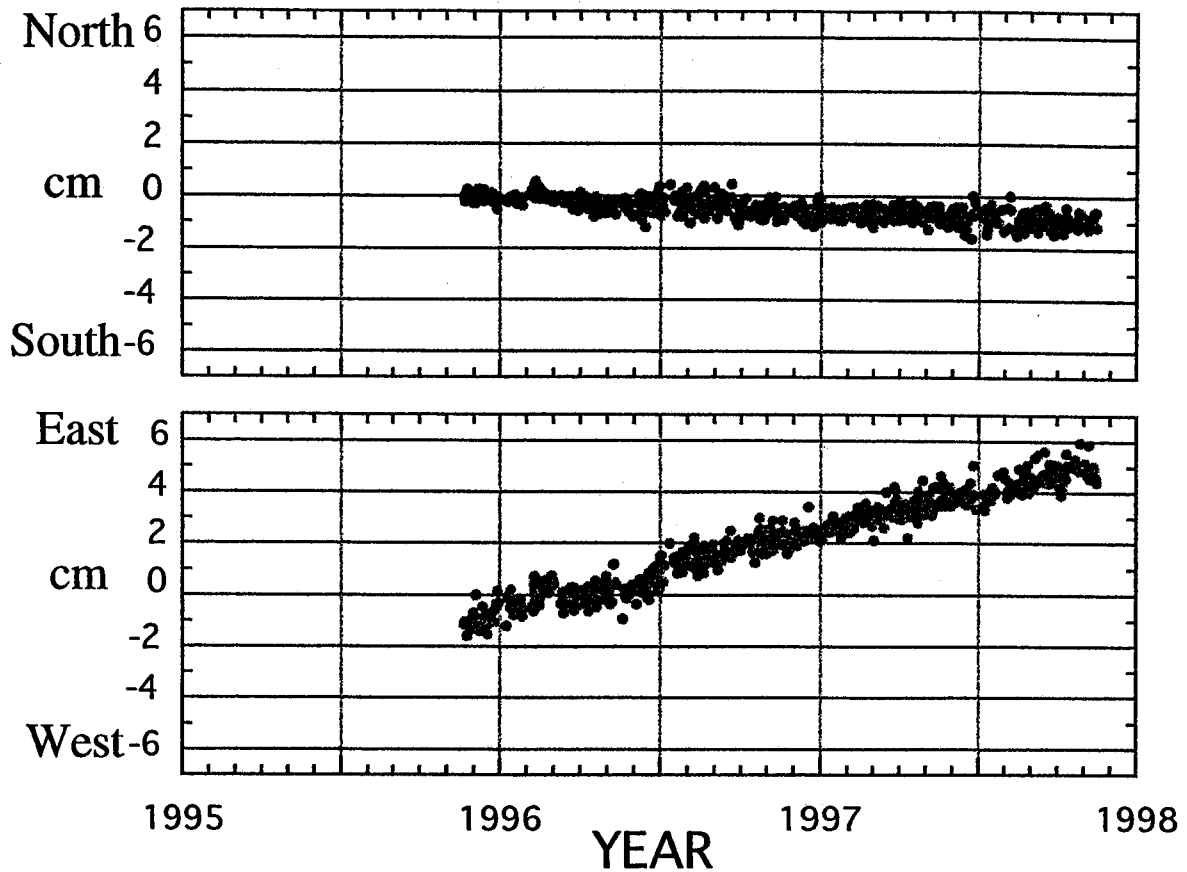


図2-2-6 本研究で設置を行ったGPS観測点での観測システムの概念図。
無停電装置と避雷装置を取り付けてある。データはパーソナルコンピュータに
ダウンロードされた後、ZIP ディスクにコピーされる。

表 2-3-1 解析の基準点に用いたIGS・TSKB観測点の
ITRF94座標系による1995年7月の座標値.

WGS-84 coordinates in meters		
X	Y	Z
-3957199.246	3310199.654	3737711.747

Taejon(TAEJ)

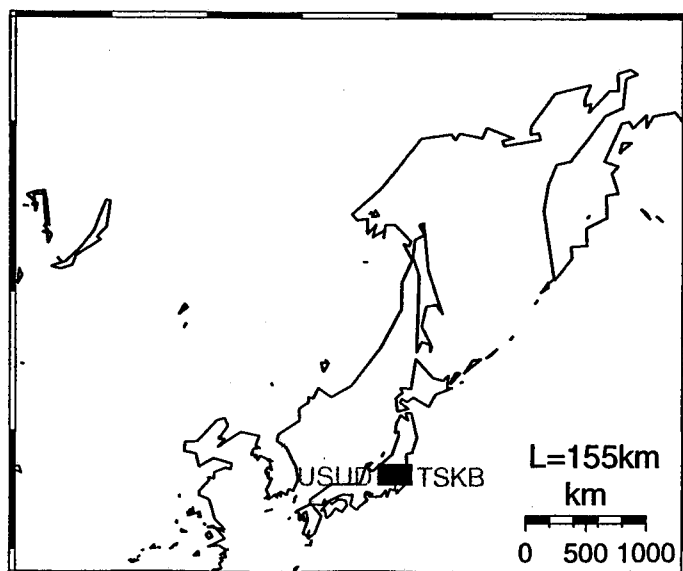
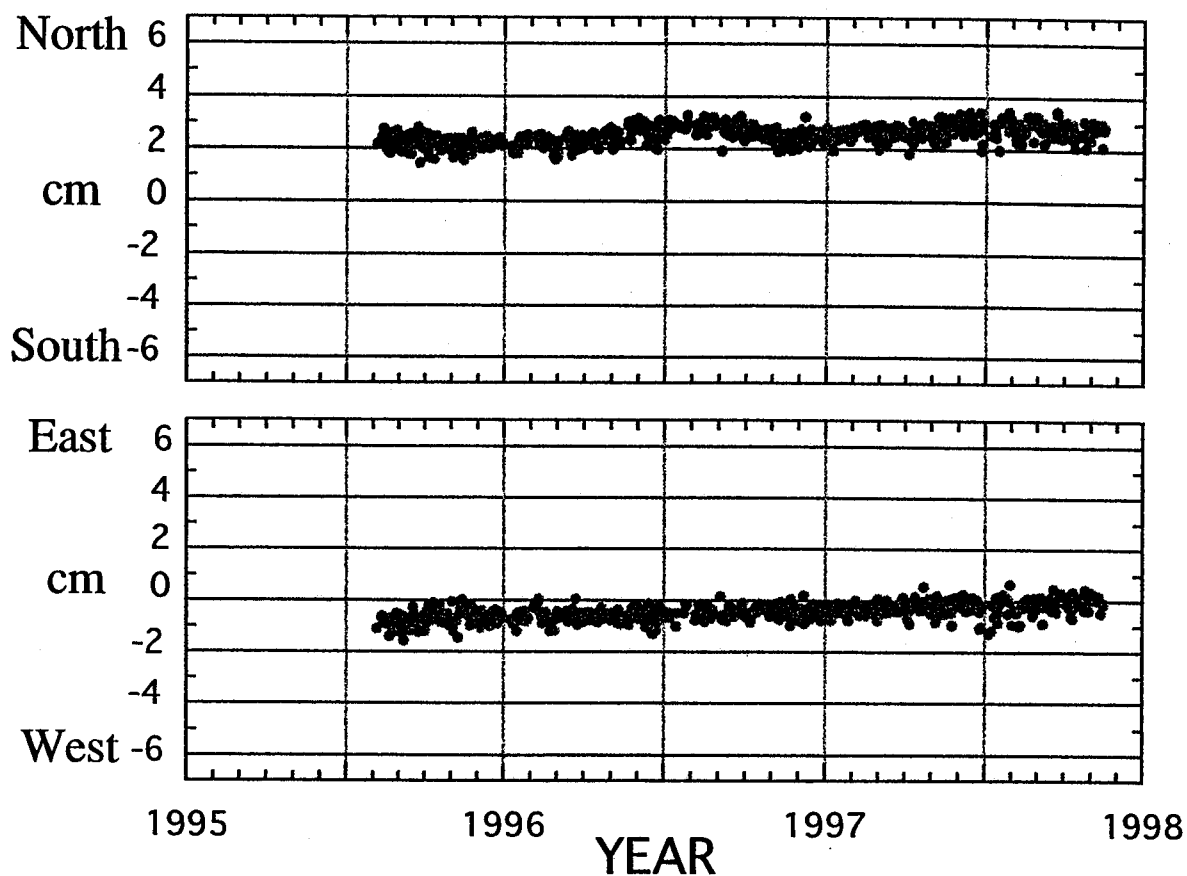


with 95% confidential error ellipse

Location	Taejon/Korea
Organization	IGS
Longitude/Latitude	127.4/36.37
Start Date	2 Aug. 1995
Data Number	576 Days

図2-4-1 (上) 解析の結果得られた Taejon 観測点での日毎座標値のプロット。1つの点が1日の座標値を表わす。横軸が年でひと目盛りが1ヶ月：縦軸が南北・東西成分の座標でひと目盛りが1cmを表わす。
(右下) 観測点の位置と TSKB からの基線距離 (L)：(左下) 観測点名, 観測点の所属, 運営機関, 解析開始日, 解析したデータ数などを示した。

Usuda(USUD)

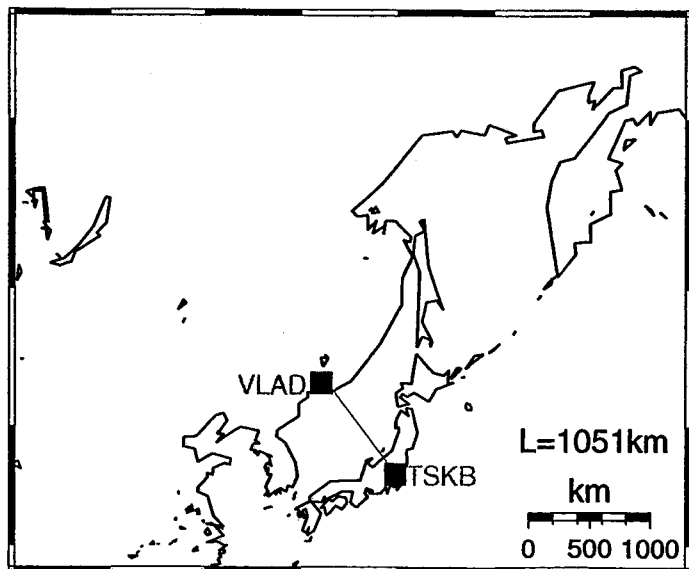
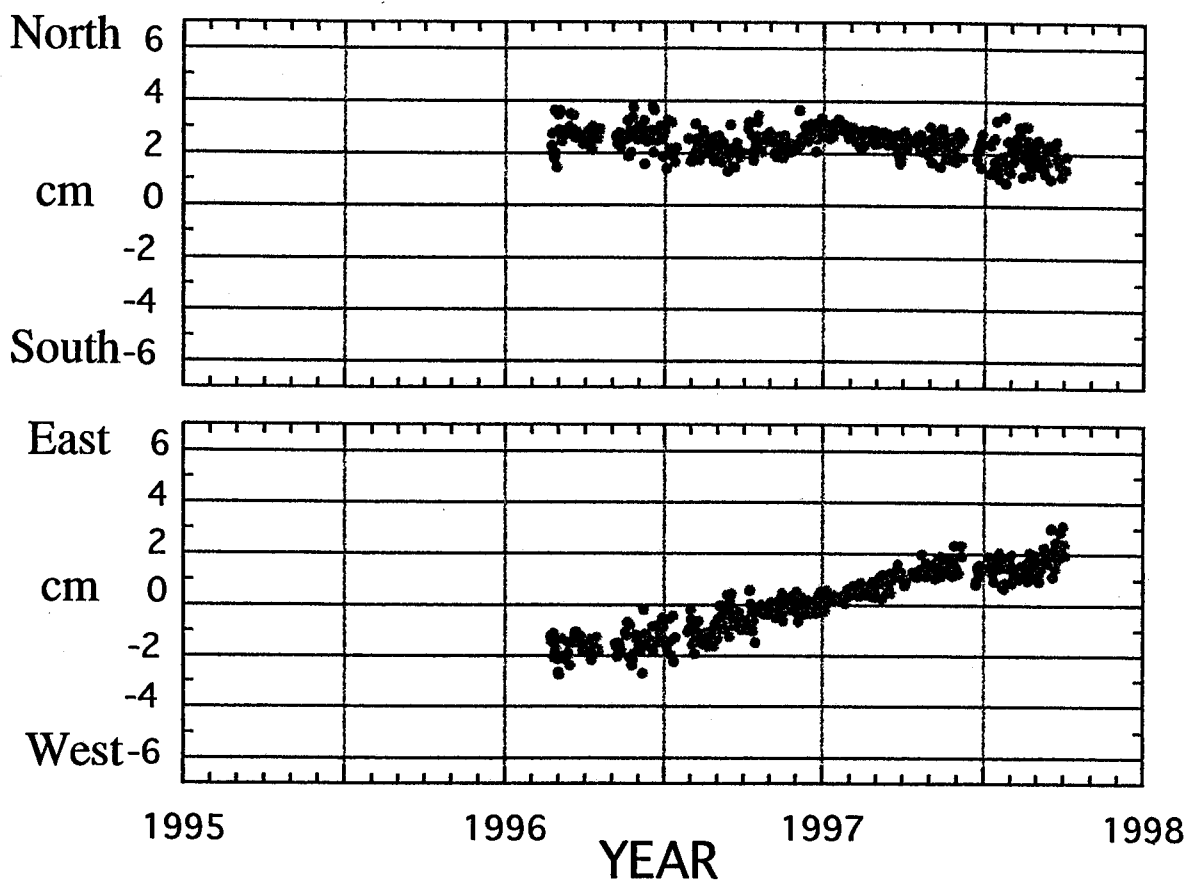


with 95% confidential error ellipse

Location	Usuda/Nagano/Japan
Organization	IGS
Longitude/Latitude	138.4/36.13
Start Date	5 Aug. 1995
Data Number	648 Days

図 2—4—1 (続き : Usuda 観測点)

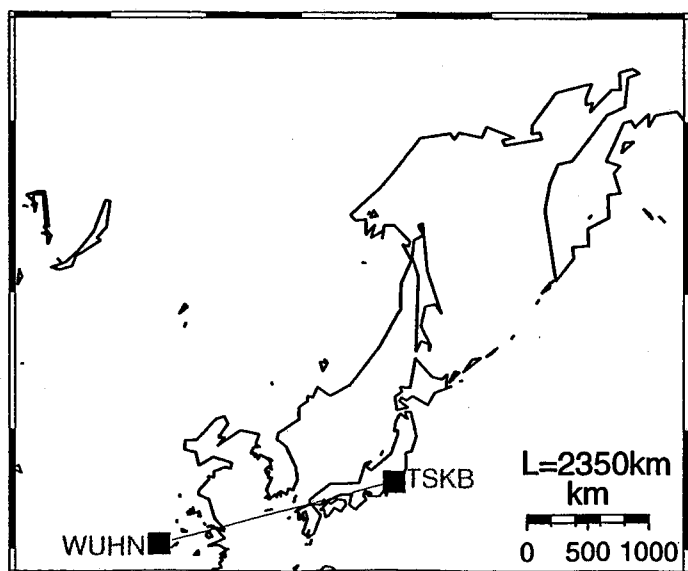
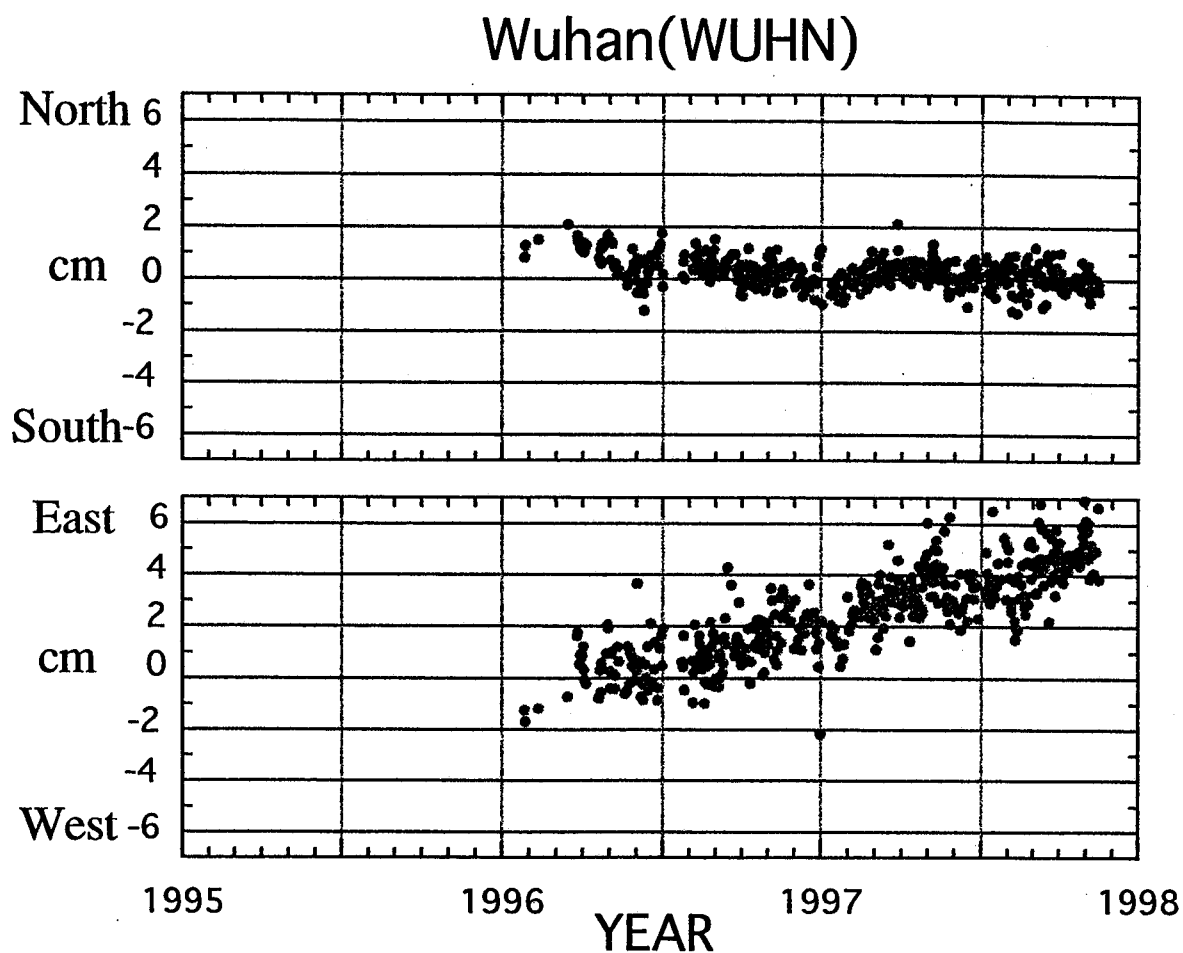
Vladivostok(VLAD)



with 95% confidential error ellipse

Location	Vladivostok/Primorsky/Russia
Organization	ERI. U-Tokyo
Contact Agency	Inst. Appl. Math
Longitude/Latitude	131.9/43.20
Start Date	21 Feb. 1996
Data Number	436 Days

図2—4—1 (続き: Vladivostok 観測点)

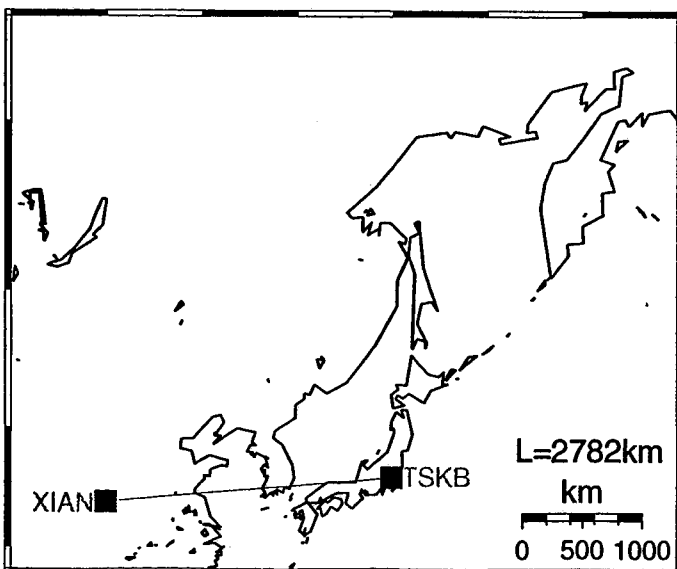
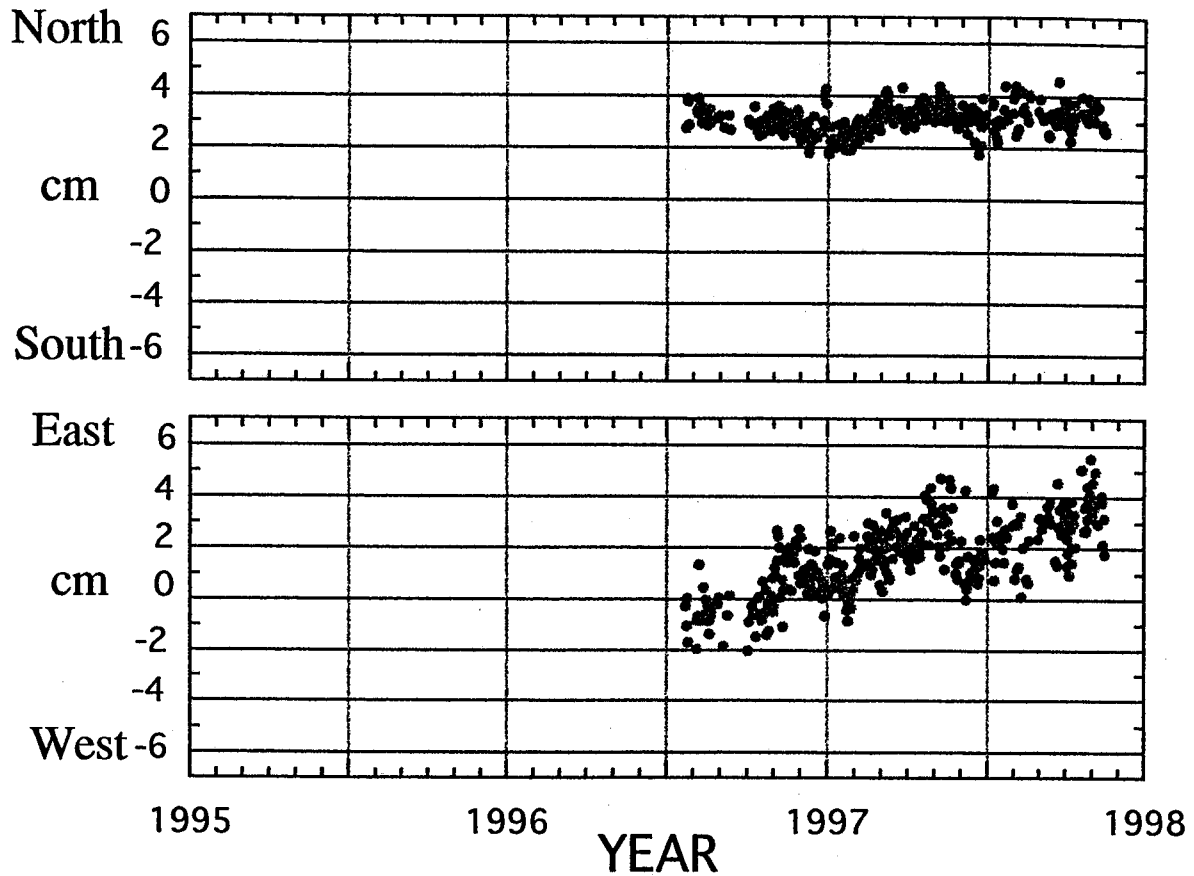


with 95% confidential error ellipse

Location	Wuhan/China
Organization	IGS
Longitude/Latitude	114.4/30.53
Start Date	25 Jan. 1996
Data Number	430 Days

図2—4—1 (続き : Wuhan 観測点)

Xian(XIAN)

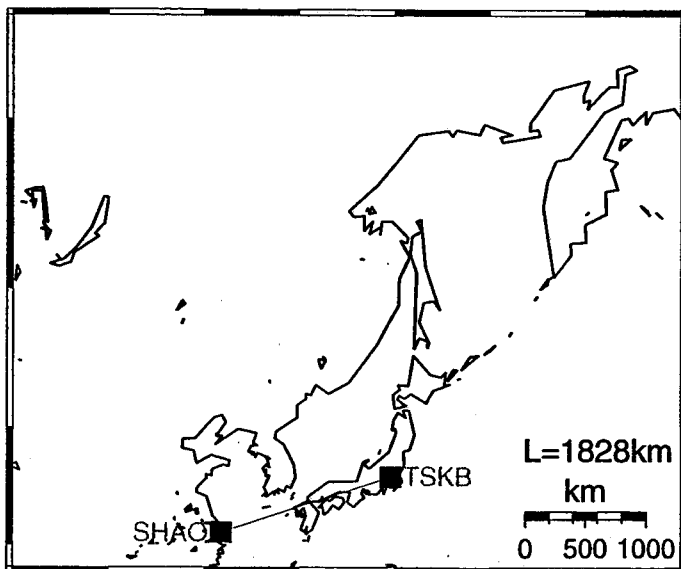
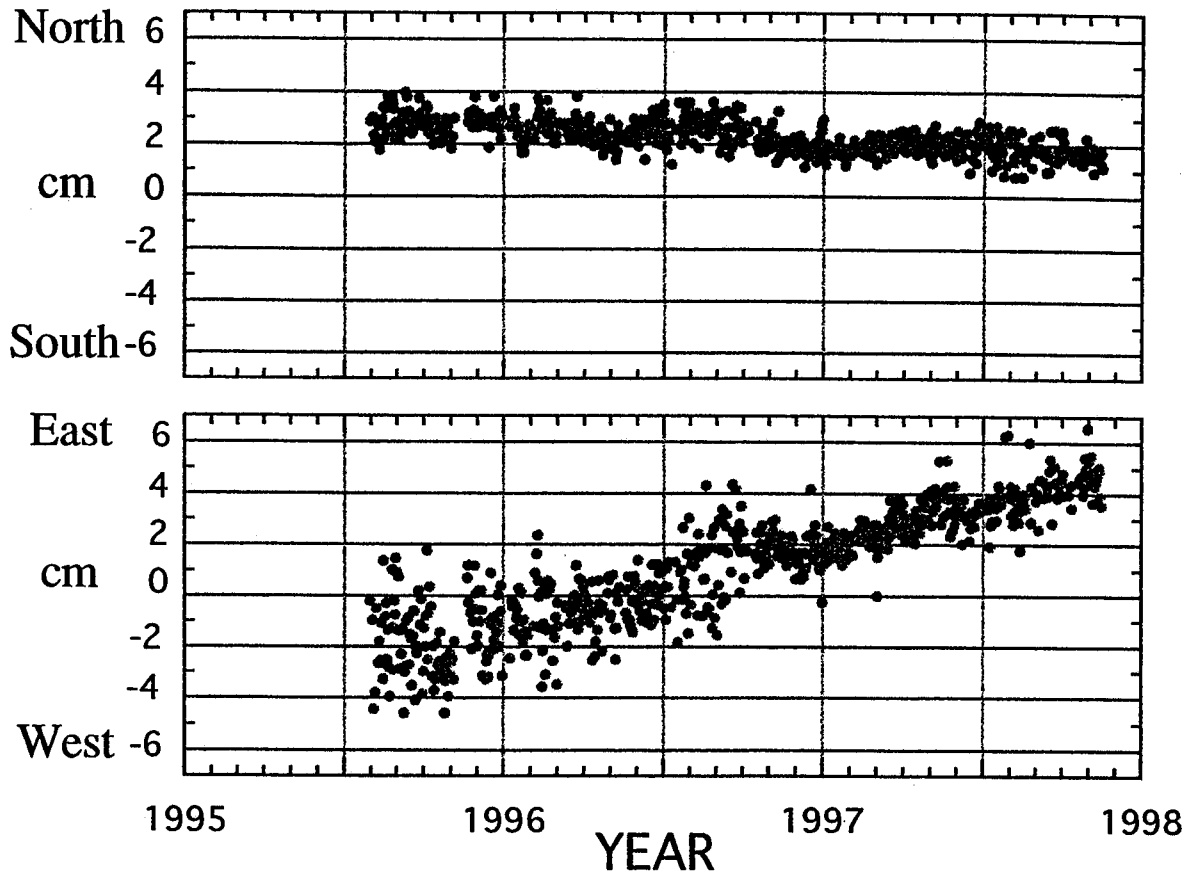


with 95% confidential error ellipse

Location	Xian/China
Organization	IGS
Longitude/Latitude	109.2/34.37
Start Date	22 Jul. 1996
Data Number	330 Days

図 2—4—1 (続き : Xian 観測点)

Sheshan(SHAO)

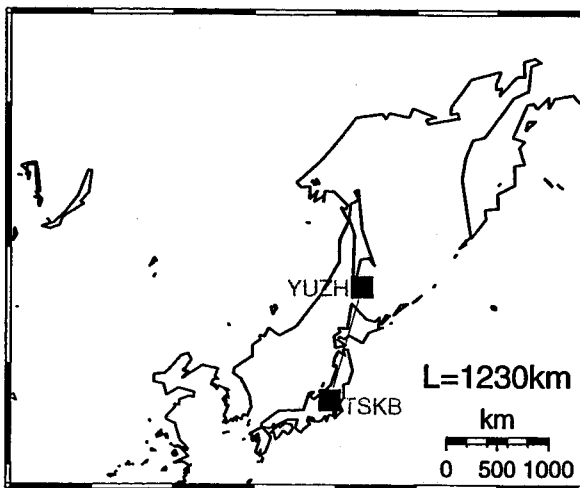
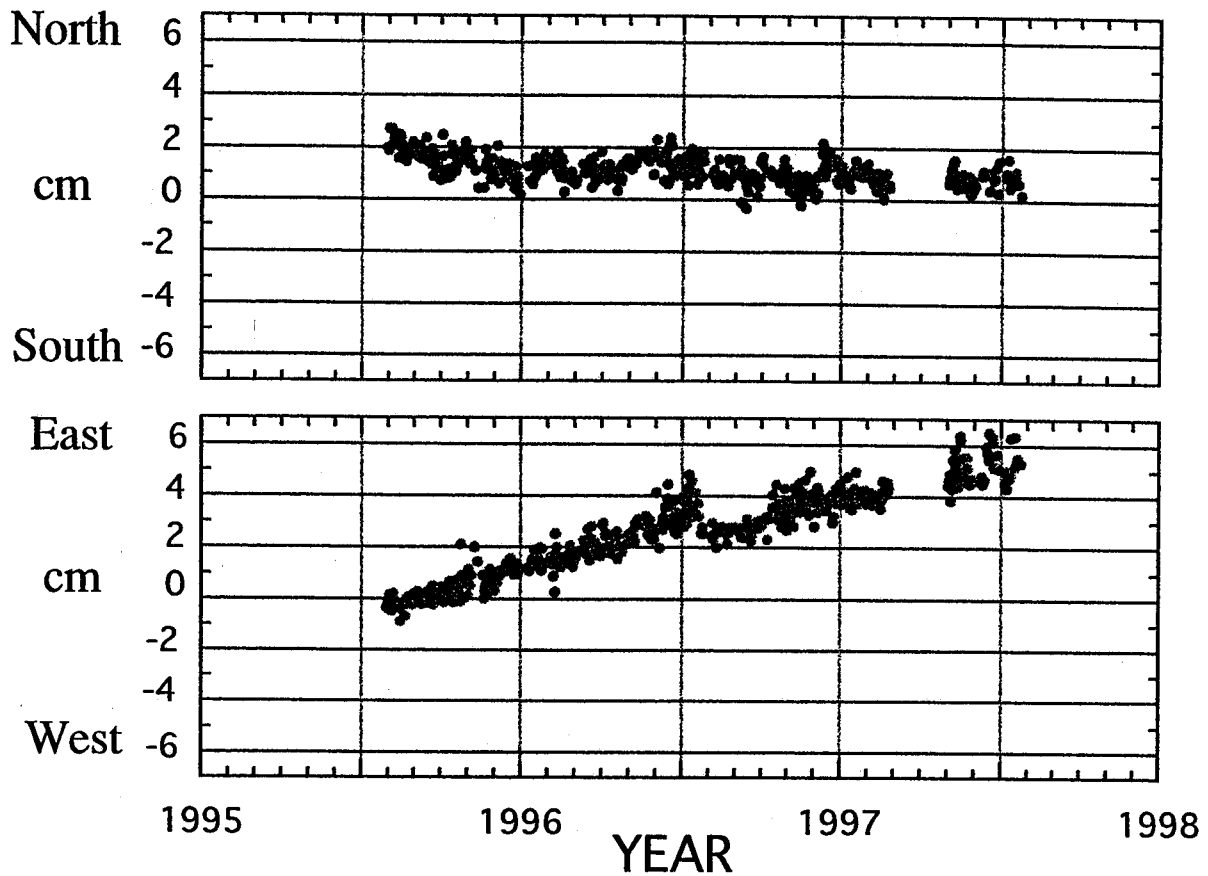


with 95% confidential error ellipse

Location	Sheshan/Shanghai/China
Organization	IGS
Longitude/Latitude	121.2/31.13
Start Date	31 Jul. 1995
Data Number	676 Days

図2—4—1 (続き: Sheshan 観測点)

Yuzhno-Sakhalinsk(YUZH)

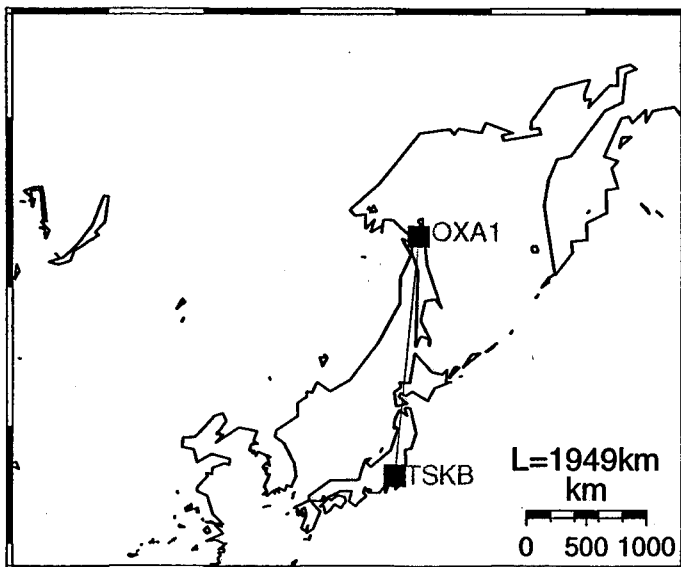
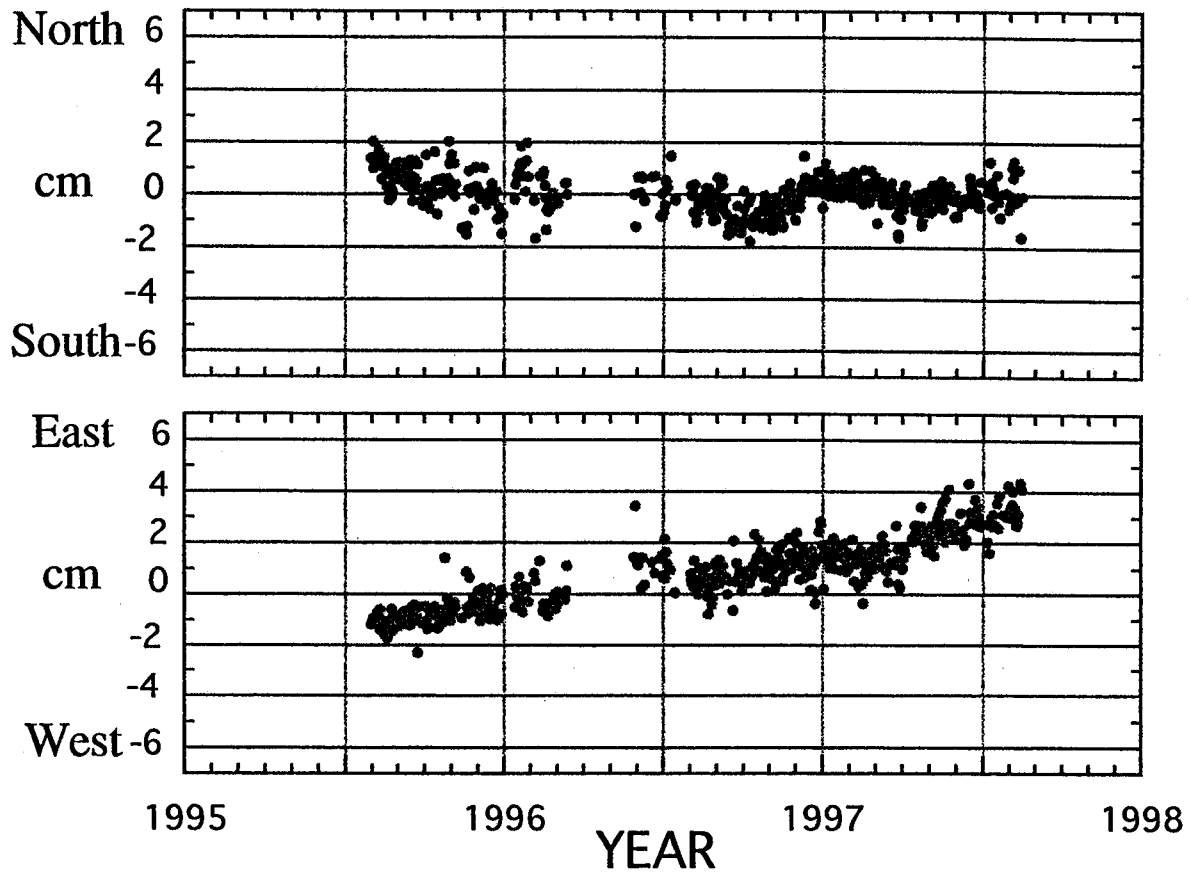


with 95% confidential error ellipse

Location	Yuzhno-Sakhalinsk/Sakhalin/Russia
Organization	This Study
Contact Agency	Inst. Mar. Geol. Geophys.
Longitude/Latitude	142.7/47.03
Start Date	31 Jul. 1995
Data Number	484 Days

図 2—4—1 (続き : Yuzhno—Sakhalinsk
観測点)

Okha(OXA)

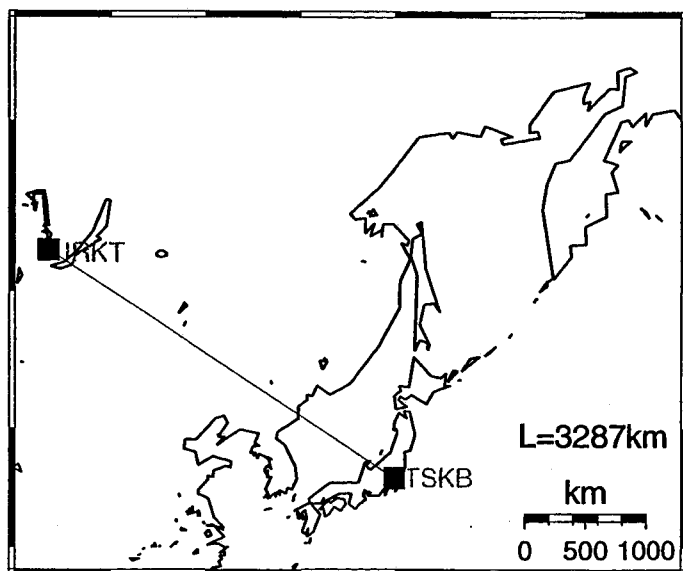
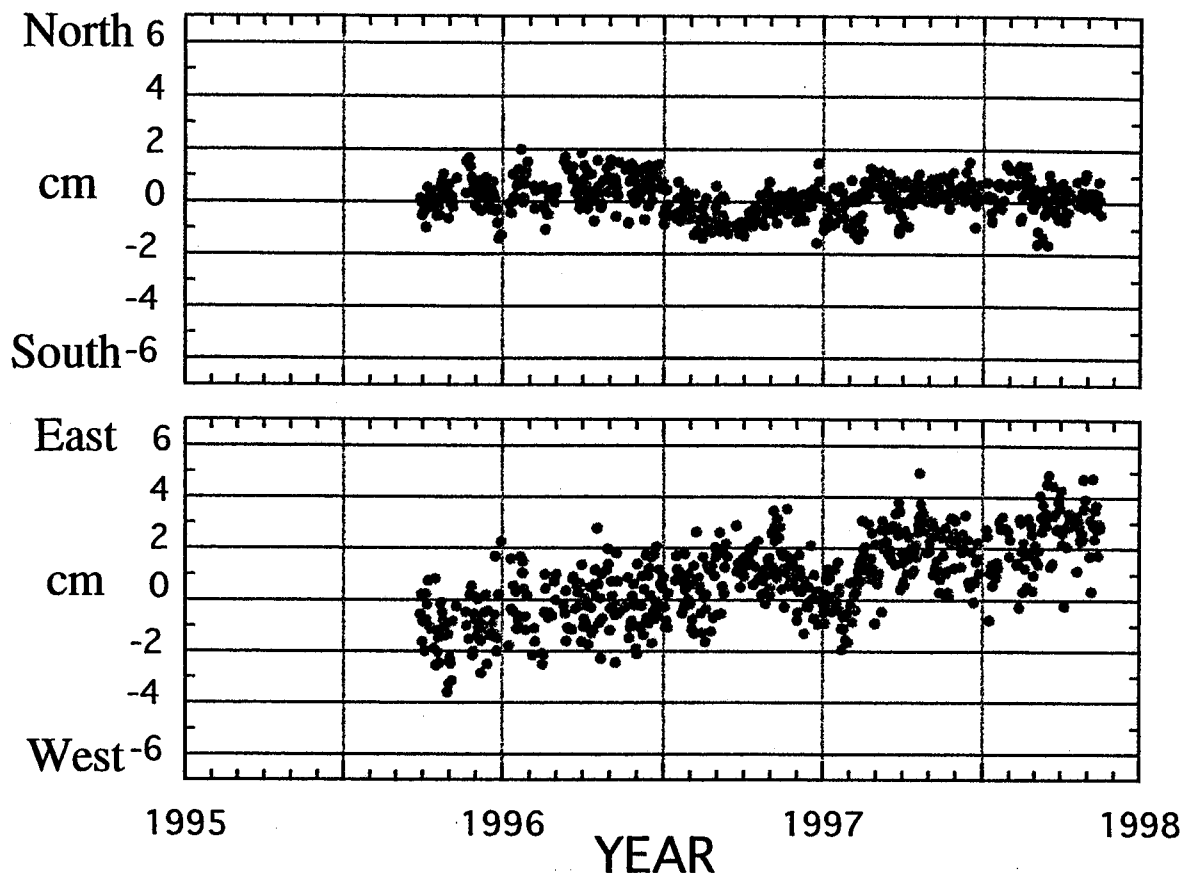


with 95% confidential error ellipse

Location	Okha/Sakhalin/Russia
Organization	This Study
Contact Agency	Inst. Mar. Geol. Geophys.
Longitude/Latitude	142.9/53.60
Start Date	31 Jul. 1995
Data Number	486 Days

図 2—4—1 (続き : Okha 観測点)

Irkutsk (IRKT)

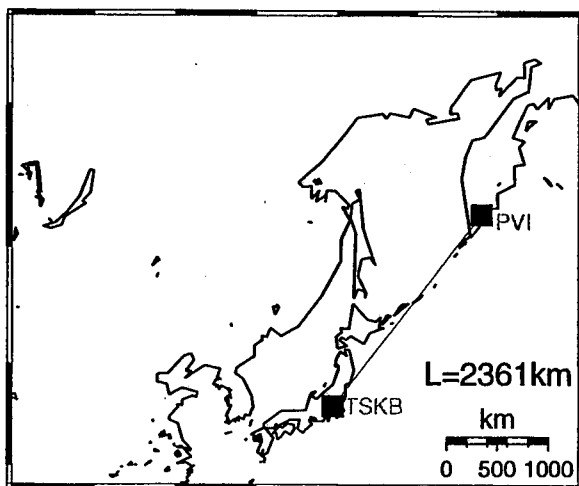
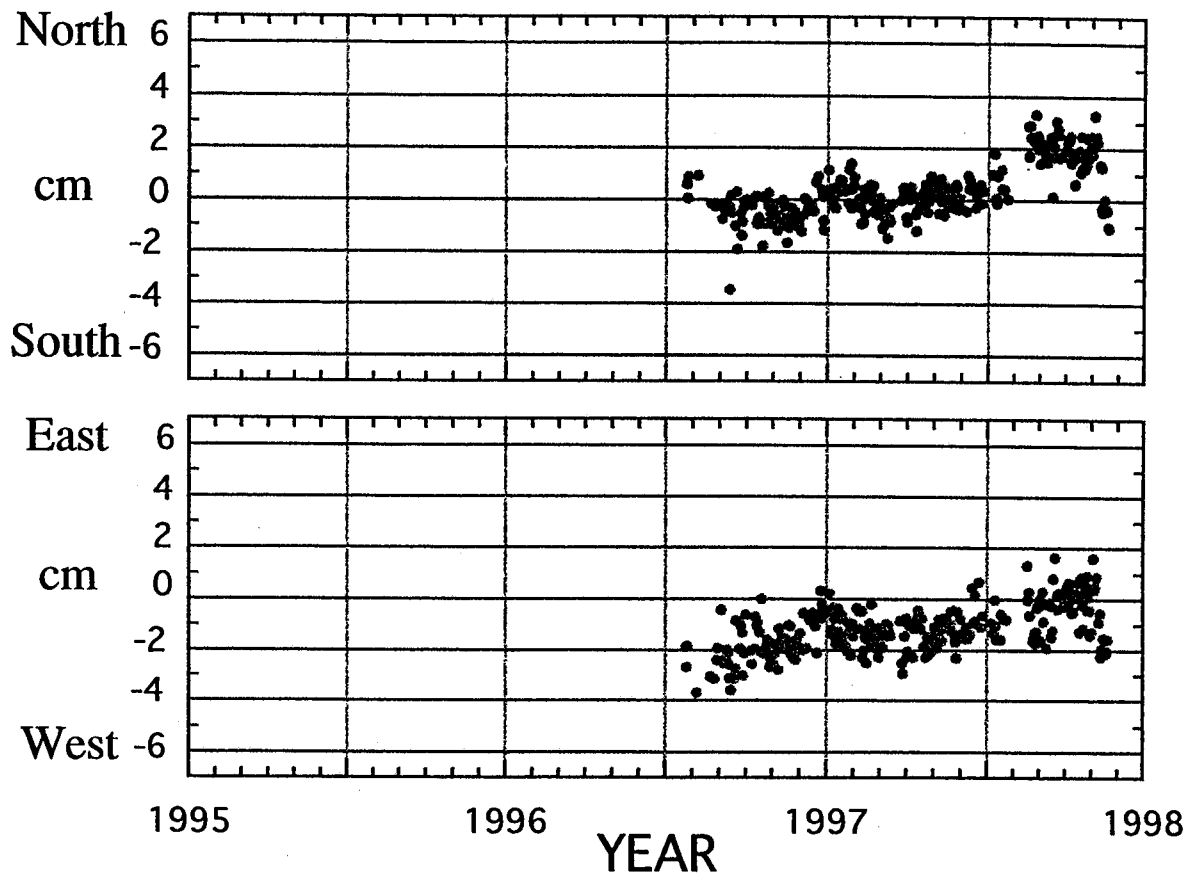


Location	Irkutsk/Siberia/Russia
Organization	IGS
Contact Agency	
Longitude/Latitude	104.3/52.55
Start Date	20 Nov. 1995
Data Number	583Days

図 2—4—1 (続き : Irkutsk 観測点)

with 95% confidential error ellipse

Petropavrovsk-Kamchatky(PVI)

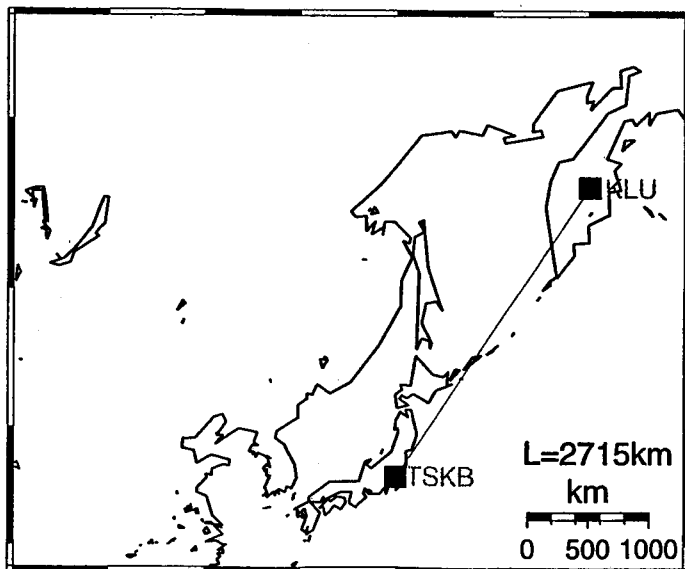
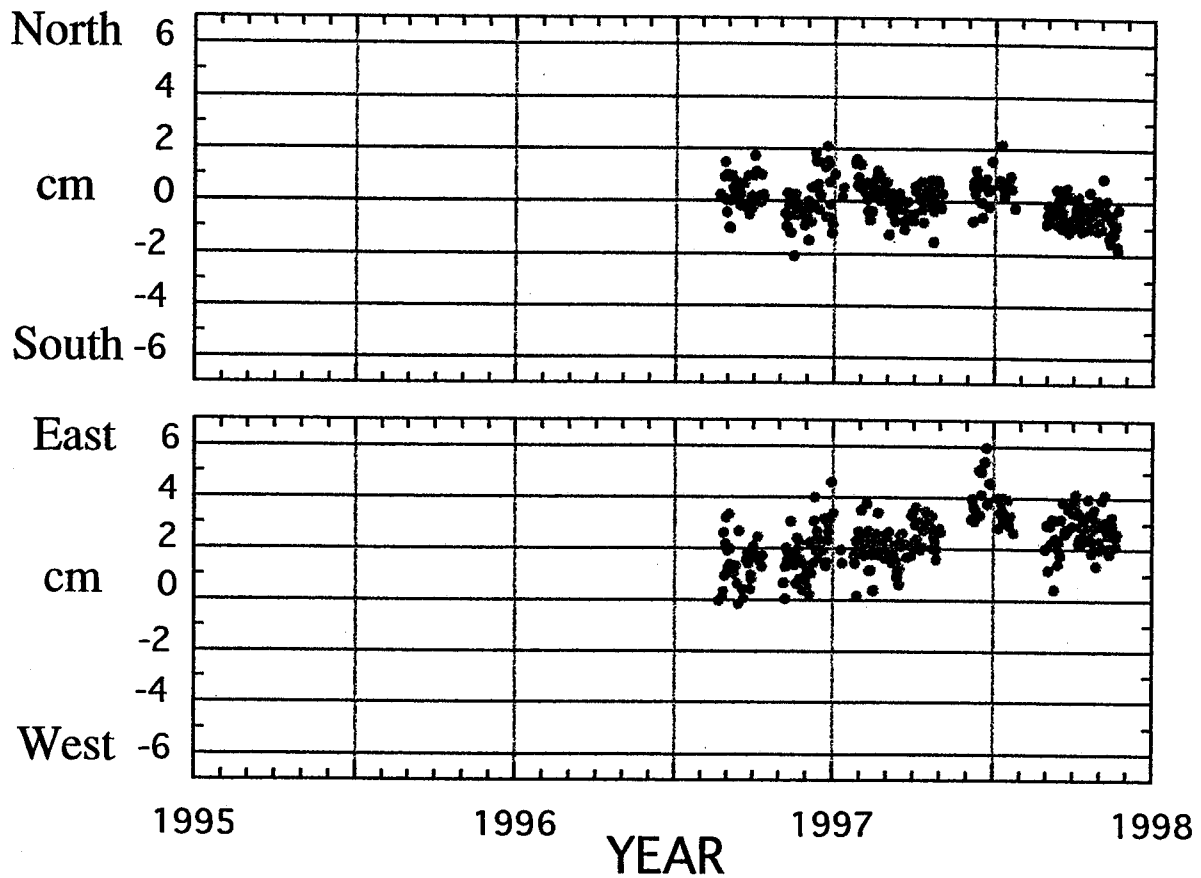


with 95% confidential error ellipse

Location	Petropavrovsk-Kamchatky/Russia
Organization	This Study
Contact Agency	Inst. Volcanology
Longitude/Latitude	158.6/53.04
Start Date	23 Jul. 1996
Data Number	278 Days

図 2—4—1 (続き : Petropavrovsk—
Kamchatky 観測点)

Kluch(KLU)

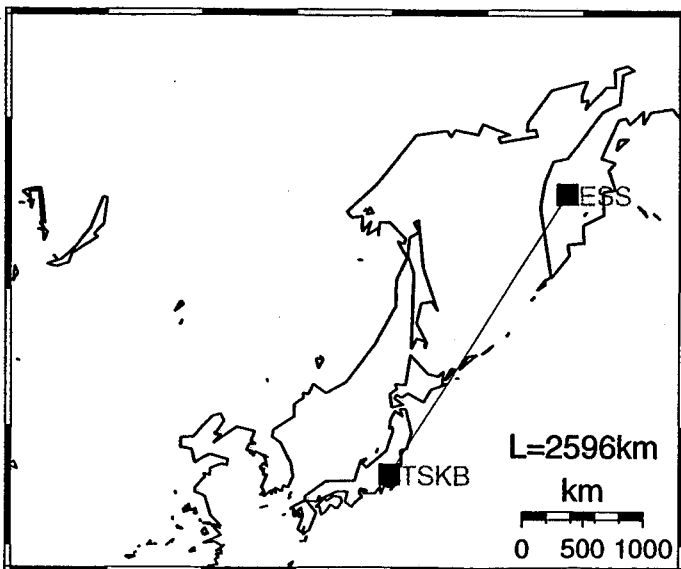
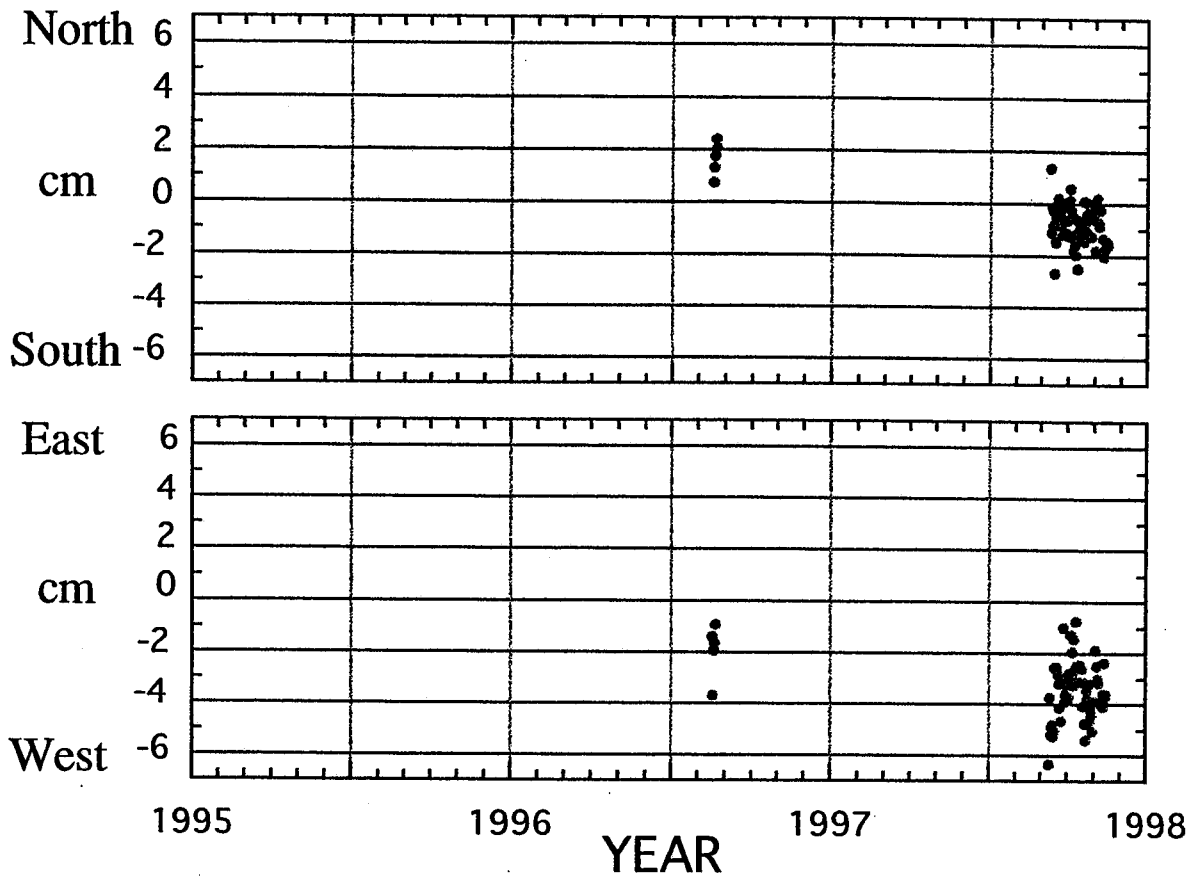


with 95% confidential error ellipse

Location	Kluch/Kamchatka/Russia
Organization	This Study
Contact Agency	Inst. Volcanology
Longitude/Latitude	160.9/56.32
Start Date	20 Aug. 1996
Data Number	270 Days

図2—4—1 (続き : Kluch 観測点)

Essa(ESS)

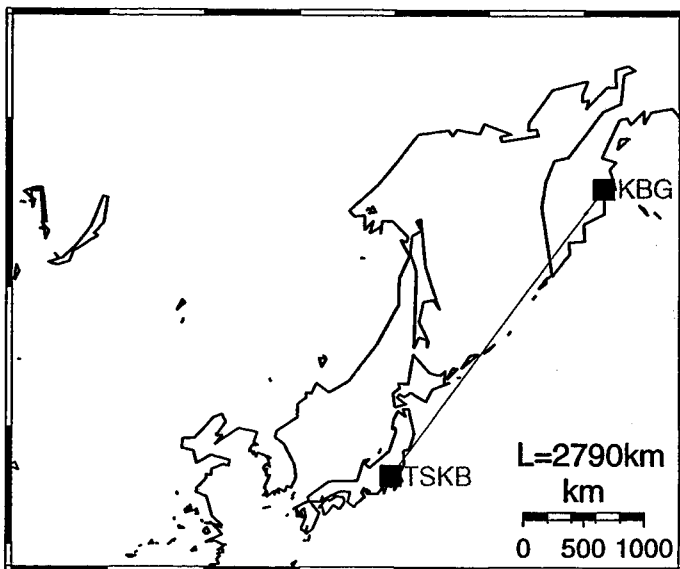
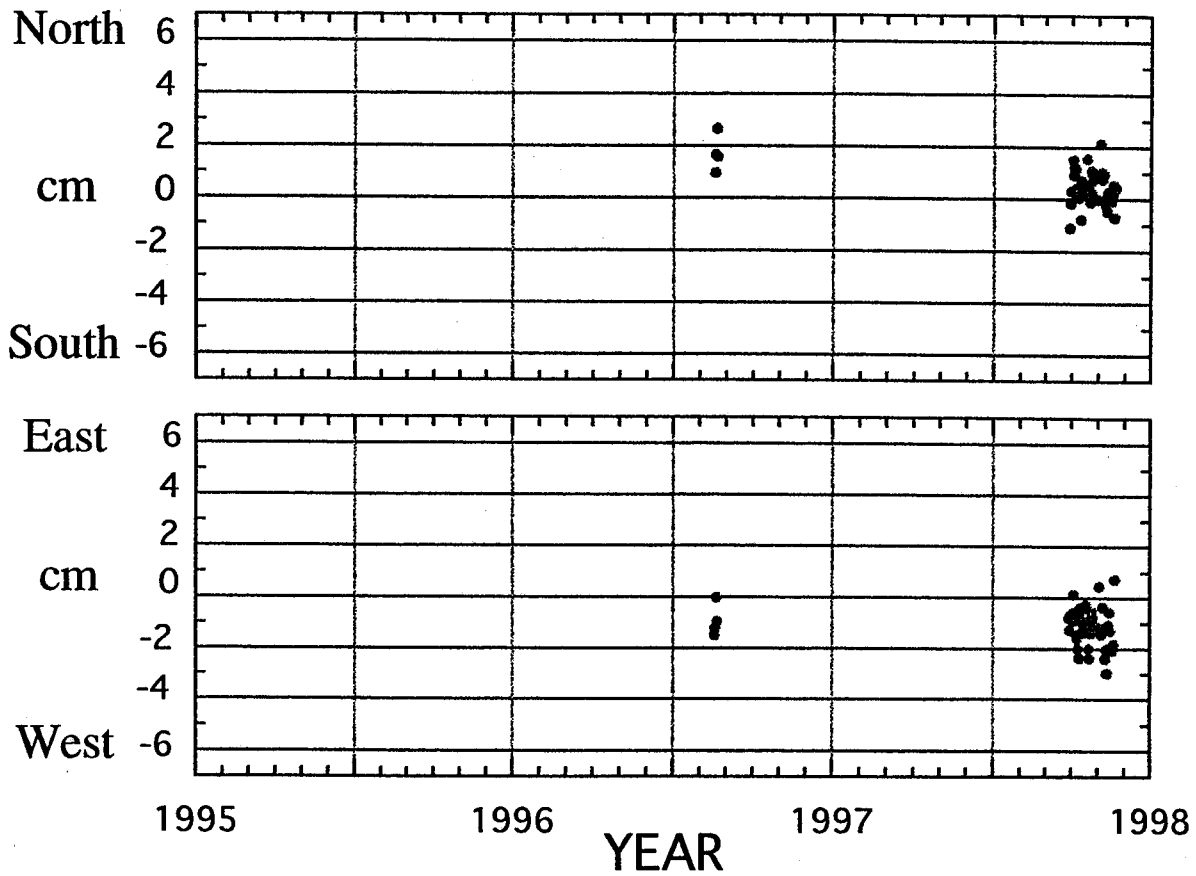


with 95% confidential error ellipse

Location	Essa/Kamchatka/Russia	
Organization	This Study	
Contact Agency	Inst. Volcanology	
Longitude/Latitude	158.7/55.92	
Start Date	17 Aug. 1996	
Data Number	1996	5 Days
	1997	57 Days

図 2—4—1 (続き : Essa 観測点)

Kortberg(KBG)

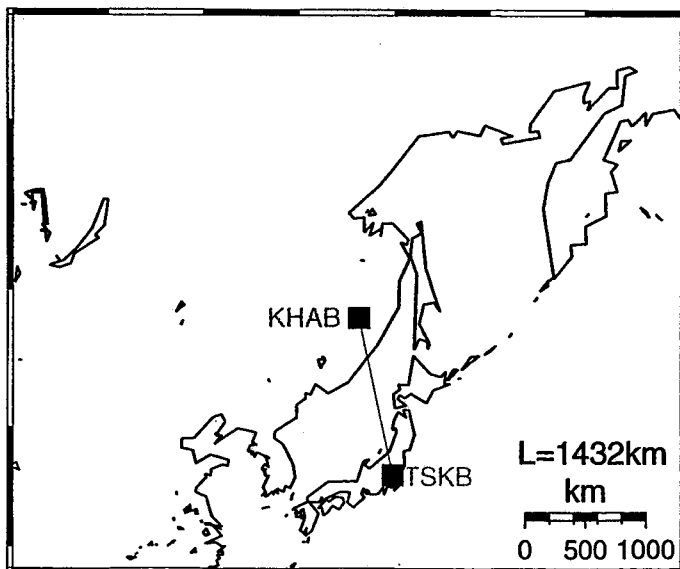
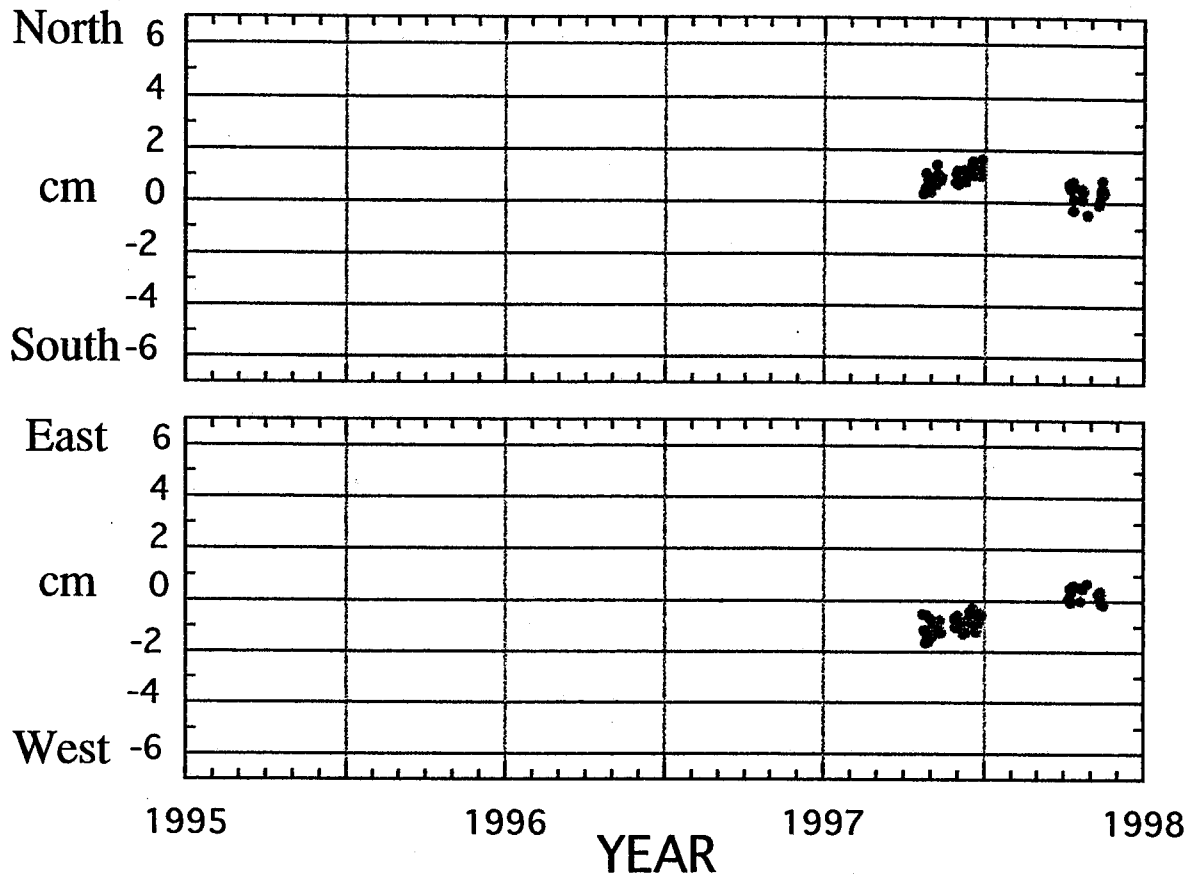


with 95% confidential error ellipse

Location	Kortberg/Kamchatka/Russia	
Organization	This Study	
Contact Agency	Inst. Volcanology	
Longitude/Latitude	162.7/56.26	
Start Date	18 Aug. 1996	
Data Number	1996	4 Days
	1997	42 Days

図2—4—1 (続き : Kortberg 観測点)

Khabarovsk(KHAB)



with 95% confidential error ellipse

Location	Khabarovsk/Russia
Organization	This Study
Contact Agency	Inst. Tect. Geophys.
Longitude/Latitude	135.1/48.19
Start Date	23 Apr. 1997
Data Number	62 Days

図 2—4—1 (続き : Khabarovsk 観測点)

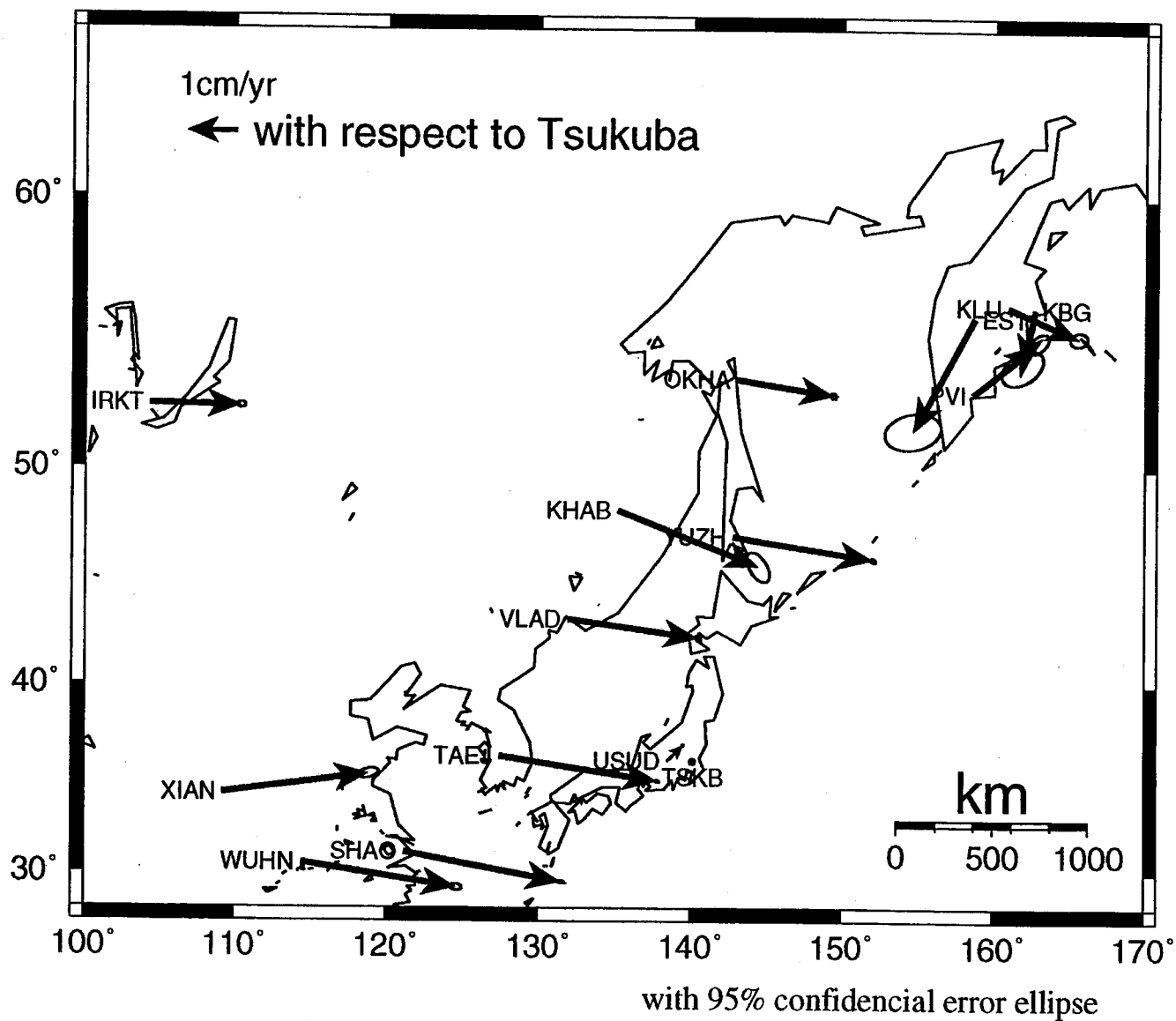


図2—5—1 TSKB を固定した場合に求められた速度ベクトル. TSKB に対する相対速度を表わしている.

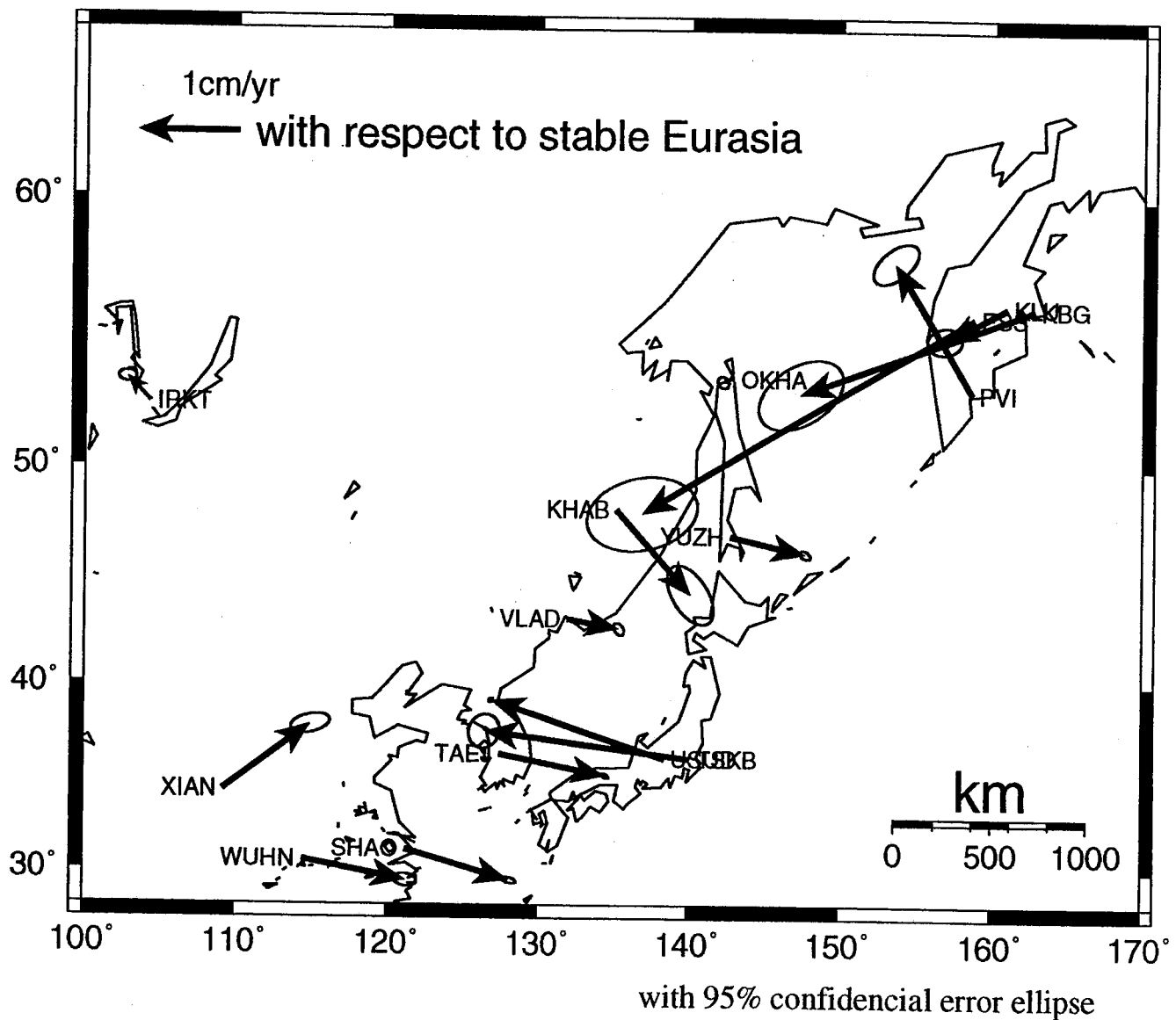


図2—5—2 図2—5—1で得られた速度ベクトルに VLBI 観測から求められた TSKB のユーラシアプレート安定内部に対する速度（西に 2.05cm/yr : 北に 0.27cm/yr ; Heki, 1996) を加えた結果得られた速度ベクトル。観測網がユーラシアプレートに対する速度場として表現されている。

表 2-5-1 各観測点のユーラシアプレート安定内部に対する速度ベクトル

Site	Velocity and Errors		Period for Analysis
	East (cm/yr)	North (cm/yr)	
Kluch, Kamchatka (KLU)	-0.63(0.15)	-0.32(0.11)	Aug. 96 - Oct. 97
Kortberg, Kamchatka (KBG)	-2.30(0.35)	-0.84(0.29)	Aug. 96 - Nov. 97
Essa, Kamchatka (ESS)	-3.28(0.47)	-1.93(0.30)	Aug. 96 - Nov. 97
Petropavrovsk-Kamchatky (PVI)	-0.76(0.19)	1.27(0.17)	Aug. 96 - Oct. 97
Irkutsk, Russia (IRKT)	-0.23(0.08)	0.24(0.05)	Sep. 95 - Nov. 97
Khabarovsk, Russia (KHAB)	0.75(0.20)	-0.83(0.24)	Apr. 97 - Nov. 97
Okha, Sakhalin (OKHA)	-0.11(0.05)	-0.03(0.05)	Jul. 95 - Aug. 97
Sheshan, China (SHAO)	1.04(0.06)	-0.30(0.03)	Jul. 95 - Aug. 97
Taejon, Korea (TAEJ)	1.06(0.03)	-0.21(0.02)	Feb. 96 - Sep. 97
Usuda, Japan (USUD)	-1.73(0.02)	0.57(0.02)	Aug. 95 - Oct. 97
Vladivostok, Russia (VLAD)	0.51(0.04)	-0.09(0.05)	Nov. 95 - Nov. 97
Wuhan, China (WUHN)	1.03(0.10)	-0.20(0.05)	Jan. 96 - Nov. 97
Xian, China (XIAN)	0.86(0.16)	0.65(0.08)	Jun. 96 - Nov. 97
Yuzhno-Sakhalinsk (YUZH)	0.75(0.04)	-0.17(0.04)	Jul. 95 - Nov. 97
*Tsukuba, Japan (TSKB)	-2.05(0.13)	0.27(0.14)	VLBI by <i>Heki (1996)</i>

*Tsukuba is fixed to Heki(1996)'s velocity vector observed by V L B I

Velocity field w.r.t stable Eurasia

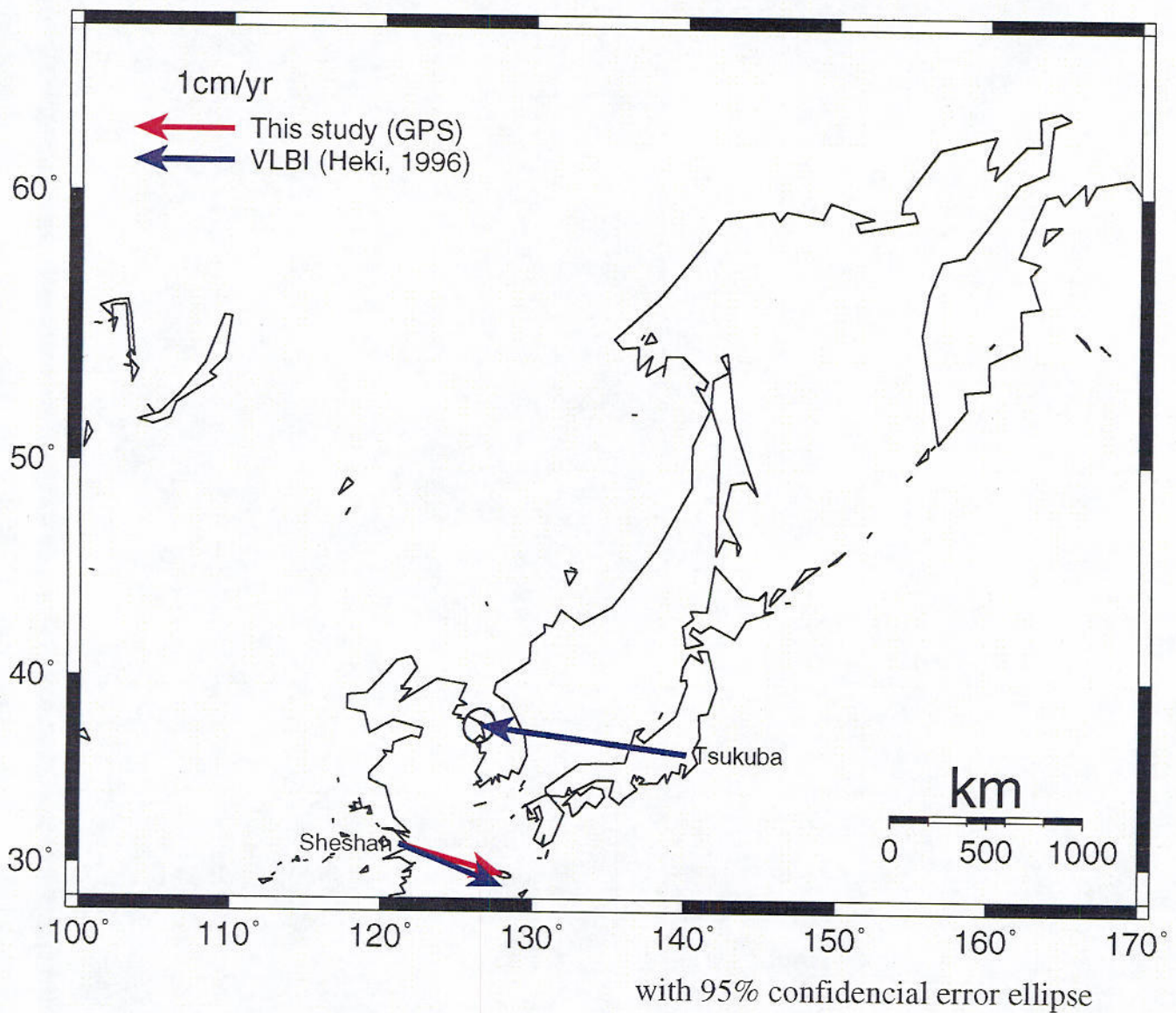


図2-5-3 GPSデータ解析の結果求められた Sheshan(SHAO)での速度ベクトル (赤矢印) と VLBI 観測から求められた速度ベクトル (青矢印) との比較. 双方が約 1mm/yr 以内で一致している.

表 2-5-2 Sheshan (SHA0)でのユーラシアプレート安定内部に対するGPS観測から得られた速度ベクトルとVLBI観測から得られた速度ベクトル [Heki, 1996]との比較. 双方がほぼ1mm/yr以内で一致していることがわかる.

Technique	Velocity	
	East (cm/yr)	North (cm/yr)
GPS	1.04	-0.3
VLBI	1.03	-0.42

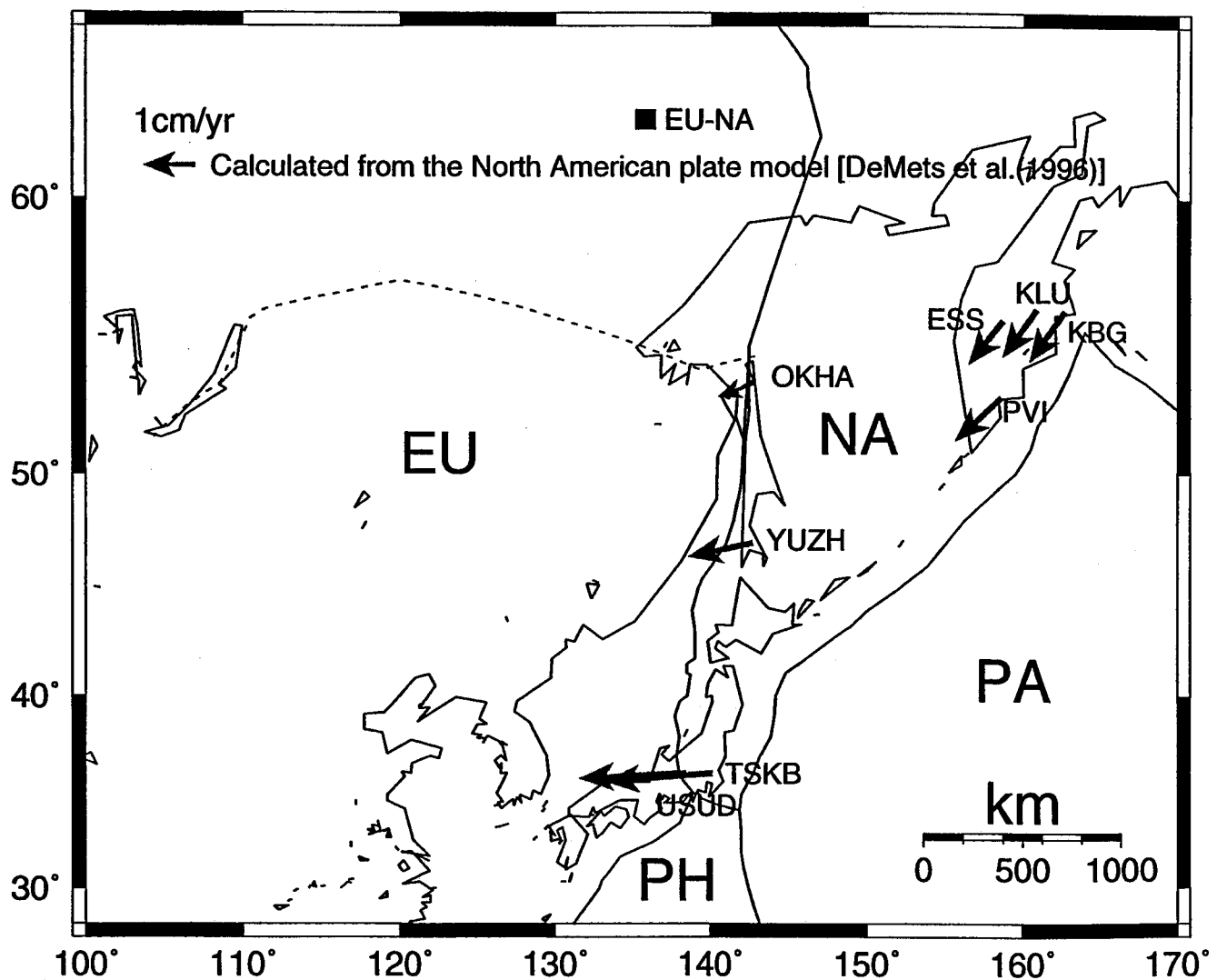


図3-2-1 北米・ユーラシアプレート説に基づき計算された各観測点での速度ベクトル. 使用したプレート運動パラメータはDeMets et al., (1990)のNUVEL-1によるもの. EU:ユーラシアプレート; NA:北米プレート; PA:太平洋プレート; PH:フィリピン海プレート.

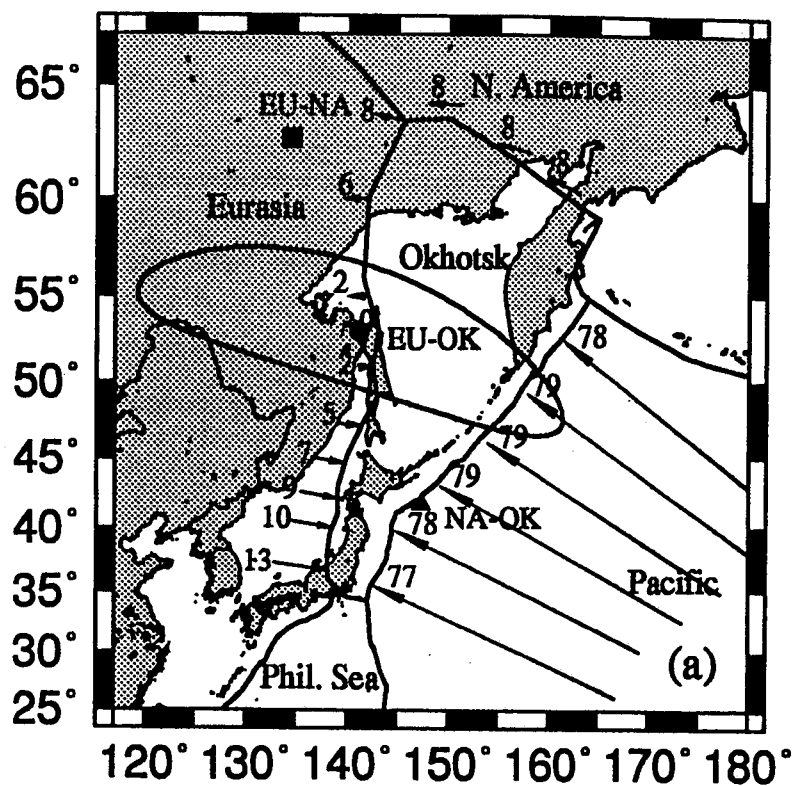


図3-2-2 Seno *et al.*, (1996)によって推定されたオホーツクプレートの運動。オホーツクプレートに対する周辺域のプレート運動が示されている。このモデルでは、サハリン北端部にユーラシア・オホーツクプレート相対運動の回転極が推定されている（図中の丸印）。

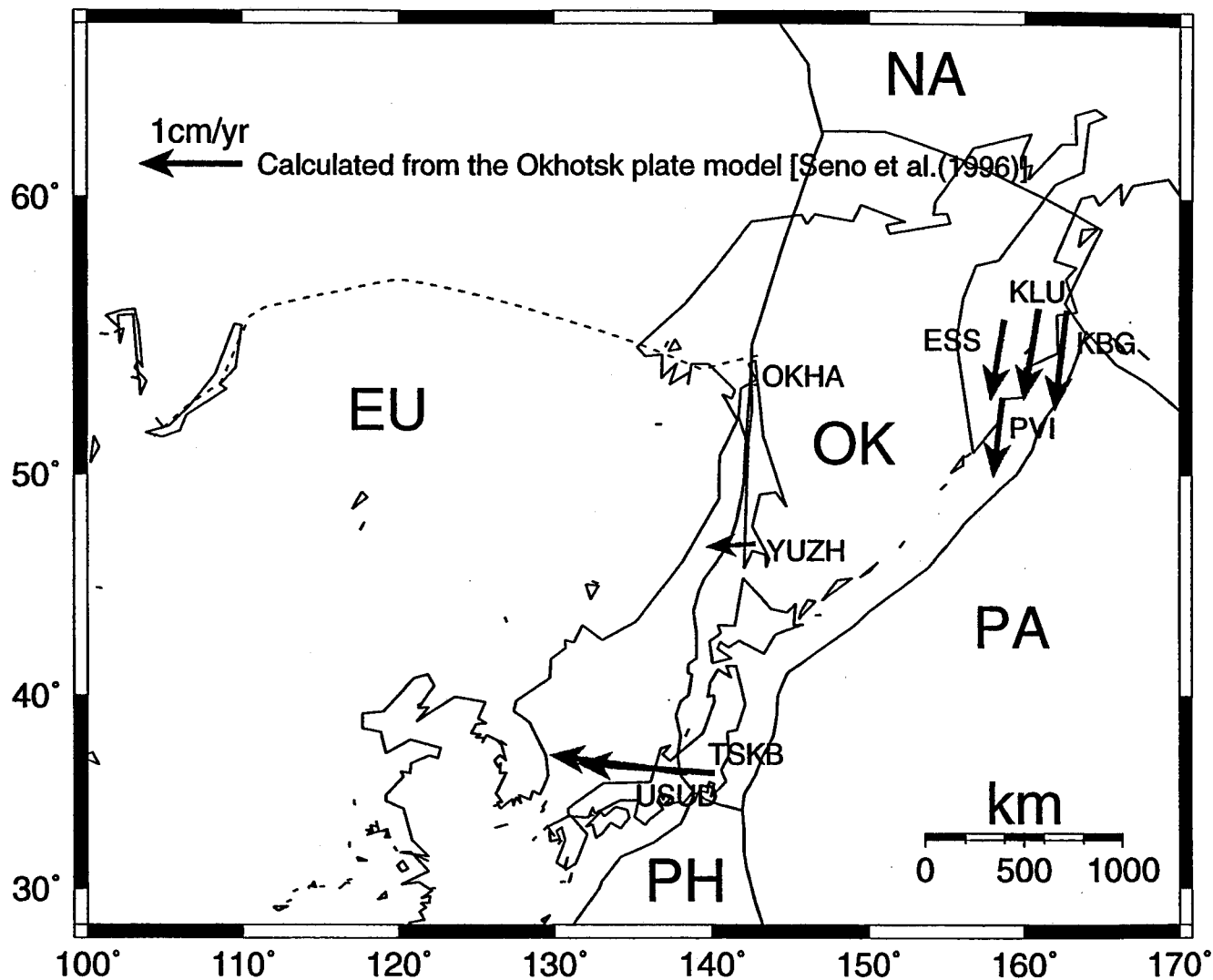


図3-2-3 北米・ユーラシア・オホーツクプレート説に基づき計算されたオホーツクプレートに属していると考えられる各観測点での速度ベクトル。使用したプレート運動パラメータは *Seno et al.*, (1996) による。OK: オホーツクプレート。

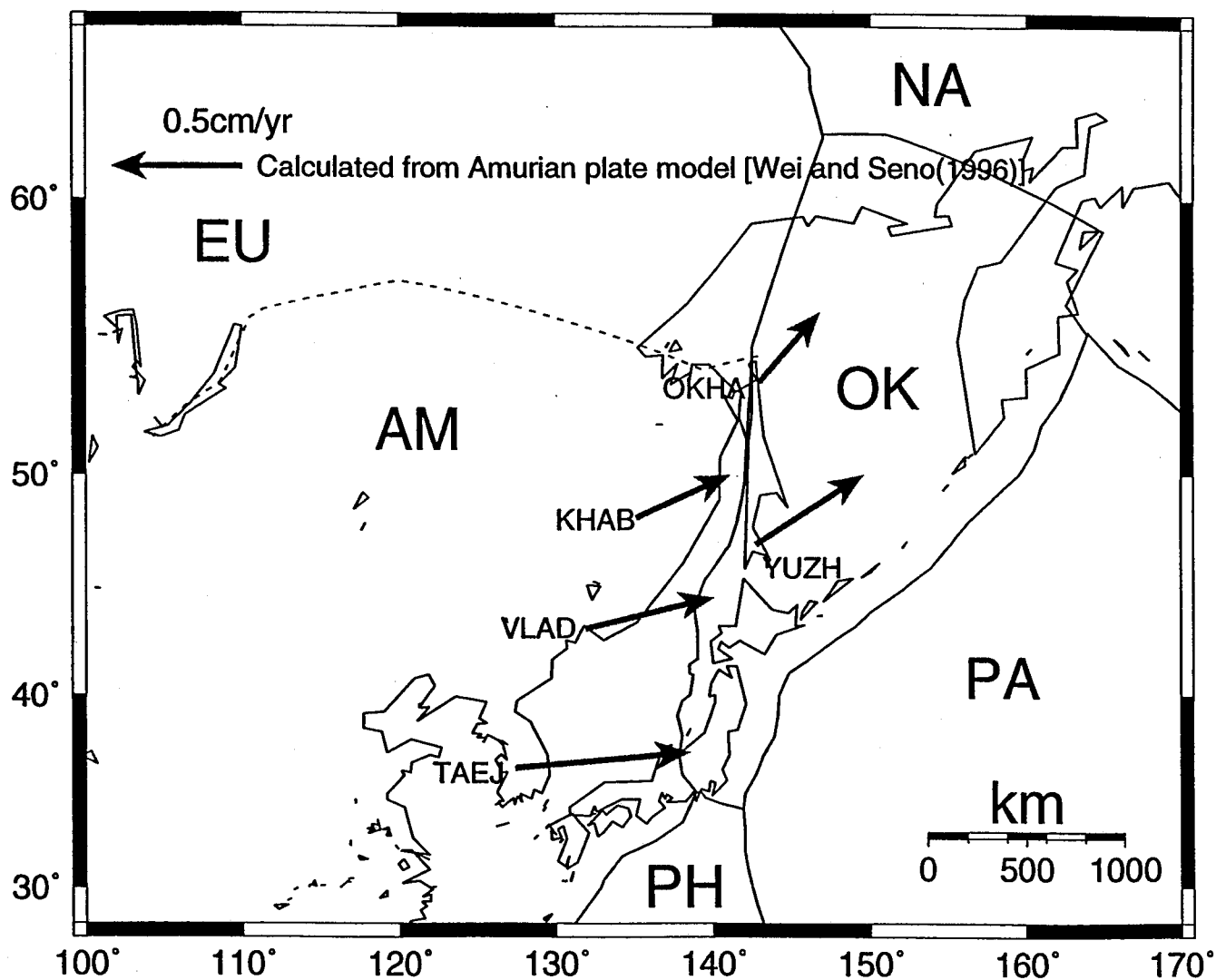


図3-2-4 北米・ユーラシア・オホーツク・アムールプレート説に基づき計算されたアムールプレートに属していると考えられる各観測点での速度ベクトル。計算に使用したプレート運動パラメータは *Wei and Seno (1996)* によって求められたもの。AM:アムールプレート。

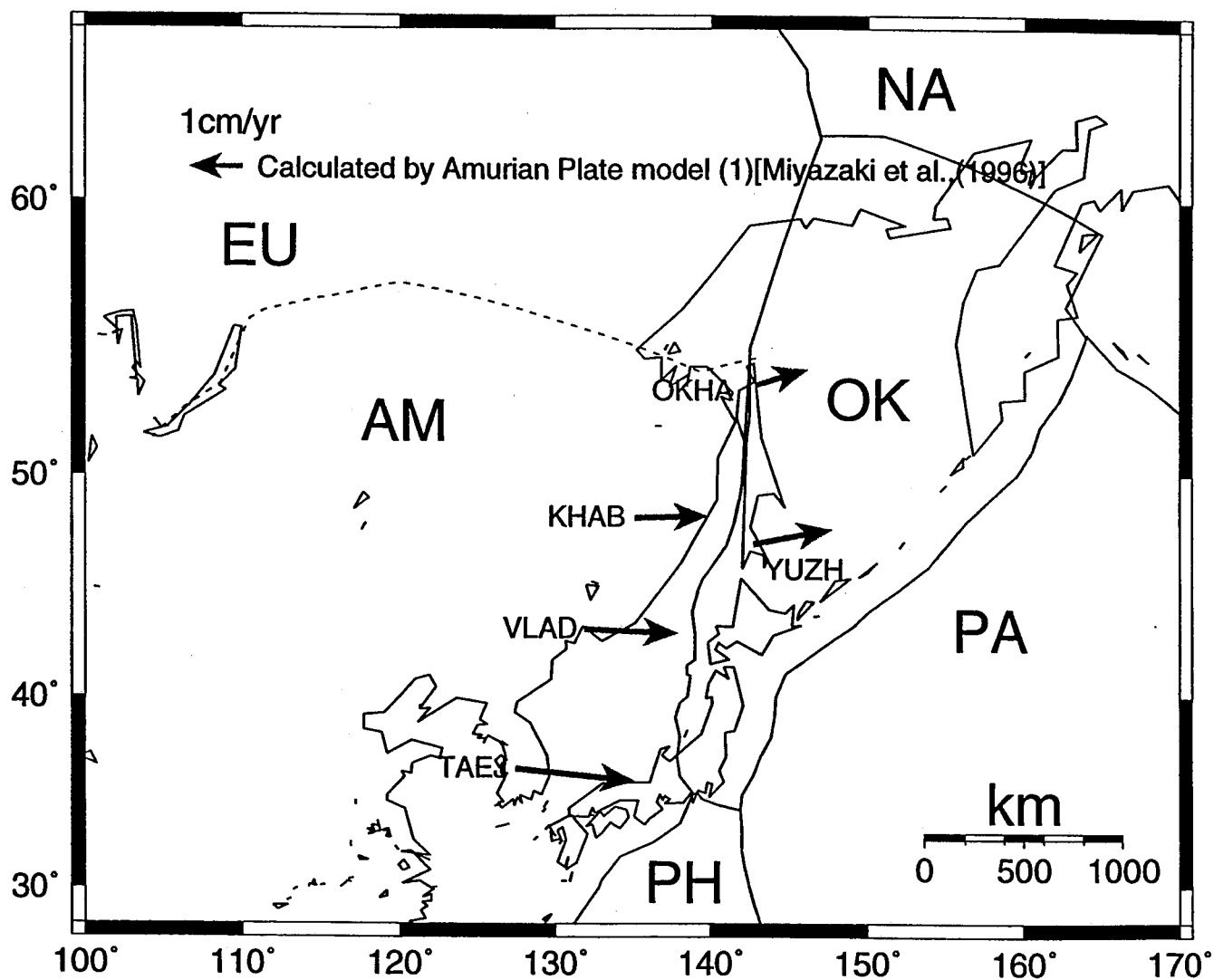


図3—2—5(a) 北米・ユーラシア・オホーツク・アムールプレート説に基づき計算されたアムールプレートに属していると考えられる各観測点での速度ベクトル。使用したプレート運動パラメータは宮崎ら(1996)の韓国のGPS観測データを用いたもの。AM:アムールプレート。

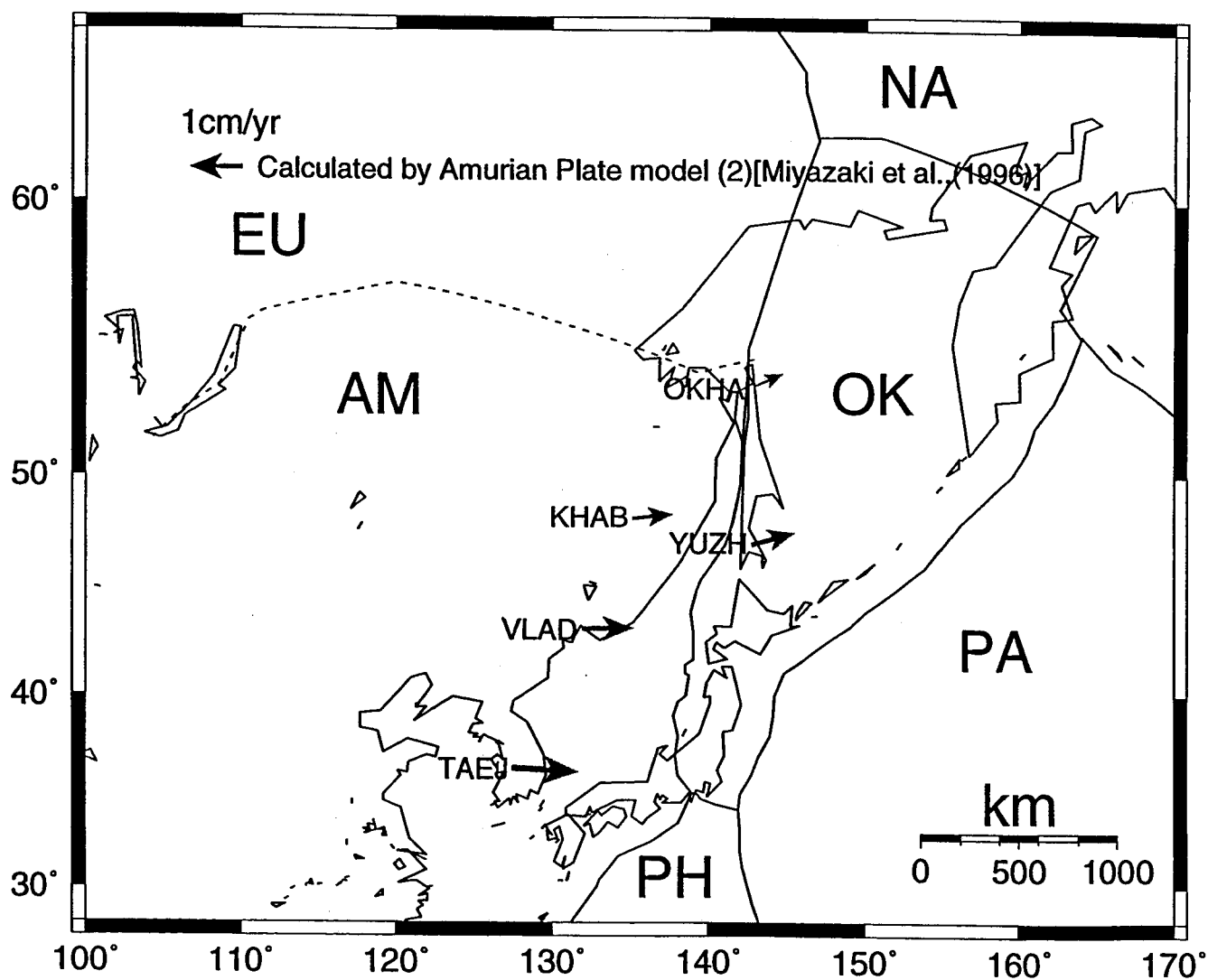


図 3—2—5 (b) 図 3—2—5 (a)と同じ. ただし, 計算に使用したプレート運動パラメータは宮崎ら(1996)の中国地方のGPS観測データを用いたもの.

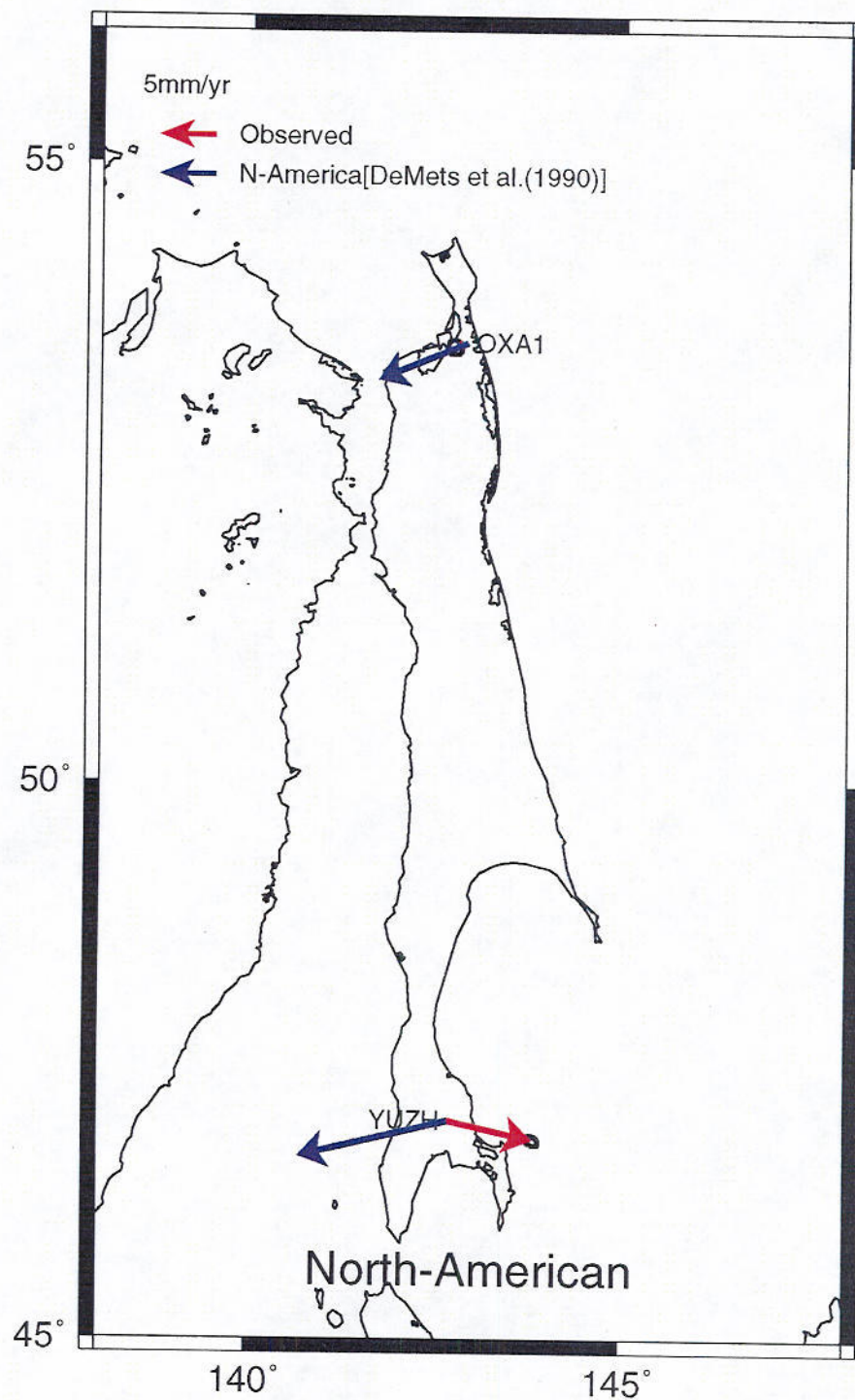


図3-3-1(a) サハリンでのGPS観測の結果得られた速度ベクトル。同時に、これらの観測点が北米プレートに属している場合に期待される速度ベクトルも示した [DeMets et al., 1990].

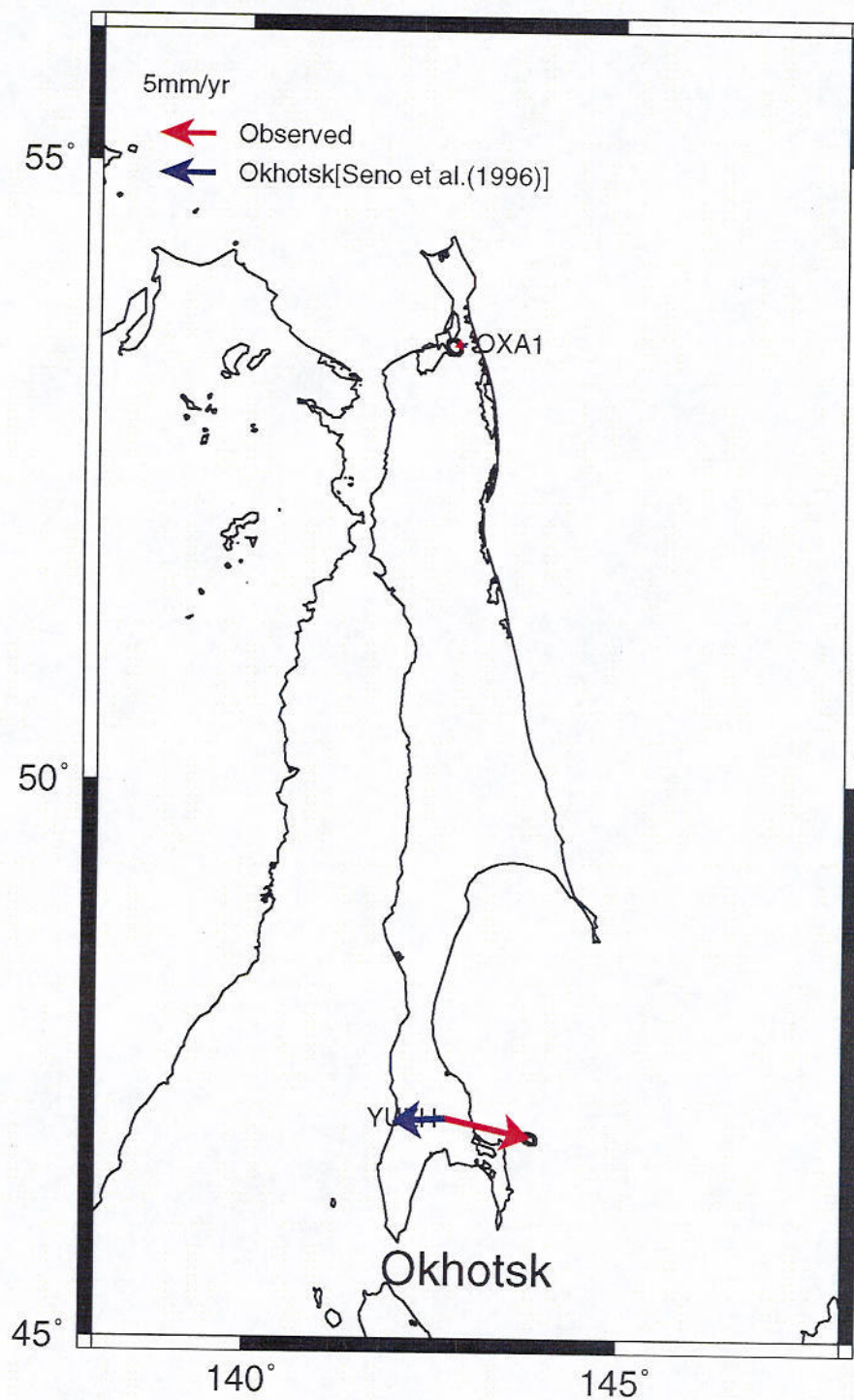


図3—3—1(b) 続き. オホーツクプレートに属している場合に期待される速度ベクトルを示した [Seno et al., 1996].

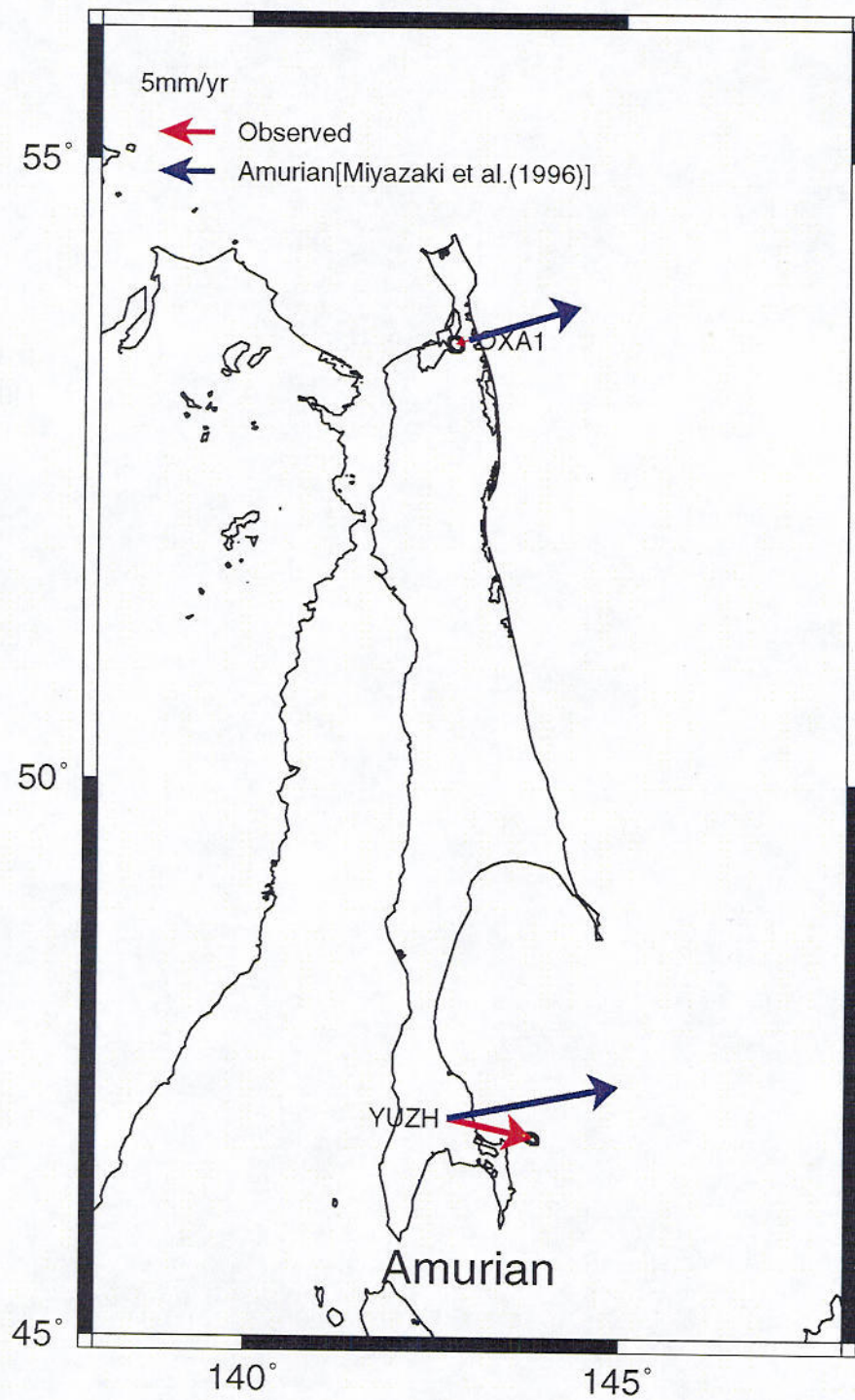


図3-3-1(c) 続き. アムールプレートに属している場合に期待される速度ベクトルを示した [宮崎ほか, 1996].

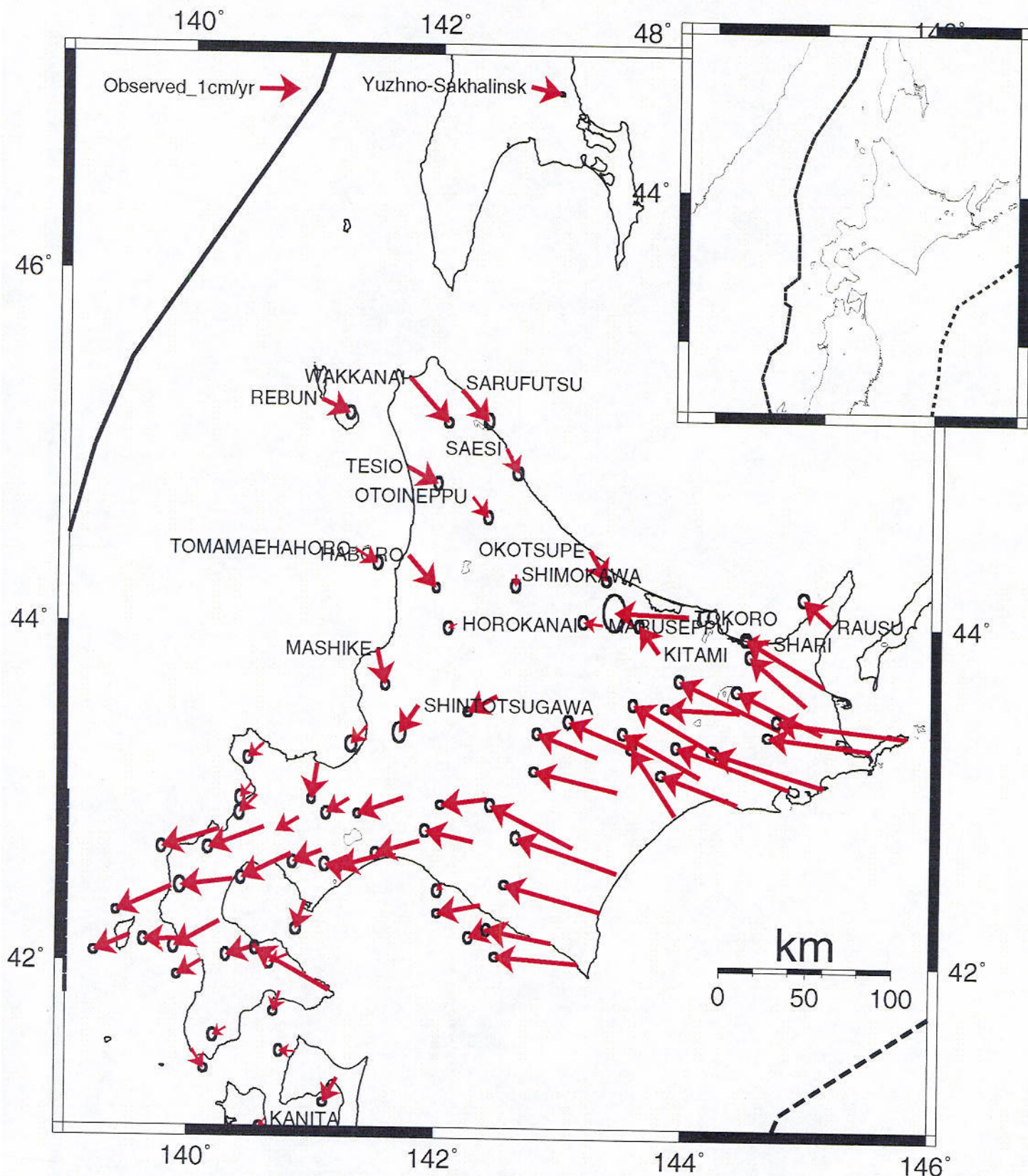


図 3-3-2 国土地理院が北海道に設置しているGPS観測点のデータによる速度ベクトル [Miyazaki and Hatanaka, 1997] と本研究から得られた Yuzhno-Sakhalinsk の速度ベクトルを示す。Yuzhno-Sakhalinsk から北海道北部にかけて東向き成分を持った速度ベクトルが観測されている。この東向きの速度ベクトルは下川・幌加内ではほぼゼロとなり、それより南側の観測点では西向きのベクトルが卓越するようになる。

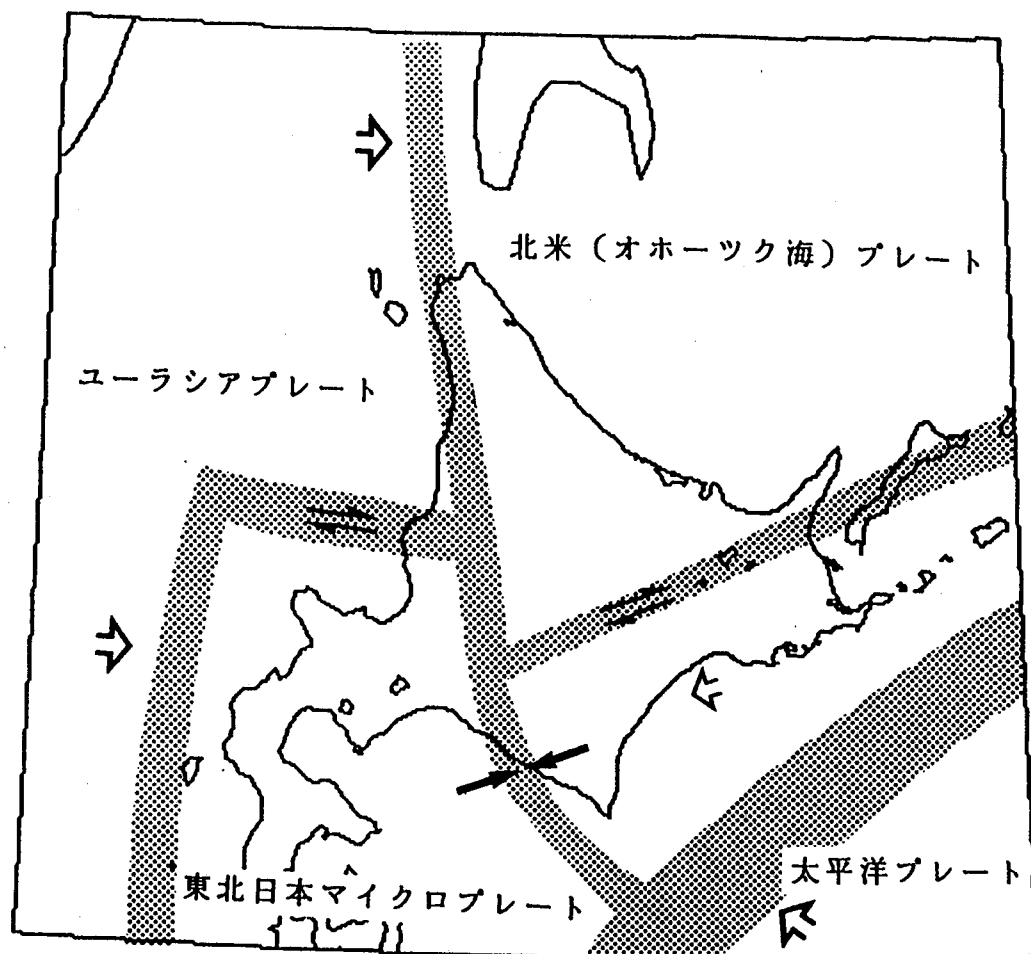


図3—3—4 石川（1992）による北海道とその周辺のテクトニクスの様式図.

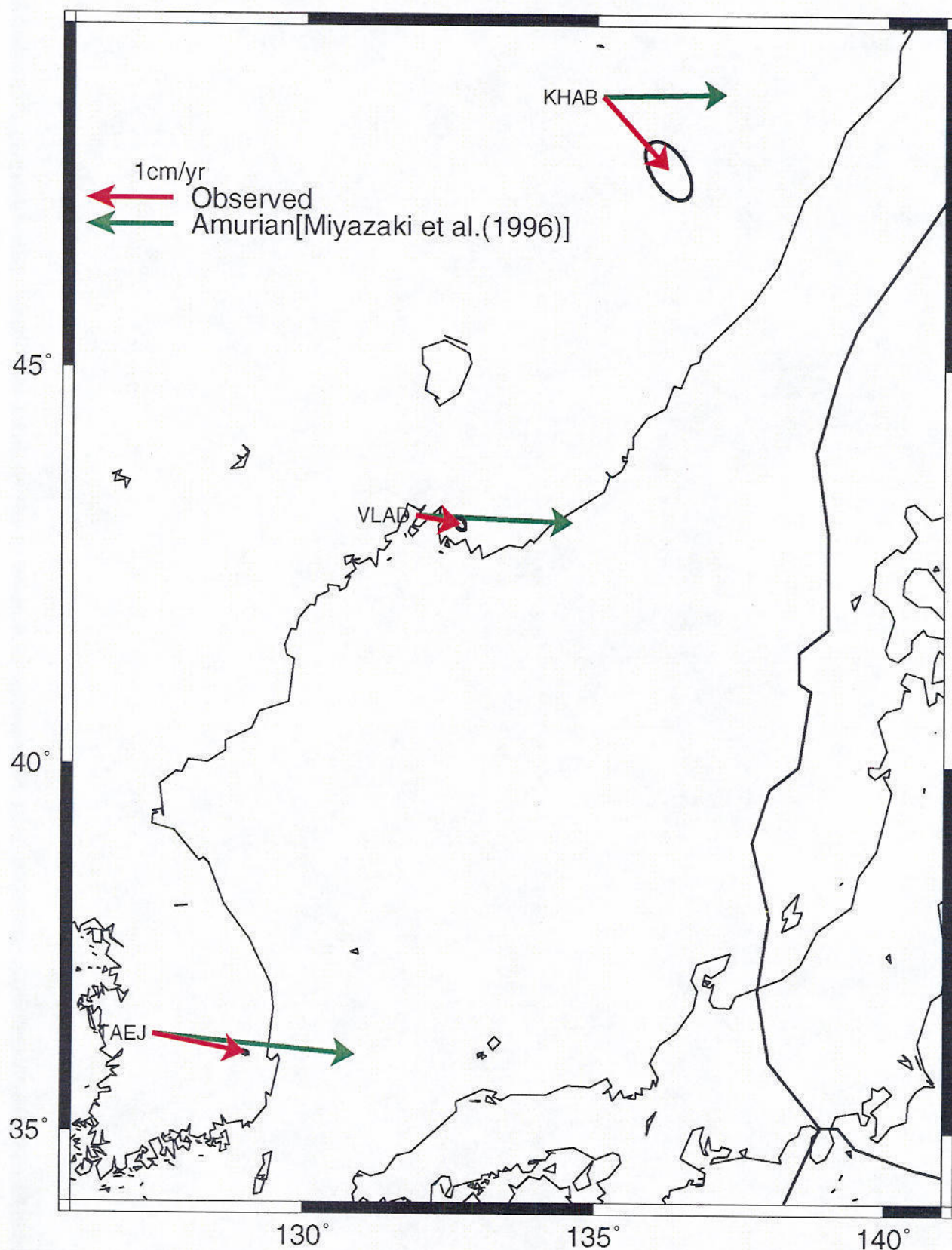


図3-3-5 日本海西岸でのGPS観測から求められた速度ベクトル。すべての観測点において、東向きに卓越した速度ベクトルが観測されている。同時に、宮崎ら(1996)のアムールプレートモデルから計算された各観測点での速度ベクトルも示した。

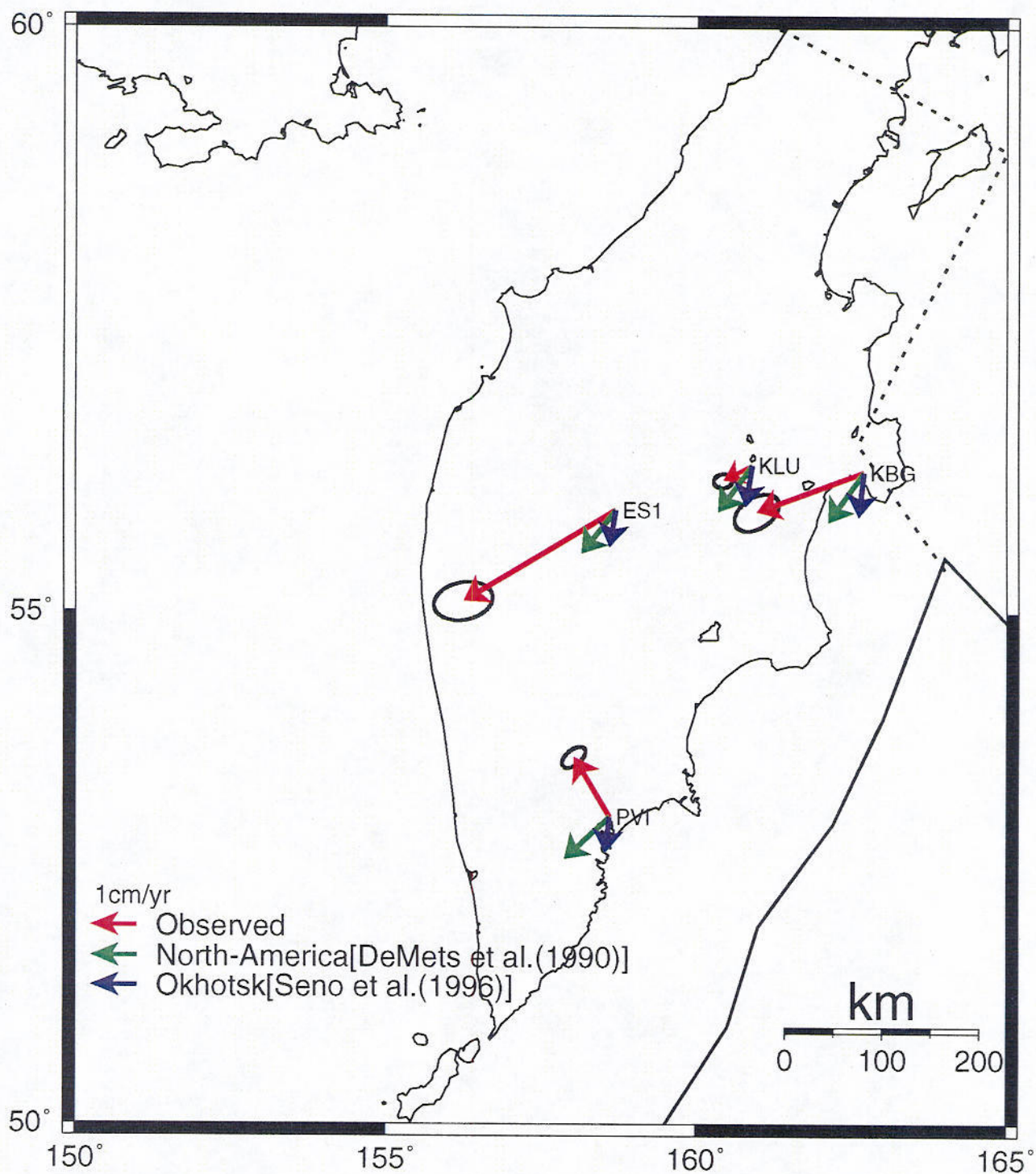


図3—3—6 カムチャッカのGPS観測から求められた速度ベクトル. 同時に, 北米プレートモデル [DeMets et al., 1990] とオホーツクプレートモデル [Seno et al., 1996] から計算された各観測点での速度ベクトルも示した.

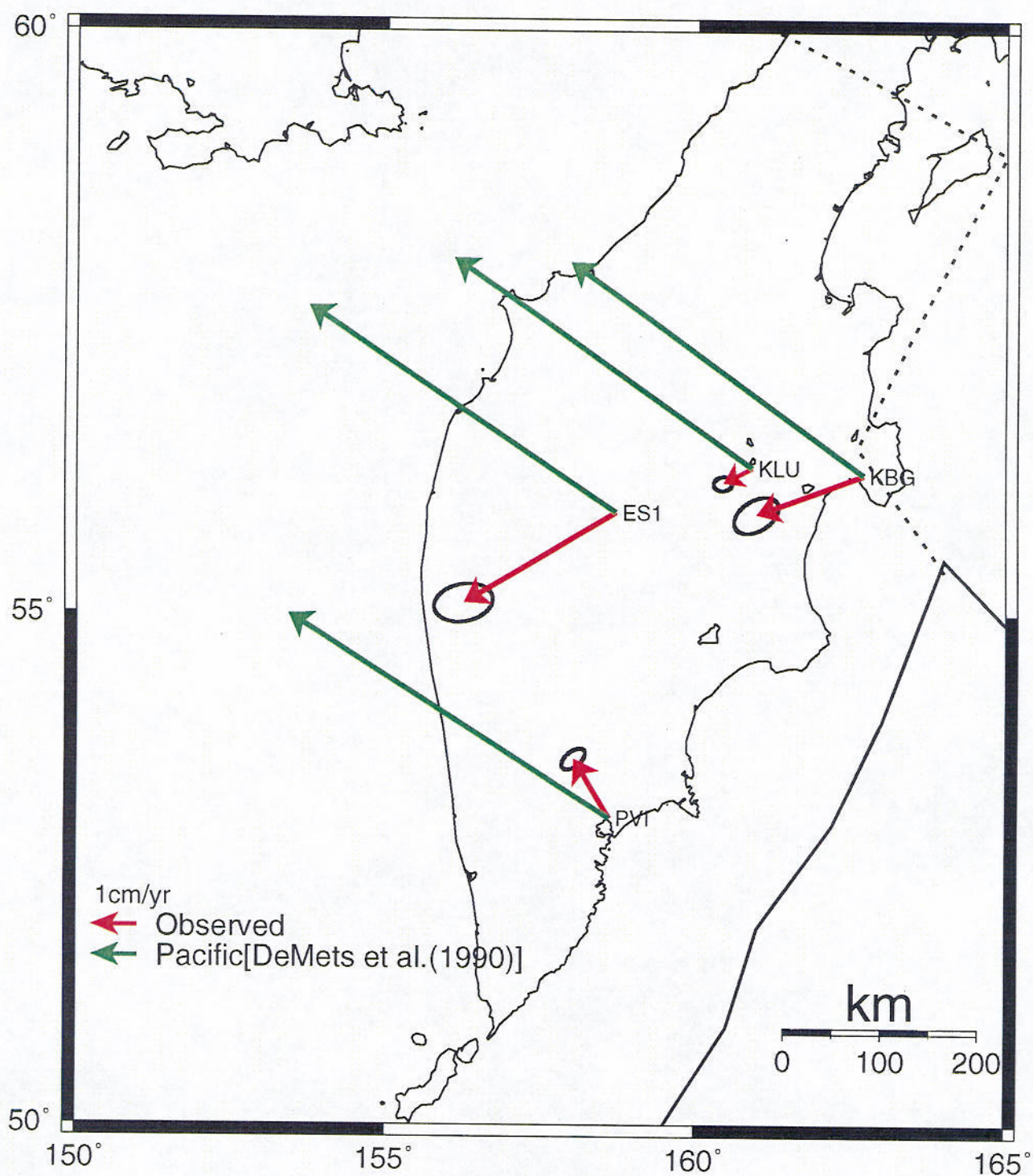


図3—3—7 カムチャッカのGPS観測点が太平洋プレートに属していると仮定した場合に求められる速度ベクトル。PVIでの観測された速度ベクトルは、太平洋プレートモデルから求められる速度ベクトルの方向に近い。

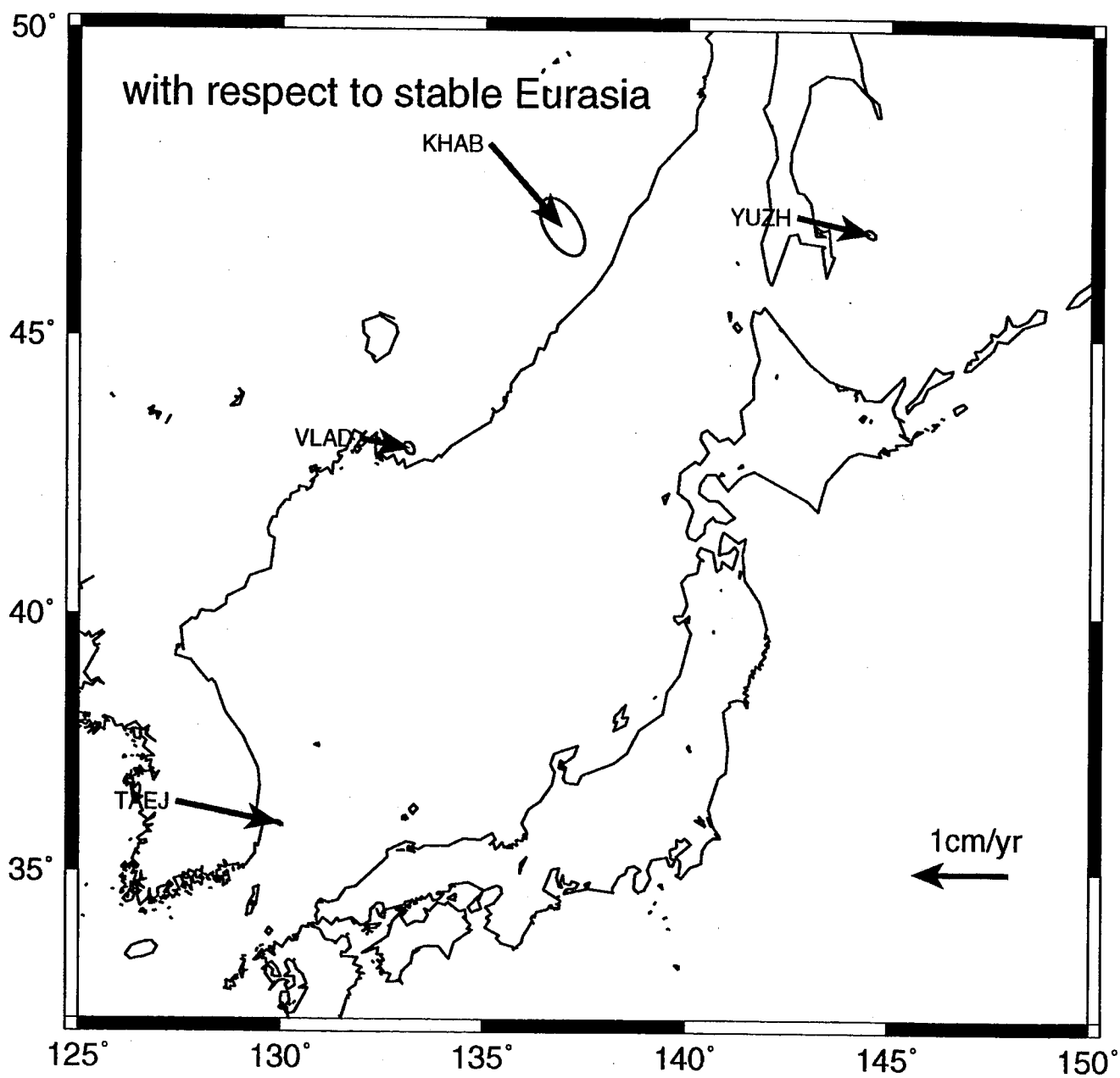


図3-4-1 アムールプレート運動パラメータの推定に用いたGPS観測点と、観測の結果得られた速度ベクトル。

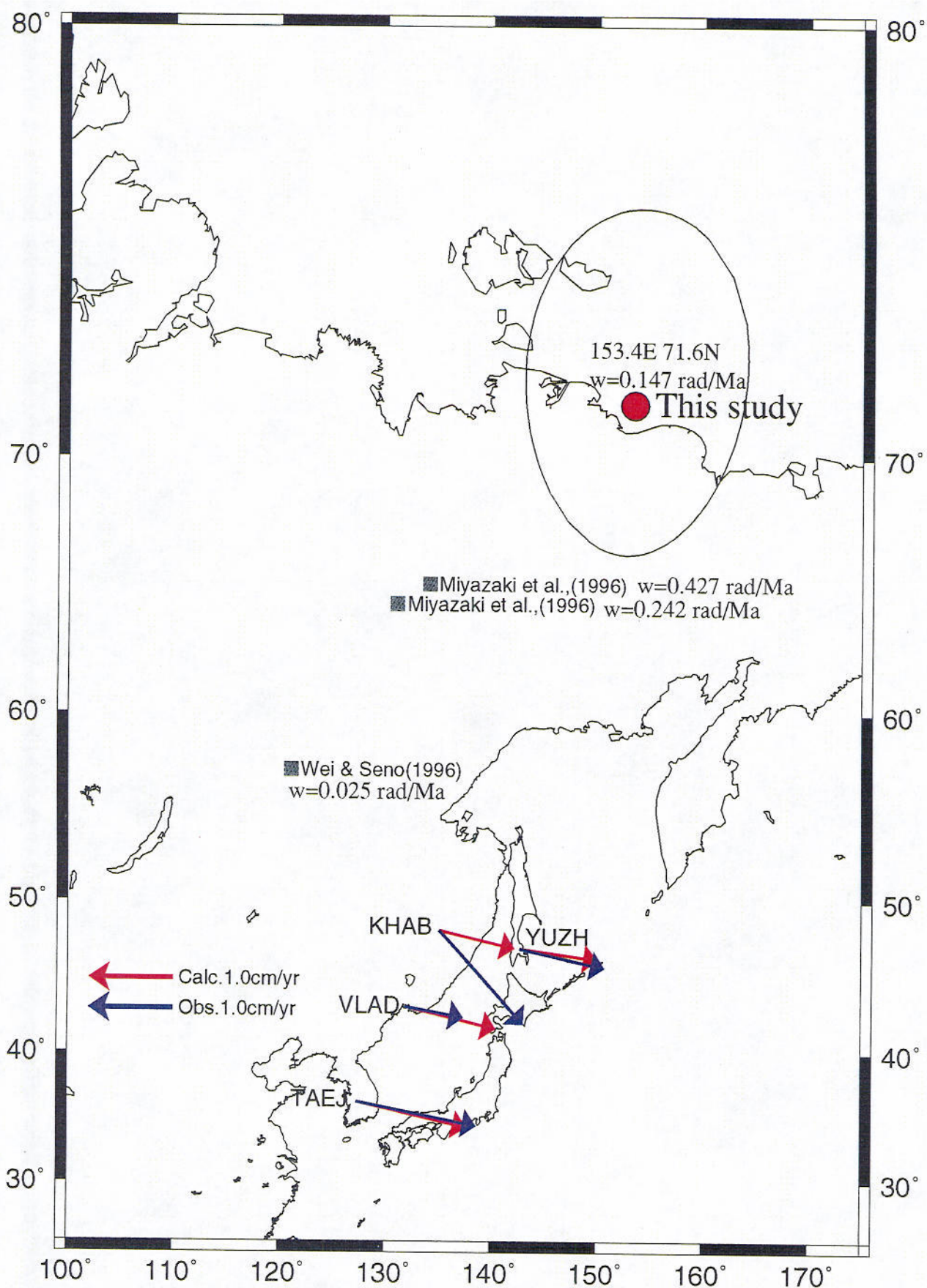


図3-4-2 本研究で求められたユーラシアプレートに対するアムールプレートの回転極と回転速度。同時に、いままで求められている運動パラメータも示した [Wei and Seno, 1996 ; 宮崎ほか, 1996]。この運動パラメータを用いて計算された各観測点での速度ベクトルと実際に観測された速度ベクトルも示した。

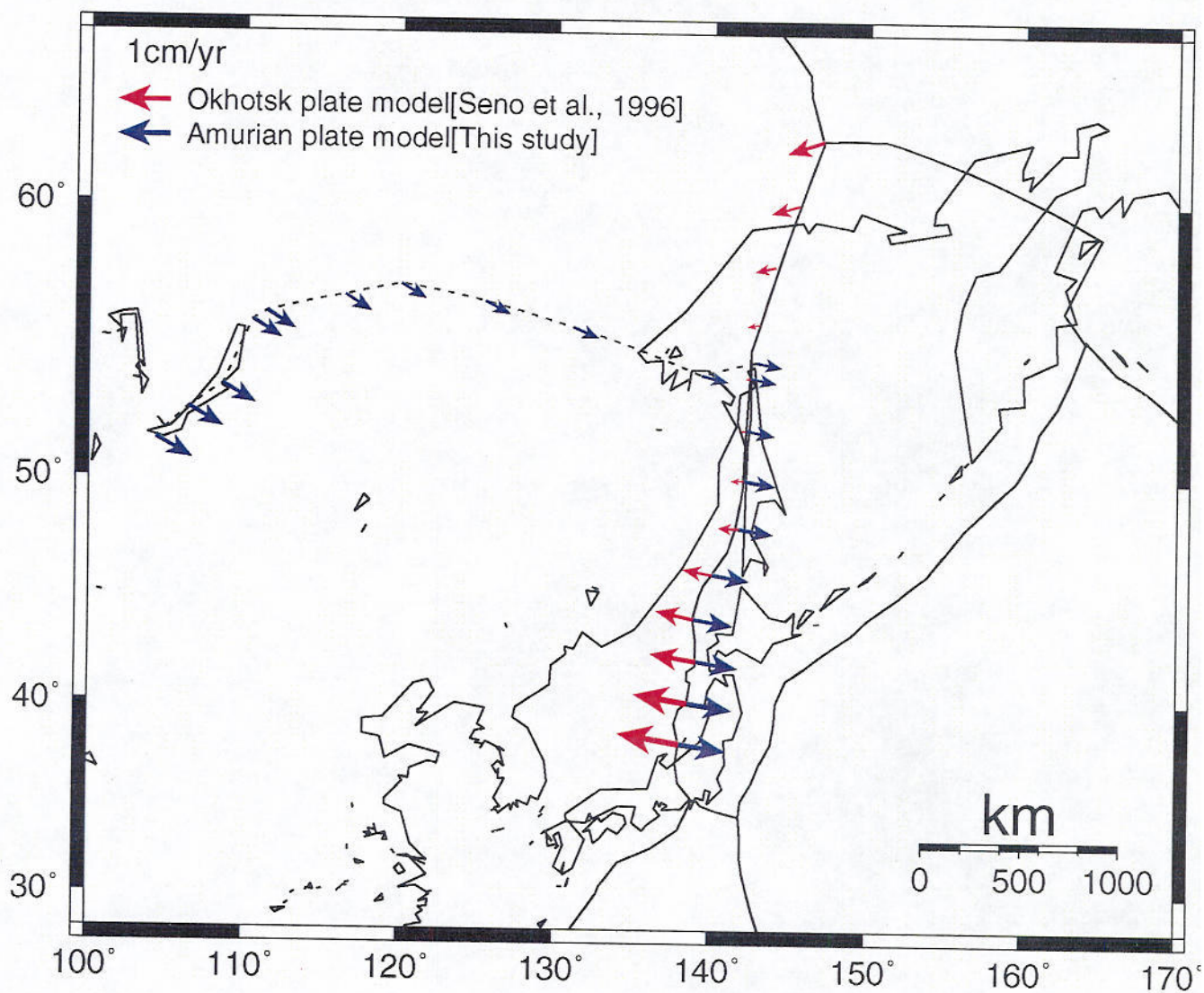


図3—5—1 アムール・オホーツクプレート境界での速度ベクトル。アムールプレートの速度は本研究で得られた運動パラメータを使用し、オホーツクプレートには *Seno et al.*, (1996) の値を用いた。日本海東縁部を北上するにつれてアムールプレートの東進運動がオホーツクプレートの西進運動よりも大きくなる。

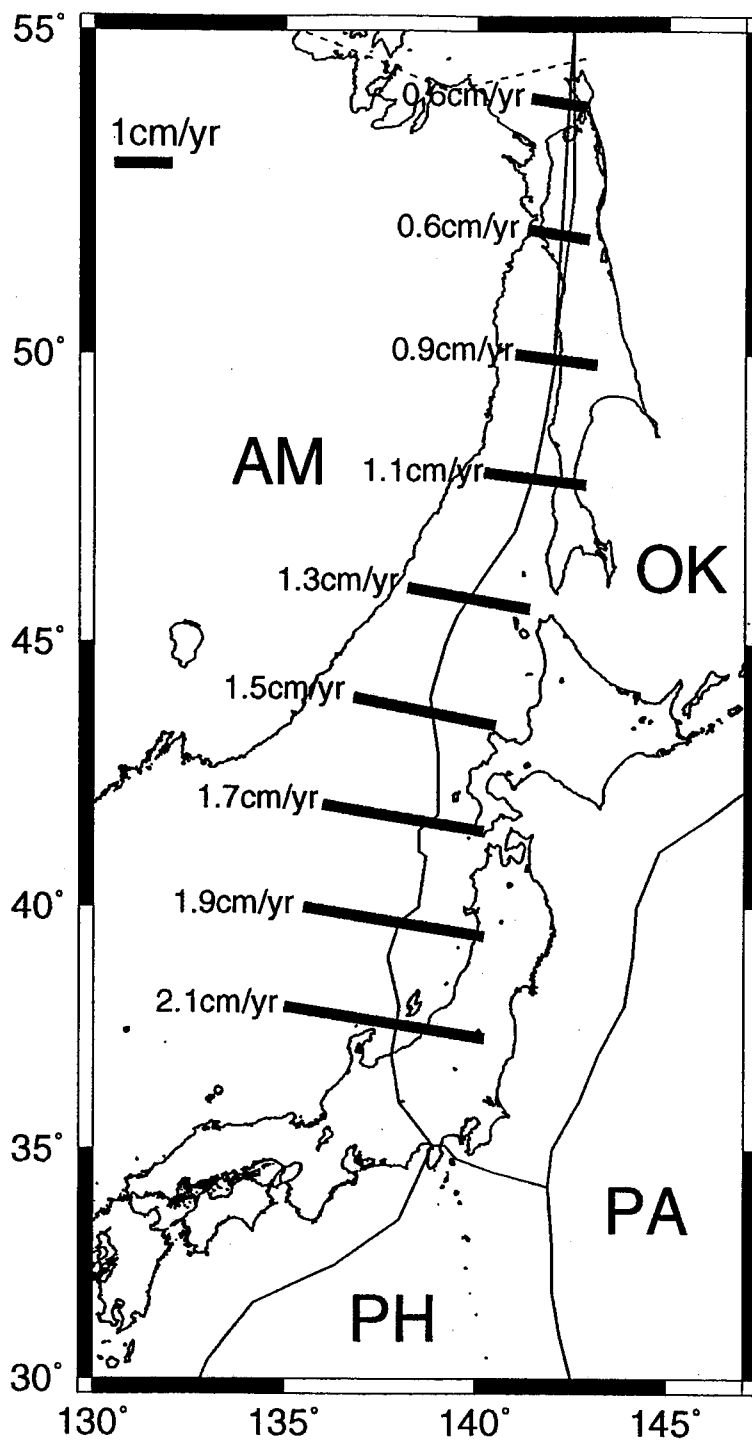


図3—5—2 日本海東縁部での収束速度．用いた運動パラメータはアムールプレートが本研究で求められたもの，オホーツクプレートが *Seno et al.*, (1996) の値である．年間約2cmから0.6cmの収束速度が推定される．

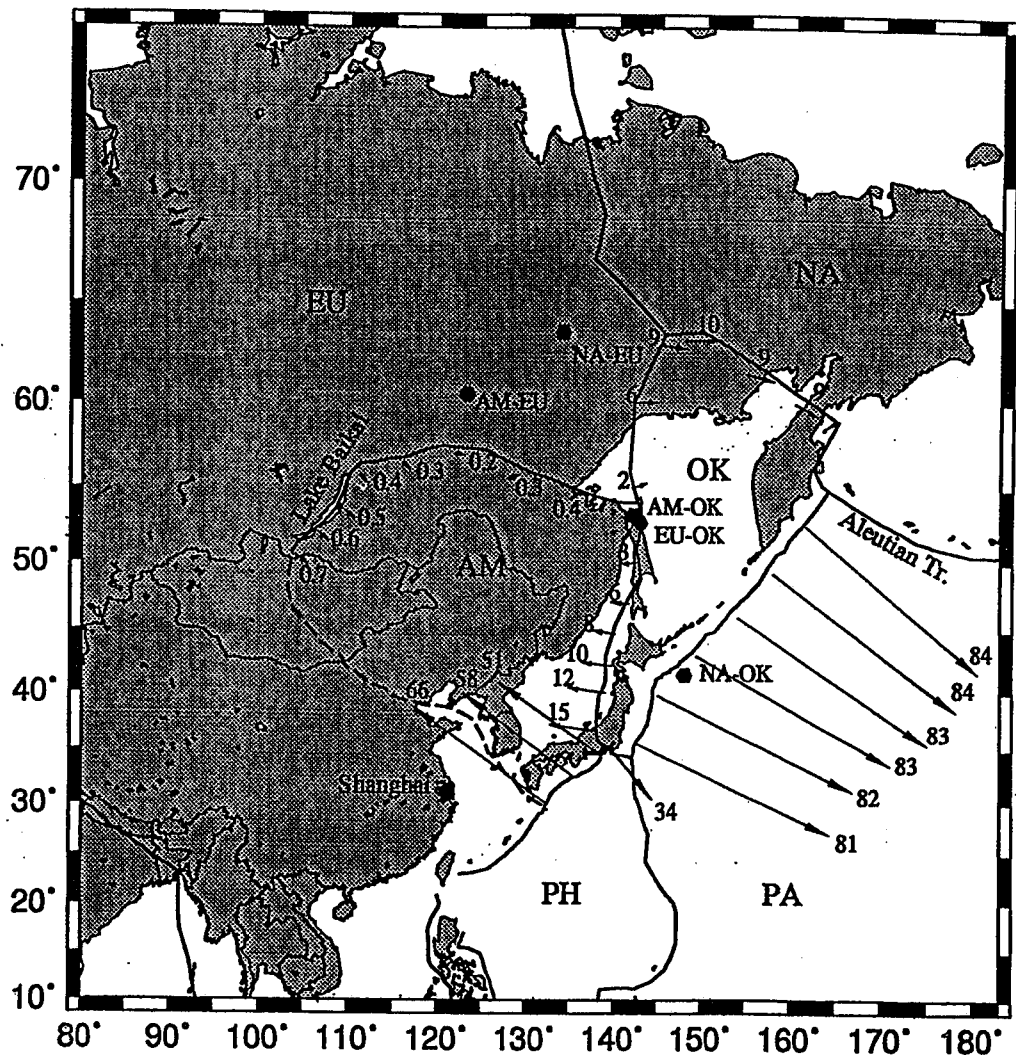


図3-5-3 地震のスリップベクトルのみを用いて求められたアムール・オホーツクプレートの相対運動 [Wei and Seno, 1996]. 日本海東縁部での収束速度は本研究から得られた値よりも小さくなっている。

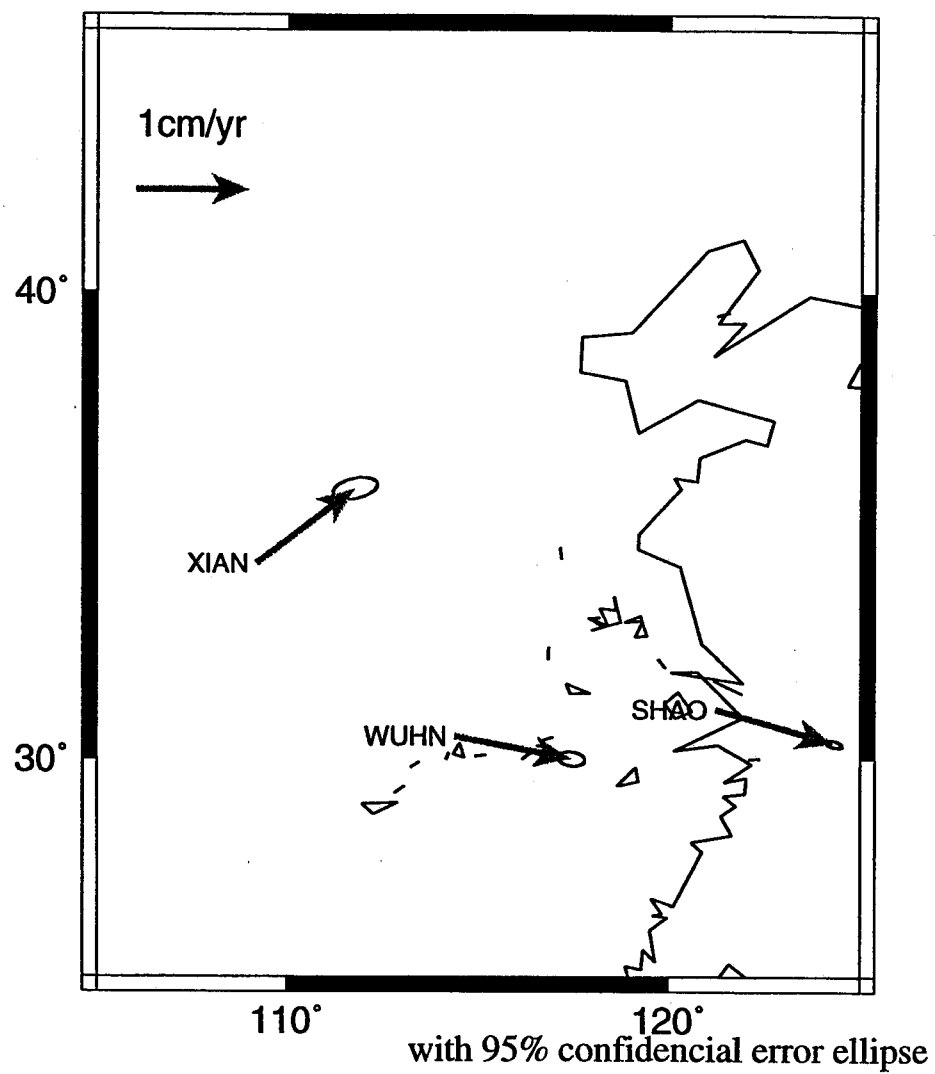


図3—6—1 GPSデータ解析の結果求められた中国の観測点のユーラシアプレートに対する速度ベクトル。東向きに卓越した速度ベクトルが得られている。

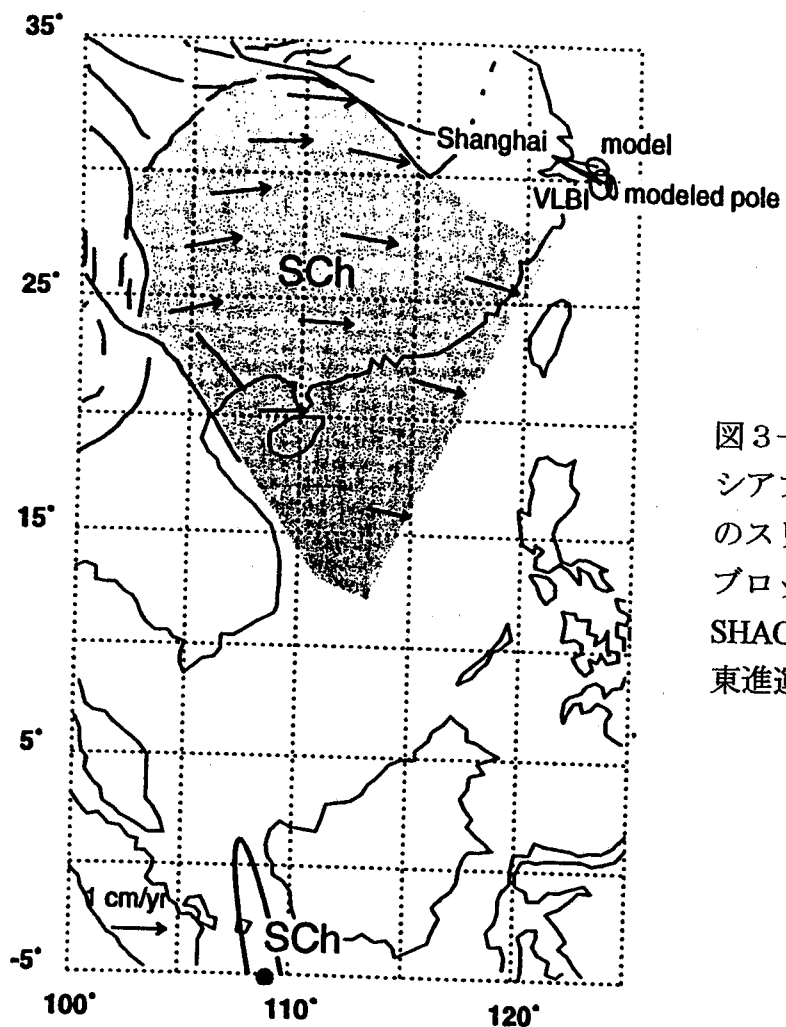


図3-6-2a インドプレートのユーラシアプレートへの衝突の結果生じた断層のスリップレートから求められた南中国ブロックの運動 [Peltzer and Saucier, 1996]. SHAO, WUHNはこのブロックに属する. 東進運動が求められている.

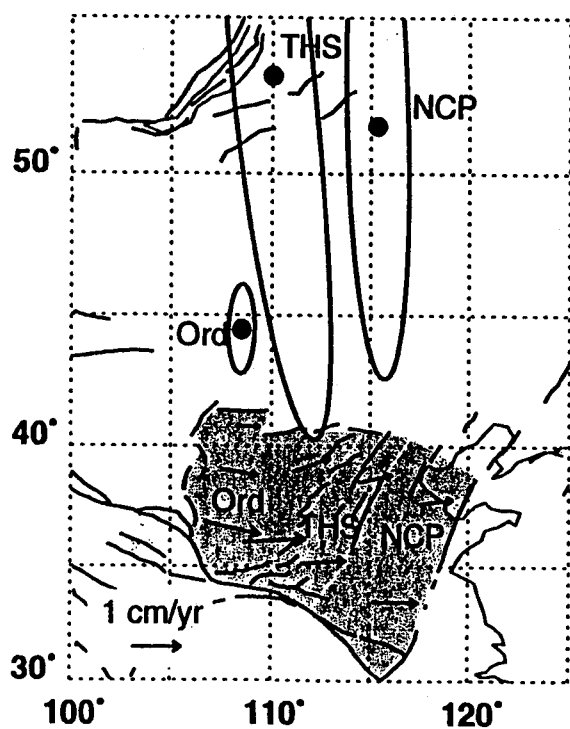
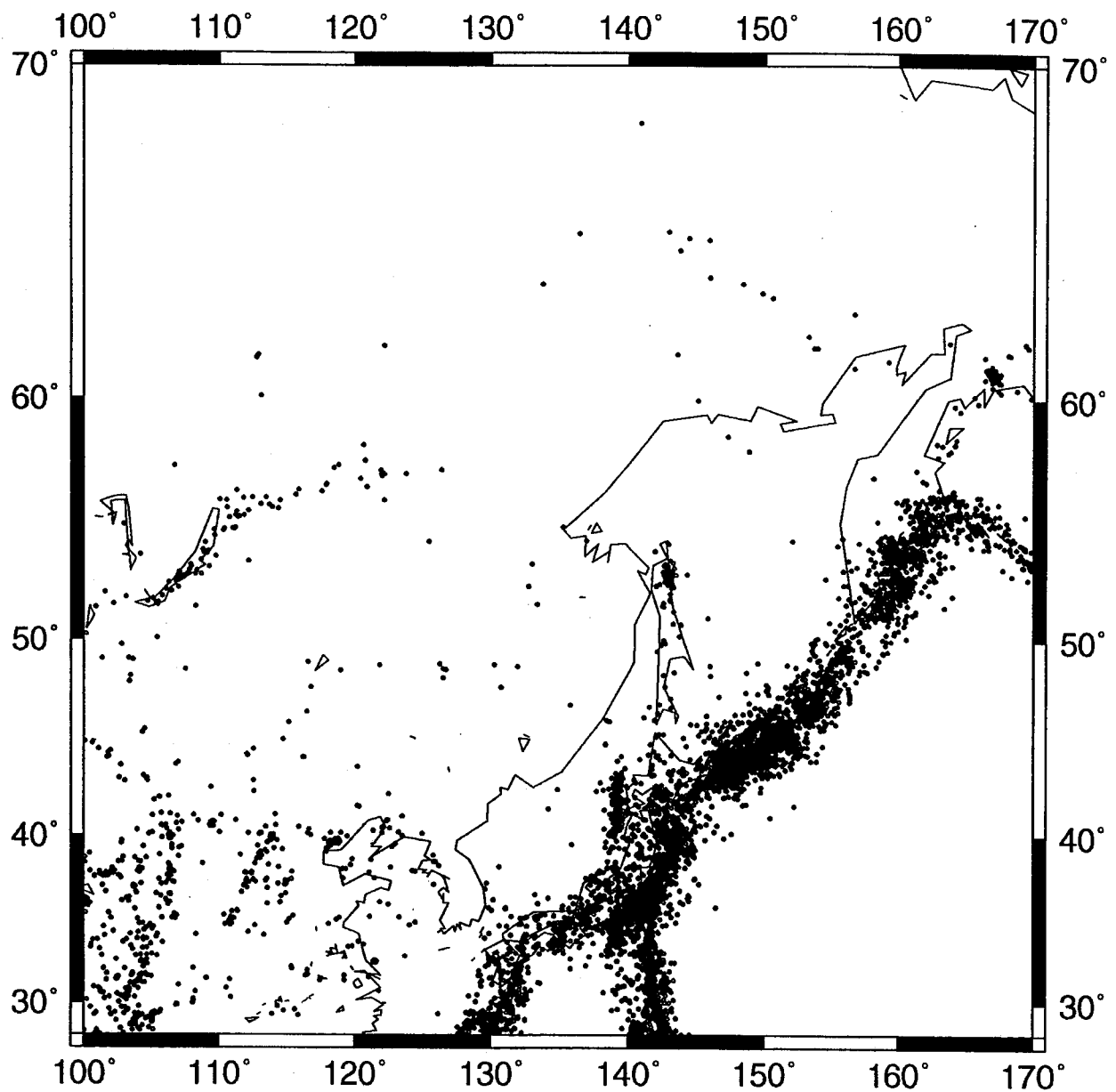


図3-6-2b インドプレートのユーラシアプレートへの衝突の結果生じた断層のスリップレートから求められた Ordos ブロックの運動 [Peltzer and Saucier, 1996]. XIANはこのブロックに属している. 東進運動が求められている.

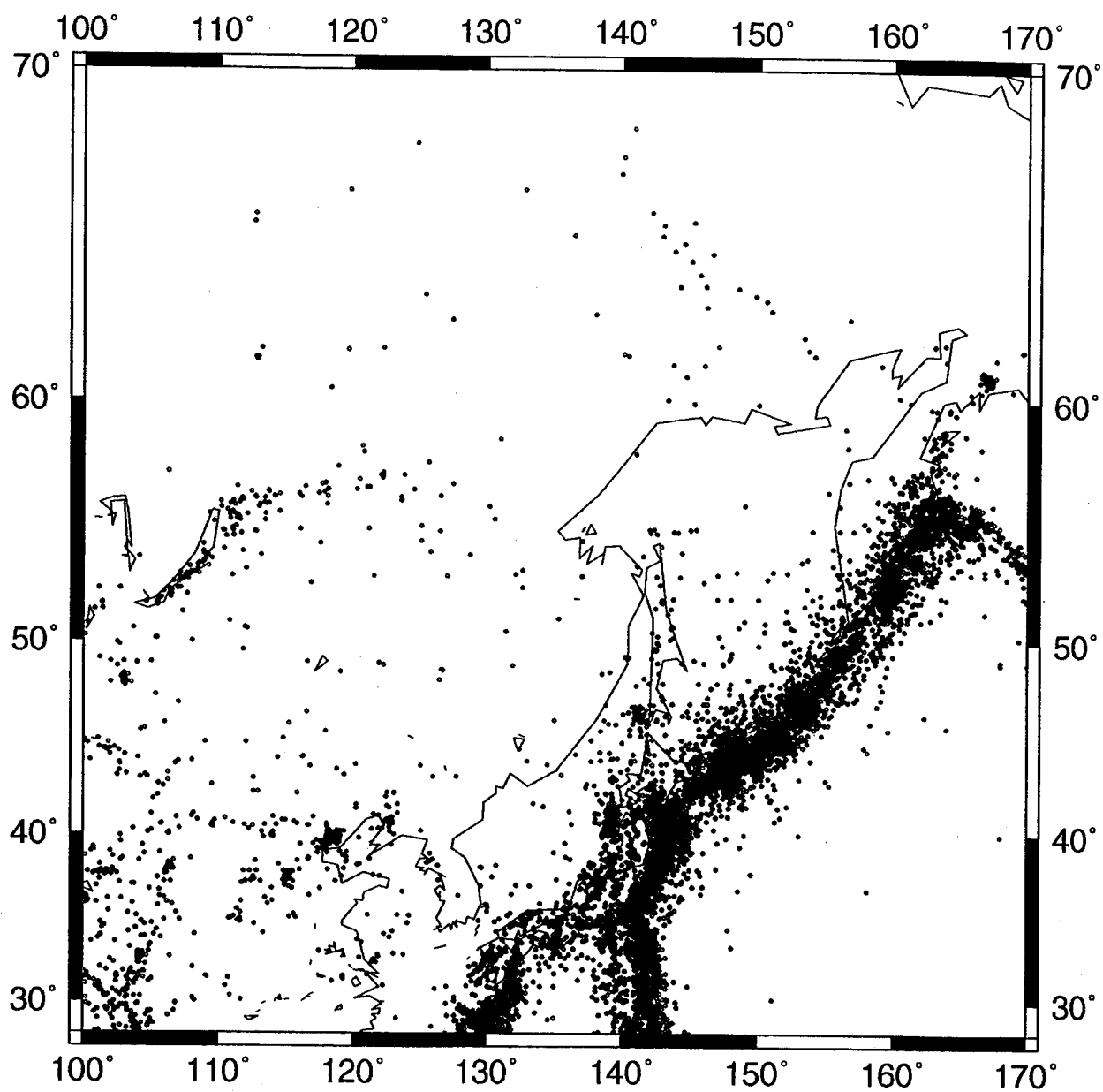


Period : 1979-1996

Depth < 50km

Cartalog : PDE(USGS/NEIC)

図4—2—1 アメリカ地質調査所(USGS)の震源カタログ(PDE)によるアジア北東地域の震央分布図。期間は1979年から1996年までで深さ50km以浅のもの



Period : 1964-1993

Depth < 50km

Cartalog : ISC

図4-2-2 国際地震センター(ISC)の震源カタログによるアジア北東地域の震央分布図。期間は1963年から1993年5月までで深さ50km以浅のもの。

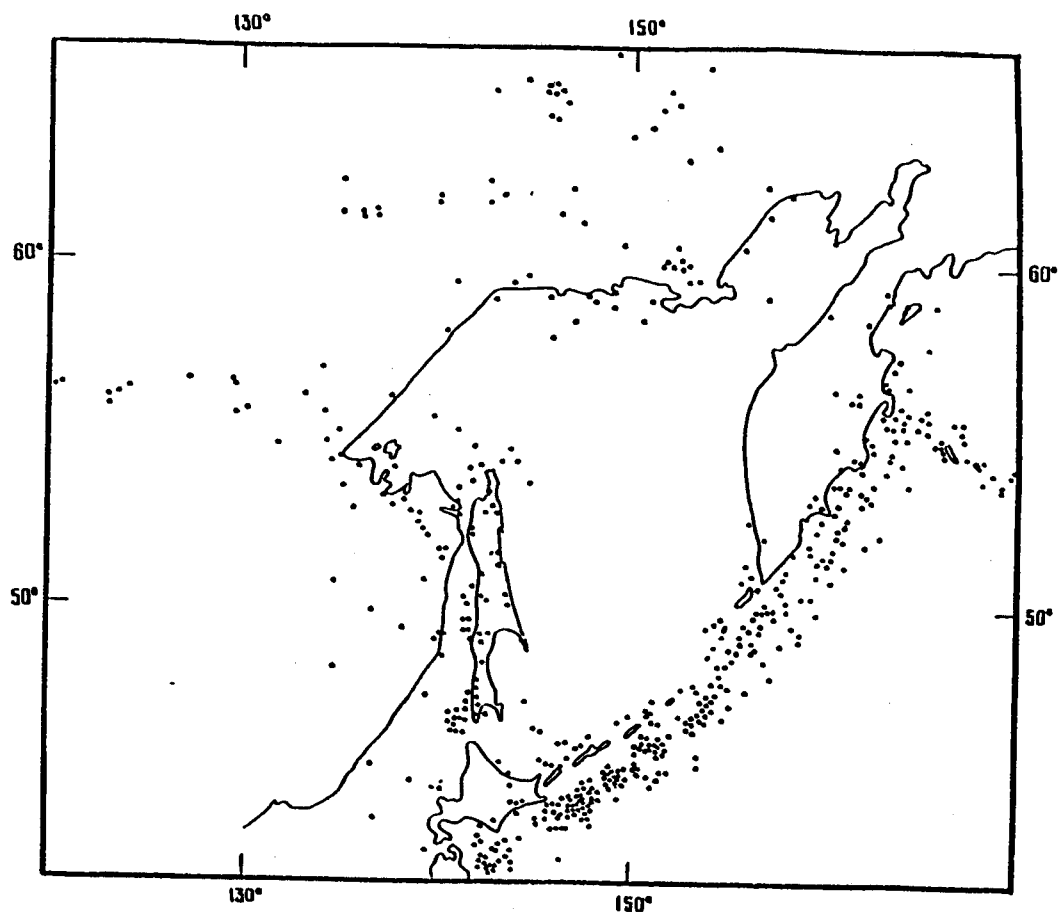


図4-2-3 ロシア極東地方の震央分布図 [Savostin et al., 1983]. 期間は1913年から1975年までで深さ50km以浅, マグニチュード4.5以上の地震のプロット.

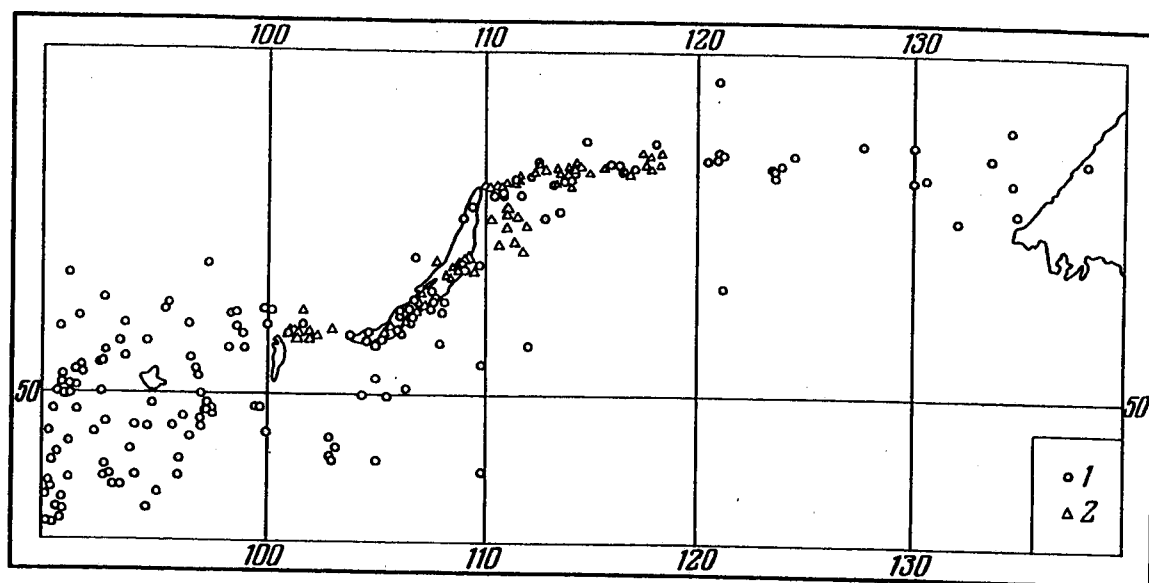


図4-2-4 Baikal-Stanovoy Range にかけての震央分布図 [Zonenshain and Savostin, 1981]. 線状配列がみられ, アムールプレートの境界と考えられる.

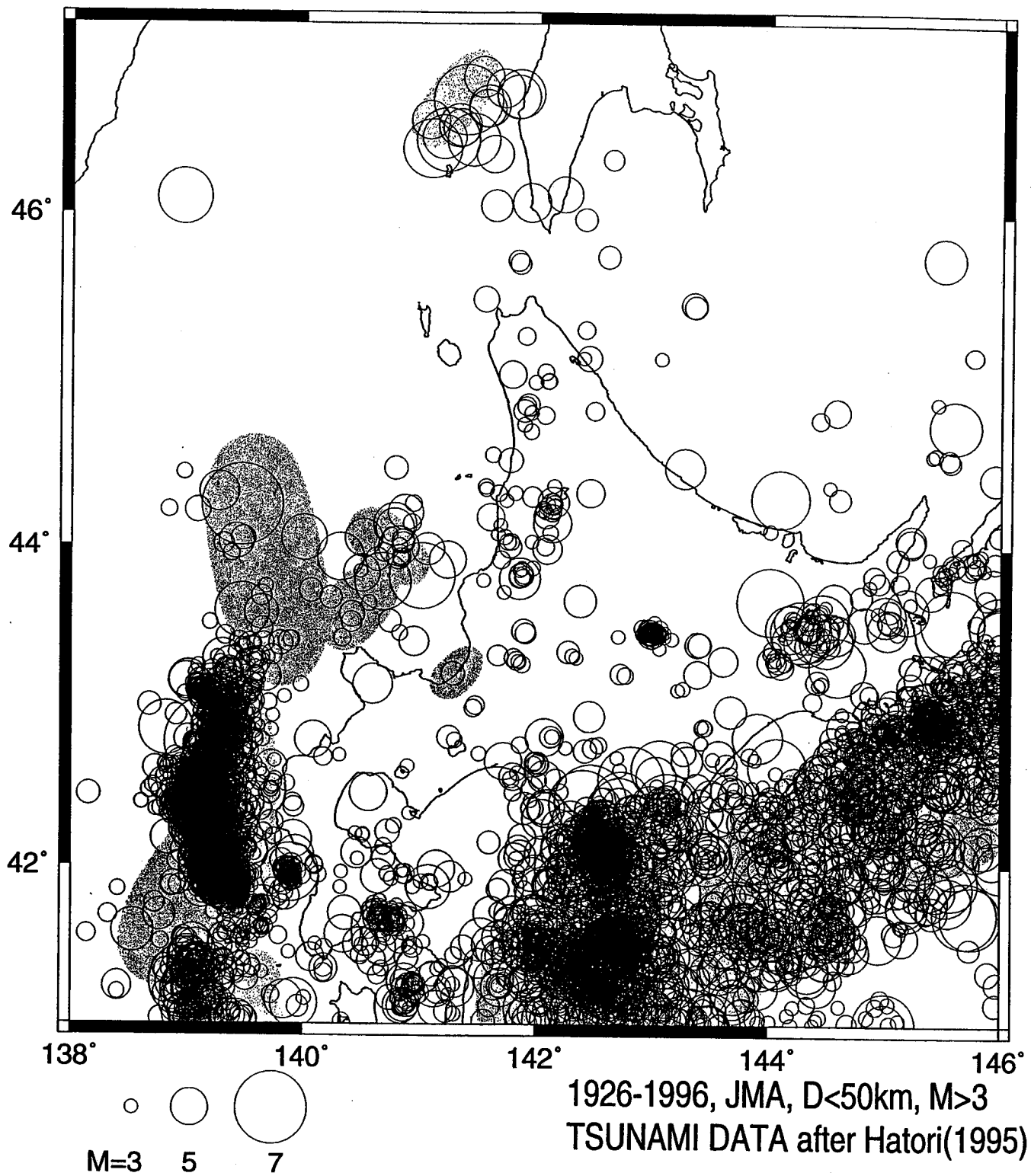


図4-3-1 気象庁の震源カタログによる北海道の浅発地震活動。期間は1926年から1996年までで深さ50km以浅、マグニチュード3以上の地震のプロット。同時に津波の波源域も示した〔羽鳥, 1995〕。

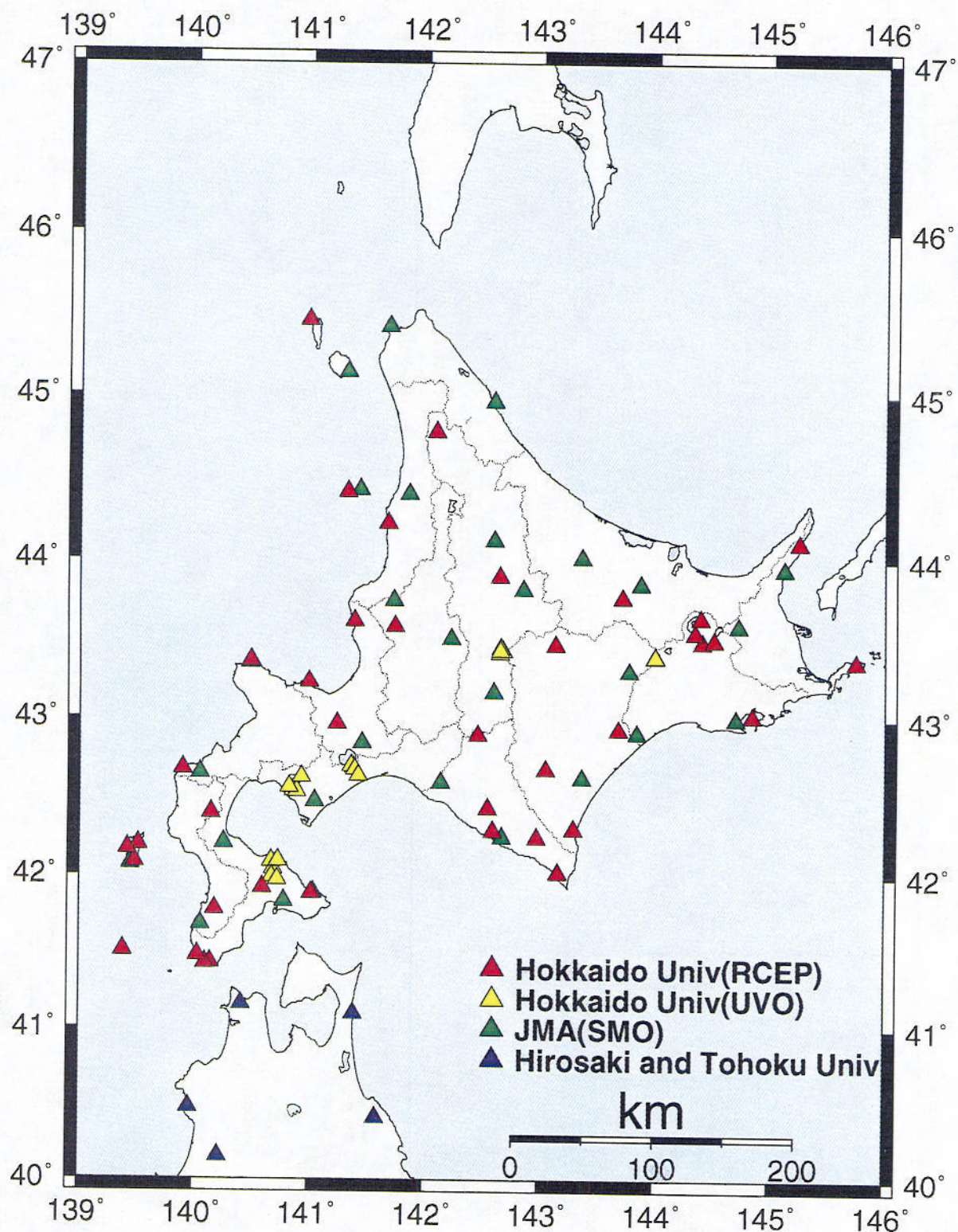


図4-3-2 北海道大学理学部地震予知観測センターが1997年11月現在データ収集を行っている地震観測点の分布図。この中には、北海道大学有珠火山観測所と札幌管区気象台の観測点も含まれている。

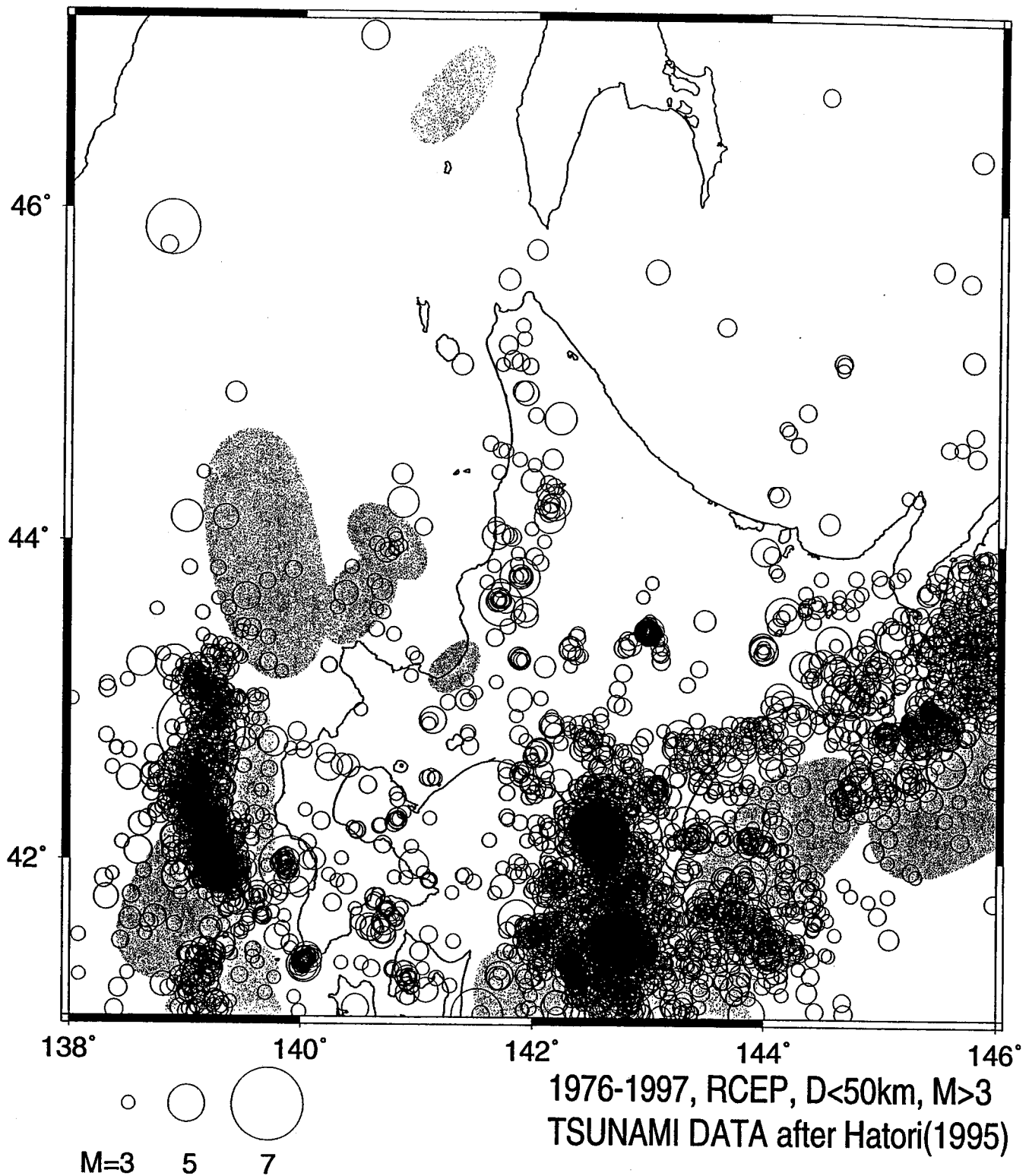


図4—3—3 北海道大学理学部地震予知観測地域センターによって決定された浅発地震の震央分布図。期間は1976年から1997年11月までで深さ50km以浅、マグニチュード3以上の地震のプロット。同時に、津波の波源域も示した[羽鳥, 1995]。

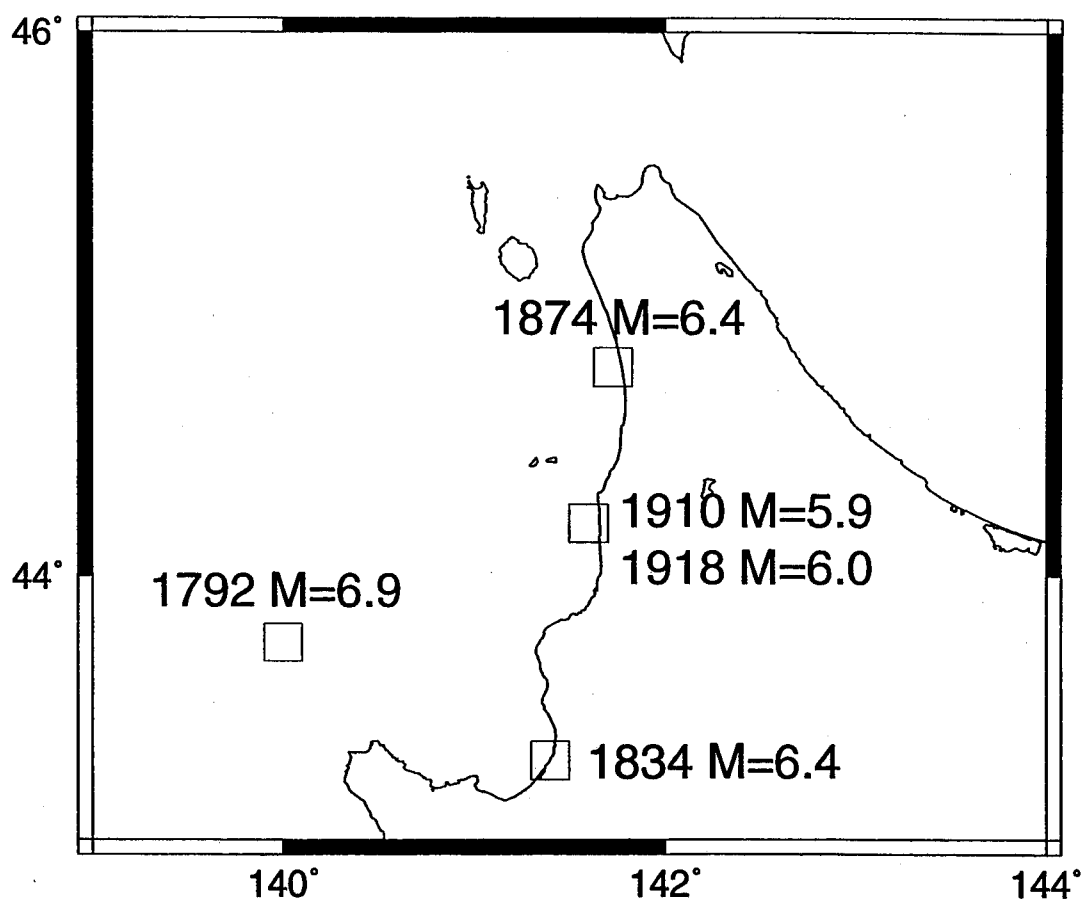


図4-3-4 北海道北部に発生した歴史地震の分布図。発生年とマグニチュードを示す。

Shallow Seismicity in Hokkaido

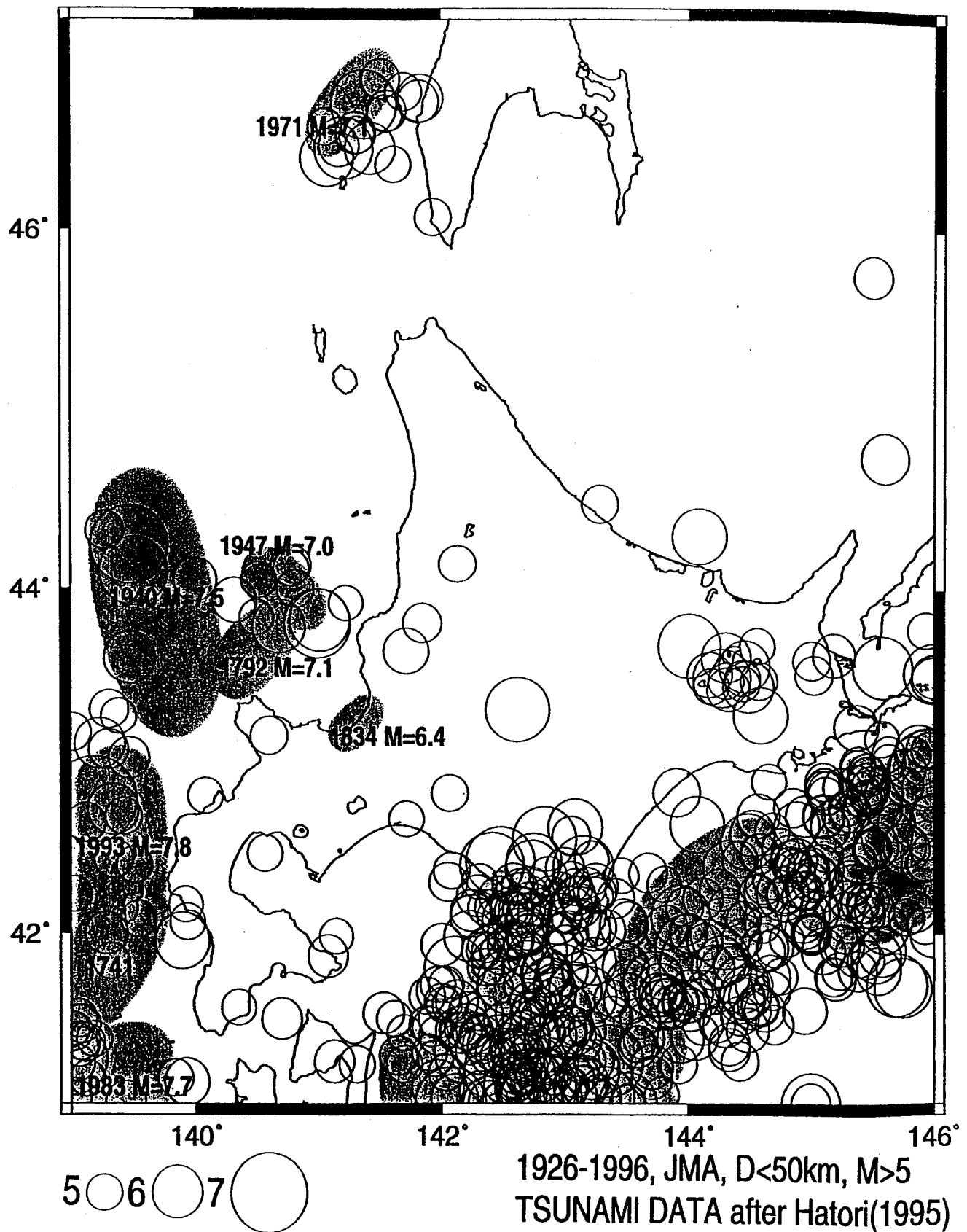


図4-3-5 気象庁の震源カタログからマグニチュードが5以上の地震のみをプロットした。期間は1926年から1996年までで深さ50km以浅のもののプロット。同時に、津波の波源域〔羽鳥, 1995〕とその発生年、津波マグニチュードを示した（日本海側のみ）。

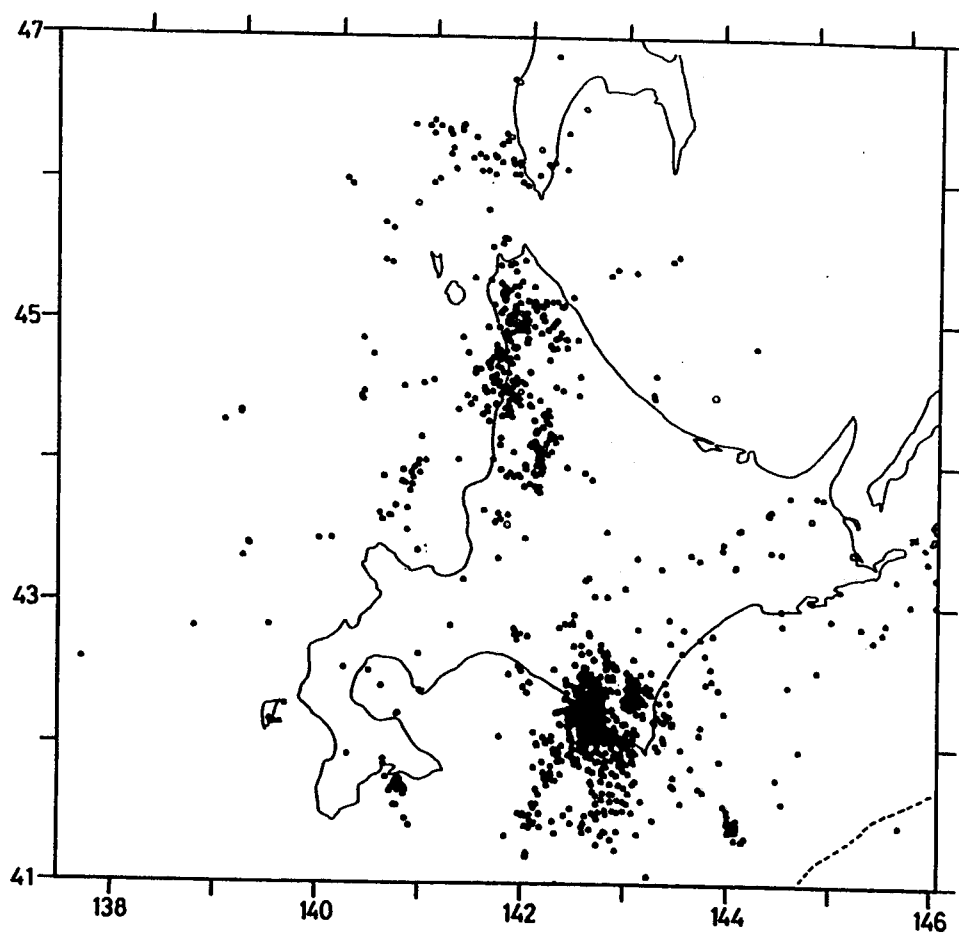


図4-3-6 森谷(1986)が求めた北海道の浅発地震の震源分布. 期間は1977年から1984年までで深さ60km以浅のものを示した.

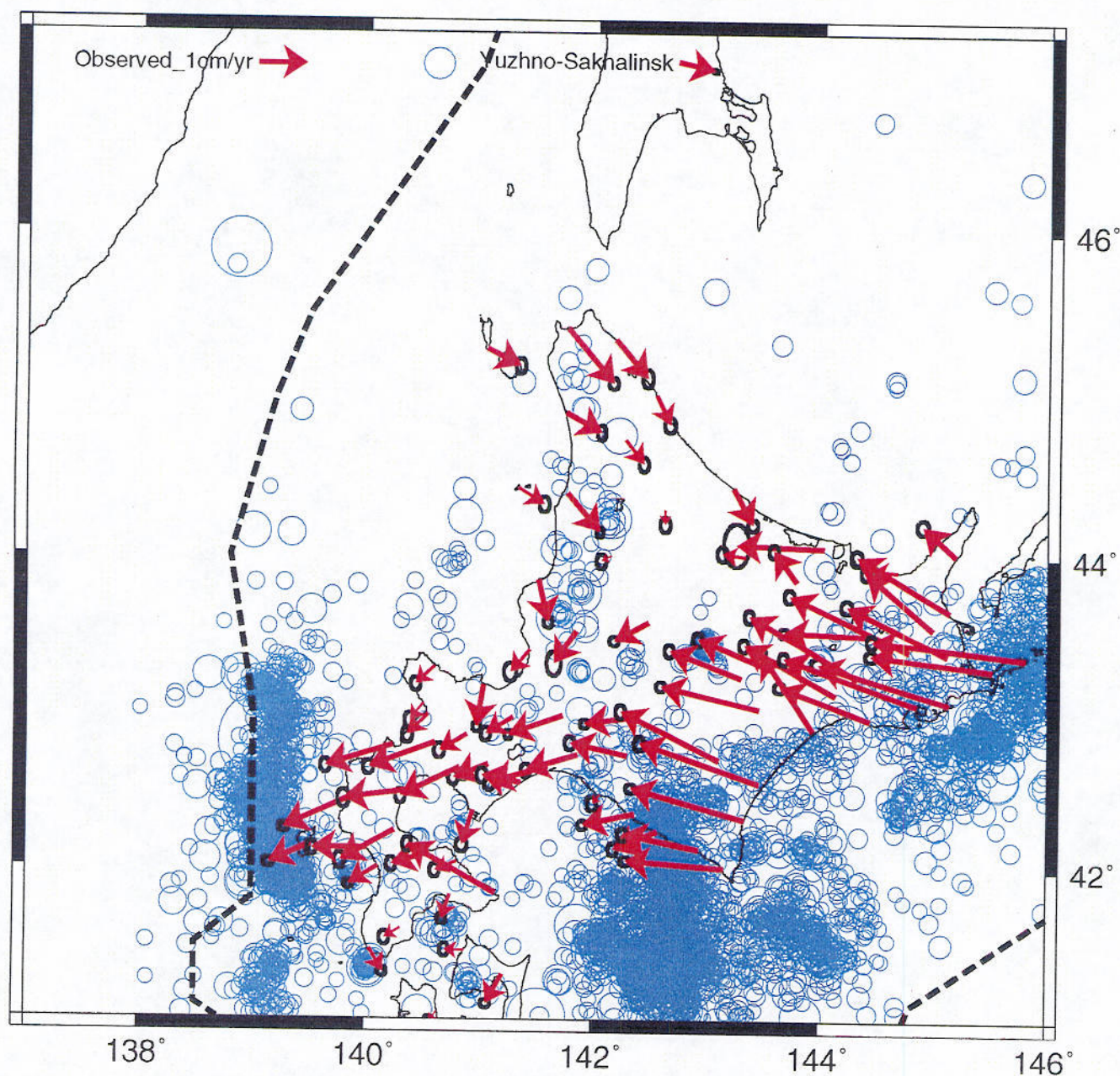


図4—3—7 北海道大学理学部地震予知観測地域センターによって求められた北海道の浅発地震の震央分布．期間は1976年から1997年11月までで深さ50km以浅，6点以上の地震観測点でのデータを用いて決定されたものを選択した．同時にGPS観測で得られた Yuzhno-Sakhalinsk（本研究）の速度ベクトルと北海道の速度場（Miyazaki and Hatanaka, 1997）を示す．

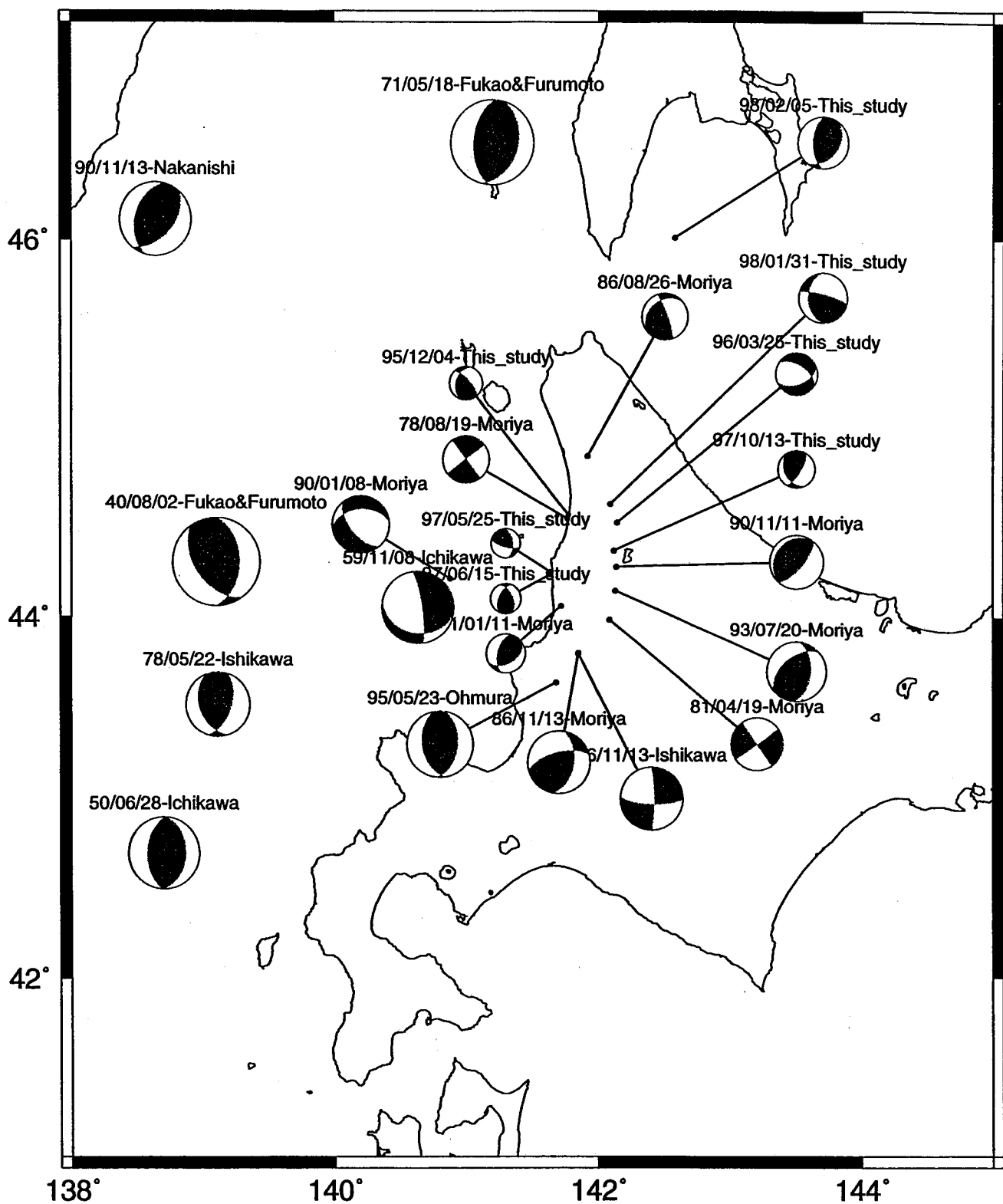


図4-3-8 北海道北部に発生した浅発地震の震源メカニズム。データは、Ichikawa(1971), Fukao and Furumoto (1975), 森谷 (1981), 森谷 (1986), 森谷 (1991), 石川(1992), Nakanishi et al., (1992), 森谷(1994), 大村 (1996), 森谷(私信)のほか、本研究でもとめられたものを使用。

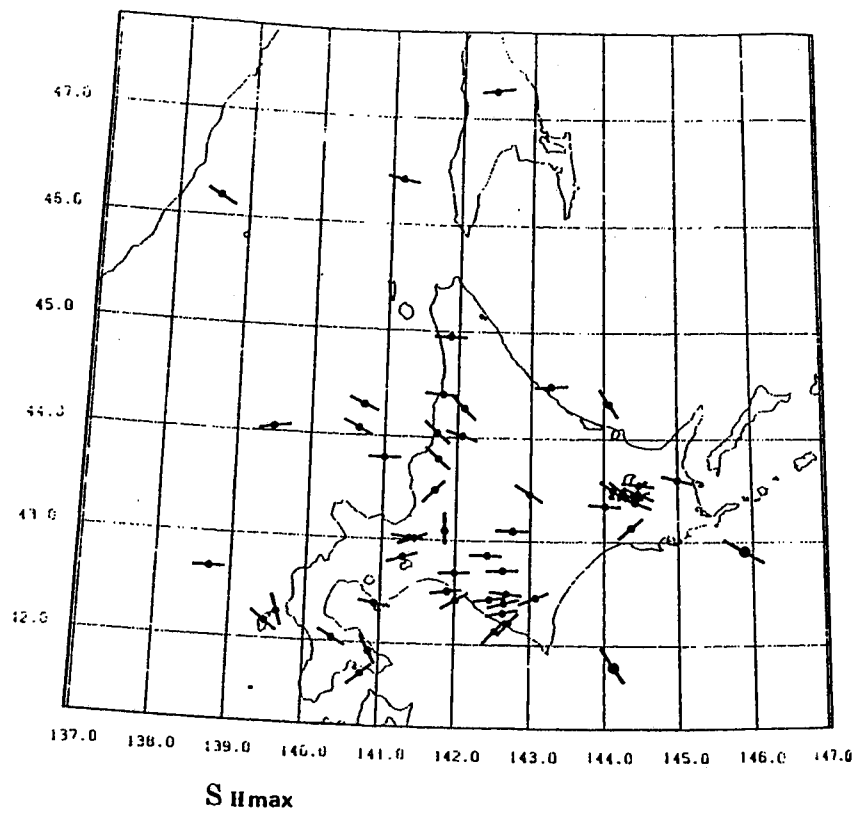


図4—3—9 北海道とその周辺での浅い地震から決めた応力分布 [森谷, 1992]. 最大圧縮軸方向を示す.

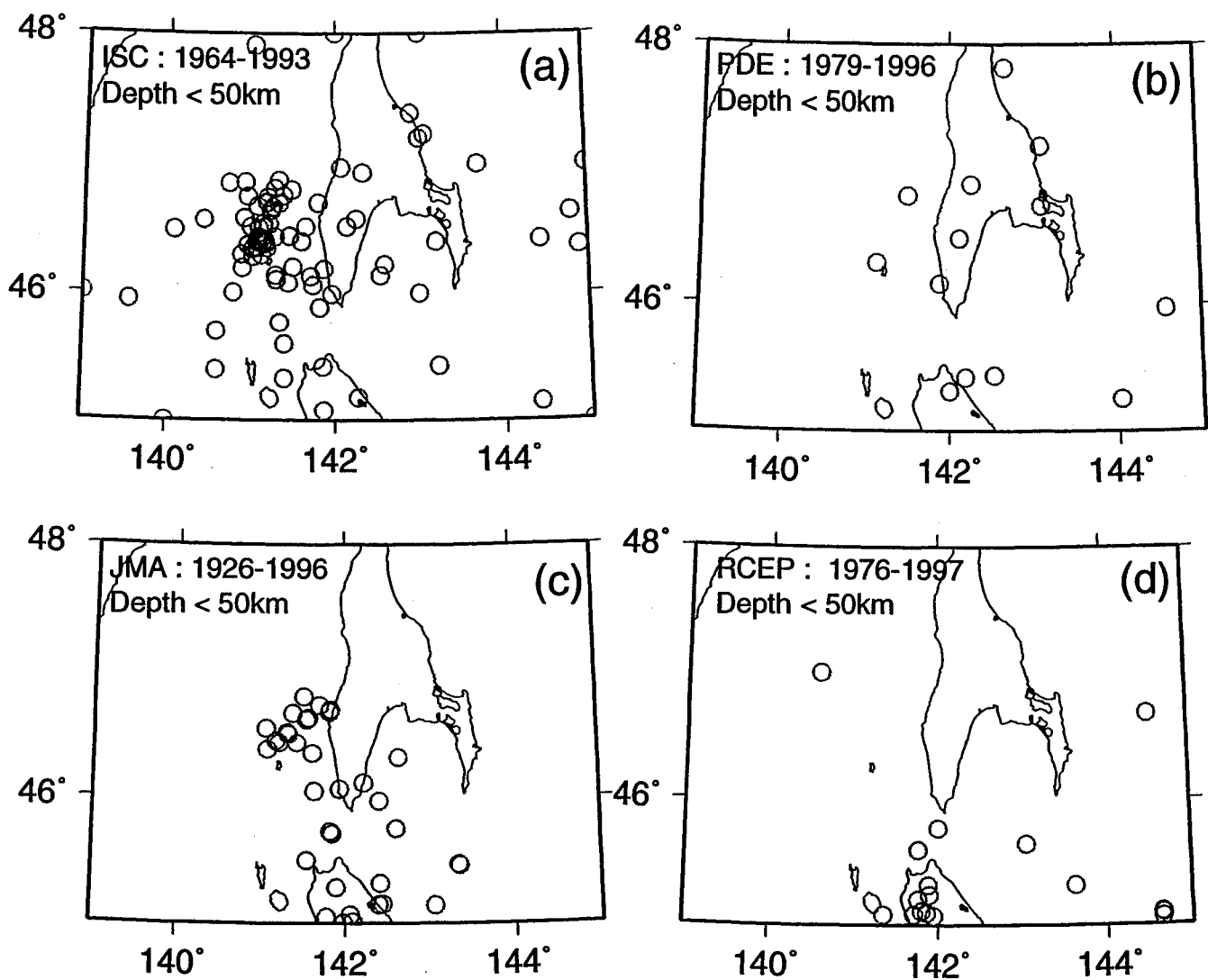


図4—3—10 北海道北部からサハリン南部にかけての浅発地震の震央分布
 図. 震源カタログは、以下のものを使用 : (a) ISC : (b) PDE : (c) 気象庁 : (d) RCEP.

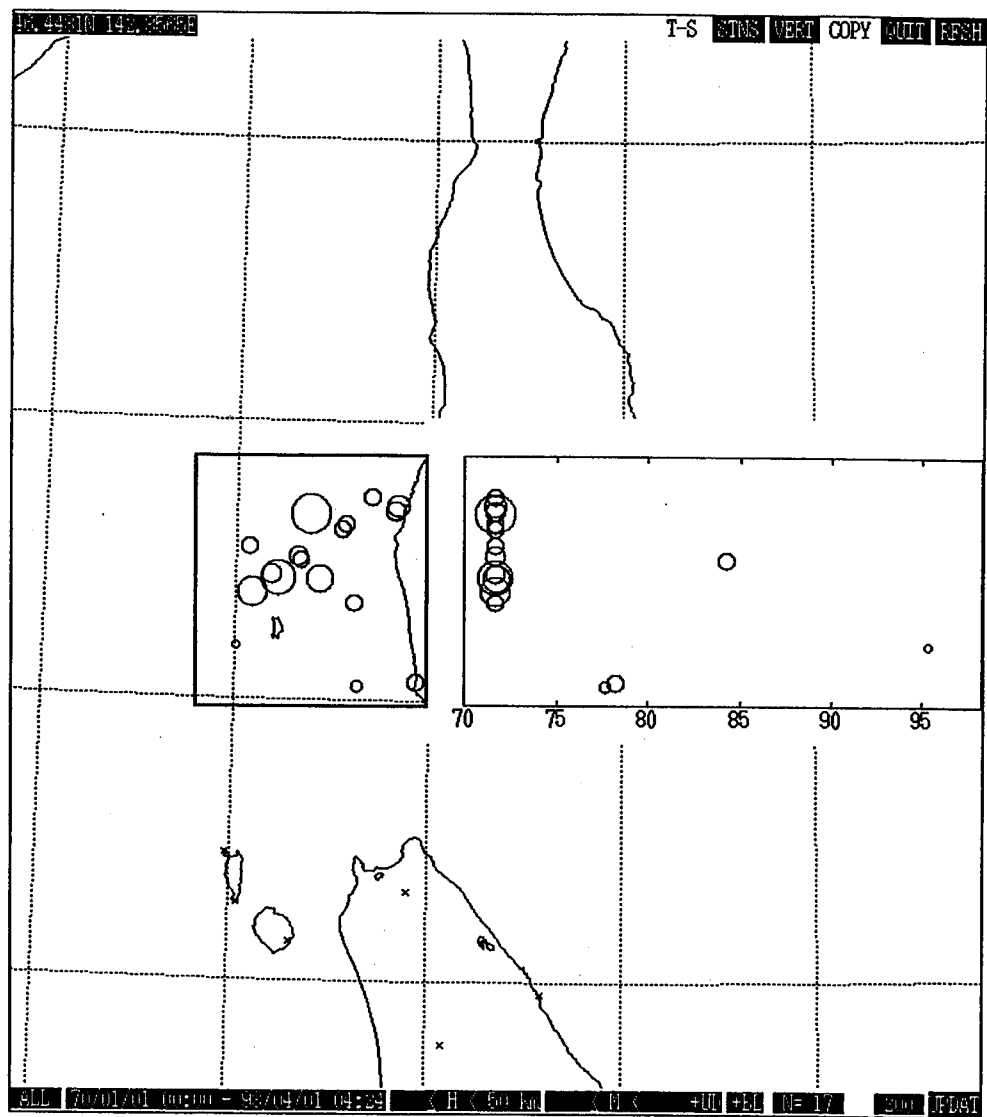


図4—3—11 モネロン島付近で発生した浅発地震の時系列（気象庁の震源データを使用）。1971年に発生したM7.1の地震以降、顕著な活動は認められない。

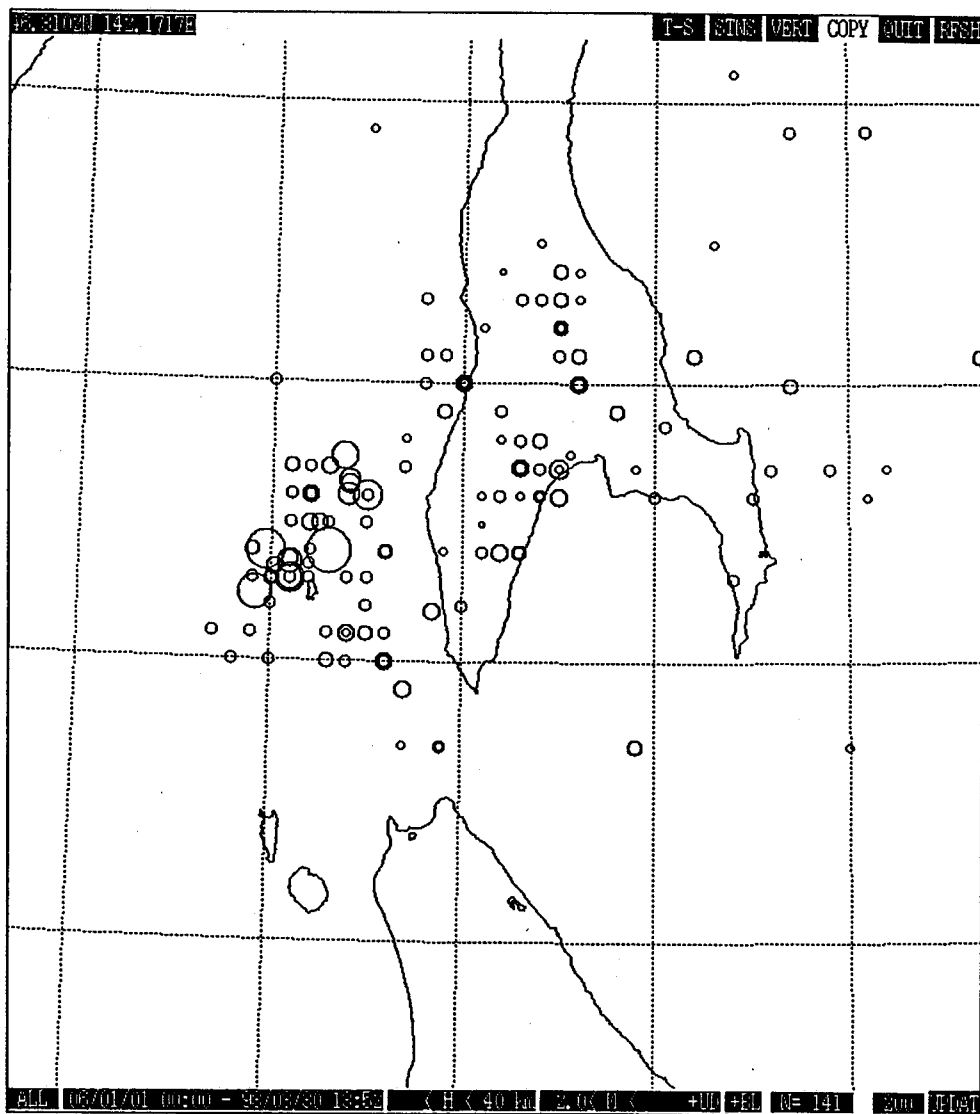


図4—3—12 サハリン海洋地質学地球物理学研究所の震源カタログによるサハリン南部の浅発地震の震央分布. 期間は1906年から1987年までで深さ40km以浅のもの.

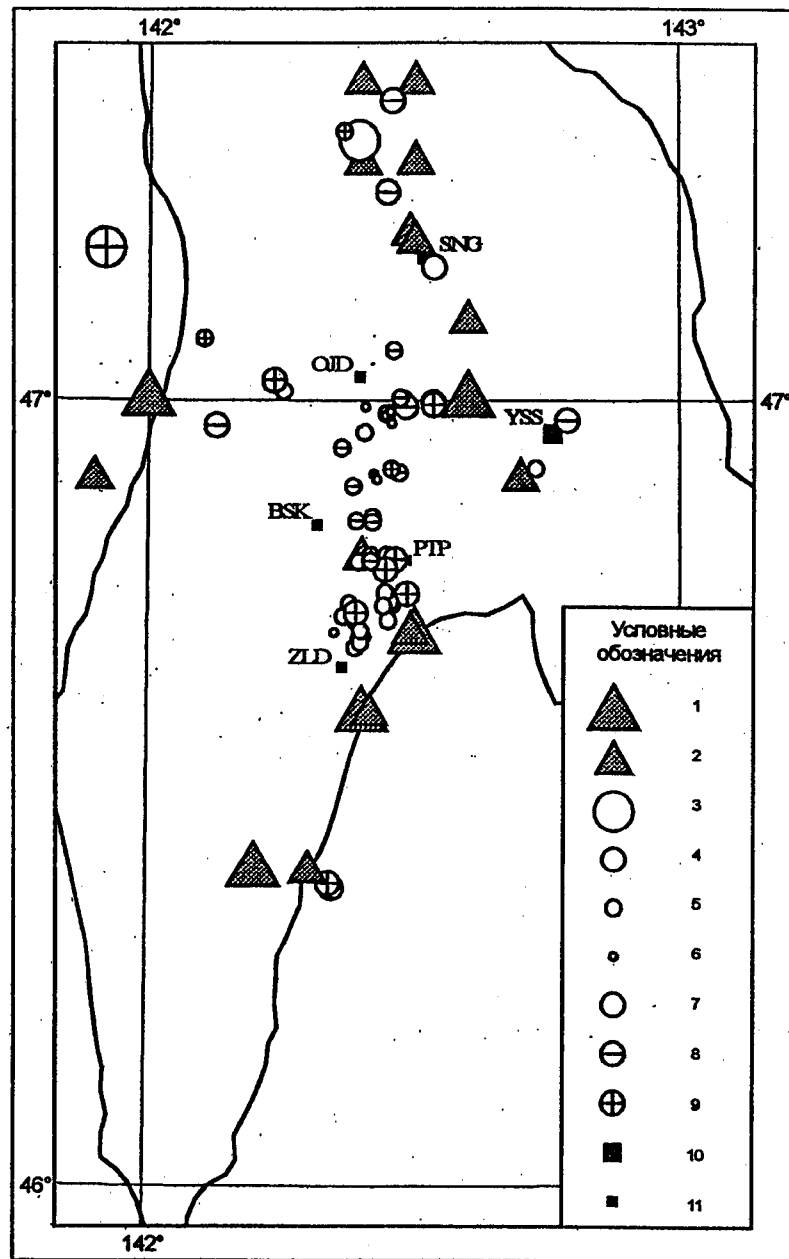


図4-3-13 1995年から1996年までにサハリン南部で行われた臨時地震観測の結果求められた震央分布図。図中の記号1-2は1911年から1975年までに決められた震源で1は $M > 5$, 2は $4.5 < M < 5$ のもの。3-6は1995年から1996年の間に求められた震央で3は $M > 4$, 4は $4 < M < 3$, 5は $3 < M < 2$, 6は $2 < M < 1$ である。7-9は深さを表わし7は0-10km, 8は11-20km, 9は21-30kmである。10は定常地震観測点を示し11は臨時地震観測点を示す。

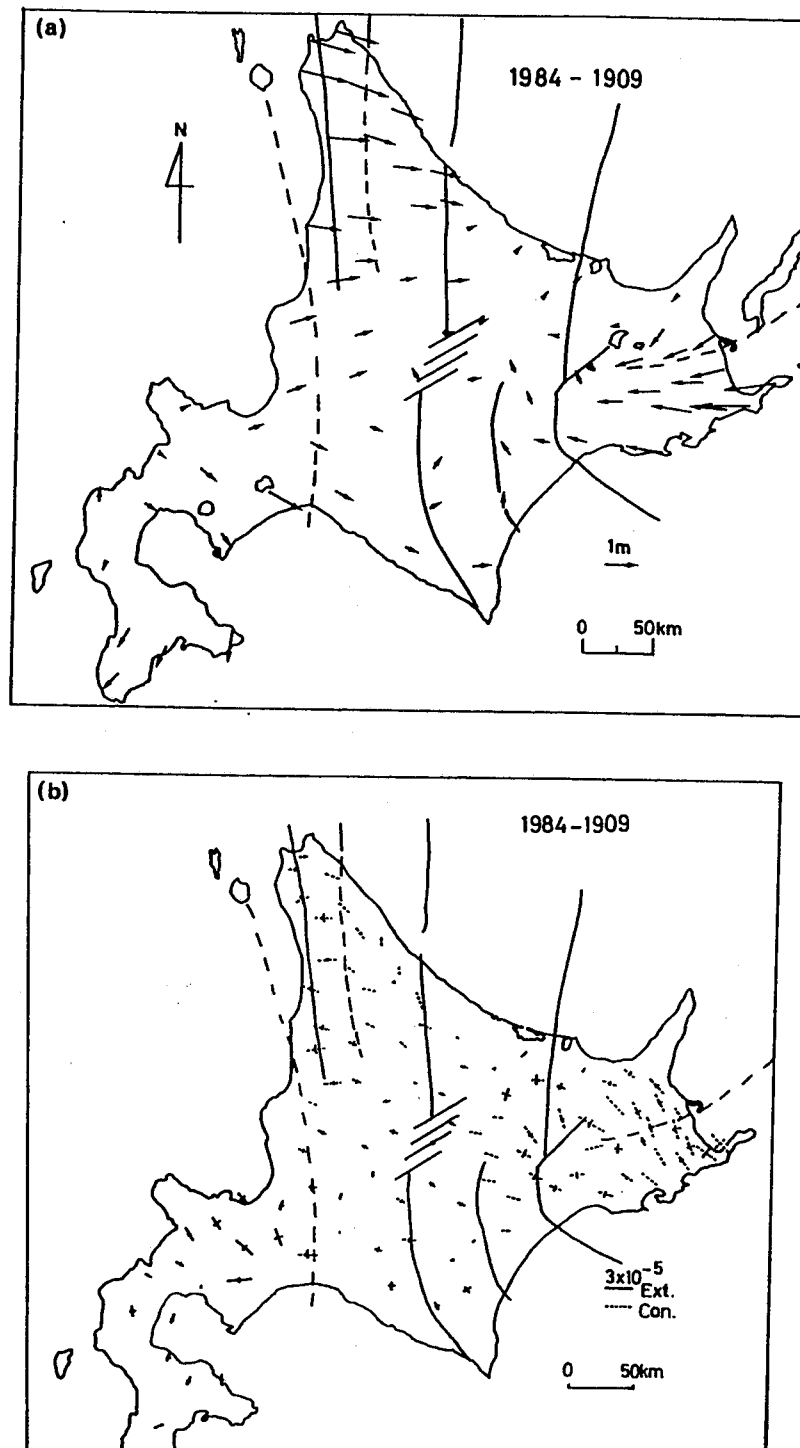


図4—3—14 測地測量網測量による北海道の水平地殻変動 (a) と水平歪み分布 (b) [橋本・多田, 1988]. 1909年から始まった明治一等三角測量と1984年から始まった精密測地網一次基準点測量から得られたもの. 約75年間の累積量を示す.

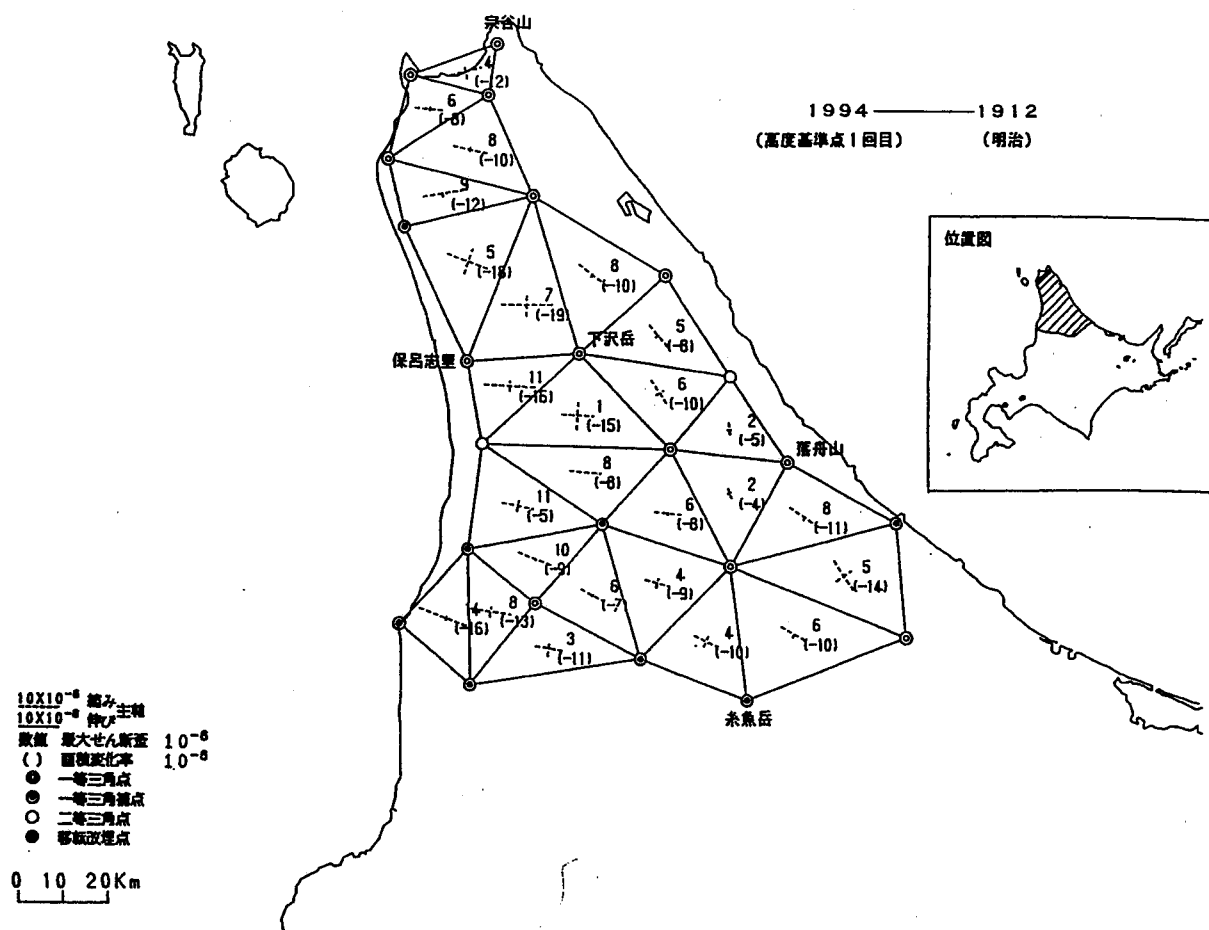


図4—3—15 測地測量網測量による北海道北部の水平歪み〔国土地理院，1994〕。明治一等三角測量と1994年に完了した高度基準点1回目測量から得られたもの。約80年の累積量を示す。

Sakhalin 95/05/27 Mw = 7.0

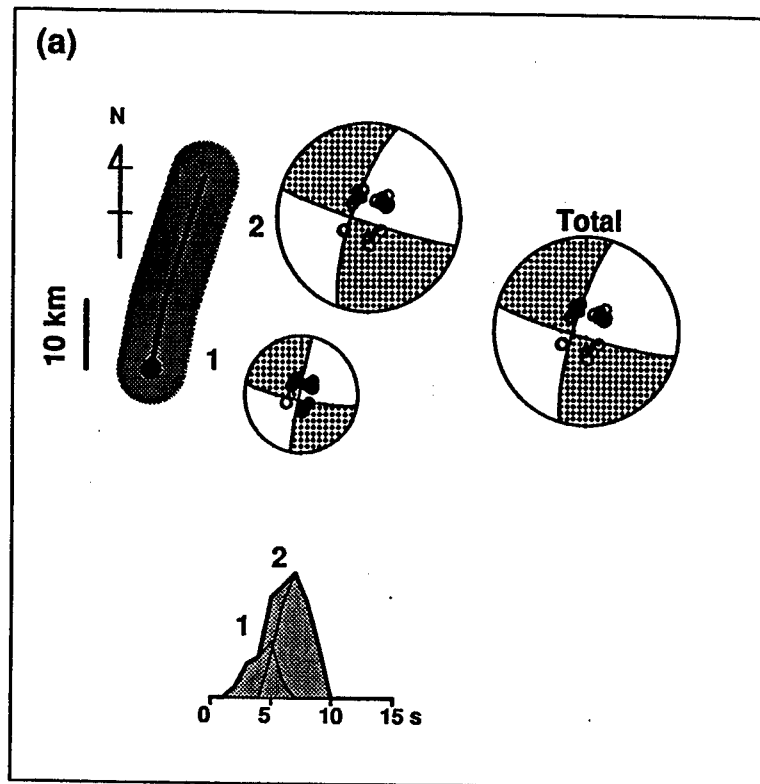


図4-4-1 遠地実体波の解析から得られた 1995 年北サハリン (ネフチェゴルスク) 地震の震源メカニズム [菊地, 1996]. 横ずれ断層型のメカニズムを示す.

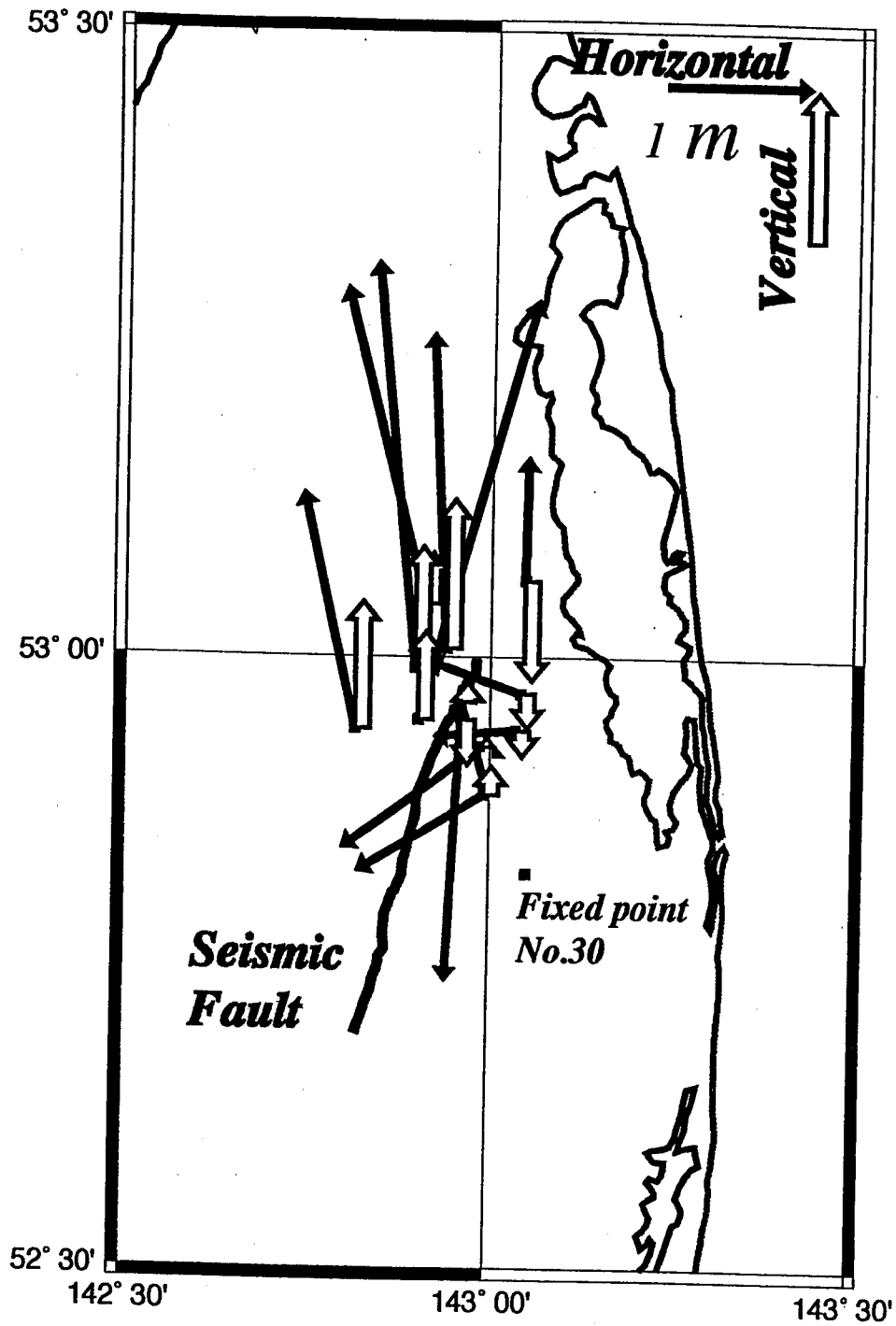


図4—4—2 GPS観測から求められた、1995年ネフチェゴルスク地震震央域での地殻変動 [Takahashi et al., 1995]. 図中の実線は、地上面に現れた地震断層を示す。右横ずれの変位が検出された。

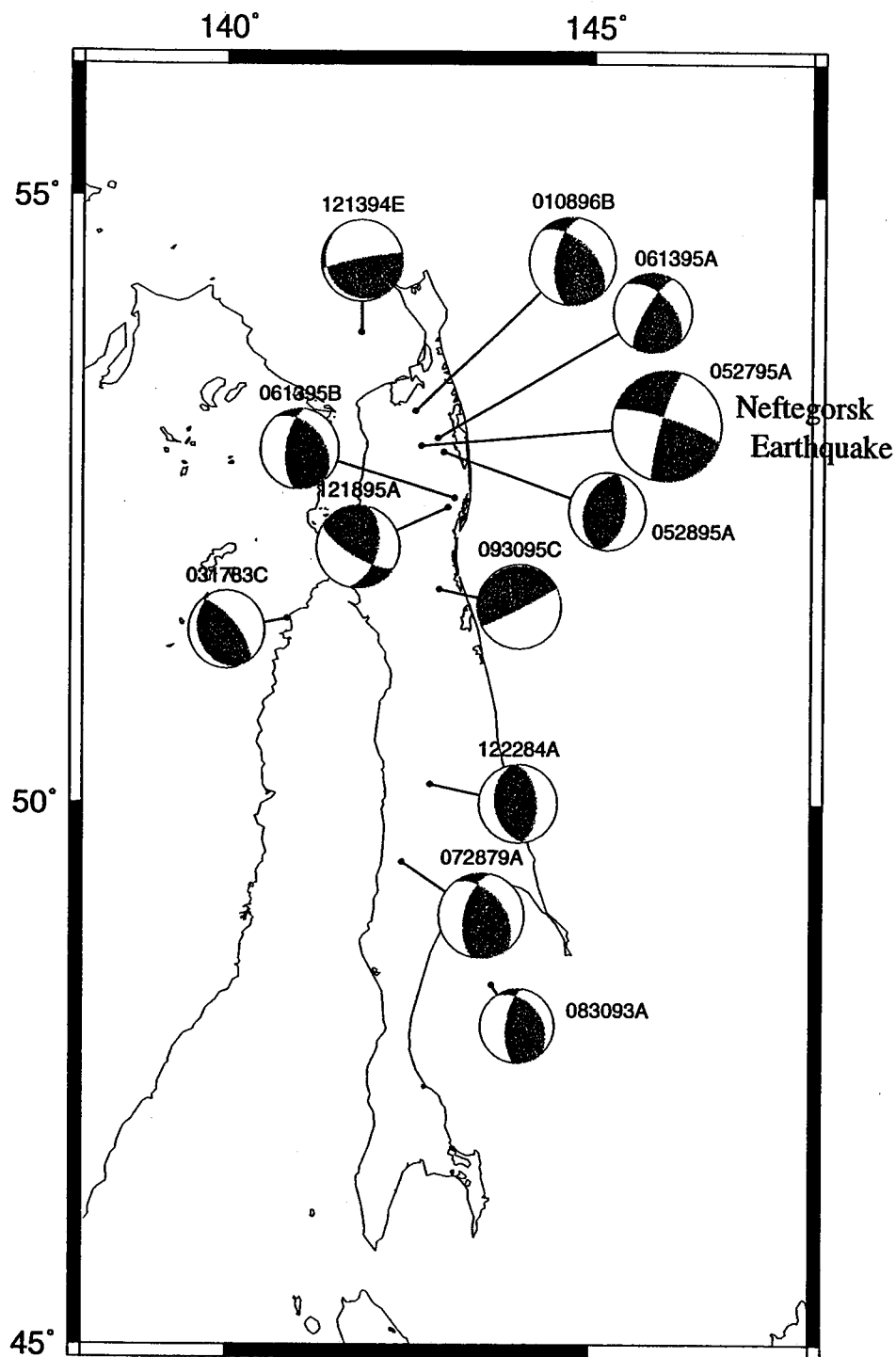


図4-4-3 ハーバード大学の CMT 解カタログによるサハリンの浅発地震の震源メカニズム [Dziewonski *et al*, 1983, 1985, 1987, 1988, 1994, 1995, 1996a, 1996b, 1996c, 1997, in press].

Aftershocks of 1995 Sakhalin Earthquake

(June 10 - July 8)

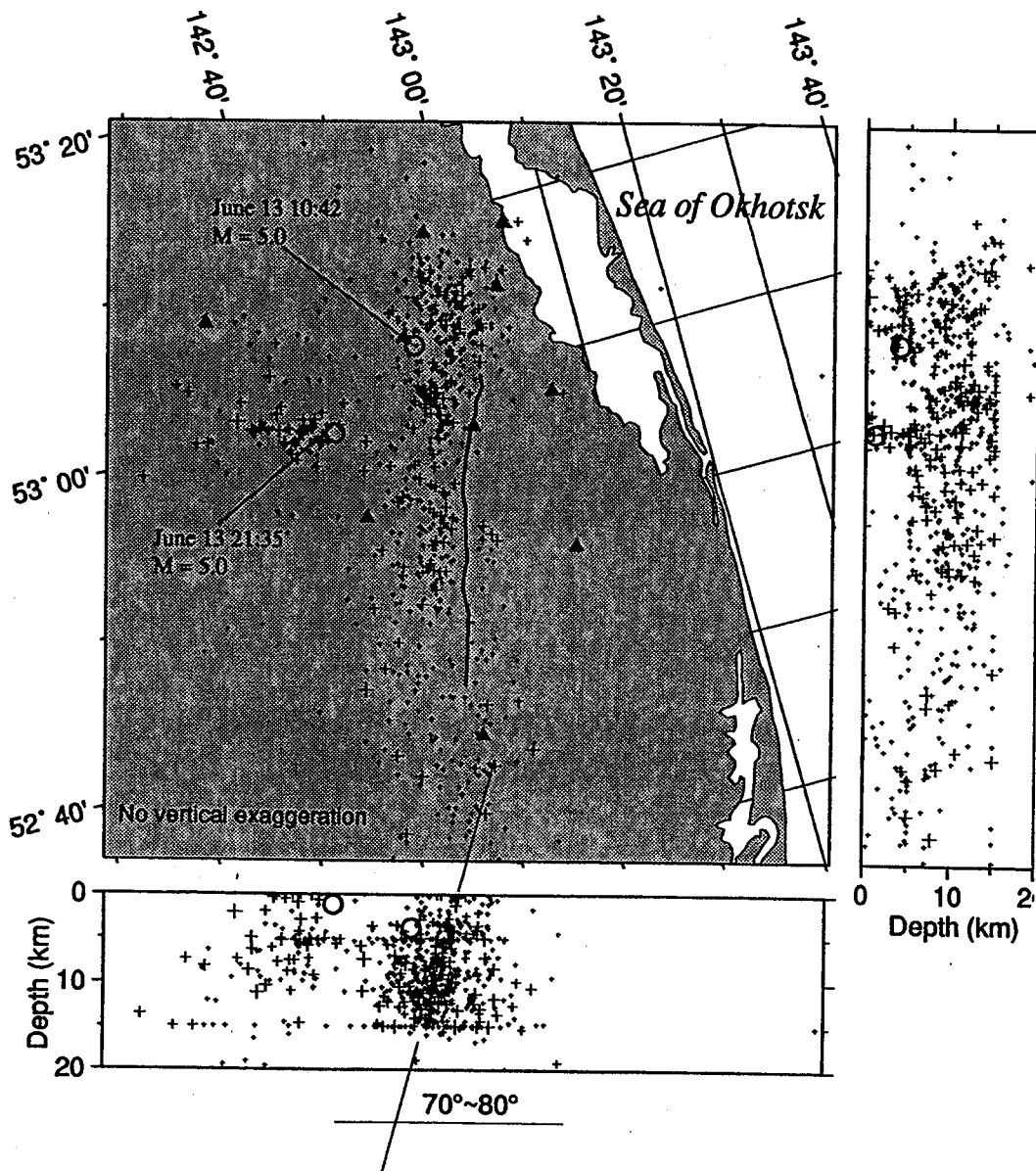


図4—4—4 1995年ネフチェゴルスク地震の余震観測から求められた震源分布 [勝俣ほか, 1996]. 図中の実線は地表面に現れた地震断層を示す.