

地質環境の長期安定性に関する調査報告書

(核燃料サイクル開発機構 契約業務報告書)

2001年8月

財団法人 地震予知総合研究振興会

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせ下さい。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松 4 番地49

核燃料サイクル開発機構

技術展開部 技術協力課

Inquires about copyright and reproduction should be addressed to : Technical Cooperation
Section, Technology Management Division, Japan Nuclear Cycle Development Institute, 4-49
Muramatsu, Naka-gun, Ibaraki 319-1184, Japan

©核燃料サイクル開発機構 (Japan Nuclear Cycle Development Institute)

2001

2001年8月

地質環境の長期安定性に関する調査

(核燃料サイクル開発機構 契約業務報告書)

要 旨

本調査では、北海道北部における最近の地球物理学的観測、地形・地質学的調査から北海道北部地域における地質環境の長期安定性の研究に資する新たな調査・観測を提案する。

地震については、北海道大学、気象庁、Hi-netの過去9ヶ月のデータを再調査し、その併合処理により地震検知能力、震源精度が著しく向上することを検証した。GPS地殻変動によると、太平洋プレートの影響で北海道全域としては、西向きに移動しているが、北部地域での動きは小さい。地殻の歪は北西-南東方向の圧縮であるが、その速度は全国的にみても小さい。わずか1年間のGPS観測で、最近10年間あるいは明治以降100年間の測量と同じ成果が得られた。

以上の調査に基づき、幌延町における地震および地殻変動の観測計画を立案した。観測点は、大曲活断層を中心に、Hi-netを補間する形に5点設ける。地震・地殻変動等の観測機器は硬岩内に埋設する必要があり、1000m級のボアホール複合観測システムの設置を強く薦める。また、地震発生と地下水流動の関連性から、地下水圧の連続観測を実施する。流量、水質観測も重要であるが、地表からの観測が困難な場合は、地下研究施設内で実施する。

地形学的調査については、海域を含む北海道北部地域の地形図、GISMAPを利用して、対象とする地域の地形特徴と地質との対応を明らかにした。海成段丘の隆起速度の調査からは、南部の変動が北部より大きく、過去10万年以降、隆起速度が増大している。地形解析については10mメッシュDEMを作成し、勾配図、直線斜面勾配図、起伏量図等を作成し、水系図を作成した。また10mメッシュと50mメッシュによる解析結果の比較を行った。

このような地形学的、地質学的な調査の結果に基づき、地質環境の安定性の調査、特に北海道北部地域の北部と南部の差異を明らかにするための調査計画を立案した。基本的な考えは、北海道北部地域における地形・地質の特徴を把握し、広範な検討のもとに幌延地域の地質情報を解釈することである。調査対象は、活構造、第四紀におけるサロベツ原野、ウブシ原野の沈降速度、丘陵・台地等の隆起速度、侵食速度、海水準変動の調査である。そのためには、新たな地質調査、深層ボーリングのみならず、深度2km程度までの反射法地震探査、広域における各種電磁気探査、高精度重力測定等の地球物理学的調査が必要である。

以上の観測・調査計画の提案を総合して7年間の年次計画を提案する。

本報告書は、財団法人地震予知総合研究振興会が核燃料サイクル開発機構との契約により実施した業務の成果である。

契約番号：120C0217

サイクル機構担当部課室：経営企画本部 バックエンド推進部
深地層研究施設計画グループ

Survey of Long-term Stability of Geological Environment
(Document Prepared by Other Organization, Based on the Contract)

Abstract

In this report, some recent geophysical, geomorphological and geological investigations in Hokkaido are surveyed. And a suggestion of new surveys and observations is proposed for the investigation of long-term stability of geological environment in northern Hokkaido.

As for the seismic observation, three data sets from Hokkaido University, Meteorological Agency of Japan, and Hi-net were archived for the recent nine months and reexamined. It was verified that the earthquake detectability and the accuracy of focus are greatly improved by a joint analysis of data sets. GPS observation shows a westward movement of Hokkaido as a whole, but the movement in the north is very small. The crustal deformation is NW-SE compression, but the rate is small in the north. It is clear that even one year GPS observation provides the same results from surveys for recent 10 years or those for 100 years from Meiji era.

Considering these surveys, a plan of seismic and crustal-movement observation in Horonobe area is presented. Five observation stations are suggested around the Ohmagari fault so as to interpolate Hi-net stations. Seismic and crustal-movement instruments should be placed in the hard rock. Therefore, a multi-component borehole instrument for crustal activity is strongly recommended at a depth around 1000m. The continuous observation of water pressure is also necessary, as the occurrence of earthquake is known as related to underground water flow. The observation of flow rate and quality of water is also important. If it is not possible from the surface, it should be done in the underground observatory.

As for the geomorphological survey, the relation between topographical characteristic and the geology is illustrated in northern Hokkaido from the topographical maps and GISMAP including off shore areas. From the analysis of the elevation rate of marine terrace, the movement is much bigger in the southern area than in the northern area, and its rate has been increased in recent 100,000 years. As for the geomorphological analysis, a 10m-mesh DEM(Digital Elevation Model) was prepared and used for the maps of gradient, gradient of slope element, and relief. And then drainage in the area was mapped. The comparative analysis of 10m and 50m was also made.

Using these geomorphological and geological investigations, we present a plan of investigation for the study of long-term stability of geological environment in the northern Hokkaido, specifically for the elucidation of difference between southern and northern areas. The basic idea is to elucidate the geological information at Horonobe area, under the various investigations based on the topographical and geologic characteristics in the northern Hokkaido. Objects of survey are active structures in Horonobe, vertical movement in Quaternary such as rates of subsidence at Sarobetsu and Ubushi fields, rates of elevation and erosion of hills and plateaus and changes of sea level. In order to promote these studies, not only the investigation of existing data, new geological surveys and deep boring surveys, but also geophysical studies such as seismic reflection survey down to 2km deep, various electro-magnetic surveys in wide area and repeated precise gravity measurements are also necessary.

Integrating the proposals for survey and observation plans mentioned above, a yearly program for 7 years is presented.

This work was performed by Association for the Development of Earthquake Prediction under contract with Japan Nuclear Cycle Development Institute.

JNC Liaison: Nuclear Cycle Backend Division, Underground Research Laboratory Project Group

目 次

1. 目的・背景	1
2. 要 約	2
3. 調査期間	6
4. 地震に関する調査結果	7
4.1 地殻活動に関する調査	7
4.1.1 地震活動の調査	7
(1) 北海道北部地域における地震観測網	7
(2) データの統合と震源分布	7
(3) 地震検知能力と震源決定データ精度の比較	9
(4) これまでの震源分布と震源メカニズムとの比較	9
(5) 強震観測網K-NETおよびKiK-netについて	10
4.1.2 GPS等による地殻変動調査	26
(1) 北海道地方の最近1年間の水平変動	26
(2) 北海道地方の水平地殻歪	27
(3) 日本全体の地殻歪との比較	27
(4) 長期水平測量結果からの水平歪とGPS観測結果との比較	28
(5) 全国水準測量による約100年間の全国の上下変動との比較	28
4.2 新規観測計画の作成	33
4.2.1 地震・地殻変動調査計画	33
(1) 観測点の配置	33
(2) 他機関データの利用	34
(3) 設置する観測装置	35
(i) ボアホール坑底での観測, (ii) ボアホール坑口での観測	
(iii) 初期応力の測定	
(4) データ伝送・収録システム	36
4.2.2 地下水理調査計画	43
(1) 地震に係わる地下水理変動観測の背景	43
(2) 幌延観測点で行うべき地震地下水理観測	44
(3) 水圧あるいは水位観測	44
(i) 観測孔の仕様, (ii) データ収録システム	
(4) 流量観測	49
(5) 水質観測 (水温, 電気伝導度, pH, Eh, 溶存成分など)	49
(6) 溶存ガス (メタン, ラドンなど)	53
(7) 気象観測	53
(8) 自然電位観測	53
(9) 観測スケジュール	54

5. 天然現象に関する調査結果	57
5.1 地形変化解析に関する調査	57
5.1.1 対象地域の地形特徴	57
(1) 地形概要	57
(2) 陸域および海域のDEM (Digital Elevation Model)	58
5.1.2 DEM10mおよびDEM50mによる地形計測結果	59
(1) 使用データと加工	59
(2) 地質別地形特徴量の計測	60
(i) 平均標高・平均勾配, (ii) 直線斜面勾配の大きさ,	
(iii) ラプラシアン, (iv) 250mメッシュ起伏量	
(3) 地質別地形特徴量の計測結果	61
(4) 対象流域の抽出と流域別の地形特徴量	62
(i) 一次斜面出現率, (ii) 平均落水勾配, (iii) 平均流域長・平均流域幅	
(iv) 流域形状指数, (v) 流域内の全体形状に関する測定	
(5) DEM10mによる陰影図, 起伏量図, 勾配図および水系 (落水線)	65
5.2 天然現象に関する調査研究計画	71
5.2.1 地形学・地質学的データ取得計画	71
(1) 目的	71
(2) 地形・地質概要	71
(3) 計画の基本的な考え方	71
(4) 取得調査計画	71
(i) 既往資料収集・解析, (ii) 空中写真判読, (iii) 地質踏査及びピット調査	
(iv) 反射法地震探査・海上音波探査, (v) ボーリング調査,	
(vi) トレンチ調査, (vii) 水準測量及びGPSによる測地データ等の解析	
(viii) 地形データの取得及びDEMの作成, (ix) 地形変化調査,	
(x) 地形変化に関する総合解析	
5.2.2 地球物理学データの取得計画	83
(1) 重力データ	83
(i) 目的と有効性, (ii) 測定機器, (iii) 観測点配置及び観測計画	
(2) 電気探査による比抵抗データ	84
(i) 目的と有効性, (ii) 測定方法, (iii) 測定機器, (iv) データ解析,	
(v) 二次元及び三次元解析, (vi) 測点及び測線の選定	
(3) 電磁探査による比抵抗データ	86
(i) 目的と有効性, (ii) CSAMT法, (iii) 測定法, (iv) 測定装置,	
(v) データ解析, (vi) 測点及び測線の選定	
6. 調査研究年次計画	89
北海道北部の地殻活動・地形変動に関する調査検討委員会委員名簿	91

図表一覽

図4. 1. 1 (1)	北海道北部の高感度地震観測点分布図 (2001年6月現在)	12
図4. 1. 1 (2)	北海道のHi-net高感度地震観測施設分布図	13
図4. 1. 1 (3)	RCEPの定常観測 (左図) およびHi-netの自動決定 (右図) による震源分布	14
図4. 1. 1 (4)	震源決定に用いたP波速度構造	15
図4. 1. 1 (5)	統合化データによる震源分布	16
図4. 1. 1 (6)	RCEPの定常観測結果と統合化データによる震源決定された地震のM-N積算図	17
図4. 1. 1 (7)	RCEPの定常観測 (RCEP) と統合化データ (set) により震源決定された地震のNS成分の誤差頻度分布 (下図) と同時に決定された場合の誤差改善率の頻度分布 (上図)	18
図4. 1. 1 (8)	RCEPの定常観測 (RCEP) と統合化データ (set) により震源決定された地震のEW成分の誤差頻度分布 (下図) と同時に決定された場合の誤差改善率の頻度分布 (上図)	19
図4. 1. 1 (9)	RCEPの定常観測 (RCEP) と統合化データ (set) により震源決定された地震の深さ成分の誤差頻度分布 (下図) と同時に決定された場合の誤差改善率の頻度分布 (上図)	20
図4. 1. 1 (10)	1996年10月から2000年8月まで再決定された北海道北部の震源分布とブーゲー異常のコンター図	21
図4. 1. 1 (11)	統合化データによる北海道北部の震源分布とブーゲー異常のコンター図	22
図4. 1. 1 (12)	田村 (1999) による北海道北部の震源分布と決定された震源メカニズム	23
図4. 1. 1 (13)	統合化データによる震源分布と決定された震源メカニズム	24
図4. 1. 1 (14)	北海道北部のK-NET観測点分布図	25
図4. 1. 2 (1)	最近一年間の北海道地方の水平地殻変動	26
図4. 1. 2 (2)	最近1年間の北海道地方の水平地殻歪	27
図4. 1. 2 (3)	全国の地殻歪	28
図4. 1. 2 (4)	水平測量による東北日本弧の地殻歪 (その1)	30
図4. 1. 2 (5)	水平測量による東北日本弧の地殻歪 (その2)	31
図4. 1. 2 (6)	水準測量による過去約100年間の日本の上下変動	32
図4. 2. 1 (1)	2000年報告書の観測網から選定した5観測点 (白丸) の位置	38
図4. 2. 1 (2)	幌延 (★) と北海道北部における地震観測点の位置図	39
図4. 2. 1 (3)	地震活動総合観測装置	40
図4. 2. 1 (4)	インテリジェント回収型歪計による初期応力測定手順	41
図4. 2. 1 (5)	データ受信局 (上図) とボアホール地震測定店 (下図) でのデータ転送システムブロック図	42
図4. 2. 2 (1)	水圧観測孔の概念図	47
図4. 2. 2 (2)	水圧データ収録システム案 (データロガーのみ使用の場合)	47
図4. 2. 2 (3)	野外設置のデータロガーの防水・防寒対策案	48
図4. 2. 2 (4)	澄川地熱発電所における微小地震観測に係わる機器メンテナンスの例	48
図4. 2. 2 (5)	東濃鉱山における地下水水質連続モニタリング装置の外観	51
図4. 2. 2 (6)	釜石鉱山で用いた自動連続採水装置の外観	51
図4. 2. 2 (7)	東濃鉱山における地下水採水システムの事例	52
図5. 1. 1 (1)	調査対象範囲	66
図5. 1. 1 (2)	地質図	66
図5. 1. 1 (3)	DEM 10m陰影図	66

図5. 1. 1 (4)	100mメッシュ（陸域+海域）の陰影図と予想水系	67
図5. 1. 1 (5)	海成段丘の分布と隆起速度	67
図5. 1. 2 (1)	直線斜面勾配と稚内層（赤粋）の分布域	69
図5. 1. 2 (2)	抽出した流域と水系（DEM 50m）	69
図5. 1. 2 (3)	左：水系図（DEM 10m） 上：DEM 10m（青）およびDEM 50m（赤）から算出した水系網の差	69
図5. 1. 2 (4)	陰影図（DEM 10m）	70
図5. 1. 2 (5)	斜面方位図（DEM 10m）	70
図5. 1. 2 (6)	勾配図（DEM 10m）	70
図5. 1. 2 (7)	起伏料図（DEM 10m）	70
図5. 2. 1 (1)	北海道北部地域地質図	75
図5. 2. 1 (2)	活断層分布図	77
図5. 2. 1 (3)	海域の地質構造図	78
図5. 2. 1 (4)	調査フロー	79
図5. 2. 1 (5)	調査範囲案	80
図5. 2. 1 (6)	調査候補地点案	81
図5. 2. 2 (1)	重力データの解析フロー	88
表4. 2. 2 (1)	地震地下水理観測機器の開発/改良・設置・観測開始スケジュール案	55
表5. 1. 2 (1)	DEM 50mおよびDEM 10mによる地質別の地形特徴量	68
表5. 1. 2 (2)	DEM 50mおよびDEM 10mによる流域別の地質単元構成比	68
表5. 1. 2 (3)	DEM 50mおよびDEM 10mによる流域別の地形特徴量	68
表5. 2. 2 (1)	電磁探査の種別	88
表6	地質環境の長期安定性に関する調査研究年次計画	89

1. 目的・背景

深部地質環境の長期安定性に関する研究は、急激に、または緩慢ではあるが累積的な変動を特徴とする天然現象によって、その地質環境が如何なる影響を受けるかを詳細に調査研究することを基本としている。

この研究の一環として地震・断層活動に関しては、その活動が地下の地質環境へ及ぼす影響を調べるために、地震発生の際の、岩盤の破断・破碎とそれに伴う地下水移行径路の形成・変化、地震動による岩盤や地下水の性質の変化などについて研究が進められてきている。

また、長期的時間過程の中で、累積的に地殻変動を起こす褶曲活動や、降水・積雪・凍結融解、侵食・堆積、海水準変動などの自然現象による地形変化が、深部地質環境の長期安定性に及ぼす影響に関しても研究が要請されている。

これらの研究成果を取りまとめた地層処分研究開発第2次取りまとめには、わが国の地震・断層活動は、既存の活断層帯で過去数十万年にわたり繰り返し発生しているが、その分布は限定されており、断層活動に伴う岩盤の破断・破碎や変位の及ぶ範囲が明らかにされている。地震動については、ゆれの大きさは地表に較べて地下深部では小さいこと、地震時の地下水位・水質の変化は短期的であることなどから、深部地質環境への影響は小さいことが示され、変動帯に位置するわが国においても、地震・断層活動による重大な影響が及ばない地域があり、十分安定した地質環境が存在し得ることが示されている。

本件の目的は、北海道幌延町を中心とする北海道北部地域の地震・地下水と天然現象に関する観測・調査研究計画の策定である。

北海道北部地域は、最近活発な地震活動を惹き起こしている日本海東縁のユーラシアプレートと北米プレートの境界の北部延長上にあり、歪み集中帯の一部であるとともに、群発地震発生地域も散在し、深部地下水も塩淡境界の存在が知られている。地質的には幌延町の東側と西側で大きく異なり、東側は先新第三紀の古い地層が卓越するのに対し、西側は新第三紀から第四紀の新しい堆積層が卓越しており、東西圧縮の褶曲構造と断層も顕著である。

このような地質環境を踏まえ、深部地質環境の長期安定性研究の観点から、本地域の特徴に着目した研究課題を抽出し、地震・地下水並びに天然現象に関する研究計画を提案する。観測・調査体制を考えるにあたっては、関係機関の周辺観測網および調査研究との連携により、地域防災への貢献も視野に入れた観測・調査研究計画を立案する。

2. 要約

I. 本調査では、先ず、北海道北部における地殻活動状況について、最近のデータを用いて解析した結果を示した。

(1)地震活動に関しては、北海道大学の地震火山研究観測センター(RCEP)の7点の観測点データによる最近10ヶ月間の震源の分布に対して、防災科学技術研究所が展開している全国基盤微小地震観測網のHi-netデータによる自動震源決定の震源分布との比較をおこなった。

更に、2002年3月より、地震観測データの衛星による一元的公開に対応して、JMAの観測点5点も加え、3機関の地震観測データを総合的に利用した場合の震源決定を最近の10ヶ月間で行い、地震数、震源決定精度の比較を行った。その結果、以下のことが明らかとなった。

- ① 3機関のデータを総合的に利用することによって、地震の数、マグニチュード、震源位置、発震機構についても最良の結果がえられ、Hi-netデータとの混合利用の有効性が確認された。
- ② 震源の地理的分布は、殆ど本地域の西側に分布し、ブーゲー重力異常値のコンター図と重ねると、日本海側の負の異常値を示す天北堆積盆と呼ばれる地域に分布する。東側のオホーツク海側の地震活動の不活発な地域との境界は、正の重力異常値を示すカムイコタン変成帯の東部境界であることが示された。
- ③ 震源深度が20km以上30km辺りまでの深い地震が上記天北堆積盆域内にあり、地質構造との係わりが深いと見られる。
- ④ メカニズムについては、東西圧縮場でのストライクスリップ型および逆断層型が殆どであるが、更に研究が必要である。

K-NETデータは発生頻度が低いので、その程度が調査されている。

(2)地殻変動については、国土地理院が展開する全国GPS基準観測点の観測データによる北海道地方の最近1年間の変位量、SEISGPSによる水平地殻歪を示し、全国の地殻歪との比較がなされた。更に、長期水平測量結果からの水平歪との比較、全国水準測量結果からみた本地域の上下変動についても比較がなされた。結果の概要は以下のとおりである。

- ① 本地域は北海道全体から見ると水平変動量は小であり、太平洋プレートによる東からの押しによる変動と解釈できるが、幌延周辺の北海道北部では、利尻・礼文等の東向き成分を持っていることが注目される。
- ② 北海道北部幌延町付近は地殻歪速度が小さい地域であり、1年で 10^{-7} 以

下である。全道的に、有珠山の噴火によるものを除き、水平歪分布の時期的変化は少ない。

- ③ 全国的に比較しても、本地域の地殻水平歪の蓄積速度は小である。
- ④ 長期水平測量結果からの水平歪とGPS観測結果との比較でも両者は概ね一致し、パターンも過去100年間は大きな変動はない。
- ⑤ 全国水準測量による約100年間の上下変動の比較でみると、やや沈降の傾向にあるが特に目立った変動はない。

II. 地質環境の長期安定性に関する研究のための地震および地下水の観測計画

上記の地殻活動の状況を踏まえ、幌延町内で標記目的のために観測する地殻活動および地下水に関する観測研究の施設計画を、地上調査研究の第I期、および深地層研究施設の建設段階の初期の期間(平成13年度～平成19年度)の7年間の計画として、以下の提案を行う。但し、本提案は研究の優先度、資金の制約などに配慮して順次実施するものとする。

(1) 地殻活動観測施設の計画

- ① 幌延町内に大曲断層を挟んで5箇所の1000m級深層ボアホールを掘削し、その坑底に地震・地殻変動の複合観測装置を設置する。
複合観測装置には、速度型地震計(3成分)、加速度型地震計(3成分)、水平歪計(3成分)、傾斜計(2成分)、鉛直歪計(1成分)、磁力計(4成分)、温度計、水位計を含むものである。
- ② ボアホール坑口での観測施設として、坑口近傍に加速度地震計(3成分)、GPS観測点を設置する。
- ③ 初期応力の測定を各ボアホール掘削時に、インテリジェント回収型歪計を用いて応力解放法により実施する。深さは地質条件にもよるが、500m、750m、1000mの3箇所を予定する。
- ④ データ伝送・収録システムは、各観測点から専用回線により準リアルタイムでのデータ伝送・集中処理・解析システムを構築する。
この施設には、他の機関からの衛星経由のリアルタイム地震データも受信可能なパラボラアンテナによるデータ受信機能も併置する。

(2) 地下水理観測・調査施設の計画

- ① 水圧あるいは水位観測は、地震と地下水との関係を研究するために、地震観測点近傍に設置し、同一の深度での水圧を観測するのが望ましい。但し、大曲断層を挟んで、少なくとも2箇所に設置する。観測深度上部までケーシング、セメンチングを行い、観測は水圧が測定可能なパッカーで蓋をして水

圧センサーを設置し、信号ケーブルにより観測室内のデータ収録装置に収録する一方、地震データ伝送システムにも合わせて送信する。特に設備の耐寒性に配慮する。

- ② 流量観測は、地下研究施設掘削後に行うこととする。
- ③ 水質観測(水温、電気伝導度、pH、Eh、溶存成分など)は、釜石鉱山で実施した事例を参考にして、地下研究施設設置後の流量観測と合わせて実施する。
- ④ 溶存ガス(メタン、ラドンなど)についても上記と同様に実施する。
- ⑤ 気象観測(気圧、温度・湿度、降水量)は早期に観測を開始するが、別途行われる環境影響調査で実施される場合はそのデータを利用する。気象庁のアメダスデータの利用も考慮する。
- ⑥ その他の観測として、比較的簡単な自然電位測定の実施を提案する。

III. 天然現象に関する調査の内、地形変化解析に関する調査

幌延町とその周辺地域における地形変動は、地質環境の長期安定性の観点からも重要であり、長期的地形変動予測のシミュレーションが要請される。本調査はこの地形変動予測に係る各種天然現象の調査計画の前提として、本対象地域の地形的特徴を明らかにし、地形変動の営力との関係に関して概略の知見を得る。そのため、各種のDEM、地質などのデータを総合的に解析した。結果は以下のとおりである。

- ① 陸域および海域のDEMは100mメッシュを、国土地理院の50mDEMおよび海上保安庁の海域の500mDEMから作成し、陸地と大陸棚に続く地形的特徴を海水準変化と気候変化との関係で侵食条件の変化等を推定した。
- ② 4水系を含む10,050m×18,630mの地域について、DEM10mおよびDEM50mを作成し、対象地域の地質別地形特徴量の計測を行った。計測した特徴量は、(i)平均標高、平均勾配、(ii)直線斜面勾配の大きさ、(iii)ラプリアン、(iv)250mメッシュ起伏量である。この結果地質別の各特徴量の違い、DEM50mとDEM10mによる計測値の違い等が明らかにされた。
- ③ 対象流域の抽出と流域別の地形特徴量については、DEMよりDDM(Drainage Direction Matrix 流域落水方向マトリックス)を作成し、それより流域面積マトリックスを作成してDDMと合わせ流域を決定した。決定された4流域について、DEM50mとDEM10mを用いて、下記の地形特徴量を計測した、(i)一次斜面出現率、(ii)平均落水勾配、(iii)平均流域長・平均流域幅、(iv)流域形状指数、(v)流域内の全体形状に関する測定。この結果、4流域とも地質構造を横断する水系であるため、特徴量は類似するが、多少の相違は流域の形状や地質の差から説明される。またDEM50mとDEM10mの計測結果に差があることも明らかとなった。

- ④ DEM10mによる陰影図，起伏量図，勾配図および水系(落水線)も作成された。

IV. 天然現象に関する調査研究計画

(1) 地形学・地質学データの取得計画

計画の基本的考え方として，幌延町を対象とした計画ではあるが，その周辺地域との広域的な，地形・地質情報と結び付ける必要がある。

計画の内容は以下のとおりである。

- ① 既往資料収集・解析：収集すべき既往データとして，地震探査記録，音波探査記録，深井戸データ，第四系の分布，活構造などがあり，それぞれの記録をデジタル化する。
- ② 空中写真判読：幌延および周辺地域の重要な箇所の1/2万航空写真の判読と1/2.5万の地形分類図への記入。
- ③ 地質踏査およびピット調査：主要活構造沿いに第四系の編年・対比を行い，1/1万程度の地質図を作成。
- ④ 反射法探査・海上音波探査：主として沖積層下および活構造周辺の地質構造を明らかにすることを目的として，3測線の調査。
- ⑤ ボーリング調査：断層の活動性，沈降速度，海水準等の検討のために数地点，第四系基底付近までのオールコアリングと火山灰，微化石，花粉，古地磁気などの分析を行う。この他断層系での10m深10本程度の群列ボーリング調査を行う。
- ⑥ トレンチ調査：主要活断層を対象に，20m×10m×3m程度のトレンチ調査を数箇所を実施を提案。
- ⑦ 水準測量およびGPSによる測地データなどの解析：常時の地盤変動量を明らかにするため，反射測線沿いなどでの水準測量などを提案。
- ⑧ 地形データの取得およびDEMの作成：施設候補周辺地区でのレーザープロファイラーによりDEMを作成し，地形変化解析に活用する。
- ⑨ 地形変化量調査：形成時期の異なる段丘崖の地形測量により，氷期と間氷期における従順化係数を求め，地形変化解析に活用する。
- ⑩ 地形変化に関する総合解析：上記調査で得られたデータを総合的に用いて将来の地形変化予測シミュレーションを行う。

(2) 地球物理学データの取得計画

- ① 重力データの取得は，重力変化から地殻変動による地下の移動物質の推定に役立つ。測定機器として，絶対重力計，ラコスト重力計，超伝導重力計に関する解説を行い，測点配置および観測計画については，精密重力観測，

繰り返し観測，固定観測およびデータ解析の手法について解説した。

- ② 電気探査による比抵抗データの取得方法として，深さ方向の比抵抗変化を測定する垂直探査，ある深さの水平方向の比抵抗変化を測定する水平探査が解説され，測定方法として電極と測定器の配置，電位電極，電流電極，測定装置，送信器について述べている。探査目的による測定機器の種類，データ解析法，一次元および二次元解析，測点および測線の選定に関しては技術的な解説を行った。
- ③ 電磁探査による比抵抗データについては，地下構造探査での目的と有効性が解説され，特に人工信号源を用いたMT法であるCSAMT法について，測定法，測定装置，データ解析，測点および測線の選定に関しては技術的な解説を行った。

3. 調査期間

平成13年3月30日～平成13年8月31日

4. 地震に関する調査結果

4.1 地殻活動に関する調査

4.1.1 地震活動の調査

(1) 北海道北部地域における地震観測網

1996年10月以降、北海道大学(RCEP)と札幌管区気象台(JMA)による地震観測データ一元化により、全道的に観測網が強化され、検知能力は飛躍的に向上した。北海道北部地域(北緯44°以北)においても、RCEPで7点(図4.1.1.(1)の黒丸)、JMAで5点(図4.1.1.(1)の青丸)の合計12点で定常観測を行うことになった。これによりM2以上のイベントのほとんどが検知可能となり、それ以前のM3程度より格段に良くなった(田村, 1999)。

1995年の阪神・淡路大震災を契機に、地震に関する調査研究推進本部が設置され、その施策のひとつとして、全国約20km間隔での高感度地震観測の基盤観測網(Hi-net)を形成するべく、既存の大学・気象庁の観測点とは重ならないように、防災科学技術研究所により新観測点が全国展開されてきた。北海道においても漸次観測点が設置され、2000年7月には一部の稼動が開始された。図4.1.1.(1)には、北海道北部に展開されたHi-net観測点を加えてある。赤三角印は2000年9月から稼動した観測点、緑三角印はその後順次稼動したもので、両者合わせて、2001年6月現在の観測点分布を示してある。図4.1.1(2)には、北海道全部での防災科学技術研究所により新設された観測点分布図を示した。来年(2002年)3月には、大学・気象台と新設のHi-net観測点すべてのデータが一元化されて、公開されることになっているが、それに先立ち、Hi-netの波形データについては、2000年8月中旬より同研究所Webにおいて公開されている。また、同研究所においても独自の震源決定を行っていて、2000年10月末以降の震源情報がWebで公開されている。そこで、この地域におけるHi-netのデータを取り込むことによる地震検知能力や震源決定精度への効果などを検討してみるために、北大・気象台のデータにもとづく北海道大学・地震火山研究観測センターのルーチン観測のデータ処理を元にしながら比較検討してみた。

(2) データの統合と震源分布

Hi-netの波形データを連続的に取り込む方法は来年3月までは実現しないので、基本的には、北海道大学・地震火山研究観測センターのルーチン観測(RCEP)にもとづくイベント情報を用いて、Hi-netのデータをダウンロードし、両方のデータを統合することにした。この方法では、Hi-netの観測網内のみで観測された地震は完全にトリガすることはできないので、すべての観測点が一元化された状態を再現することはできず、結果の比較は主として、震源決定精度がどれだけ

改善されるかにある。対象期間を、2000年9月以降2001年5月末まで、空間範囲を北緯44°～46°，東経141°～143°，深さ50km以浅の地震を対象とした。

まず、この期間・範囲でRCEP及びHi-netが決定したイベントは、99個、73個である。RCEPでは、4点以上の観測点での験測値のある地震が震源決定されている。Hi-netの手法は明らかではないが、ほぼ同様であると考えられる。それぞれを図4.1.1(3)，左図・右図に示した。Hi-netでは、正式に震源決定し公開し始めたのは、10月28日であり、期間の長さを考慮にあれば(73個*9ヶ月/7ヶ月=94個)，どちらの観測網でも同じ程度の地震数を決定していることになる。明らかに内陸に偏しているHi-netの観測網では、日本海の震源が少ないことがわかる。RCEPの震源は図4.1.1(4)に示すように、日本の標準速度構造として与えられているもので決められている。Hi-netの構造は未確認であるが、おおきな違いはないものと考えられる。

Hi-netの寄与を検討するために、ここではRCEPの定常観測で行われているイベントトリガー情報を利用する。北海道大学では道北の小地震を見出すために、図4.1.1(1)に示す北大・気象庁の観測点から、

(a)TNKのみ1点のトリガ

(b)RBN, RBS, RSRT, WAKNの4点のグループによる2点トリガ

(c)その他7点のグループによる2点トリガ

により、イベント検出を行っている。こうしたイベントは震源決定されないが、この情報を基にしてHi-netの波形データを取り込み、験測を行って、4点以上のデータが揃えられれば、震源決定ができることになる。ここでは、あくまでも大学・気象庁の1996年以降の観測網によるイベント検出であるから、Hi-netを加えた基盤観測網による検知能力よりは劣るものであることは致し方ない。しかしながら、該当するデータを全て取りだして自然地震と判断したデータの震源決定を行った結果、155個の震源が求められた。このとき、RCEP、Hi-netで独自に決定されているイベント(99個と73個)も対象としてデータには取り込まれている。以上の手順で統合化データセットを作成した。これらの統合化データに基づき森谷(1986)を参考に田村(1999)が決定した、図4.1.1(4)に点線で示したこの地域の速度構造を用いて、震源計算を行った。ここでの震源計算は、WINシステムを用いている。RCEP及び統合化のデータに対してはHirata & Matsu'ura (1987)の手法を用い、4点以上の観測点で観測されたイベントに対し、震源決定を行っている。また、波形、時刻等の状況から発破によるトリガと判断されたものは極力取り除いた。その震源分布を、図4.1.1(5)に示した。再決定の結果、空間範囲外に出たものは除かれ、Hi-netを加えて新たに決定されたものが追加されることになる。RCEPにより決定されたものの内92個、Hi-netにより決定されたものの内40個が、この中に入る。Hi-netの自動験測/自動震源決定の半分近くが、あまり

正しくは決定されていない、あるいは、多くの発破を含んでいた、という結果になる。以上の結果は、すべてのデータの統合化ならびに注意深い位相の検測(人間によるにしろ自動的に行うにしろ)が、必要であることを示している。

各々の結果を比較すると、RCEP及びHi-netの深さが広範囲に散らばっていて、特にRCEPでは30-40kmにも震源が決定されているのに対し、統合化データによる結果では25kmまでに収まっている。これは用いた速度構造による影響もあると思われるが、後でも述べるように、深さの精度が大きく改善されている結果を反映していることは確かである。

(3) 地震検知能力と震源決定データ精度の比較

これまでの定常観測(RCEP)とHi-netを加えた場合の統合化データ(Hi-net+RCEP)による地震検知能力と震源決定精度の比較を次に述べる。

統合化データに対しても、定常観測と同様の方法でマグニチュードを決定した。それぞれのマグニチュード積算曲線を図4.1.1(6)に示した。これによるとRCEPではマグニチュードの下限が1.7程度である(図中の矢印)のに対し、統合化データでは約1.2程度まで有意に決定できているとみなせる。明らかに、データを統合することによる効果がはっきりと現れている。

さらに、各々の震源決定時に算出される東西、南北、深さ方向決定誤差の頻度分布を図4.1.1(7)(8)(9)の下図に示す。定常観測(RCEP)を点線で、統合化データによるもの(set)を実線で示してある。水平方向の精度は、定常観測で0.5km程度が、統合化の結果は、0.3km程度まで改善される。東西方向の決定精度が南北より悪いのは、この地域は東西に陸域が狭いための観測網の形によるものであろう。深さ方向の精度は、統合化により決定的に良くなっている。定常観測では、全体の30%程度は2kmより悪い精度で決定されるが、統合化データによれば、ほとんどが1km以内に収まり、平均として、0.5km程度で決定されている。図4.1.1(7)(8)(9)の上図は、同時に決定されている地震については、各成分について個々の地震の精度の改善の程度を、(統合化データによる精度[km]/定常観測による精度[km])で表したときの頻度分布を示した。各地震の精度はばらばらであるが、改善の程度の指標になろう。たとえば、定常観測で1kmの精度であったものが、統合化データで0.5kmになれば、50%とあらわされている。それは、2kmが1kmになった場合も同じ改善率として表されている。

これらの結果から、Hi-netによる震源精度は、水平方向で300m、深さ方向で500m程度は確保されるので、局地的な稠密地震観測網を設ければ、さらに高精度の震源分布を決定できることになろう。

(4) これまでの震源分布と震源メカニズムとの比較

図4.1.1(10)には、1996年以降2000年8月までの、大学と気象庁の一元化以降の定常観測(RCEP)によるデータを、田村(1999)のこの地域の速度構造を使って再決定された震源分布をブーゲー異常(山本,私信)に重ねた図を示す。この中で、深さ20km以深の地震は、ほぼ低ブーゲー異常帯で発生している。この地域は天北堆積盆といわれている非常に厚い堆積層を持っている場所である。また、この図からこの地域の震源分布の特徴は、南北に連なる地震帯が明瞭で、日本海側で活発で、オホーツク海側ではほとんど発生していないことがわかる。両者の領域の境界は表層地質図におけるカムイコタン変成帯の東部境界にある。図4.1.1(11)に、統合化データによる震源分布を同じくブーゲー異常に重ねて示した。それ以前と同じ傾向が観測されていることがわかる。今後、地質構造の違いと地震活動の関連や地殻下部で発生する地震活動などの関係を詳細に理解することが重要な問題になる。

森谷(1986)などによって、この地域で発生する浅発地震は東西圧縮のストライクスリップ型ないしは逆断層型がほとんどで、これは北海道北部地域における広域応力場を反映したものであることが指摘されている。図4.1.1(12)に、田村(1999)による1996年以降3年間で決定された震源メカニズムが示されている。彼は表層付近の地震はストライクスリップ型であるが、20km付近の地震は正断層型であることを指摘している。統合化データでは、観測点密度が高くなったことにより震源メカニズムを決定できる地震数が飛躍的に増大する。統合化データによれば9ヶ月で図4.1.1(13)に示すように、5個のメカニズムが決定された。基本的には田村(1999)の結果を追認するものであり、浅い地震に関しては東西圧縮軸をもつ逆断層型かストライクスリップ型が卓越している。やや深い地殻下部の地震発生メカニズムに関しては、まだまだ分からない事が多いが、Hi-net観測網はこれらに対してかなり強力な武器となりえよう。

(5) 強震観測網K-NETおよびKiK-netについて

図4.1.1(14)に、北海道北部に展開されている防災科学技術研究所の強震観測ネットK-NETの観測点分布を示す。今回の観測期間中にK-NETで拾われた(北海道北部周辺を震源とする)イベントは存在しない。基本的にK-NETは強震動観測の為にネットワークであるので、ある観測点で震度3以上が観測された地震に対して、3Gal以上検知された観測点のデータのみが公開されている。Hi-netの観測点でも、地中/地表に強震計(加速度計)が設置されており、KiK-netとして公開されている。

強震計による地震波形は、その震源メカニズムおよび震源過程を解析する上で不可欠であり、高感度地震計とともに併設されることは重要である。

参考文献

- 森谷武男：北海道およびその周辺の浅発地震活動，地震予知連絡会会報12，7-9 (1974).
- 森谷武男：1986, 浅い地震活動から見た北海道のテクトニクス，北海道の地質と構造運動，地団研専報31, 475-485.
- 建設省国土地理院：北海道の地殻変動，地震予知連絡会会報2，3-5，(1970).
- 岡 孝雄：北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス，地団研専報，31，295-320，(1986).
- 田村 慎：北海道北部地域の地震活動と地殻構造，北海道大学理学部地球惑星科学専攻修士論文，1999.
- N. Hirata and Matsu'ura: "Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique", Phys. Earth Planet. Int., 47(1987)50-61.

Seismic Station with Hi-net Station

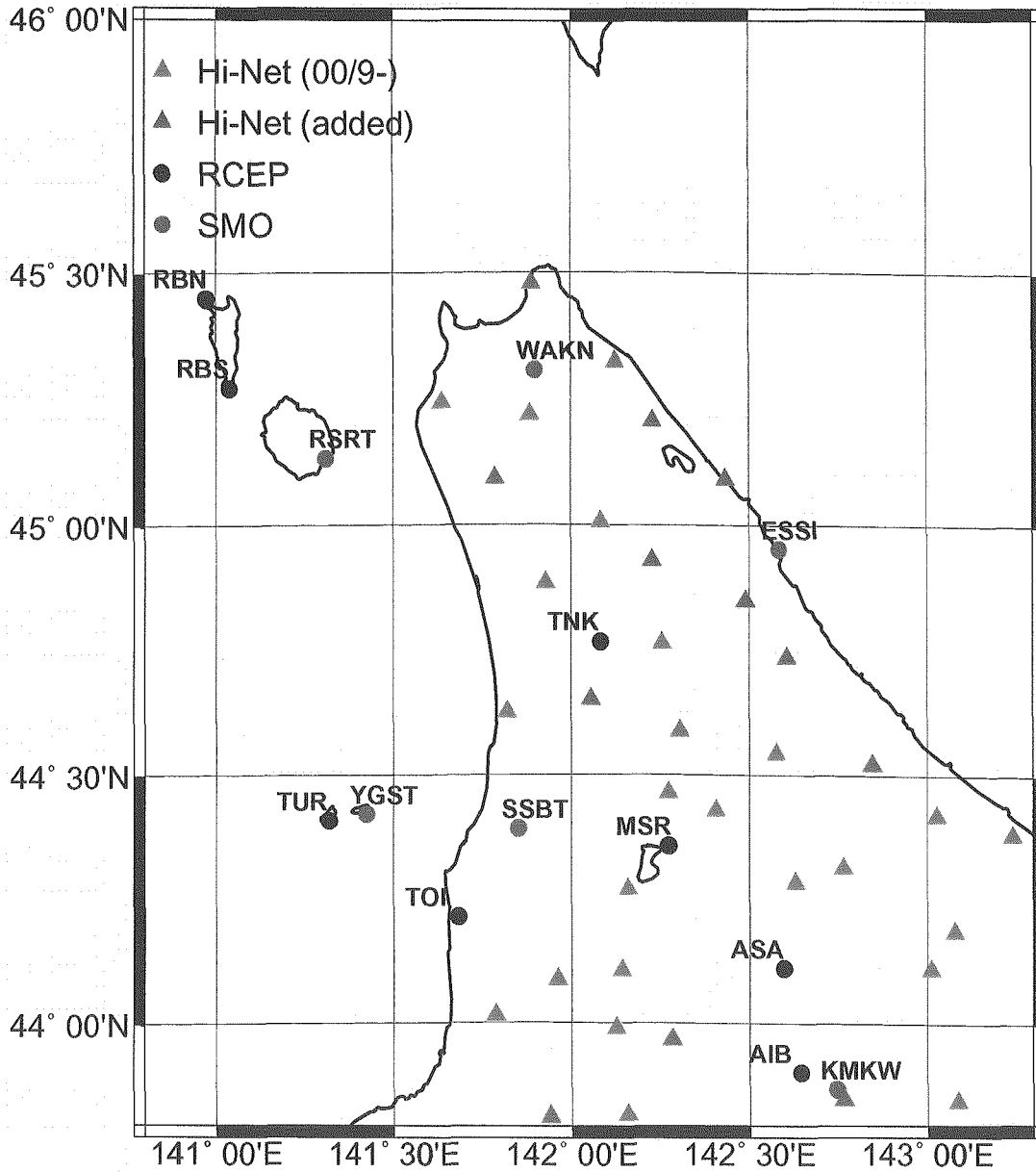


図4.1.1(1) 北海道北部の高感度地震観測点分布図(2001年6月現在)
 青丸：北海道大学、黒丸：札幌管区气象台、赤・緑三角：Hi-net

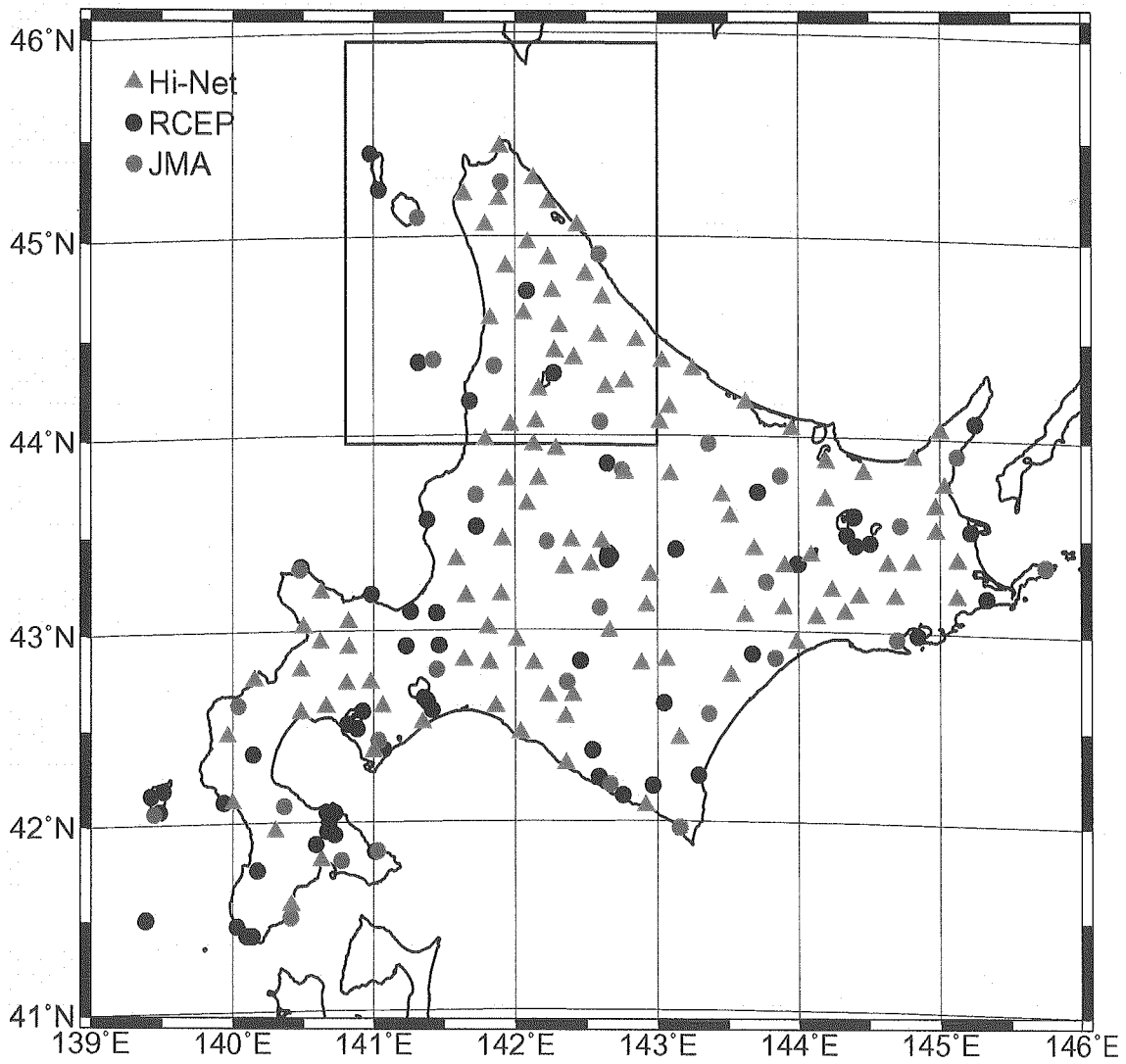


図4.1.1.(2) 北海道のHi-net高感度地震観測施設分布図
 北部の囲みが(1)図に相当

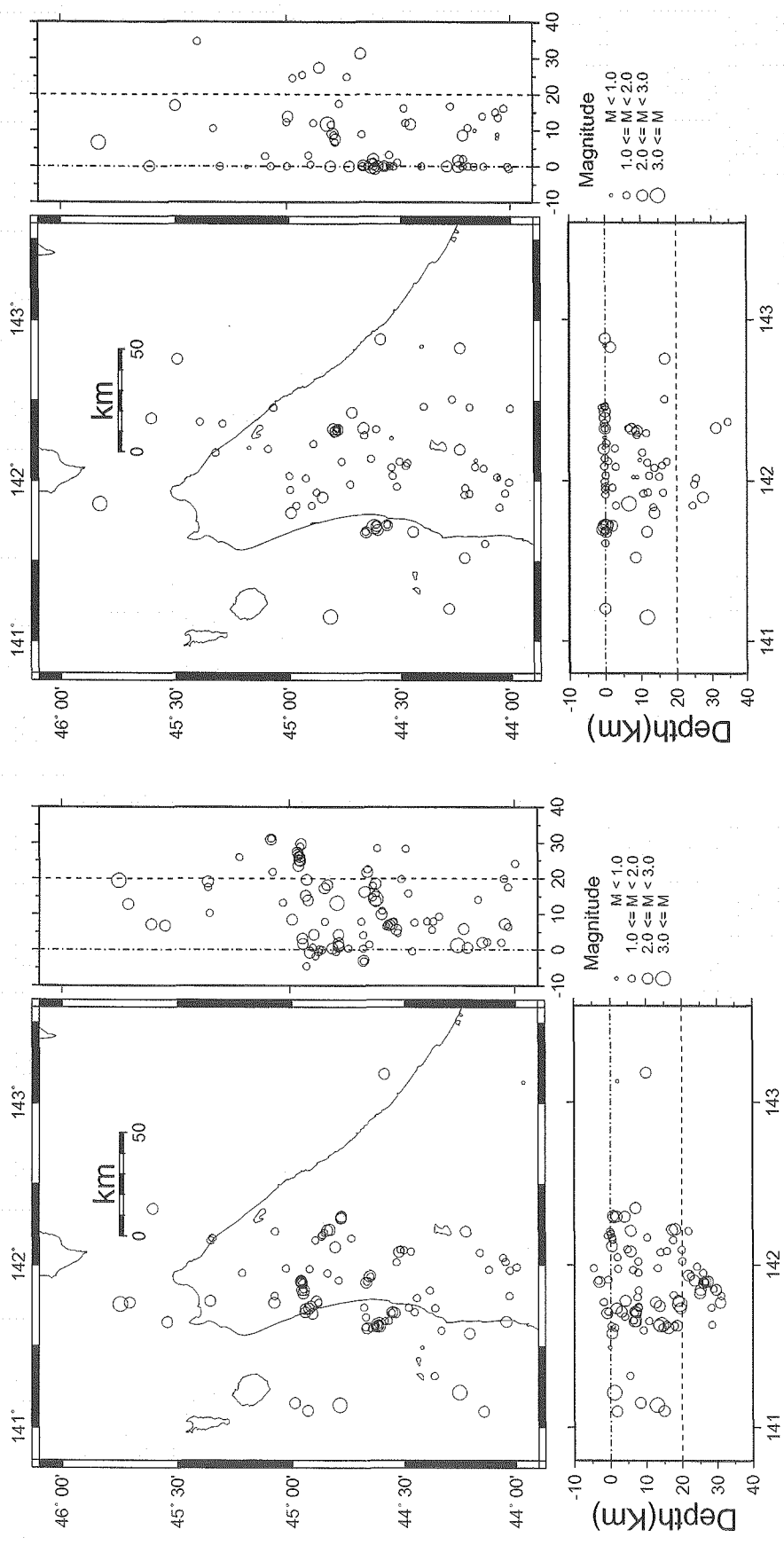


図4.1.1.(3) RCEPの定常観測(左図)およびHi-netの自動決定(右図)による震源分布

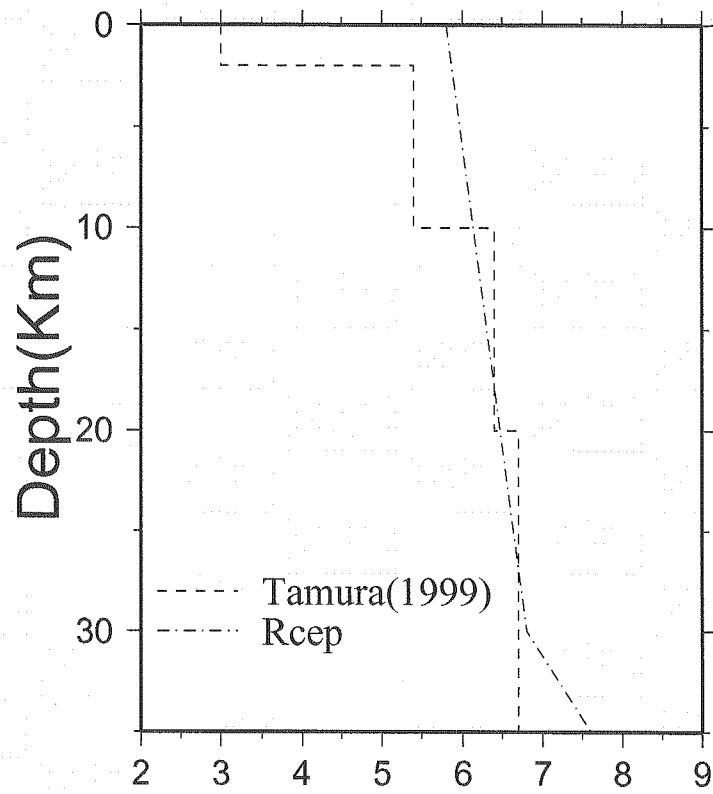


図4.1.1.(4) 震源決定に用いたP波速度構造

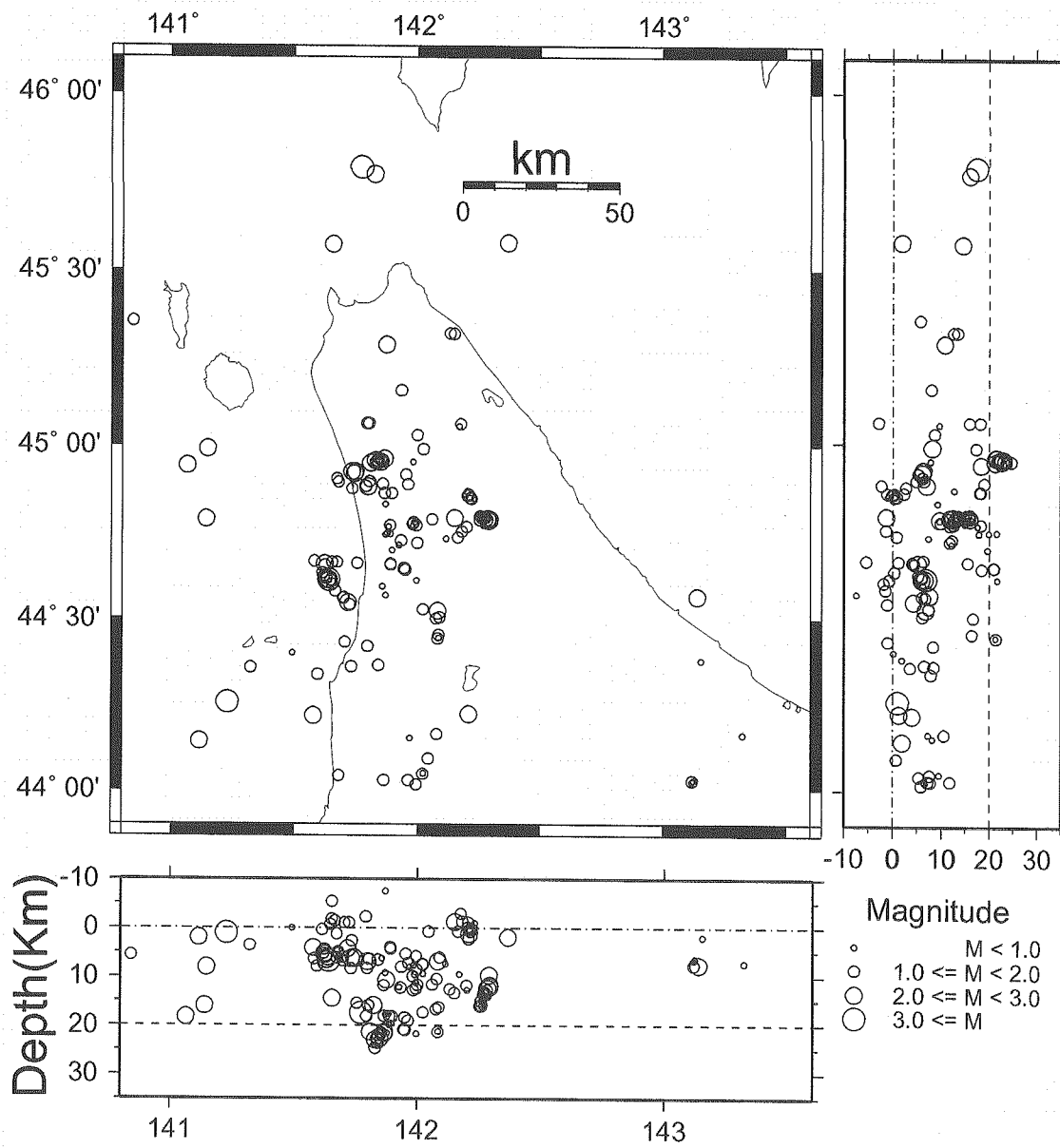


図4.1.1(5) 統合化データによる震源分布

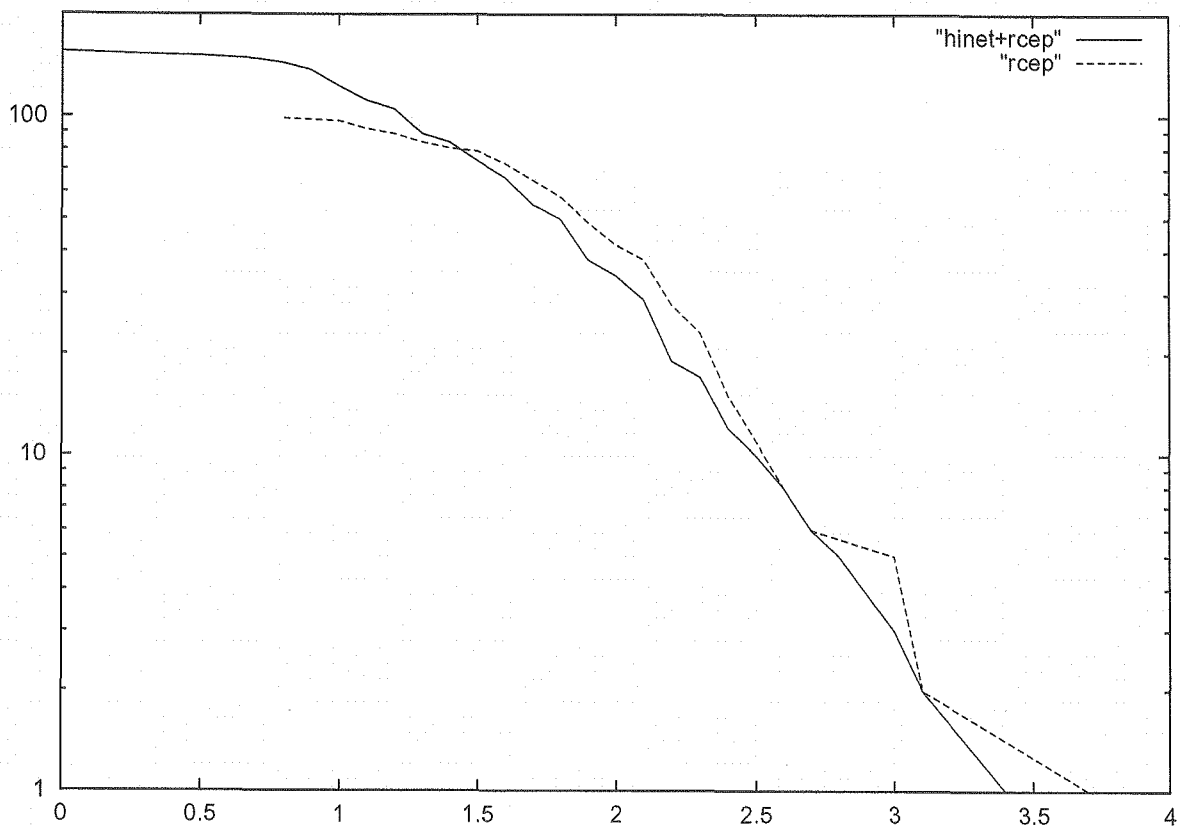


図4.1.1(6) RCEPの定常観測結果と統合化データによる震源決定された地震のM-N積算図

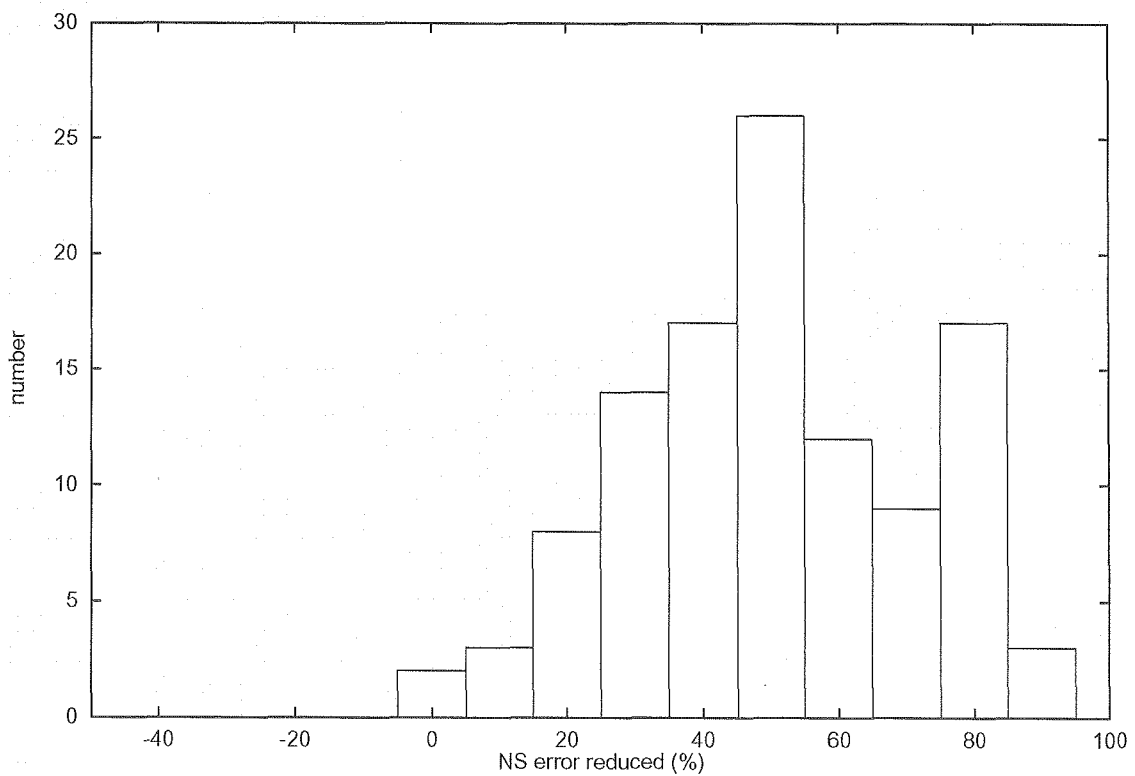
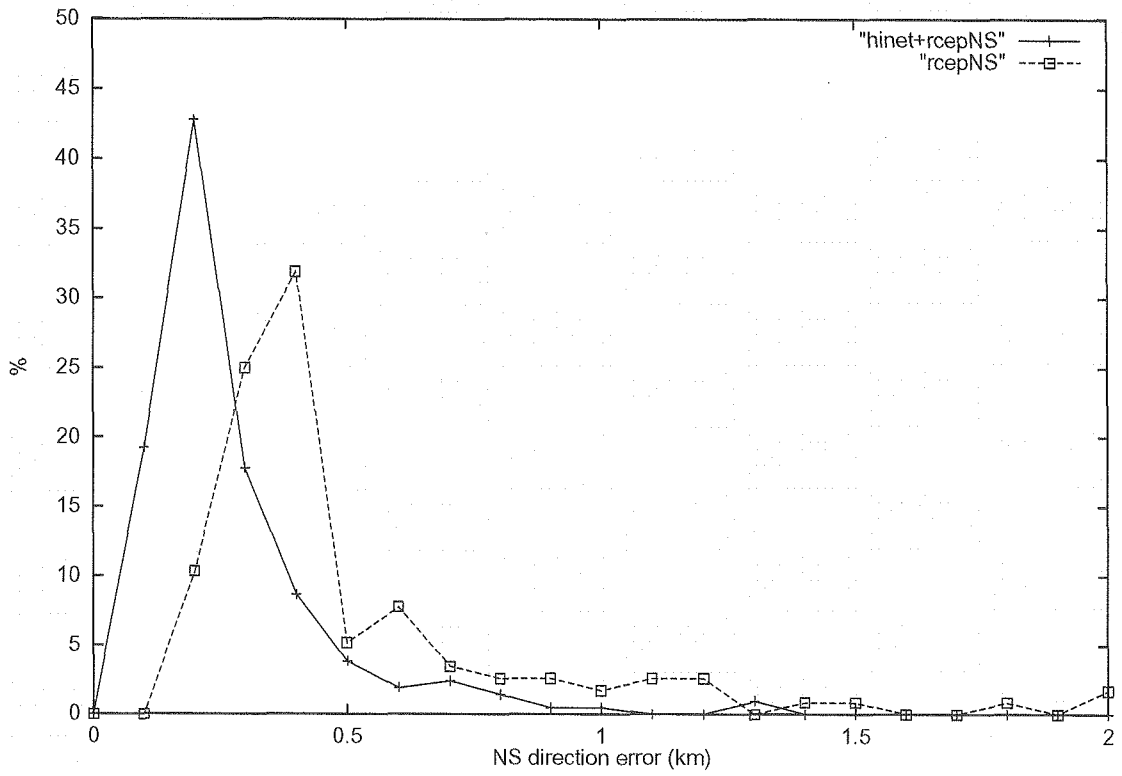


図4.1.1(7) RCEPの定常観測(RCEP)と統合化データ(set)により震源決定された地震のNS成分の誤差頻度分布(下図)と同時に決定された場合の誤差改善率の頻度分布(上図)

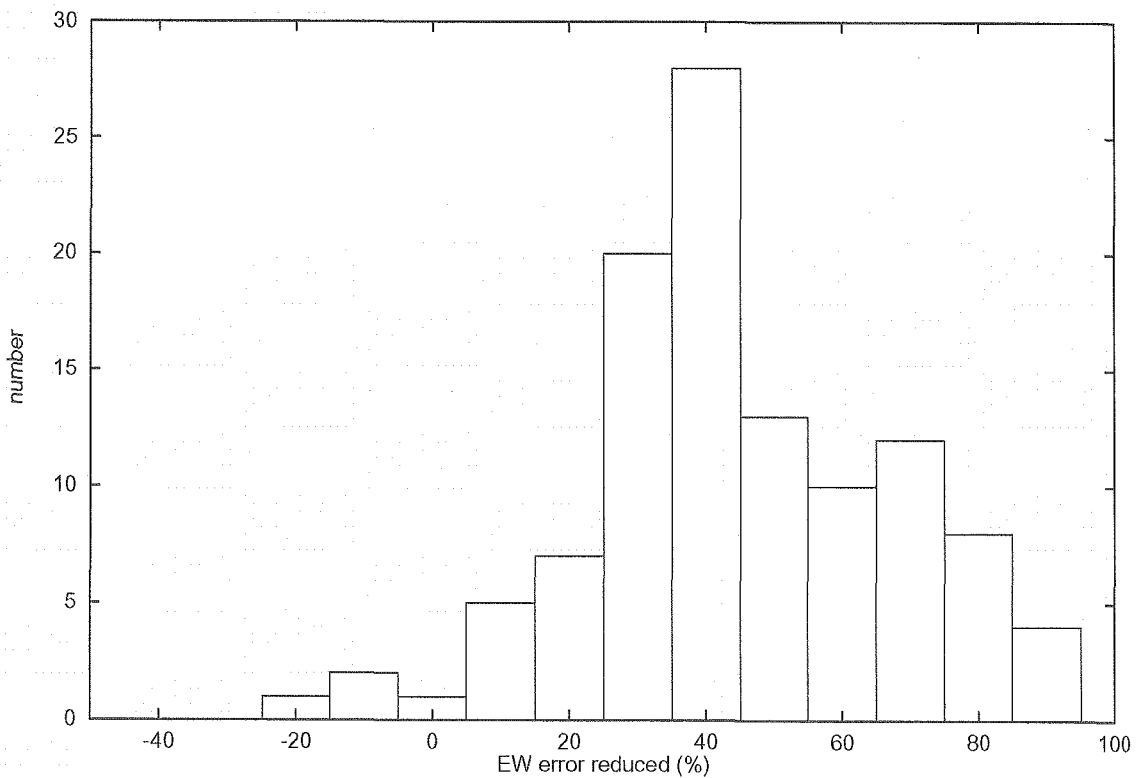
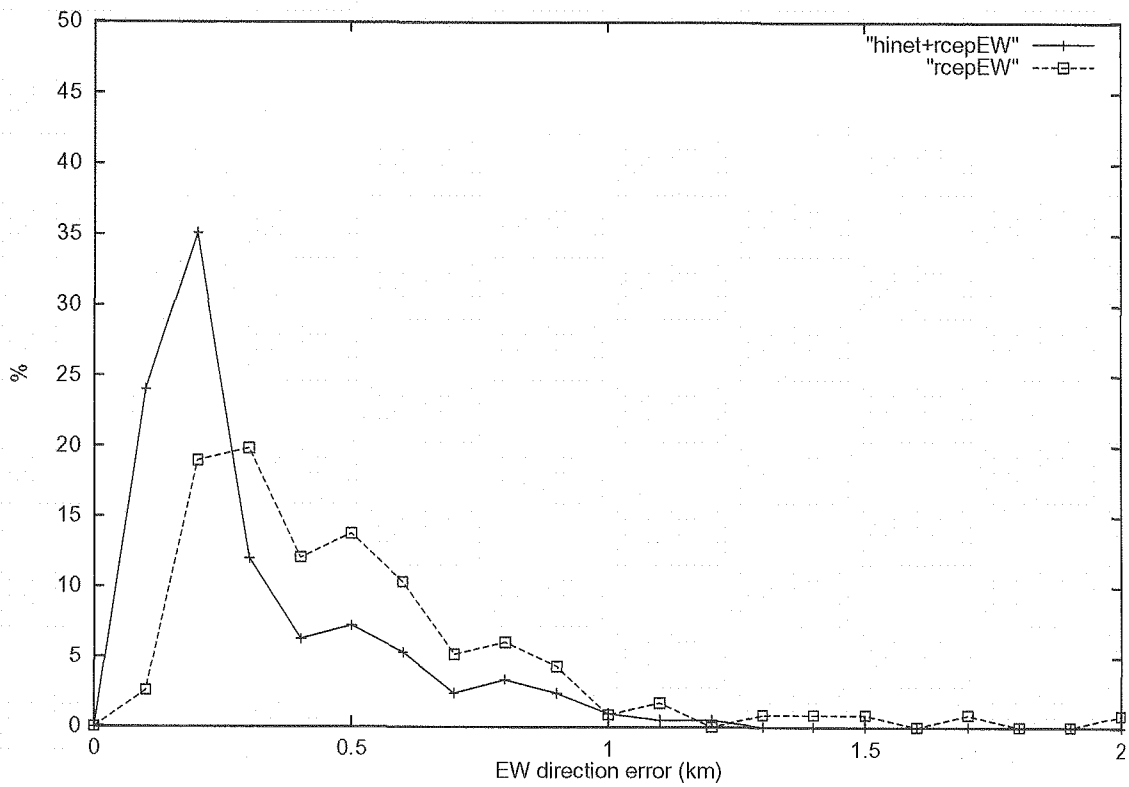


図4.1.1(8) RCEPの定常観測(RCEP)と統合化データ(set)により震源決定された地震のEW成分の誤差頻度分布(下図)と同時に決定された場合の誤差改善率の頻度分布(上図)

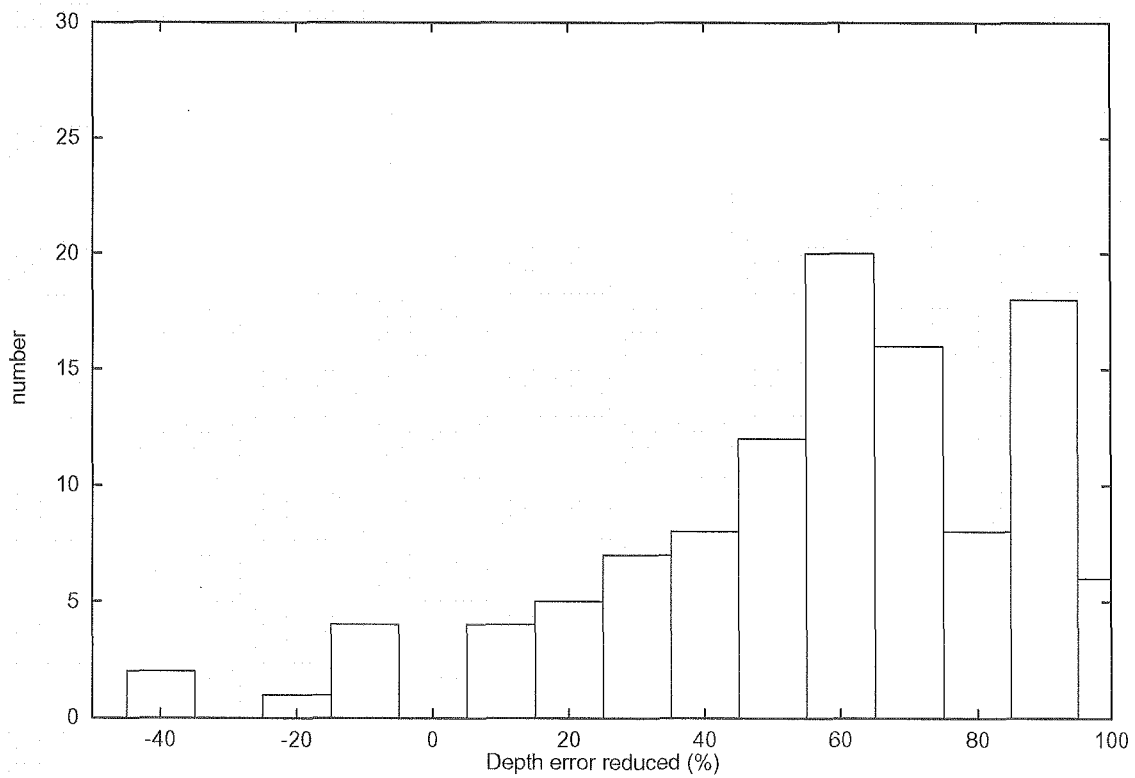
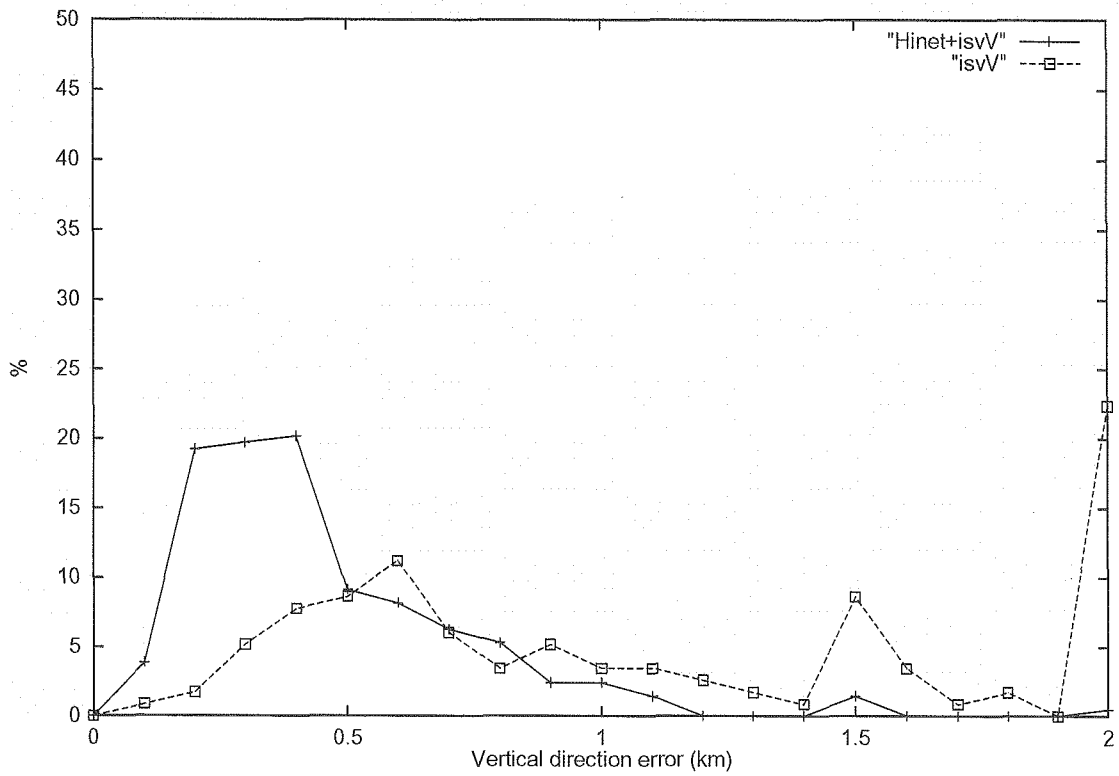


図4.1.1(9) RCEPの定常観測(RCEP)と統合化データ(set)により震源決定された地震の深さ成分の誤差頻度分布(下図)と同時に決定された場合の誤差改善率の頻度分布(上図)

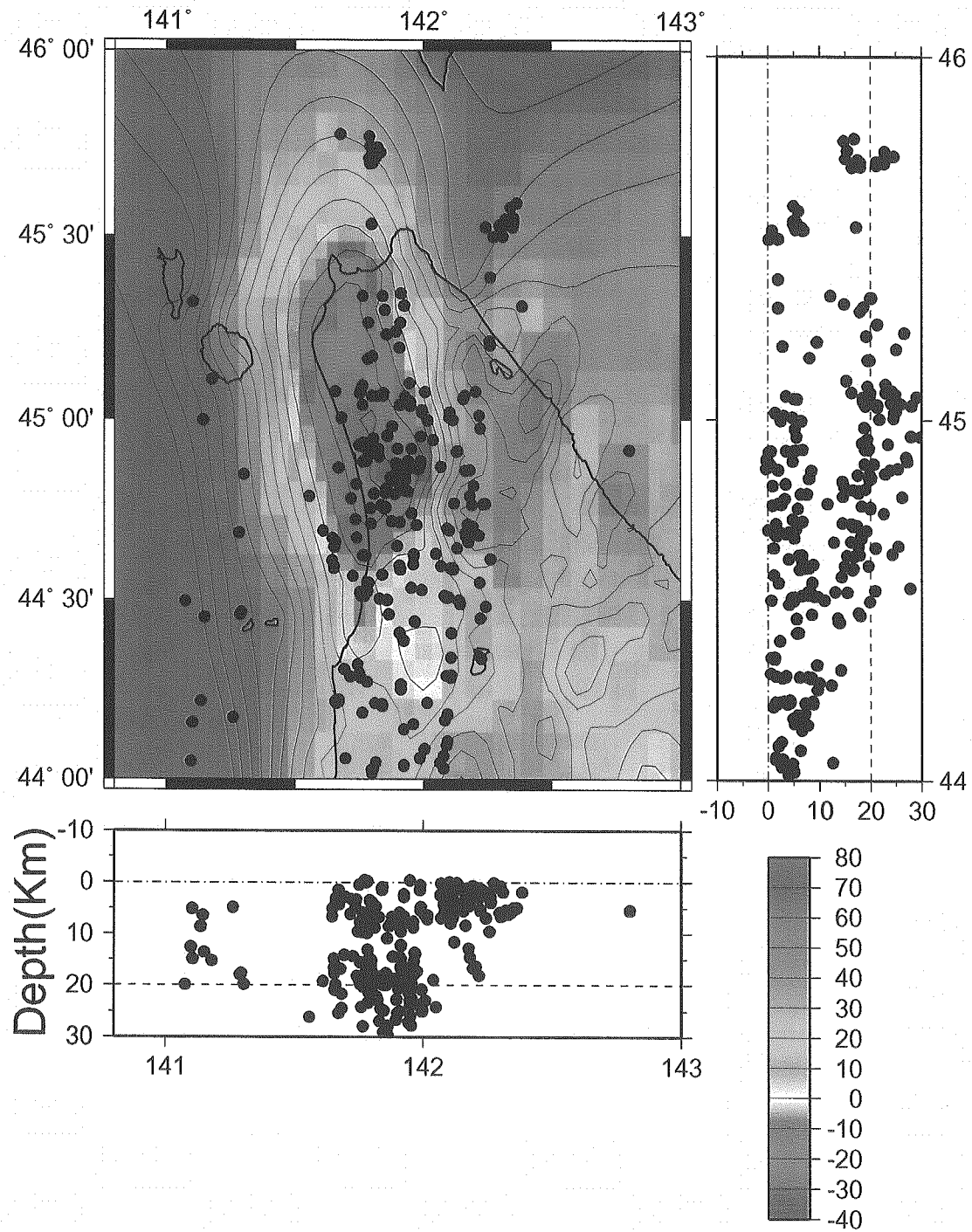


図4.1.1(10) 1996年10月から2000年8月まで再決定された北海道北部の震源分布とブーゲー異常のコンター図

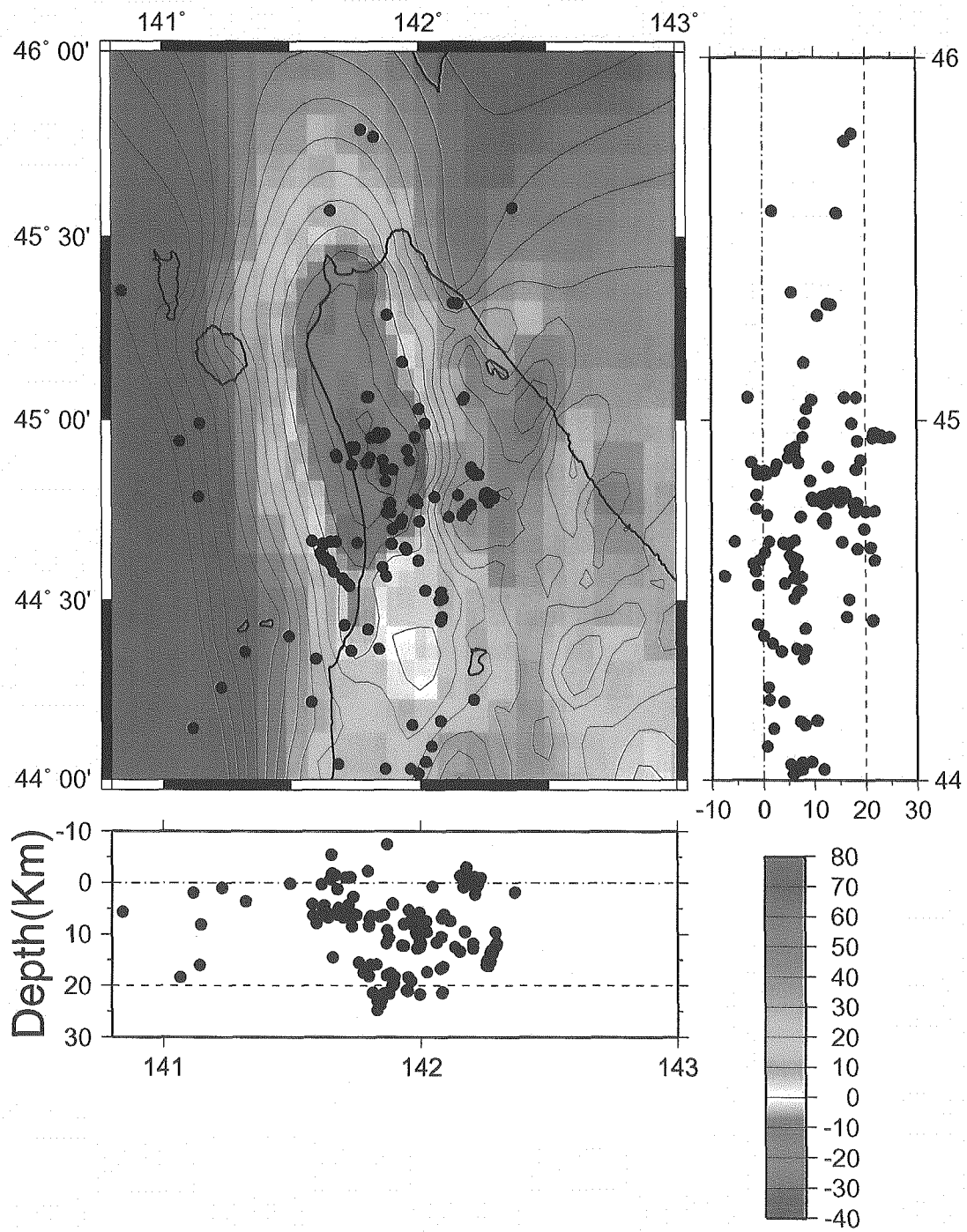


図4.1.1(11) 統合化データによる北海道北部の震源分布とブーゲー異常のコンター図

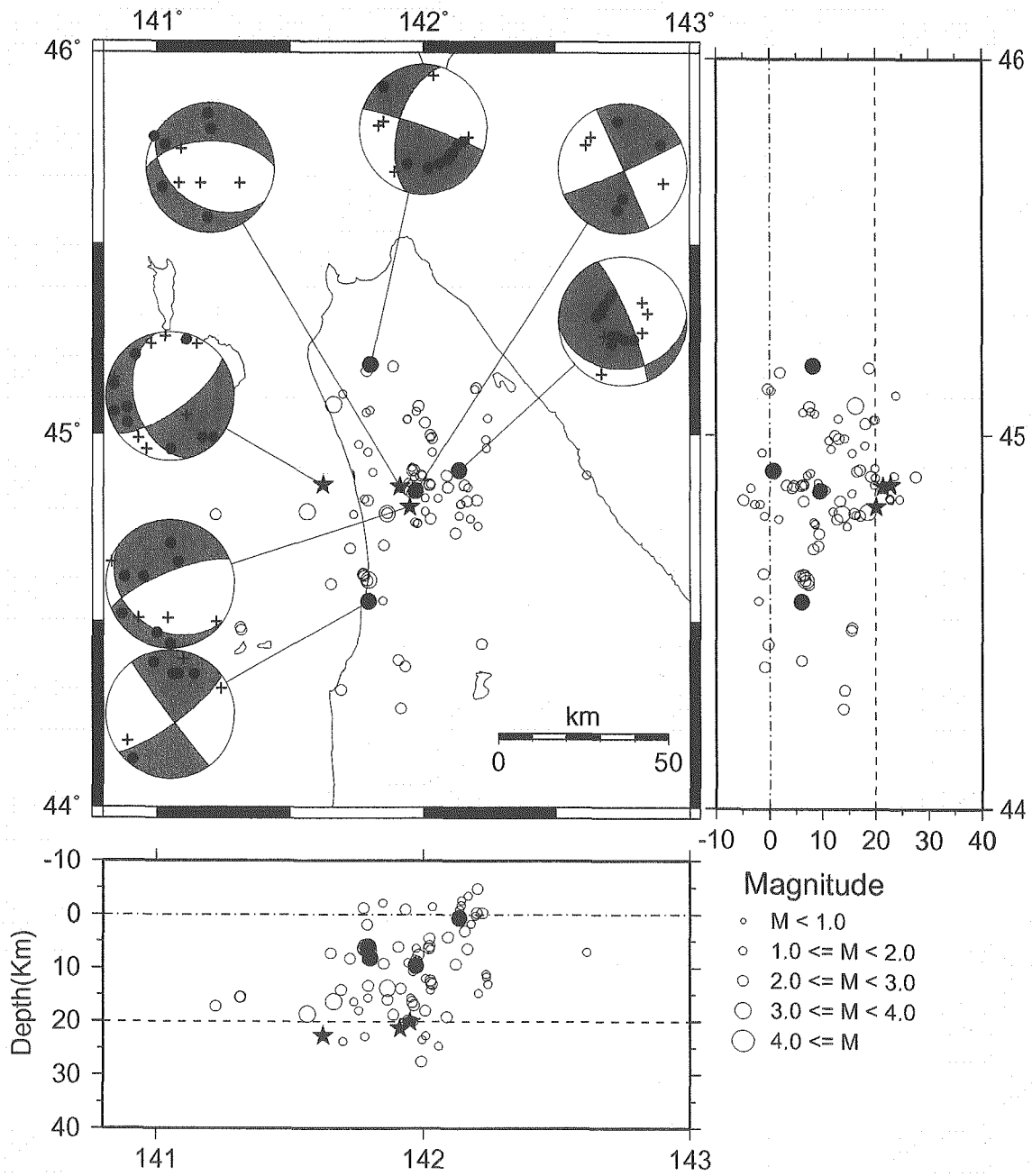


図4.1.1(12) 田村(1999)による北海道北部の震源分布と決定された震源メカニズム

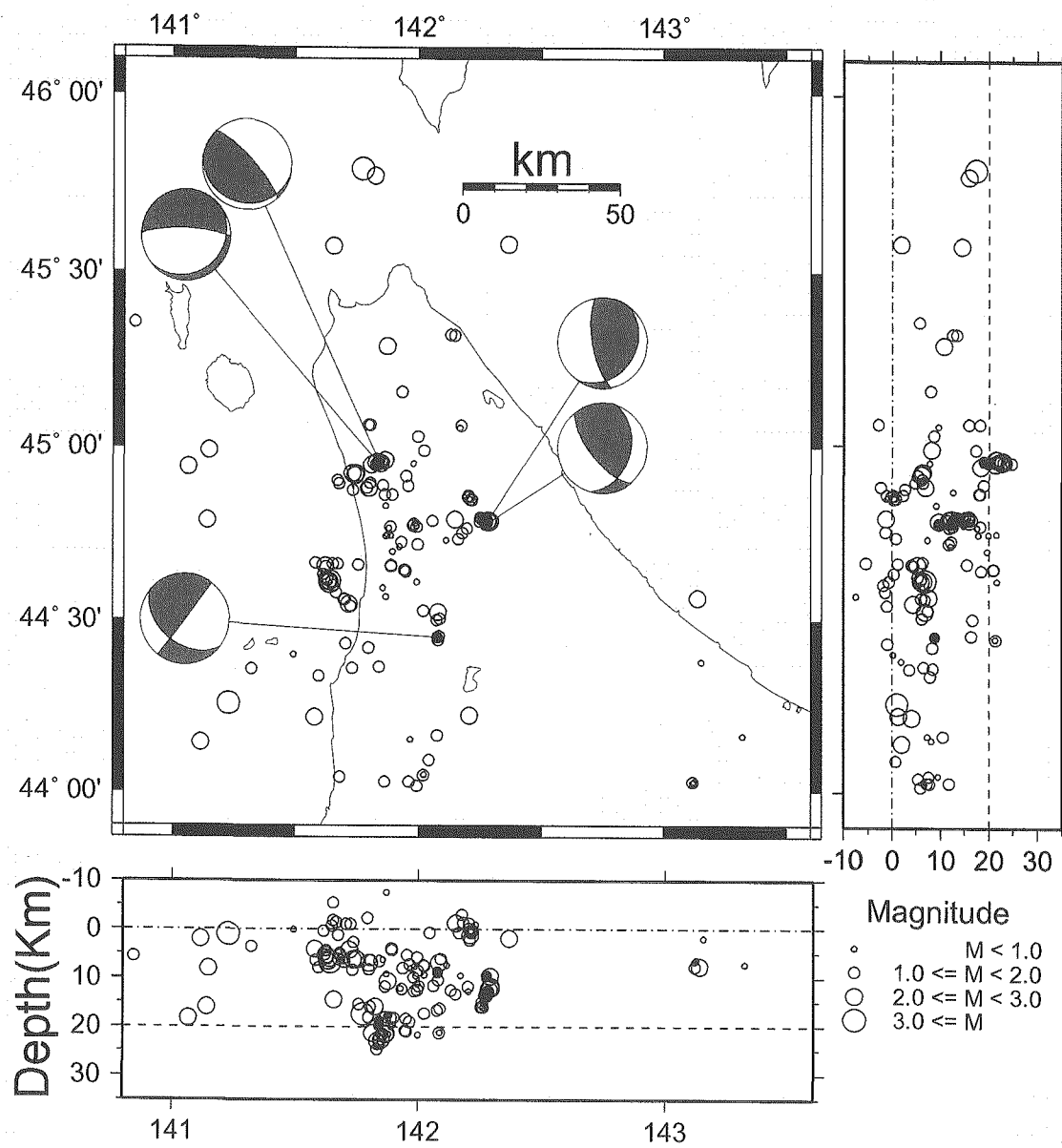


図4.1.1(13) 統合化データによる震源分布と決定された震源メカニズム

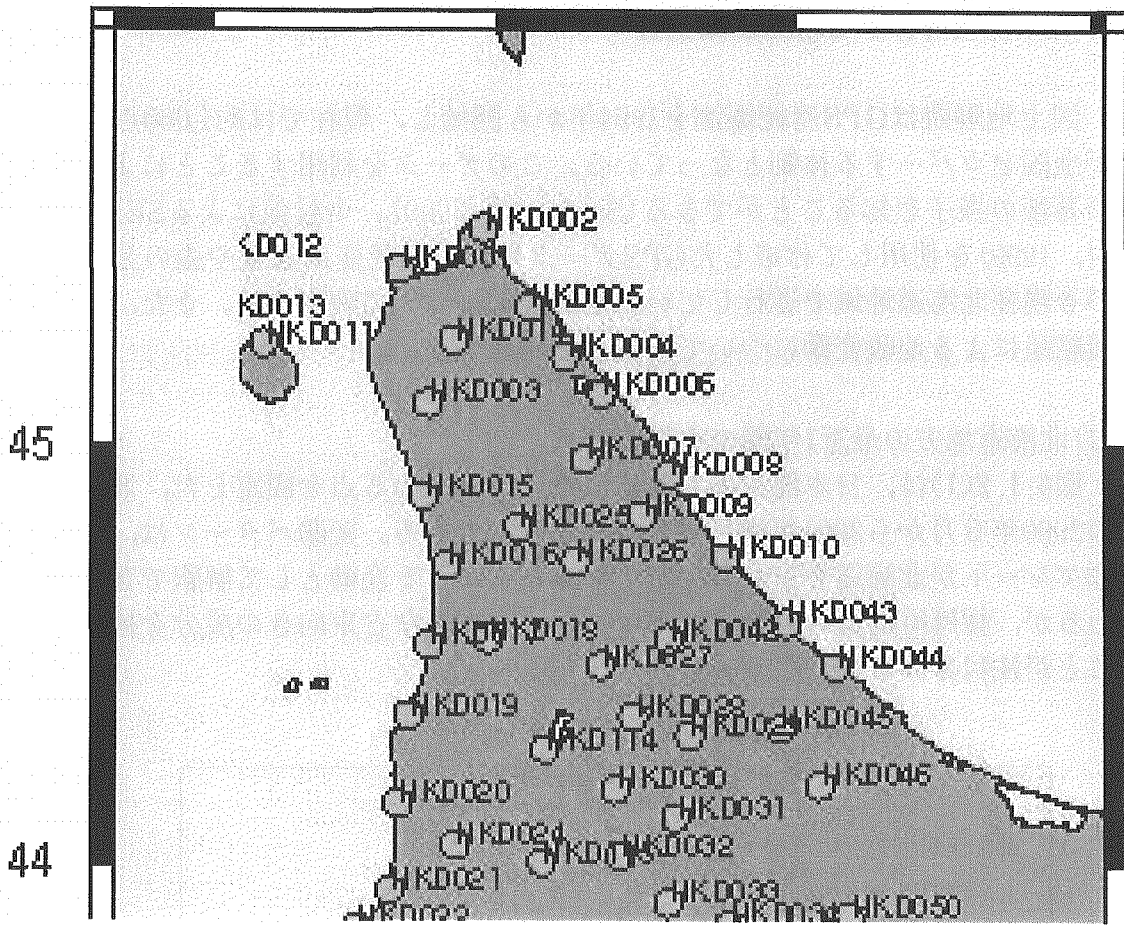


図4.1.1(14) 北海道北部のK-NET観測点分布図

4.1.2 GPS等による地殻変動調査

国土地理院はGPS連続観測を1994年から開始し、現在では約1,000点の観測点が全国をカバーする体制となっている。このデータを利用することにより地殻歪の蓄積の様子を知ることができる(Sagiya 他、2000)。中村他によるSEISGPS(中村, 1999)を使用して作成したGPSデータによる地殻変動速度や歪の分布図に基づき現在北海道地域で進行している地殻変動について報告する。また、過去の測量結果による地殻変動についても概要を紹介する。

(1) 北海道地方の最近1年間の水平変動

図4.1.2(1)は、日本海に面した新潟県大潟町にある点を固定した、北海道地方の2000年6月から2001年同月までの水平変動である。変動パターンは、概ね太平洋プレートが北海道を東から押していることによる変動として解釈できるものであるが、幌延町周辺の北海道北部は利尻・礼文島など東向きの成分を持っていることが注目される(笠原 2001)。

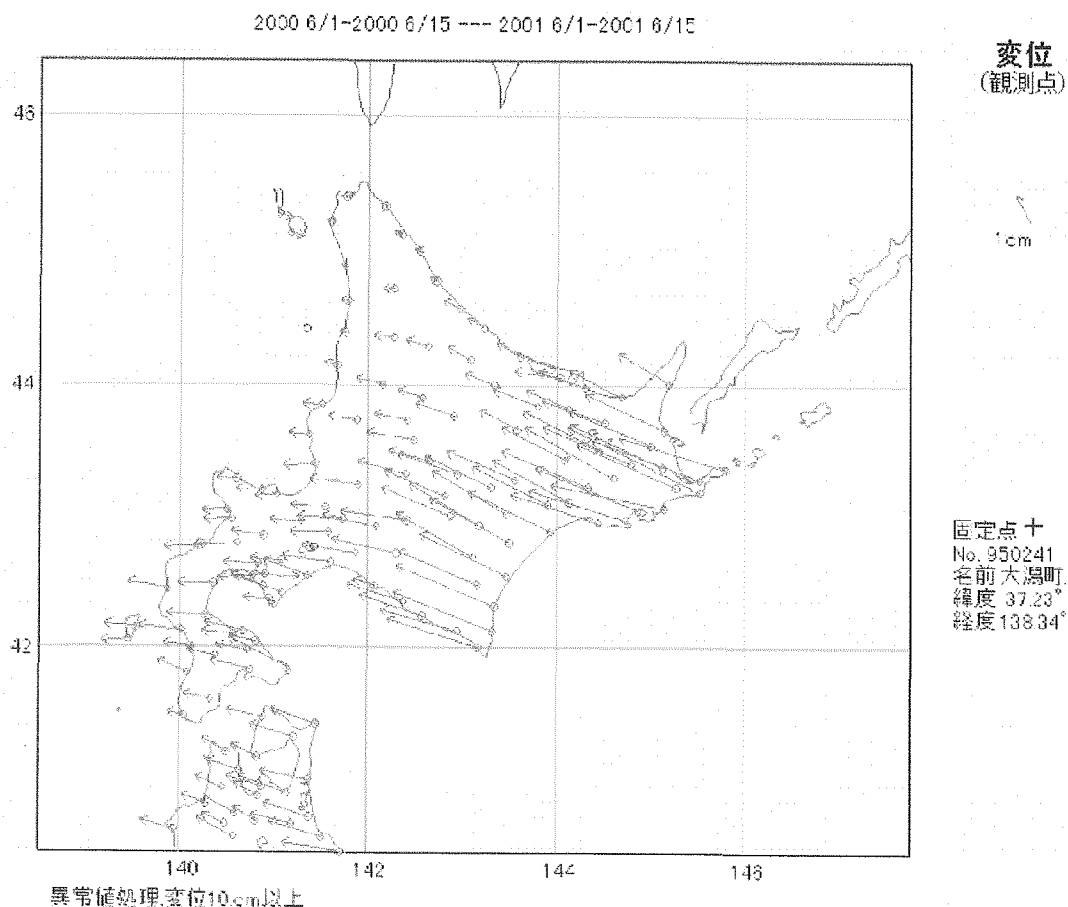


図4.1.2(1) 最近一年間の北海道地方の水平地殻変動

(2) 北海道地方の水平地殻歪

図4.1.2(2)は、最近1年間のGPSデータから計算した北海道の水平地殻歪である。北海道全体は大きくみて北西南東方向の圧縮の場にある。ただし、一部地域においては、北東-南西方向の伸張が見られる。北海道北部幌延町周辺は北海道の中では地殻歪速度が小さい場所であり、一年間でも 10^{-7} 以下である。なお、有珠山の噴火に関するものを除き北海道地域の水平歪の分布の時期による変化は見られない。

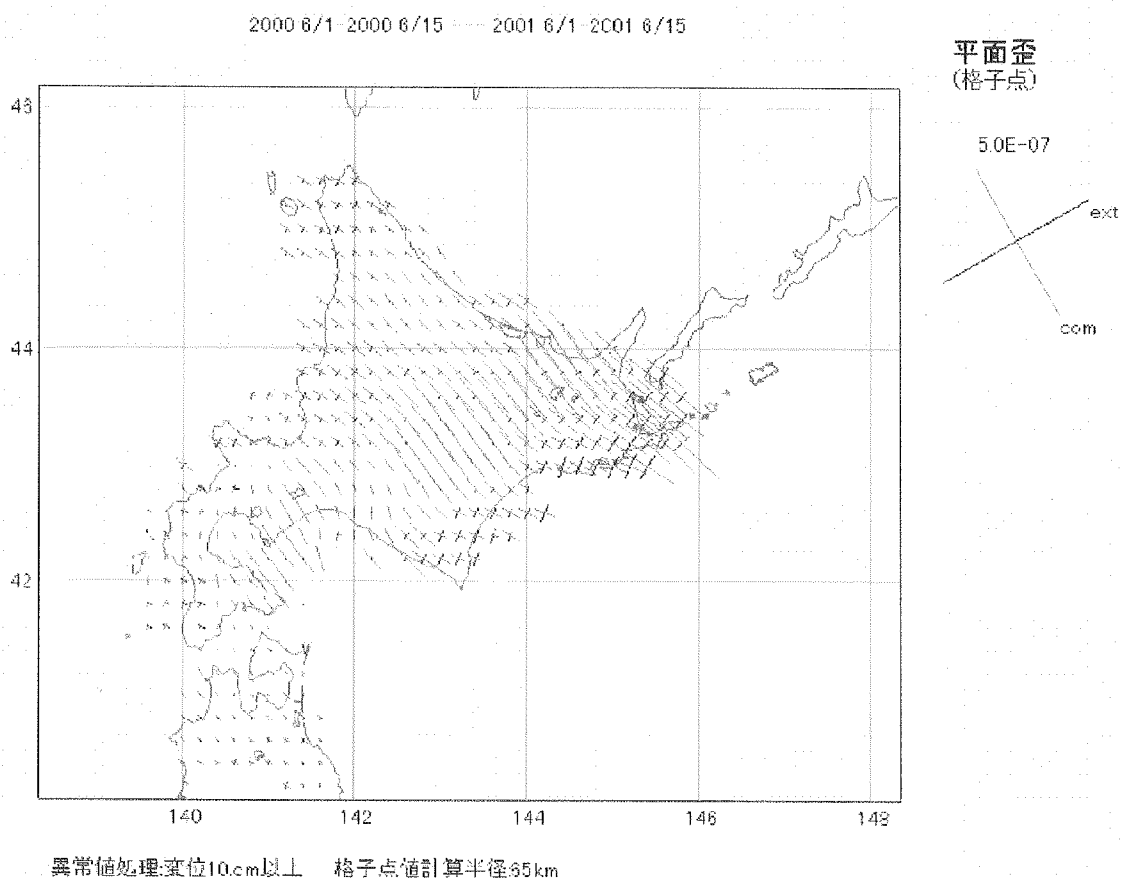


図4.1.2(2) 最近1年間の北海道地方の水平地殻歪

(3) 日本全体の地殻歪との比較

図4.1.2(3)は、同様にGPSデータから求めた全国の水平歪分布であるが、北海道北部は全国と比較しても、現在進行している地殻水平歪の蓄積速度が小さい地域である。

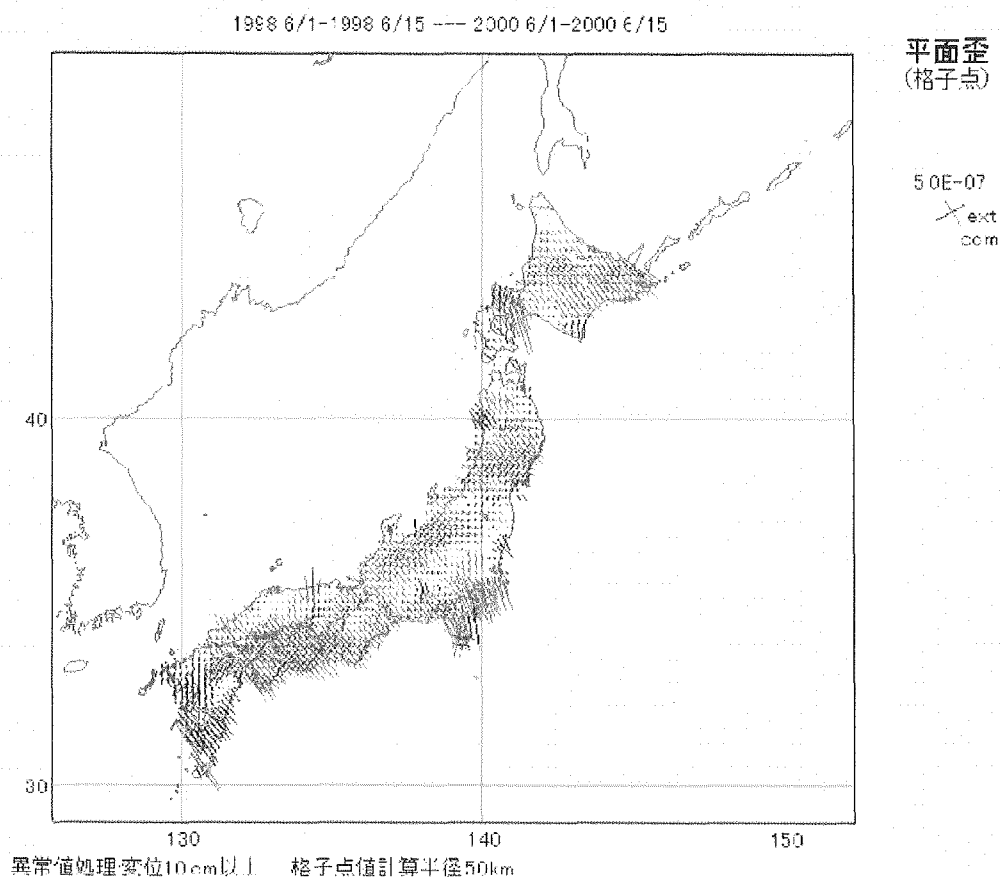


図4.1.2(3) 全国の地殻歪

(4) 長期水平測量結果からの水平歪とGPS観測結果との比較

図4.1.2(4)および図4.1.2(5)はGPSが登場する以前の水平測量結果による北海道の水平歪分布であるが北西南東方向の圧縮場であってGPSによる結果と概ね一致しており、北海道の水平歪速度のパターンが少なくとも過去100年間は大きく変動していないことを示唆する。

(5) 全国水準測量による約100年間の全国の上変動との比較

図4.1.2(6)は全国の水準測量による1883年～1913年および1980年～1990年間の約100年の我が国の上下変動である。北海道北部に周囲と比べて特に目だった変動はない。

参考文献

T. Sagiya, S. Miyazaki and T. Tada, Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH) 157, 2303-2322, 2000/4/12 Birkhauser Verlag, 2000

中村浩二：GPSデータ簡易表示プログラム(SEIS-GPS)の開発,「情報地質」, 10巻4号, 1999

笠原稔他：第141回地震予知連絡会北海道大学資料P6, 2001

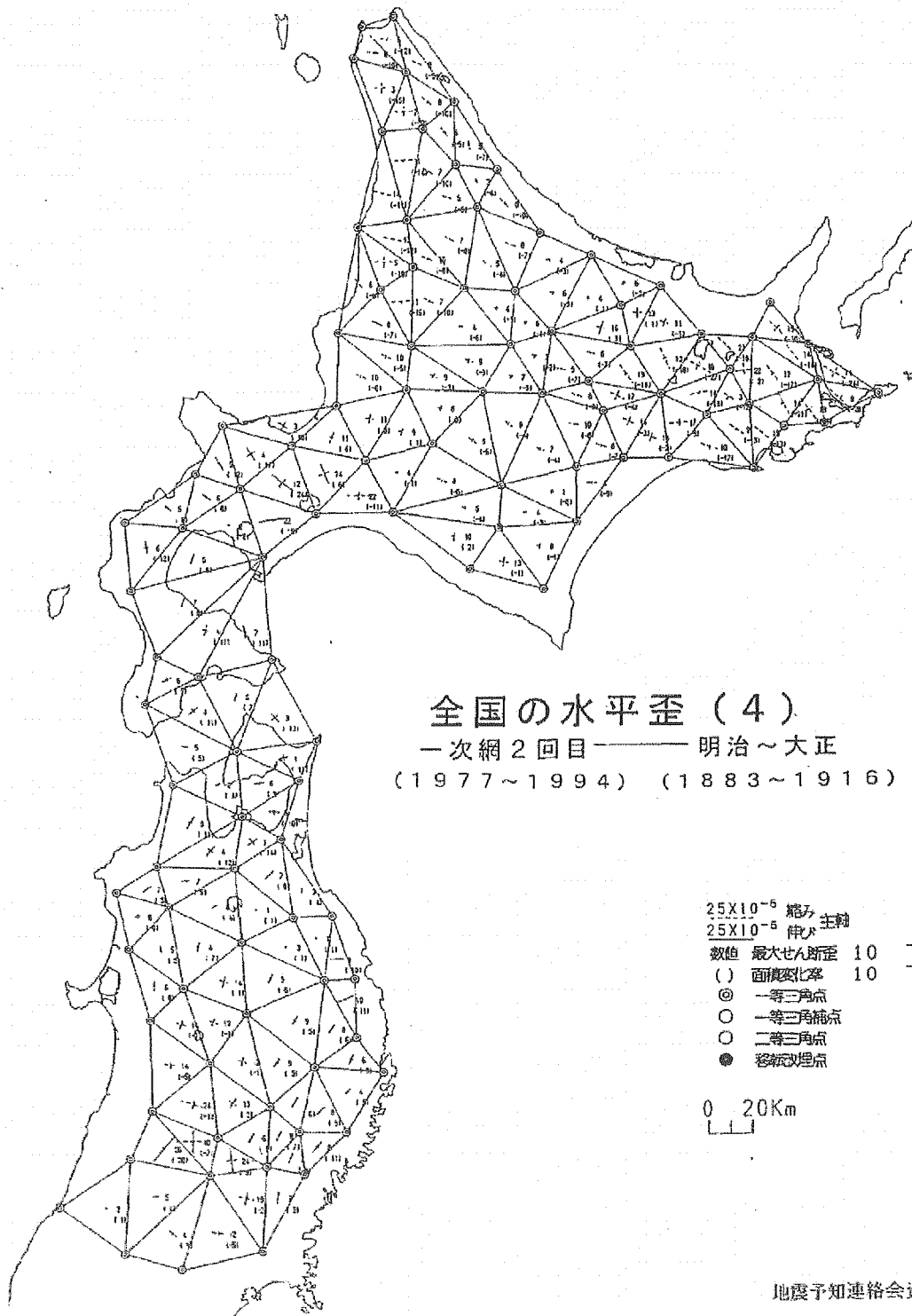


図4.1.2(4) 水平測量による東北日本弧の地殻歪(その1)

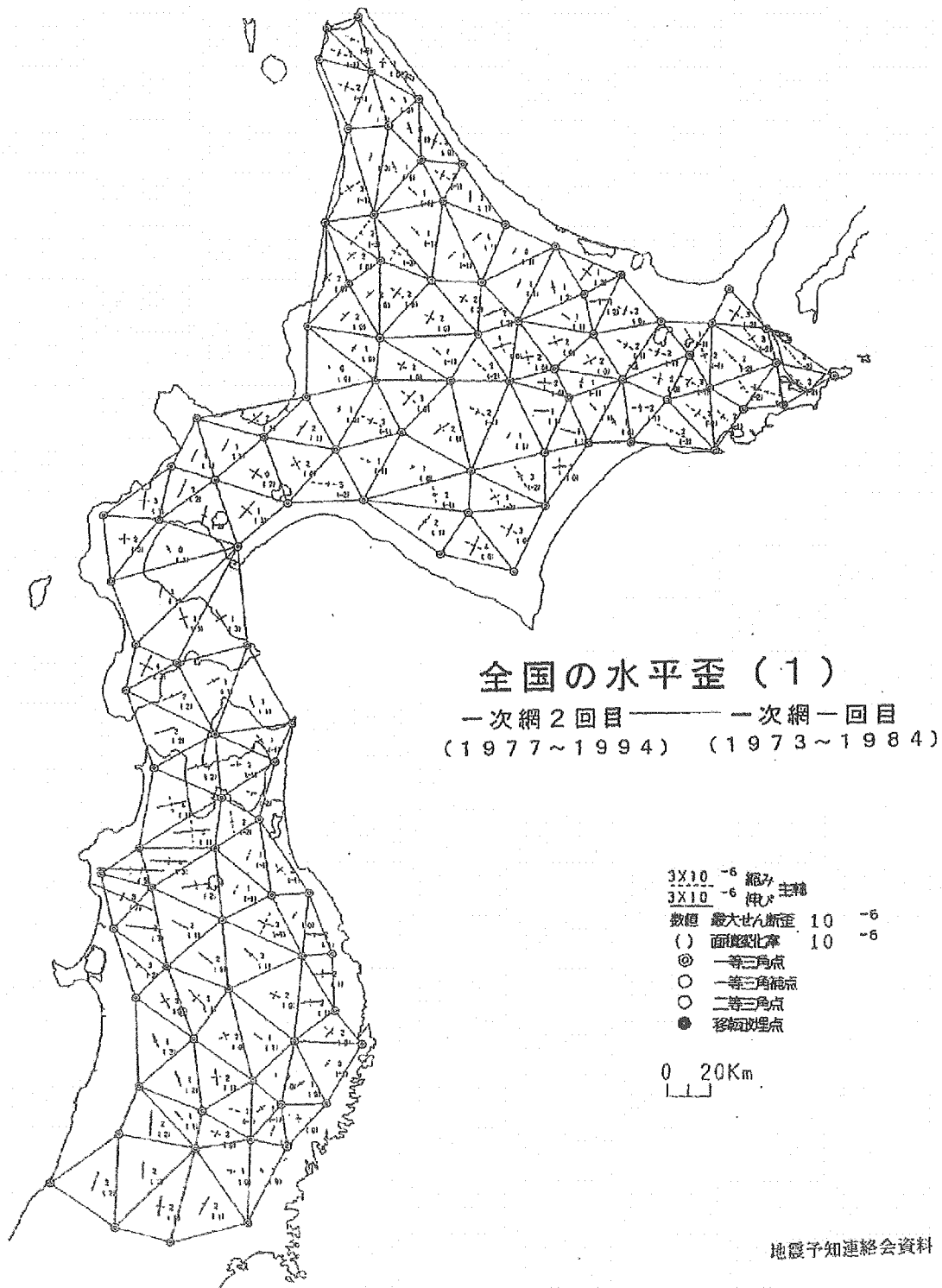


図4.1.2(5) 水平測量による東北日本弧の地殻歪(その2)

HEIGHT 7-1st

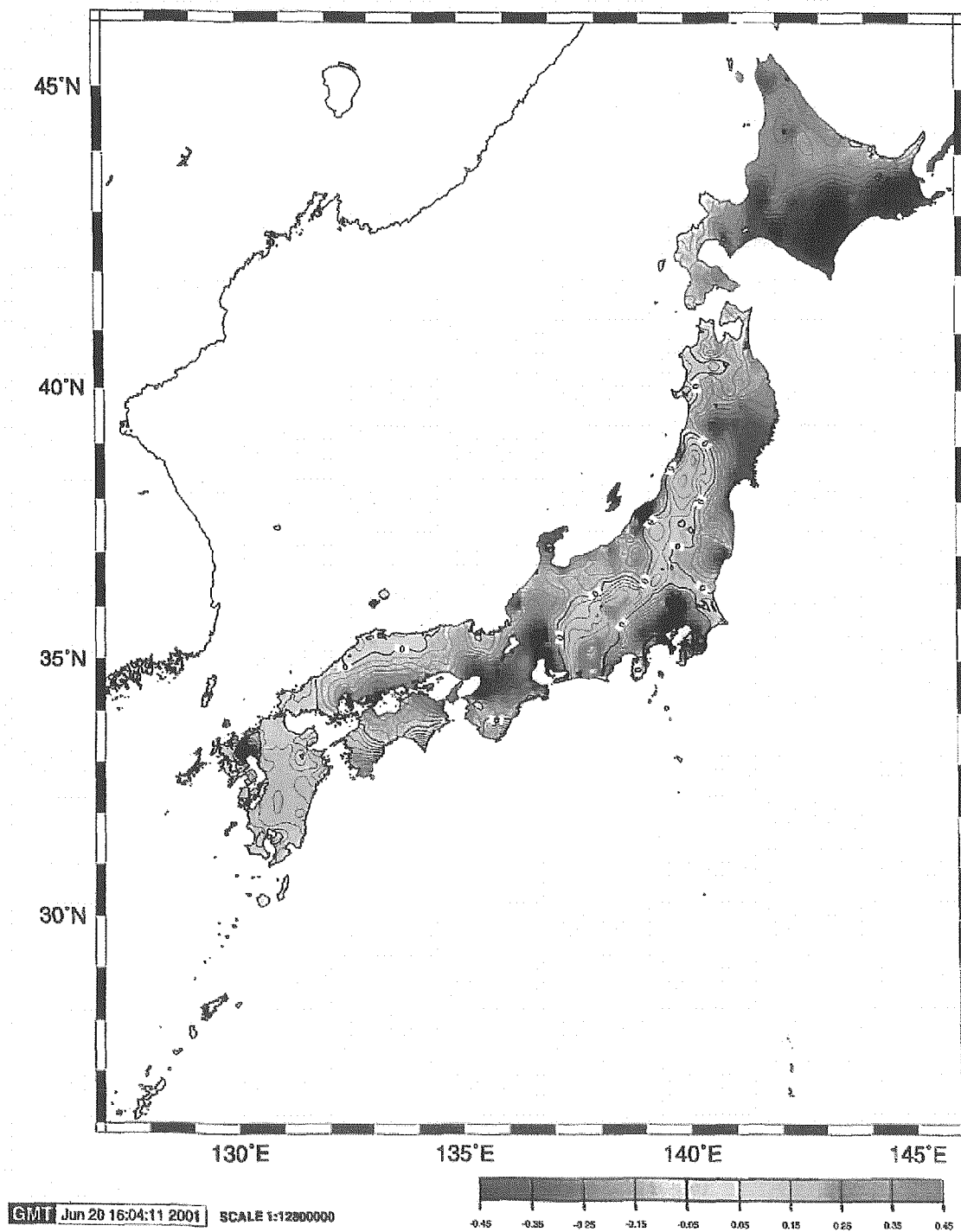


図4.1.2(6) 水準測量による過去約100年間の日本の上下変動

4.2 新規観測計画の作成

4.2.1 地震・地殻変動調査計画

北海道幌延町を中心とする北海道北部地域の地震に関する観測・研究計画に関しては、2000年3月の報告書「北海道北部地域における地震に関する調査報告書」(以下、「2000年報告書」と略す)に詳しく述べられている。ここでは、研究計画の変更に伴い、2000年報告書に記載されている観測・研究計画の見直しを行い、詳細計画を作成したので、その結果について報告する。観測・研究計画の作成は以下の基本方針に基づいて行った。

- ・観測計画は、2000年報告書にある観測・研究計画に基づいて作成する。
- ・幌延周辺の地震と地殻変動の活動状況を明らかにするため、幌延町内に5点で構成する地震・地殻変動の複合観測網を新設する。
- ・堆積層が厚く堆積している地域において、検知能力の向上を図るため、深さ1000m程度のボアホールを掘削し、結晶質の基盤または堅固な第三紀層に観測装置を設置して観測を行う。
- ・北海道北部の地震活動に関しては、新設の観測データに防災科学技術研究所、北海道大学、気象庁など他機関のデータも加えて解析を行う。
- ・データの収録・処理は、上記の機関と互換性のあるWINフォーマットを用いて行う。

(1) 観測点の配置

幌延町は堆積層が厚く堆積するため、堅牢な岩盤が露頭する地点に観測点を設置することは困難である。しかし、地下の現象をとらえるためには、震源域の直上での質の高い観測が不可欠である。このため、幌延町での観測の方法としては、深さ1000m程度のボーリング坑を掘削し、結晶質の基盤または堅固な第三紀層に地震計や歪計などの観測機器を設置して検知能力の向上を図り、高感度の観測を行うことが最良の方法である。

2000年報告書では、地震の検知能力と震源決定の精度向上を図るため、深さ1000m級のボアホール観測点を幌延町内に大曲断層を挟んで9か所設置することを提案した。幌延町内で発生する地震の震源位置を決定するためには、震源域を取り囲むように、少なくとも3箇所に地震計を設置する必要がある。観測点が3点の場合、震源決定には3点のP波初動データと少なくとも一点のS-P時間が必要となる。また、観測点が4点の場合、震源決定には少なくとも4点のP波初動データが必要となる。これらの観測方式では、速度構造を仮定することにより震源を決めることは出来るが、誤差を評価することは出来ない。また、1点でもデー

タが欠けると震源を決定することが出来なくなる。これに対し、観測点が5点の場合、P波とS波の初動データを用いて各種の手法を用いて震源決定と誤差の評価が可能となる。従って、幌延町での地震観測は、5点で構成する観測網で実施することが最も望ましい。これらの観測点として、観測網の形状、観測点間隔などを考慮して、2000年報告書で提案した観測点図4.2.1(1)の中から大曲断層東側から3点、西側から2点、計5点を大曲断層を取り囲むように選定した。これらの5観測点の位置を図4.2.1(1)に白丸で示す。ただし、これらの観測点は、机上で選定したもので、観測に不可欠な商用電源、電話回線、作業スペースの有無や地質状況などに関しては確認していない。このため、最終的には現地調査に基づいて決定する必要がある。なお、図4.2.1(1)には、後述する防災科学技術研究所の高感度地震観測網、いわゆるHi-net観測点(豊富、幌延、手塩の3点)の位置も示してある。

(2) 他機関データの利用

5点で構成する1000m級のボアホール地震観測網により、幌延町内で発生する地震活動を高精度で把握することが出来る。しかし、北海道北部地域の地震活動を明らかにするためには、観測点間隔が5kmから10km程度のこの観測網では不十分である。このため、以下に述べる他機関の地震観測点のデータも併せて利用することが、震源決定やメカニズム解などの決定精度を高くするための最も良い方法と考えられる。

気象庁など他機関の北海道北部における地震観測点は、以下の通りである。気象庁の最寄りの地震観測点は、稚内、宗谷枝幸、利尻島、焼尻島、初山別の5地点、また、北海道大学の地震観測点は、礼文島2か所、天売島、天塩中川、苫前の5地点であり、それぞれ稼働中である。防災科学技術研究所の北緯44度以北におけるHi-netは30地点である。他機関の観測点の位置を図4.2.1(2)に示す。これらの観測点のうち幌延町に最も近い観測点は、Hi-netの観測点で、幌延町内の上問寒、隣接する天塩町の雄信内、および豊富町のサロベツの3カ所に設置されている。Hi-netの3観測点の位置は図4.2.1(1)に示してある。この3観測点は一辺の長さが30km程度の三角形の形状をなし、かつ、内側に幌延の新設観測網を含むため、幌延周辺の地震活動を把握する上でも大変重要な観測点である。

このように、幌延町の周辺には、他機関の地震観測点が40か所ほど展開されており、これらのデータを十分に活用する観測システムを構築することが重要である。これまでは、他機関のデータをリアルタイムで利用することは不可能であった。しかし、平成14年3月からこれらのデータが一元化され、すべての地震観測点の波形を衛星通信にのせてリアルタイムで集配信される予定である。また、衛星データの受信装置を確保するとともに、受信申請をすることにより、これらの

データを第三者が使用することも可能となる。このように、幌延町に新設するボアホール地震観測データと一元化された衛星通信データとを合併処理合することにより、きわめて高精度な地震観測網を構築することが可能となる。

(3) 設置する観測装置

高精度な地震活動の監視を行うためには、速度計、加速度計の2種類の地震計による観測が最低の条件である。速度型の高感度地震計は微小地震観測に威力を発揮し、詳細な地震活動や震源分布を明らかにするために必須の地震計である。加速度計は主として強震動観測に用いられる。地震観測とともに地殻変動観測も重要な項目である。地殻変動の観測項目としては、GPS連続観測、測地測量、歪計・傾斜計による連続観測が挙げられる。幌延の観測では、2000年報告書で提案した一つのボアホールに地震計(速度計と加速度計)、歪計および傾斜計を組み込んだ地殻活動総合観測装置を用いて、地震、傾斜、および歪の複合観測を行う。具体的には以下の通りである。

(i) ボアホール坑底での観測

1000m級ボアホールの坑底には、以下に示す多成分・多項目の観測を可能とする地殻活動総合観測装置を設置し、複合観測を実施する。

速度計(3成分)

加速度計(3成分)

水平歪計(3成分)

鉛直歪計(1成分)

斜め歪計(2成分)

傾斜計(2成分)

磁力計(4成分)

温度計

水位計

地殻活動総合観測装置の一例を図4.2.1(3)に示す[(石井・他(2001))。]

なお、他機関で使用している速度型地震計の固有周期は1秒で、幌延で使用する速度計の特性もこれに合わせることを望ましい。このため、速度計としては可能な限り固有周期1秒の地震計を使用する。

(ii) ボアホール坑口での観測

幌延町は堆積層が発達しているため、地盤による地震動の増幅特性を明らかにする必要がある。このため、ボアホールの坑口近傍に加速度計(3成分)を設置し、坑底の加速度計と強震動の比較観測を行う。

(iii) 初期応力の測定

地殻活動総合観測装置の設置前に設置地点のボーリング坑において、初期応力の絶対値を測定することが出来れば、その後の歪連続観測により応力の変化を知ることが出来る。この目的のため、山内・他(1998)は、地下深部において岩盤を破壊することなく初期応力の測定が可能なインテリジェント回収型歪計の開発を行っている。この計器は地殻活動総合観測装置の中にAD変換器、CPU、メモリー、バッテリーなどを内蔵している。この装置を用いた初期応力の測定手順は以下の通りである。①計器をボアホール内に膨張性のグラウトを用いて埋設設置し、グラウトの硬化を待ってオーバーコアリングを実施する。②計器の埋設時期から回収の時期までの一連のデータをメモリーに記録する。③ボアホールの坑底から地上に計器を引き上げる過程において、ボアホール内の水圧を利用して計器の検定を行う。④応力開放にともなう歪変化の観測および計器の検定のデータに基づいて、初期応力を推定する。この方法の確立には計器の設計製作のほかに、計器の設置、オーバーコアリングによる回収、感度検定、弾性常数の測定など総合的なシステム手法の開発が必要である。これまでに行った最も深いボアホールでの測定は深度500mであるが、良好なデータが得られた。

幌延において1000mのボアホールを掘削する際に、図4.2.1(4)示すような手順で初期応力測定を行うことを提案する。すなわち、1000mのボアホールを掘削する過程において500m、750mおよび1000mの深度でインテリジェント回収型歪計を用いて初期応力の測定を行う。その後、地殻活動総合観測装置を埋設設置して地震と地殻変動の連続観測を開始する。

次に、長期的には1000mボアホール近くに900mと1100mボアホールを掘削し、圧力源を埋設設置する。定期的に圧力源を作動させ地殻活動総合観測装置で観測するとともに、数値解析により応力の時間変化を測定する。900mと1100mボアホールには精密温度計を垂直に複数個設置し熱流量の測定や温度分布、温度の時間変化などを調べる。また、水位計も設置し水位の測定も行う。適時注水実験を行い総合観測装置による観測から岩盤の物理的変化を調べるとともに、地球化学的方法により水の伝播や浸透に関する研究も行う。さらに、近くに150mのボアホールを掘削し複数の鉛直成分歪計を埋設設置することにより地盤沈下の様子を調べる。

(4) データ伝送・収録システム

現在、地震観測データの伝送方法として、電話回線や衛星回線を使ったデジタルテレメータ方式が広く用いられている。A/Dコンバータのダイナミックレンジは24ビット、サンプリングは100 Hzが一般的である。

今回の観測では、幌延町に新設するボアホール複合観測データと一元化される

衛星通信データとを合わせて使用することになる。このうち、ボアホール複合観測データに関しては、各観測点の速度計と加速度計のデータをサンプリング100 Hzで、また、歪などの地殻変動関連データと気温、風速、雨量などの気象データをサンプリング1 Hzで、それぞれA/D変換し、専用電話回線を使用したデジタルテレメータ方式により、データ収録室にデータの転送を行う。また、衛星通信データに関しては、データ収録室近傍に設けたパラボラアンテナを用いて衛星データを受信する。データ収録室では、受信した2系統のデータを併用して、準リアルタイムで震源決定などデータの自動処理を行う。ボアホール観測点からのデータ伝送とデータ収録室での受信、および衛星通信システムからのデータ受信のシステムブロック図を図4.2.1(5)に示す。

次に、衛星通信データは、いわゆるWINシステムを用いて行われるため、幌延においてもWINシステムを使用することになる。以下に、WINシステムの概要を述べる。WINシステムは、多チャンネルの地震波形データを取り扱うための処理システムで、UNIX上で動作する多くのプログラムで構成されている。プログラムはそれぞれ独立しており、使用者の環境にあわせてカスタマイズが容易な汎用性の高いシステムである。また、主要作業はグラフィカル・インターフェースによって行うため、UNIXに不慣れな人でも楽に操作が出来る仕様となっている。データフォーマットはWINフォーマットと呼ばれる特殊フォーマットを定義している。このフォーマットはデータを圧縮して取り扱いを容易にし、テレメータなどによるデータ転送に向けた仕様となっている。プログラムのソースコードも学術研究目的に限るという条件つきで公開されており、それによって多くの機関が独自に変更を加えて利用することを可能にし、国内に広まっている。

なお、WINシステムに関しては、以下のホームページで詳しい説明がなされている。<http://eoc.eri.u-tokyo.ac.jp/WIN/index.html>

最後に、新設地震観測点における観測とデータ伝送は、商用電源とNTT回線を使用して行う予定である。しかし、これらの使用が不可能な場合は、太陽電池、衛星通信など他の手段を講ずる必要がある。また、場合によっては、冬季の観測やデータ伝送を中止することも考えられる。

参考文献

山内常生, 石井 紘, 松本滋夫, 平田安廣, 1998, 初期応力測定用メモリー内臓歪計の開発, 第19回西日本岩盤工学シンポジウム論文集, 73-78.

山内常生・石井 紘・松本滋夫・平田安廣, 1998, 超深度ボーリング孔における初期応力測定のためのオーバーコアリングシステムの開発, 東京大学地震研究所 技術報告, 6, 1-9

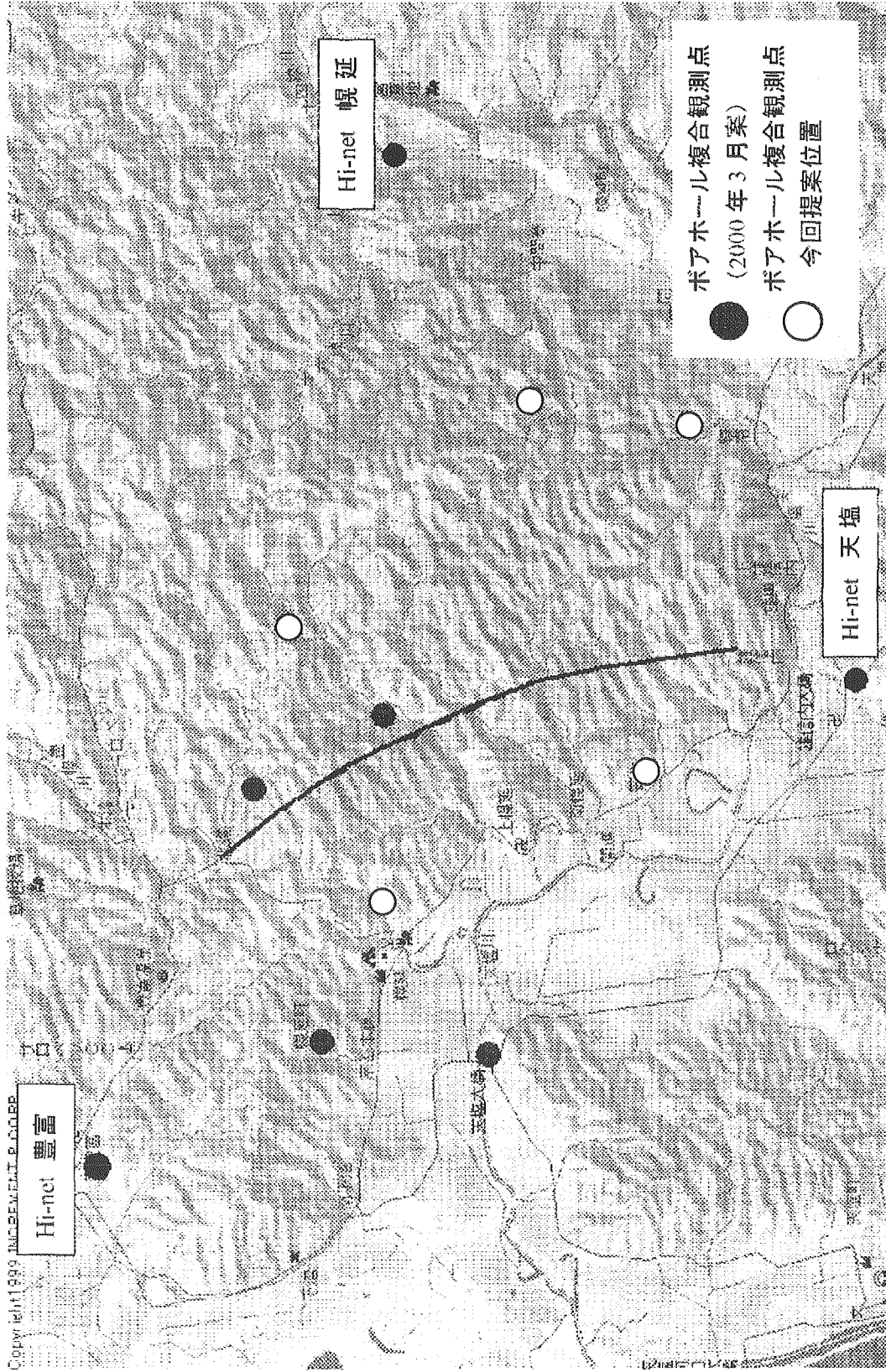


図4.2.1(1) 2000年報告書の観測網から選定した5観測点(白丸)の位置

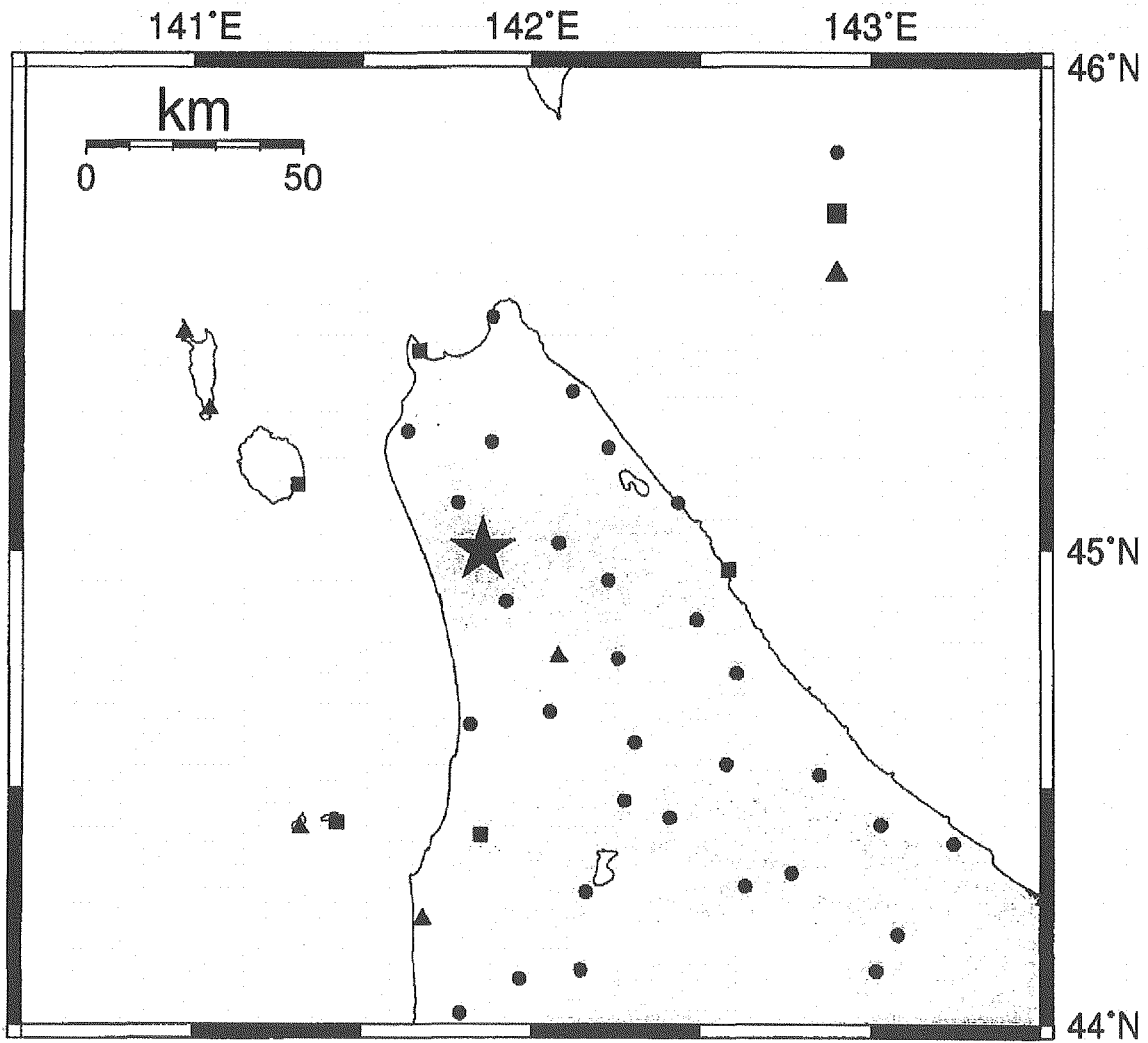


図4.2.1(2) 幌延(★)と北海道北部における地震観測点の位置図

●：防災科学技術研究所 Hi-net

▲：北海道大学

■：気象庁

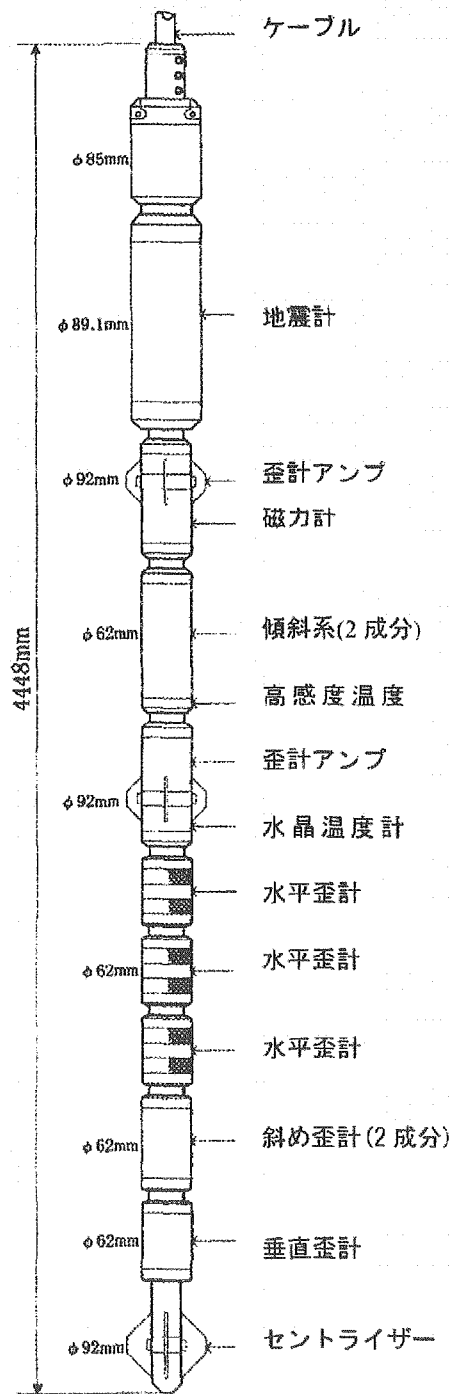


図4.2.1(3) 地殻活動総合観測装置

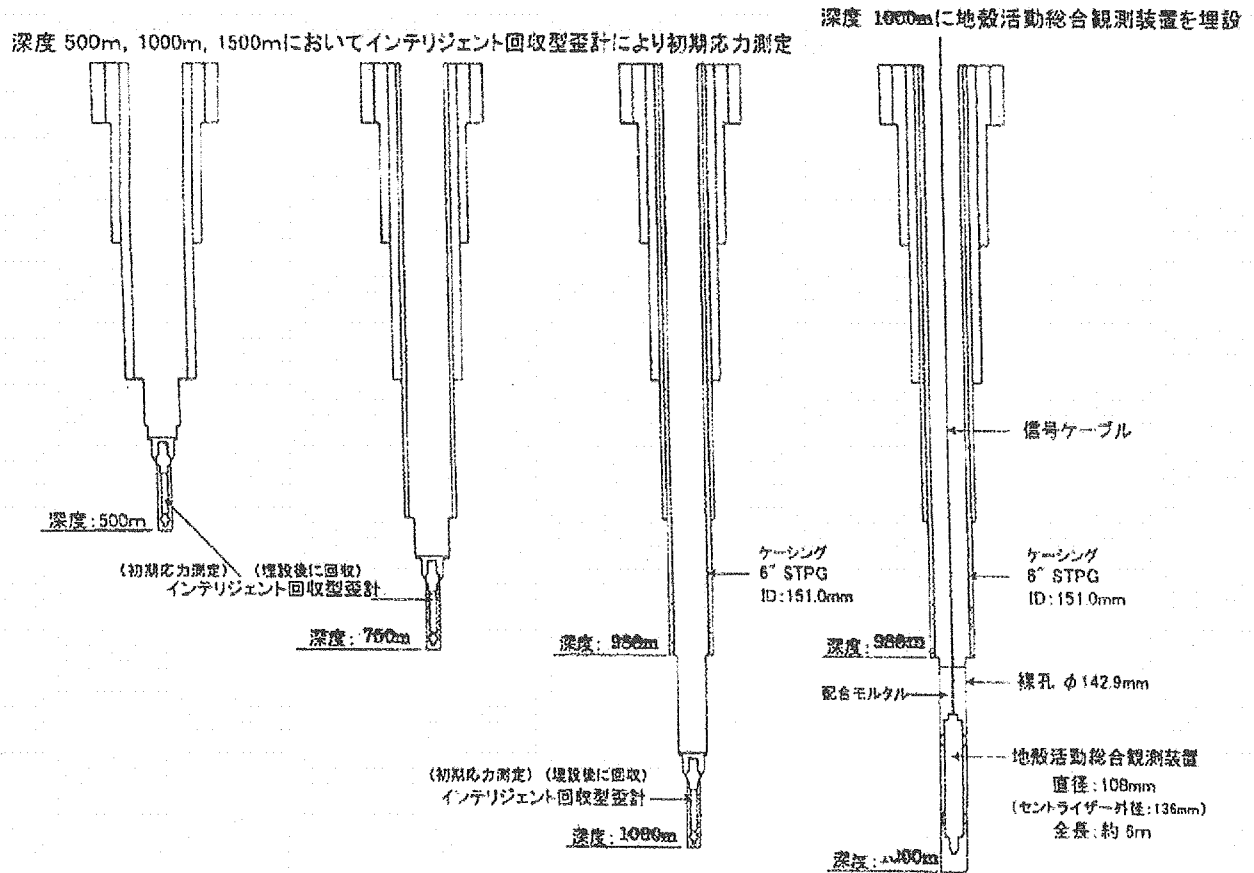
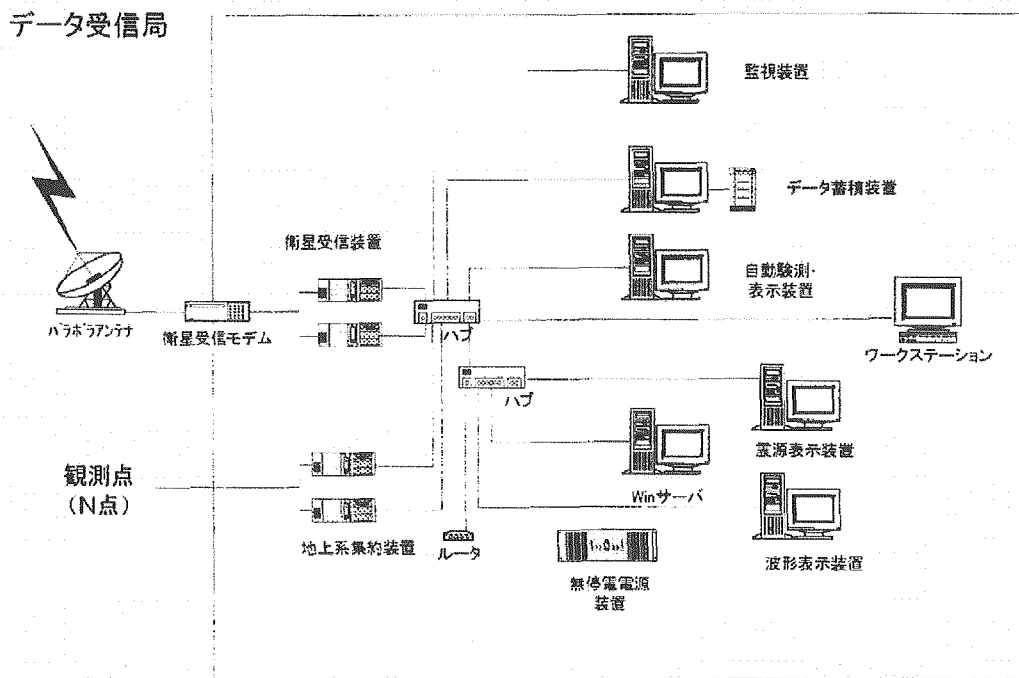


図4. 2. 1(4) インテリジェント回収型歪計による初期応力測定手順



観測点

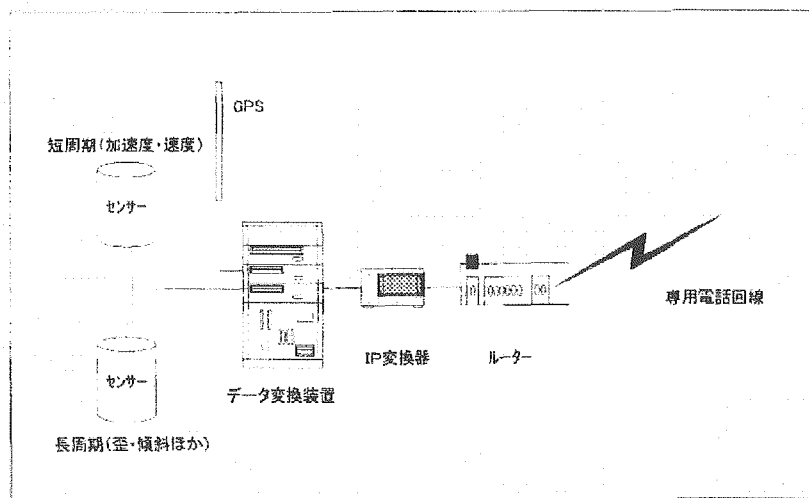


図4. 2. 1(5) データ受信局(上図)とボアホール地震測定点(下図)でのデータ転送システムブロック図

4.2.2 地下水理調査計画

(1)地震に係わる地下水理変動観測の背景

被害を及ぼすような大きな地震前後において、地下水を汲み上げる井戸の水位が上昇したとかあるいは下がったとか、また、温泉において流量が変化したという事例は多い。これは地震によって地下水の流動経路が変化するなど、地下水理の変動を反映したものと考えることができる。

例えば、川辺(1991)は、1946年の南海道地震時の地下水異常を報告している。これは愛媛県松山市の道後温泉の事例であり、最大深度303mまで掘削された4つの源泉の水位が、地震時にいずれも14m程度低下し、約3ヶ月後に元の水位まで戻った。なお、類似の現象が白鳳、宝永、安政の南海道地震の際にも道後温泉で観測されたという。

地質環境の長期安定性の観点からは、比較的ゆっくりした変動である地殻変動や一瞬の変動である地震活動によって、地下の地質環境、特に地下の水利構造や応力状況がどのように変化するのか把握することは、非常に重要なことである。このような研究には、地震観測、岩盤歪み観測、地下水理観測(水位、水圧、流量、溶存成分)を観測し、それらのデータを総合的に解析することが必要とされる。

しかしながら、実際の観測においては、地震観測、岩盤歪み観測、地下水理観測は、個別に行われているのが普通であり、一部の観測例を除いてそれらを統合的に観測した、あるいは、している例はごく限られているのが現状である。従って、ある地震のイベントが発生したときに各々のデータを持ち寄り比較検討する場合がほとんどである。地震観測点と岩盤歪みの観測点は近傍にあることが多いが、地下水理観測点の近傍に地震観測点がある例は少なく、特に地震観測点と地下水理観測点が同一の場所にある例は非常に少ないと言わざるを得ない。

このような観測の例として、動力炉・核燃料開発事業団(現 核燃料サイクル開発機構)が実施した釜石鉱山における研究事例がある。平成2年1月～平成10年3月までの釜石鉱山における地震研究では、地下水圧観測孔の水圧値が変動した事例が観測期間のうち14例観測された。また、データの解析から地震時に係わる地下水圧変化と地震による理論的な岩盤歪み量との関係や、地震時あるいは地球潮汐による水圧変化と石英管伸縮計による岩盤歪み量の実測データとの相関関係など非常に興味深い結果を得ることができた(例えば川村他,1999)。また、地震時の水圧の動的変化の解析によれば、体積変化の生じないS波主要動で、最も水圧波形の振幅も大きいことが判り、水圧観測孔内に入射したSH波から発生した変換P波による影響によるものと推定されている(例えば佐々木他,1999)。

以上のように動燃による研究では地震とそれによる地下水理の変化についていろいろ興味深い結果が得られている。但し、釜石鉱山における研究は結晶質岩を

対象とした割れ目系岩盤の地下水理変化の研究であり、多孔質媒体としての堆積岩岩盤における同様の観測・研究事例は我が国では非常に少ない。北海道幌延町は我が国において最も広く分布する新第三紀堆積岩の分布域である。過去に群発地震が発生したことがあり、群発地震と地下深部の地下水との関係が示唆されている。また、活断層と断層や段丘面の傾動などから活構造の存在が推定される。活構造における変動下では、地下の水理構造もその活構造の変動に伴って逐次変化しているものと考えられる。

幌延町における地震地下水理の観測・研究は貴重なデータとなり、世界各国の研究者の注目を集める観測・研究となるであろう。また、釜石鉱山における結晶質岩を対象とした研究の対をなすものとして、堆積岩地域である幌延町で同様の観測・研究を行う意義は大きい。

(2) 幌延観測点で行うべき地震地下水理観測

幌延観測地点における地震地下水理に関する観測項目は、動燃による釜石鉱山における観測(例えばShimizu et al., 1996など、参考文献を参照)、核燃料サイクル開発機構(2000)、及びその他の研究事例を参考に以下の項目を実施するものとする。

- ① 水圧あるいは水位
- ② 流量
- ③ 水質(水温、電気伝導度、pH、Eh、溶存成分など)
- ④ 溶存ガス(メタン、ラドンなど)
- ⑤ 気象(気温、湿度、気圧、降水量など)
- ⑥ 自然電位

(3) 水圧あるいは水位観測

(i) 観測孔の仕様

幌延町内に試錐孔を掘削して、水圧観測を行う。掘削地点と掘削深度については、地震時の動的変化の解析を容易にするために、地震計設置孔の近傍で地震計設置深度と同程度の深度(1000m)とする。

掘削する地層は新第三紀の泥岩である勇知層、声間層、稚内層の堆積岩(泥岩及び砂岩)であるため、長期の孔内の自立が困難であると考えられる。従って、水圧観測孔は図4.2.2(1)に示すような仕様とする。

- ① 試錐孔はある深度まで掘削した後ケーシング・セメンチングを施す
 - ② 次にケーシング設置深度から更に数m掘削し、理想的にはその部分を裸孔、場合によっては孔明管を設置し、その区間を水圧観測区間とする
- なお、地下の地質構造を把握するという見知から清水によるオールコアリング

の掘削が望ましいが、場合によってはケーシング設置深度までトリコンビットによる泥水掘削をし、水圧観測区間のみコアリングする場合もあり得る。水圧観測区間は透水性への影響を最小にするため、可能な限り清水掘削によるコアリングを試みるが、不可能な場合は透水性への影響が少ない泥水で掘削する。

図4.2.2(1)に示すように、地震時の動的変化の応答性から、パッカーから導水パイプを通して地表面において圧力計を設置するのではなく、可能な限り試錐孔孔底にパッカー及び水圧センサーを設置して水圧を測定するのが望ましい。その理由は水圧水頭が地表下にある場合は地表において圧力測定が不可能であり、たとえ湧水するような状況であっても地表付近では十分な水圧を得られず、更には導水パイプ内を水が移動する際水の粘性などにより敏感な圧力応答が得られないからである。

もし孔内の圧力センサー設置が困難であり孔内水が自噴するようであれば、動燃による釜石鉱山における観測事例のように孔口に圧力センサーを設置する。この場合、上記したように圧力が十分に得られない可能性があり、地下水が地表まで到達するため孔口に凍結防止のため防寒設備などを整備する必要はあるが、センサーなど機器のメンテナンスなどが容易となるメリットがある。

諸般の条件により地震計設置孔と同深度の観測孔の掘削が困難である場合は、次善の策として浅深度の試錐孔を掘削する。その場合は、別途環境影響調査結果で行われる既存の水井戸調査の地下水位、水質、地質などを考慮し、地表付近の地下水の影響を避けるため、条件内でできる限り深い観測孔を掘削する。但し、地表の影響を避けることができる深度は確保する(100m程度か)。観測孔の仕様は超深度孔と同様である。

更に条件が整わない場合はもう一つ次善の策として地下水位の連続観測を実施するものとする。その場合は投込式液面発信器(感度1mm)を使用する。

上記の深/浅深度圧力観測孔あるいは水位観測の掘削地点の決定に際しては、既存の用水井戸に影響を与えないよう注意すべきである。

釜石鉱山における観測結果から、試錐孔においてその応答性に差異が生じることが予想される。従って、幌延観測点においても複数の試錐孔(最低でも2本)の水圧観測孔を掘削することが望ましい。その場合は、断層を境界として地下水理場が異なる可能性があるため、大曲断層の東西に水圧観測孔を設置することが望ましい。

水圧観測孔から得ておくべきデータは以下のとおり。

- ① 地質(コア観察による岩相)

- ② 割れ目の分布状況(コア観察による割れ目の方向, 密度など)
- ③ 透水性割れ目と非透水性割れ目の区別(電気検層あるいは流量検層)
- ④ 水圧測定区間の透水係数などの物性データ(原位置データ及びコア物性データ)
- ⑤ 湧水量(孔口より自噴する場合)
- ⑥ 水圧測定区間の温度, 水質(酸素・水素同位体比や年代測定値も含む)

観測開始後確認すべき事項は以下のとおり。

- ① 水圧の地球潮汐に対する応答性
- ② 水圧の降雨に対する応答性
- ③ 水圧の季節変動の変動幅

また, 同時に水温を高精度で測定し, 降雨や季節変動変化の把握を行う。使用する水温計は核燃料サイクル開発機構(2000)「北海道北部地域における地震に関する調査報告書(JNC TJ1440 2000-002)」の35ページ参照のこと。

(ii) データ収録システム

水圧データは, 釜石鉱山における観測と同様に, 静的観測データと動的観測データの2種類収録する。データ伝送に関しては, 基本的に地震計等のデータ伝送システムに接続するものとする。動的データについては, 釜石鉱山における地震観測と同様に地震収録装置に接続させるものとする。静的データは, 専用のデータレコーダーを使用する。釜石鉱山における観測経験から, 1分間隔で収録するのが望ましい。また, 日常のデータの管理を可視化するために打点レコーダーも併設する(図4.2.1(5)参照)。

以上のような方法が望ましいと考えるが, 当面水圧観測孔近傍において静的データのみデータ収録したいということも十分にあり得る。その場合は図4.2.2(2)に示すように観測孔毎にデータロガーを設置することとする。データロガーは約半年(180日)の冬期間中メンテナンス・フリーで観測を継続するために必要な容量のものを用意する。

上記の場合データロガー等は野外に設置することになるその場合は, 図4.2.2(3)に示すようにデータロガー等をクーラーボックスなどに封入することにより防水・防寒対策を講ずるものとする。この方法は秋田県の八幡平にある澄川地熱発電所の環境モニタリングの一環で行われている微小地震観測において実際に取られている方式である(図4.2.2(4)参照)。ちなみに澄川地熱発電所は標高900~1,000mにあり, 年間の最大積雪量は約4m, 最低気温は公式な記録では-15℃である。なお, その場合は野外に設置しているのは地震計のプリアンプのみである

ので、ヒーターまでは封入していない。幌延観測地点においては、現地にデータロガーを設置するので、安全のためにヒーターを封入する。

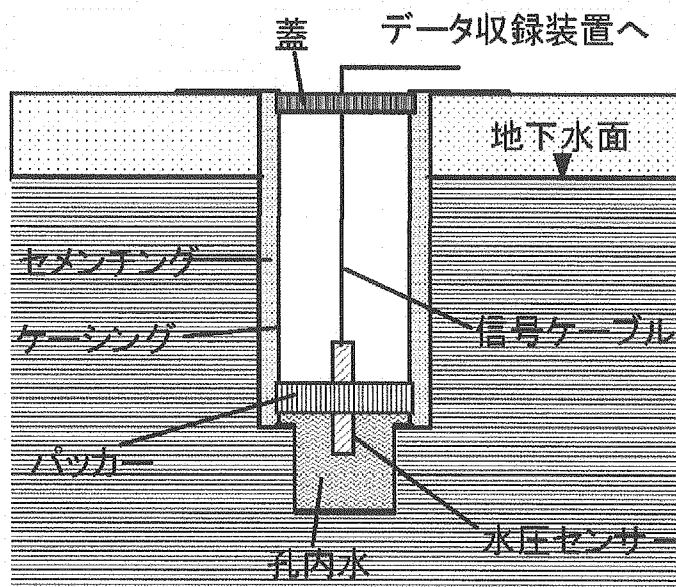


図4. 2. 2(1) 水圧観測孔の概念図

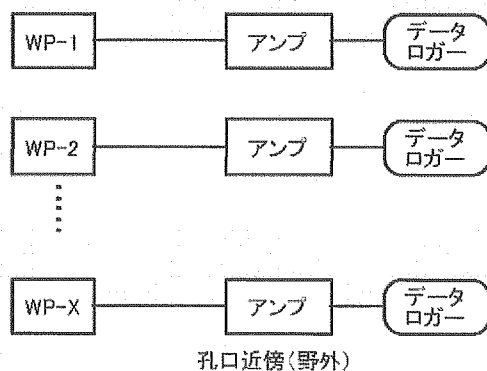


図4. 2. 2(2) 水圧データ収録システム案(データロガーのみ使用の場合)

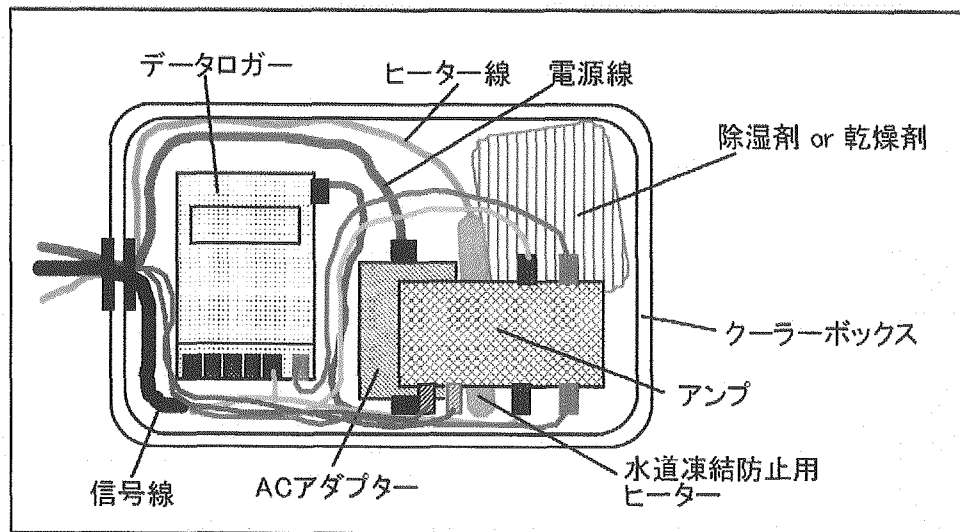


図4. 2. 2(3) 野外設置のデータロガーの防水・防寒対策案

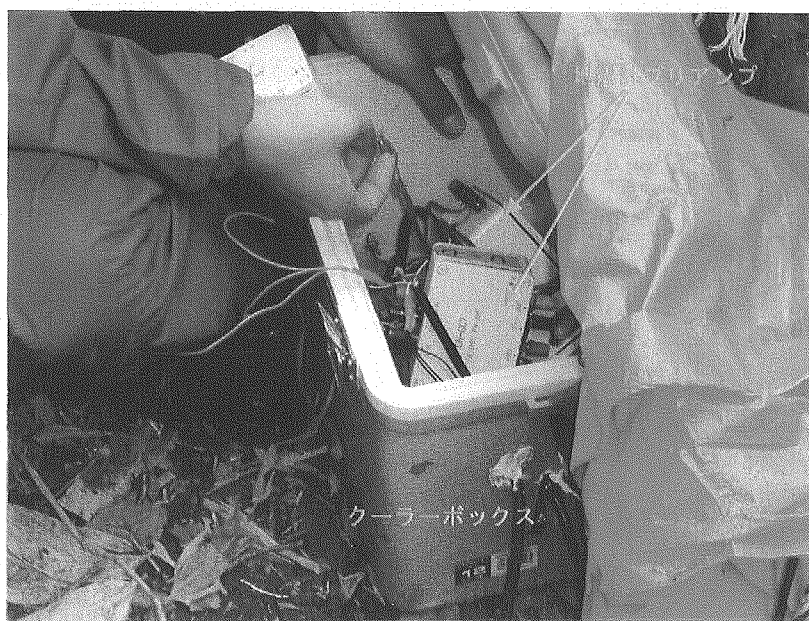


図4. 2. 2(4) 澄川地熱発電所における微小地震観測に係わる機器メンテナンスの例
(雪解け直後(6月中旬)のメンテナンスの例。クーラーボックス内は綺麗に保存されていることがわかる。)

(4) 流量観測

湧水量についても可能であれば測定すべき項目と考えるが、地表から行う場合、井戸から湧出していることが条件となる。現状では自噴している水井戸があるという情報が得られていないので、流量の観測については、地下研究施設掘削後に行うものとする。

釜石鉱山における流量観測では、容積が求められている計測管を流れる水の速度を電磁的に計測して流量に換算する電磁流量計と天盤湧水を受水槽で受けその重量を連続的に測定する事により湧水量を計測する連続重量測定器を用いた。電磁流量計は機器トラブルと流量観測孔からの湧水量の不足のため、また、連続重量測定器は天盤からの湧水の流量が一定ではなくかなりの揺らぎがあったため高精度の観測ができなかった。そのことを踏まえ、地下研究施設における観測が開始される前に機器開発を行うべきである。具体的には土木分野などで開発されている微流量検層機器などの改良などを検討すべきである。

流量観測孔から得ておくべきデータは以下のとおり。

- ① 地質(岩相)
- ② 割れ目の分布状況(割れ目の方向、密度など)
- ③ 透水性割れ目と非透水性割れ目の区別(どの割れ目が流量に最も利いているか)
- ④ 流量観測区間の透水係数などの物性データ(原位置データ及びコア物性データ)
- ⑤ 流量とその揺らぎの範囲
- ⑥ 流量観測区間の水質(酸素・水素同位体比や年代測定値も含む)

観測開始後確認すべき事項は以下のとおり。

- ① 流量の地球潮汐に対する応答性
- ② 流量の降雨に対する応答性
- ③ 流量の季節変動の変動幅

(5) 水質観測(水温、電気伝導度、pH、Eh、溶存成分など)

水質の観測項目は釜石鉱山と同様のものとする。つまり、電気伝導度、pH、溶存成分(Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 SiO_2)である。それに加え幌延観測地点では、水温と酸化還元電位(Eh)、溶存酸素濃度も観測項目に加えるものとする。

水質観測も水圧観測と同様に試錐孔を掘削して行う。現在得られている情報からは、水圧観測孔から地下水が自噴するとは期待できない。もし、地表から水質観測孔を掘削する場合は、水中ポンプが必要となり、更に冬期間の対策上防寒小

屋が必要になる。

防寒小屋に必要なとされる要件は以下のとおり。

- ① 室温が最低限氷点以下に低下しないこと
- ② 氷結しない排水設備を持つこと
- ③ 採水装置が設置でき、機器のメンテナンスや採水に係わる作業が完全に室内において可能なこと。

上記の条件を満たす小屋を建設する必要があるため、実質的に地表からの調査段階において水質観測を実施するのは、不可能ではないが困難を伴う。従って、水質観測についても地下研究施設の建設後に行い、そのための機器開発を進めるべきであると提言する。

水質観測孔から得ておくべきデータは以下のとおり。

- ① 地質(岩相)
- ② 割れ目の分布状況(割れ目の方向、密度など)
- ③ 水圧測定区間の透水係数などの物性データ(原位置データ及びコア物性データ)
- ④ 揚水試験あるいは湧水量データ
- ⑤ 測定区間の水質(酸素・水素同位体比や年代測定値も含む)

観測開始後確認すべき事項は以下のとおり。

- ① 水質の降雨に対する応答性
- ② 水質の季節変動の変動幅

水質データのうち、電気伝導度、pH、水温及び酸化還元電位(Eh)及び溶存酸素濃度については、東濃鉱山における連続水質モニタリング装置と同様の機器を設置し(図4.2.2(5)参照)、当面データロガーを使用して定期的にデータ回収することとするが、研究センターの建物などが整備される時点で集中管理に移行するものとする。平時の定期的採水と溶存成分の分析は釜石鉱山の事例から月1回程度とする。分析手法、分析機関、あるいは分析技術者が異なることによる分析値の誤差等が生じないように十分に注意する。

地震前後の溶存成分の変化の測定については、釜石鉱山と同様の自動採水装置(図4.2.2(6)参照)を改良して使用するものとする。改良点としては、装置全体をグローブボックス内に収め、グローブボックス内を窒素あるいはアルゴンなどの不活性ガス雰囲気とし、空気と触れないようなシステムを構築する。例えば東濃地科学センターで実施されている事例を参考にする(図4.2.2(7)参照)。

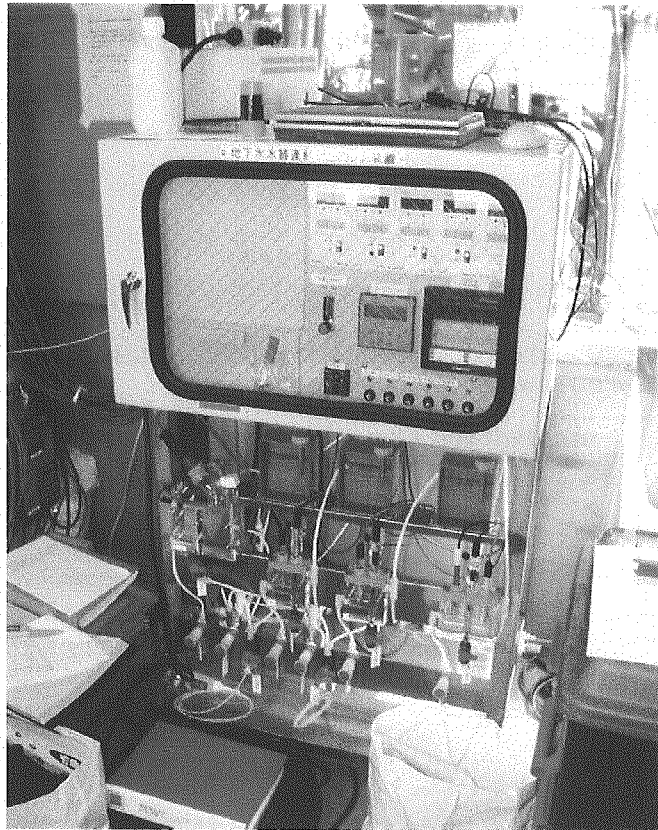


図4. 2. 2(5) 東濃鉾山における地下水水質連続モニタリング装置の外観

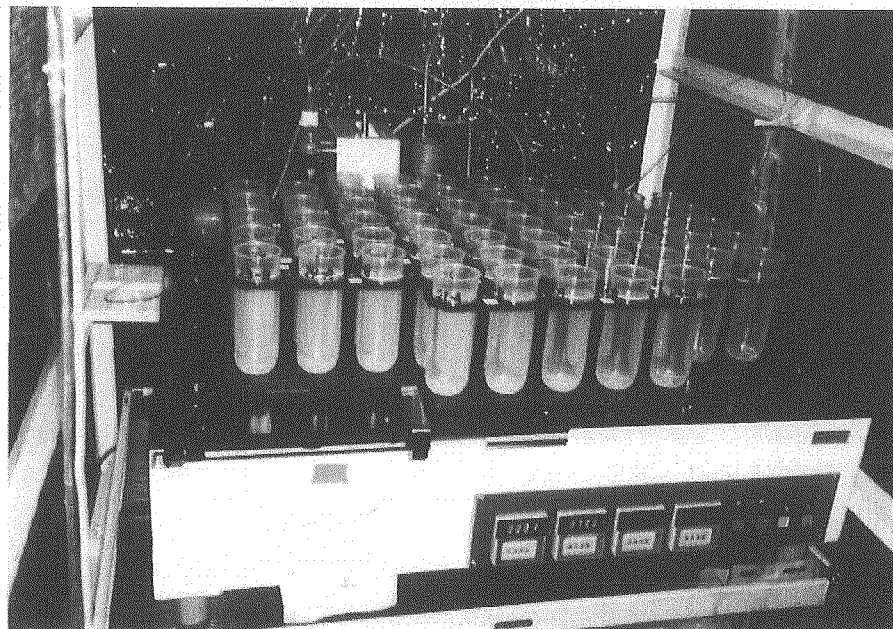
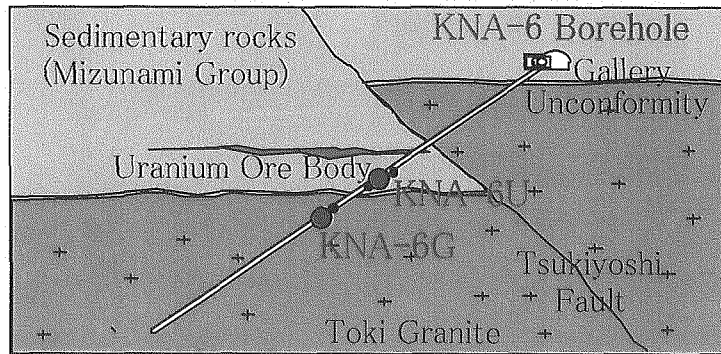


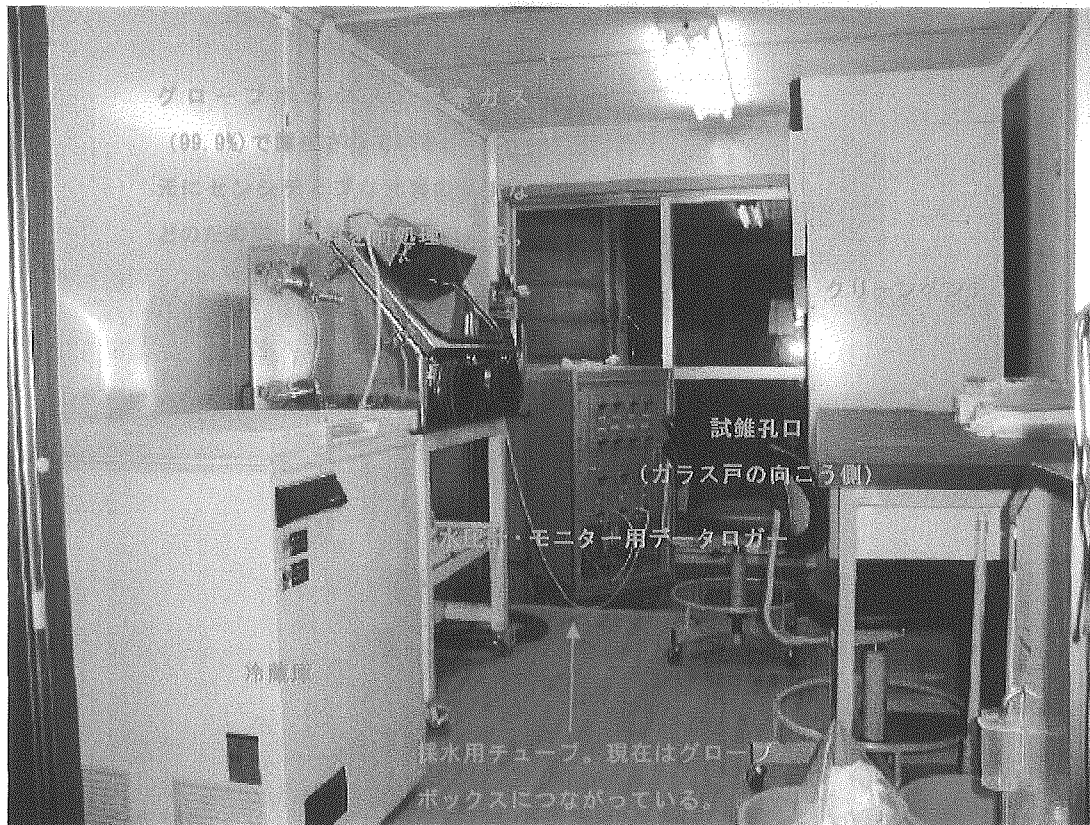
図4. 2. 2(6) 釜石鉾山で用いた自動連続採水装置の外観



● Groundwater sampling point

試錐孔内に設置されたバッカー式地下水サンプラー

各バッカーにはインフレーション用のプラスチックチューブと採水用のチューブがついており、自噴井では自然にバッカー区間の地下水が坑道に出てくるようになっている。



写真は地球化学ラボの入り口から撮影。KNA-6号孔は奥のガラス戸の向こう側。現在、グローブボックスにつながっているチューブは、以前は水質連続モニタリング装置（図4.2.2.(5)参照）に接続されていた。水質連続モニタリング装置は基本的に外気と触れることなく水質をモニタリングできるので、湧水が十分ある場所で使用するのであれば、グローブボックスなどと並列に繋いで、原位置パラメータを見ながらグローブボックス内で試料の前処理が可能である。

図4.2.2(7) 東濃鉾山における地下水採水システムの事例

(6) 溶存ガス(メタン, ラドンなど)

地下水中の溶存ガス濃度と地殻変動の関係について, 研究が行われている。特にラドンガスについては, 地下深部からの割れ目を通して地表まで上ってくるものである。特に断層帯直上ではラドンガス濃度が高く, 地下の潜在断層の探査に使われている事例もある。

本地域は石油・天然ガスの賦存している地域であり, 地下水中にメタンガスなどの炭化水素が溶存している可能性がある。

これらの溶存ガスは地震などにより地殻の応力状態の変化に伴いその濃度が変化する可能性がある。従って, 幌延観測地点においては, 地下水に溶存しているメタンやラドンガス濃度を測定する。

測定対象とするのは(5)に記述した地下水質観測孔からの湧水を使用するものとする。

(7) 気象観測

水圧, 水質等の地下水理観測をするに当たっては, 気圧, 降水量, 気温などのデータは必須である。従って, 可能な限り地下水理観測点の近傍において, 気象観測を実施するものとする。観測項目は以下のとおり。

- ① 気圧
- ② 温度・湿度
- ③ 降水量

また, 日々の天候についても記録を残すこととする。

データの収録については, 当面データロガーを使用するが, 研究センターの建物が完成した暁にはセンター内に観測所を設置し, 他の地震や地震地下水理データとともに集中管理するものとする。

なお, 気象観測については別途行われる環境影響調査で実施される場合は, そのデータを利用することも考慮する。また, 気象庁のアメダスのデータが入手可能であれば, そのデータの利用を考えても良い。

(8) 自然電位観測

その他の観測として, 比較的簡便に実施可能な自然電位測定を提案する。自然電位は電気化学的あるいは動電気化学的プロセスなどによって大地内に分極状態が出現し, これによって自然的に生じる電位の総称である。

電気化学的電位には拡散電位や膜電位が含まれる。拡散電位は地下水中のイオンの拡散によって生じる電位であり, 膜電位とは膜を挟んで2種類の液相がある時に起こるイオンの移動によって生じる電位である。

動電気化学的電位は界面動電位とも呼ばれ, 固相と液相との界面に存在する電

気二重相に起因する。地下水や熱水の流動に伴って生じる電位を特に流動電位と呼ぶ。

幌延観測地点においては、群発地震などが発生したこともあり、それには深層の地下水の影響が示唆されている。また、海岸近傍には海水との塩淡境界が予想され、大曲断層よりも西側地域の地下深部においては動燃によって掘削されたD-1孔データから化石塩水の存在が認められている。地震やその他の自然現象により地下水の流動に変化が発生すれば、自然電位の変化としてとらえられる可能性がある。

自然電位の観測は一对の金属電極、ケーブル、電位差計及びデータ収録装置さえあれば即日にも観測開始が可能である。

電極設置位置としては、

- ・ 大曲断層を東西で挟む位置
- ・ 群発地震の震源域直上付近
- ・ 海岸付近(海岸-内陸方向に電極配置)

が考えられる。データ収録機器の設置については、図4.2.2(3)と同様の方式を採用すると比較的安価にできる。

自然電位のデータが果たしてどの程度の深度までの地下水の動向を反映しているか単純には評価できず、市街地や道路沿いなどはノイズを拾いやすく、電極間隔をどの程度に設定すべきかなど未解決な問題も多いものの、先にも述べたように比較的簡便に測定が開始でき、メンテナンスなどもほとんど不要であり、更に電極設置/変更などが簡単にできることから実施する価値はあるだろう。

(9) 観測スケジュール

幌延観測点における地震地下水理観測は前章で述べた項目を行うべきであるが、今後機器開発あるいは既存の機器を改良する必要があるものもある。そこで、表4.2.2(1)に示すような手順で逐次観測機器を拡充していくのが現実的であると考える。

まず、観測項目のうち、釜石鉱山における研究においていろいろな成果が得られた実績があり、観測機器が比較的単純な水圧観測を最優先に実施する。釜石鉱山における水圧観測は、坑口の水圧センサーを設置しているため、センサーの大きさなどは余り問題にはならなかったが、孔内に設置する場合はその試錐孔の孔径の問題やパッカーをどのように設置するかという問題が発生する。そのため、ある程度の機器の開発改良が必要である。水圧観測については、坑道を掘削したのちも坑道内から水圧観測孔を掘削し、観測システムを拡充する。

流量、水質及び溶存ガスについては、観測施設の整備が可能であれば地表から行う調査段階でも実施すべきと考えるが、このような地化学調査は機器のメンテ

ナンスや試料回収作業を伴い完全なメンテナンスフリーの状態にはなりえず、そのためには電源の確保，防寒対策，防雪対策などを施す必要がある。従って，これらの観測種目については坑道を掘削してから坑道内に機器設置／観測開始するのが現実的であると考えられる。そこでまず，地表から行う調査研究段階では機器開発／改良を継続するものとし，地下坑道を掘削した段階において開発／改良した観測機器を設置する。

気象観測機器については観測当初から設置するが，別途環境影響調査等で設置する場合はそのデータを使用する。その場合は，地震地下水理研究の解析に必要なデータ収録レートを環境影響調査等の担当者と十分に打ち合わせる必要がある。

表4.2.2(1) 地震地下水理観測機器の開発／改良・設置・観測開始スケジュール案

	地表から行う調査研究			坑道を掘削しながら行う調査研究			
	H14	H15	H16	H17	H18	H19	H20
水圧ある いは水位	機器開発	・設置		観測	機器設置	観測	
流量			機器開発		機器設置	観測	
水質（水温，電気伝導度，pH，Eh，溶存成分など）			機器開発		機器設置	観測	
溶存ガス（メタン，ラドンなど）			機器開発		機器設置	観測	
気象（気温，湿度，気圧，降水量など）	機器設置			観測			
自然電位	機器開発	・設置		観測			

参考文献

- 動力炉・核燃料開発事業団(1998):地震に関する調査研究(XIV)総合報告書. PNC TJ1552 98-002.
- Ishimaru, K. and Shimizu, I. (1997):Groundwater pressure changes associated with earthquakes at the kamaishi Mine, Japan.-A study for stability of geological environment in Japan-. Proc. of 30th *Int'l. Geol. Congr.*, vol.24, pp.31-41.
- 石丸恒存(1997):地質環境の長期安定性に関する研究—地震が地下水の水理に与える影響—, 動燃技報, no.102, pp.39-46.
- 核燃料サイクル開発機構(1999):地震に関する観測データの解析研究. JNC TJ7400 99-012.
- 核燃料サイクル開発機構(1999):釜石原位置試験総括報告書. JNC TN7410 99-001.
- 核燃料サイクル開発機構(2000):北海道北部地域における地震に関する調査報告書. JNC TJ1440 2000-002.
- 川辺岩夫(1991):地震に伴う地下水・地球化学現象., 地震, vol.44, pp.341-364.
- 川村淳・阿部寛信・青木和弘・佐々木俊二・安池慎治・坪川恒也(1999):釜石鉱山における地震動・地下水圧・岩盤歪みの同時観測. 日本地震学会1999年秋期大会講演要旨.
- 佐々木俊二・小林芳正・川村淳・青木和弘・阿部寛信(1999):釜石鉱山における地震観測結果 その2 地震に伴う地下水の変動. 1999年地球惑星連合学会合同大会予稿集, Am-004.
- 佐々木俊二・安池慎治・駒田広也・小林芳正・川村淳・青木和弘(1999):釜石鉱山で観測された地震に伴う地下水圧の動的変化., 電力中央研究所報告, U99030.
- Shimizu, I., Osawa, H., Seo, T., Yasuike, S. and Sasaki S. (1996):Earthquake-related ground motion and groundwater pressure in Japan, groundwater pressure changes associated with earthquake., *Engineering Geology*, Vol.43, pp.107-118.

5. 天然現象に関する調査結果

5.1 地形変化解析に関する調査

地形は、形成する営力(地形物質を動かす力、例えば起伏差や勾配あるいは降水量など)、地形物質(岩石物性、植生など)、地形営力の継続時間(浸食を受ける時間)、地形場(地形営力の種類や周囲の地形による影響)の4種類によって形成される。これらの変数の組み合わせは空間的にも、時間的にも多種多様であり、このことが多様な地形を形成する原因となっている。

地形は時間の経過とともに変化し、ある期間に変化した地形量を地形変化量と呼ぶ。地形変化量は、標高、比高、距離、面積、傾斜などの数値化された地形特徴量で表現される。地形変化量を知るためには初期状態の地形特徴量を算出する必要があるが、これを直接算出する事はできない。このため、ダムの堆砂量とダムに流入する流域の地形特徴量などから、地形変化量(侵食量)の推定を実施した例(藤原ほか,1999)などがある。また、地形の変化を拡散方程式として表し(野上,2000a)、日本の多くの山地が隆起速度と浸食速度が釣り合う動的平衡状態にあることを利用し(野上,2000b)、地質・気候・隆起速度・浸食速度などの関係が検討されつつある。

長期的な地形変化を予測する場合には、気候変動に伴う海水準変動などを勘案してシミュレーションに組み入れる必要がある。特に寒冷化した場合には凍結・融解によって緩斜面でも物質移動が生じる(ソリフラクション)ため、温暖な地域よりも地形変化の速度が大きくなると考えられている。

このような地形の変化速度は地形面を刻む谷の体積を計測する方法(宮脇・藤原,1997)や、段丘崖の従順化形状の測定と段丘の形成時期から推定する方法などがある。

以上のように地形の浸食シミュレーションには、①隆起速度の推定、②浸食速度の推定、③拡散係数(地形変化の速さ)の実測、④地形特徴量の計測(特に気候・地質との関係)などが必要と考えられる。ここでは浸食シミュレーションの準備として対象地域の地形特性について計測を実施した。

5.1.1 対象地域の地形特徴

(1) 地形概要

解析対象とした地域は縮尺1/25,000地形図2図幅(本流および安牛)に含まれる範囲とし、特に4つの河川(パンケオコッペ川、ペンケオポッペ川、パンケオートヌオマップ川、およびペンケオートヌオマップ川)について地形特徴量の計測を実施した(図5.1.1(1))。地形データは国土地理院発行の「数値地図50mメッシュ(標高) 日本I」および縮尺1/25,000地形図の等高線から標高値を計算した

北海道地図(株)による10mメッシュの標高値地図，GISMAP Terrain(2地域)を利用した。また，海域については海上保安庁水路部による「500mメッシュ水深データ」を用いた。

対象地域の大局的な地形は，地表に露出する地質の層相を反映しNNW-SSE方向に規制されている(図5.1.1(2)および(3))。対象地域南西部を天塩川が北流し，天塩川沿いに氾濫源堆積物が分布し，標高10m以下の平坦地が広がる。天塩川東側には丘陵が分布し，その東側では標高300m程度の山地が形成されている。

丘陵部と山地は，NNW-SSE方向のほぼ直線的な境界で画され，この境界部に大曲断層が推定されている。大曲断層西側の丘陵部では西側より恵北，更別，勇知，声問層(上部，下部)が帯状に分布し，西側ほど新しい地質が分布する。これら丘陵部では浅く細かな谷が形成され起伏の緩やかな地形となっている。このうち更別層の礫岩層に対応してNNW-SSE方向の尾根が形成されている。

大曲断層で画された山地西端では硬質頁岩からなる稚内層が分布し，直線的で深い谷が発達する比較的起伏の大きな山地が形成されている。稚内層分布域の東側には声問層の分布域にほぼ対応して，稚内層よりも起伏のやや小さな山地が帯状に分布している。大曲断層の東方2.5kmには，これと平行する幌延(ヌカナン)断層が位置し，この断層東側には再び稚内層が分布し，起伏の大きな山地が帯状に形成されている。なお，地域北東部では稚内層の下位の増幌および宗谷夾炭層が分布し，これらの地域では稚内層が分布する地域よりもやや起伏の小さな山地を形成している。

以上のように対象地域の地形と地質とは明瞭な対応関係が認められ，これら地形の差は，層相の浸食に対する抵抗度の差と大曲断層による構造運動によって形成されたと考えられる。

(2) 陸域および海域のDEM(Digital Elevation Model)

地形計測には標高値を離散的に計測したメッシュ状のDEMを用いることが多い。国土院が発行する50mメッシュ標高値地図もこのデータ構造からなっている。ただし，50mメッシュ標高値地図の標高値計測間隔は東西2.25秒，南北1.5秒間隔であることから，メッシュ間の実距離は緯度によって異なっている。地形計測では距離を扱うことから，計測に適した直交座標系であるUTM系に変換した。なお，リサンプリングには共一次内挿法を用い，サンプリング間隔は東西・南北とも50mとした(以下，DEM50mと呼ぶ)。北海道地図(株)の10mメッシュのDEMは，東西0.45秒，南北0.3秒間隔で標高値が計算されており，同様の問題を生ずる。よって，メッシュ間隔10mとしてUTM系にリサンプリングを実施した(以下，DEM10mと呼ぶ)。

対象地域をとりまく地形場を考慮する必要と，海水準が低下した場合の海岸線

位置を検討するため、北海道を取り巻く水深と陸域のDEMから100mメッシュのDEMを作成した。陸域のDEMは国土地理院の50mメッシュから作成し、海域のDEMは海上保安庁水路部の500mメッシュ水深データを使用した。500mメッシュの水深データを100mメッシュに細分することに大きな意味合いはないが、陸域のDEMを500mメッシュの粗い解像度に落とした場合には、計算される水系が現実とは大きく異なる可能性があり、ここでは100mメッシュに両者を統一させた。

陸域のDEMは一度、UTM系の50mメッシュへリサンプリングした。1つの100mメッシュには、変換した50mメッシュ4点が含まれ、ここでは100mメッシュの1メッシュ中に含まれる4点の最低標高を、100mメッシュの代表値として与えた。この理由は、4点の標高の平均値を用いると沢水の流下方向が変化する現象を生じるためである。

以上の作業によって合成したDEMの陰影図と海水準が100m程度低下したときの海岸線および水系を算出した(図5.1.1(4))。対象地域周辺の特徴は日本海側が遠浅であることから、海岸線は現在の位置よりも40km以上後退し、対象地域は内陸化することにある。ただし、内陸から供給される土砂の量と沿岸流によって海岸線は変化することから、天塩川がもたらす土砂の供給量などを浸食シミュレーションには組み入れる必要がある。また、この程度まで海水準の低下が生じた場合には、対馬海峡の閉塞などによって日本海の低温化が生じ、対象地域はより乾燥・寒冷化する可能性がある。この場合には前述した凍結・融解によるソリフラクションが卓越する環境となるケースもありうる。

対象地域西方の沿岸部には約12万年前に形成されたStage 5eや約21万年前に形成されたStage 7などの海成段丘が分布する(小池・町田,2001)。これら海成段丘の現在の標高と段丘が形成された当時の海水準から、対象地域西方では0.3~0.5mm/年程度の隆起速度が推定される(図5.1.1(5))。なお、いずれの6地域(抜海~初山別地域)でもStage 5eから算出される隆起速度はStage 7から算出される隆起速度よりもやや大きくなる傾向が認められており、北海道北部の海岸部では隆起速度が加速している可能性がある。対象地域を含む内陸部での隆起速度や大曲断層の活動度の推定については今後の研究が必要である。

対象地域付近においても同様の隆起が生じている場合には、海水準の低下に伴い天塩川の河床低下が生じ、これと合流する支流域についても合流部の標高が低下することによって、浸食速度が増加するケースも考慮する必要がある。

このように浸食シミュレーションは対象地域のみならず、対象地域を取り巻く地形的な環境を考慮する必要がある。

5.1.2 DEM10mおよびDEM50mによる地形計測結果

(1) 使用データと加工

対象地域の地形計測にあたり、前項に述べた手法により10mおよび50mメッシュのDEMを作成した。なお、DEM50mの標高値は1m単位、DEM10mの標高値は0.1m単位とした。作成したDEMはDEM50mでは横201×縦373個(10,050m×18,650m)、DEM10mでは横1,005×縦1,863個(10,050m×18,630m)となった。また、動燃によって行われた地質調査による地質図をベクトルデータとして作成し、DEM10mおよびDEM50mのメッシュ間隔にあわせてメッシュ化し、地質コードを付与した。

4つの水系については、DEM10mおよびDEM50mについて後述する落水線マトリックス(DDM: Directional Drainage Matrix)を算出し、DDMをたどることによって、流路網を抽出することができる。逆に水系の集水域を決定するためには、抽出された流路網上に流出口を設定し、この流出口に集まる領域をDDMから逆にたどることによって抽出することができる。流出口は、他の河川との合流点などで定義されることもあるが、ここでは氾濫源をなるべく含まぬように河川両側の丘陵の張り出しを直線で結んだ線と、流路とが交差する地点とした。なお、10mメッシュと50mメッシュとでは抽出される流路位置がやや異なり、流出口は流路上に有る必要性があることから、同一水系であっても流出口の位置は異なっている。

(2) 地質別地形特徴量の計測

地形概要で述べたように、対象地域の地形は地質の層相や構造運動を反映している。ここでは、これら地形の特徴をDEM10mおよびDEM50mから地形特徴量として算出した。以下に計測した地形特徴量を列記する。

(i) 平均標高、平均勾配

平均標高は地質単元毎の標高値の単純平均を算出した。勾配は計測点とこの東および南に隣接する合計3点から決定される平面の最大傾斜方向(前方差分)によって算出した。これを地質単元毎に算術平均し、平均勾配を算出した。

(ii) 直線斜面勾配の大きさ

勾配の大きさは斜面における物質の浸食・運搬・堆積をきめる地形学で最も重要な物理量である。風化によって生じた物質が匍行や崩落によって移動している山地斜面と、水流によって物質が浸食・運搬されている谷との境界は、谷頭部を除いて地形的に明瞭である。日本の山地では山地斜面は谷底に近いほどやや急であるか、あるいは谷底から直線的な斜面が稜線へ向かって伸びていることが多い。この直線部の勾配は山地の地形特性を端的に表現しているし、理論的にも重要な値である(野上,2000b)。

この斜面形状はラプラシアンによって表現することができる。ラプラシアンは、標高値の2階微分で算出され、計測点とこれを中心として隣接する東西南北の4点、合計5点から決定される。例えば東西方向に凸な地形(尾根)では、ラプラシアンは負の値を示し、凹地形(谷)であれば正の値を示す。平面で近似されるような斜面を抽出するためにはラプラシアンの小さな地域を抽出すれば良く、ここではラプラシアンの絶対値が0.01以下と定義した。ただし、平野部のように平坦な地域でもラプラシアンは0に近くなるため、勾配が約7°(0.125rad)以上となる条件を加え、山間部のみの直線斜面を抽出した。

(iii) ラプラシアン

100m程度の波長の地形の「きめ」(山襞)をあらわす指標として、ラプラシアンの標準偏差を利用することができる。100m程度の間隔で細かな沢が発達する高密度の水系では、ラプラシアンの計測間隔と谷間隔がほぼ一致するため、ラプラシアンの値の変化は大きく、ラプラシアンの標準偏差は大きな値となる。これに対し、水系密度が低い水系ではラプラシアンは斜面中腹で計測されるためラプラシアンの変化は小さくなる。

(iv) 250mメッシュ起伏量

起伏量は一定範囲の中の標高差や標高の標準偏差(標準偏差が大きいほど起伏差が大きい)が地形計測では用いられ、いずれの計算方法でも起伏量は勾配と高い相関性を示すことが明らかにされている(Ohmori,1978)。標高差や標準偏差は高さの次元を持ち、集計する範囲の大きさに依存して、値が変わるという特性がある。よって、接峰面図では範囲の大きさを変えながら起伏の変化を調べ、範囲の大きさへの依存性が弱まる大きさで最高点を探すメッシュの大きさを設定する方法が一般的である。ここでは、対象とした面積が約160km²と狭くメッシュを大きくした解析が実施できないことから、地形を表す1特徴量として計測点を中心とする250m四方の標高差(最高値-最低値)として計測を実施した。

なお、(ii),(iii)の計測値ではラプラシアンによって斜面形状の判定を行っており、DEM50mは計測する点とこれに隣接する4点(150m四方)から斜面形状を測定している。これに対し、DEM10mでは計測点とこれに隣接する4点(30m四方)でラプラシアンを計測しており、計測面の面積が異なる。このため両者を直接比較することはできない。

(3) 地質別地形特徴量の計測結果

前項の計測項目に従ってDEM50mおよびDEM10mから地形特徴量を算出した

結果を表5.1.2(1)に示した。地形概略で述べたように、対象地域の地形特徴は地質の層相と対応する。大曲断層の西側に分布する丘陵部は更別・勇知層がその大部分を占め、これら丘陵部の平均傾斜は約 13° (DEM50m)である。直線斜面の勾配は 14° 前後と計算され、この値は日本全域で計測した更新世前期～中期の堆積岩類の $14\sim 15^{\circ}$ とほぼ同じ値を示し、この地域の直線斜面勾配は平均的なものと考えられる。更別・勇知層のラプラシアン標準偏差は1.2～1.4程度と下位の中新世の堆積岩(日本全域)が示す0.7～1.1よりも大きな値を示し、これら丘陵部の山麓が細かく、高い水系密度からなる地形であることを示している。

大曲断層東側の山地は、声問層下部・稚内および増幌層の中新世の地質からなる。これら3つの地質単元で計測した平均勾配は、 $15\sim 21^{\circ}$ と丘陵部よりも大きな値を示し、なかでも硬質頁岩からなる稚内層で大きな値を示している。直線斜面勾配についても声問層下部と増幌層が $17\sim 18^{\circ}$ であるのに対し、稚内層では 22° と大きい。日本全域から計測した直線斜面勾配の平均値は前期中新世中期～後期中新世後期(7-15Ma)で約 20° 、後期中新世後期～鮮新世(1.7-7Ma)で約 $18\sim 19^{\circ}$ を示すことから、稚内層は標準よりもやや急な地形特徴を示している。隆起速度と浸食速度が平衡状態に達した状況では、浸食に対する抵抗度が高い岩石ほど直線斜面勾配は大きくなり、また、同じ岩石では隆起速度が大きな地域ほど直線斜面の勾配は大きくなると考えられる。直線斜面勾配の勾配と稚内層の分布域を重ねると、大曲断層南部に接する稚内層が分布する地域で直線斜面勾配が大きな値を示している(図5.1.2(1))。この同一地質単元内での直線斜面勾配の値の違いは大曲断層の運動に由来するものか、あるいは稚内層の岩相変化に由来するものかを今後、検討する必要がある。

DEM10mとDEM50mを比較すると次のことが言える。DEM10mもDEM50mも標高データ作成は縮尺1/25,000地形図の等高線から作成されており、ある領域の平均標高を比較してもその値はほぼ変化しない。これに対して傾斜は谷や尾根の間隔と標高値データ間隔との関係によって変化してしまう。つまり、データ間隔が谷、尾根の間隔よりも広ければ、傾斜は正しい値を示さず実際よりも緩やかな勾配として算出されてしまう。今回の計測ではいずれの地質単元でもDEM10mで勾配が大きくなっており、この計測間隔による影響が現れた可能性もある。ただし、DEM10mでの標高値は周囲の等高線からスプライン法によって内挿された値であること、詳細な地形の実測値がないことから、現時点では原因を判断できない。

(4)対象流域の抽出と流域別の地形特徴量

DEMから流域を抽出し、流域についての地形計測を行うためには、DDM (Drainage Direction Matrix 流域落水方向マトリックス)の作成が第一段階であ

り(野上,1995),ここでは,注目点の周囲8方向のうち標高の最も低い方向を落水線方向とし,平坦地はランダム法,凹地は洪水法を組み合わせた手法によってDDMを作成した。DDMが作成できれば任意の点から流出する水の経路はDDMを順次追跡することによって決定することができる。

任意の点への集水域はDDMを逆にたどることによって決定でき,任意点に流れ込む上流側のマトリックス数を書き込んだ流域面積マトリックスを作成することができる。よって,流路上では大きな数がマトリックスに与えられており,適当な閾値を設定することで流路を表現することができる。

この流域面積マトリックスとDDMから対象地域の4流域を図5.1.2(2)の様
に決定した。流出口は前述した定義に従って丘陵端を結ぶ線と,流域面積マトリックスの流路(大きな数字が格納されている)の交点とした。この点さえ決定できれば,この点からDDMを逆にたどることによって流域を決定することができる。

4流域における面積および各流域の地質単元構成比を表5.1.2(2)に示した。4流域のうち,パンケオコッペ川では主流は南流し,これ以外はNNW-SSEの主構造を横断する形で南西方向に流下する。流域中の地質構成比は流域によって異なるが,勾配の大きな稚内層と増幌層を合わせた構成比は39~47%程度と流域間で地質単元の構成比に大きな差は認められない。

4流域についてDEM10mおよびDEM50mから(2)の地形特徴量と以下について計算した。

(i) 一次斜面出現率

一次斜面とはDDMで上流からの流入がないメッシュと定義され,流域内の流域面積マトリックスで0のメッシュ数の出現率を算出する事で得られる。水路をHorton-Strahler方式の分岐比だけで考えた場合には,一次斜面は流域のメッシュ数の1/2となるが,流路長を考慮した場合には,流路長の長い平行状の水系網では一次斜面の出現率は小さな値となり,樹枝状の水系網では大きな値となる。

(ii) 平均落水勾配

流域内の全ての点について,DDMを用いて流域出口点からたどれば落水距離が計算できる。また流域出口点からの比高も簡単に計算できる。この比高を距離で割った値を落水線に沿う勾配(落水勾配)とする。この値は流域出口点から見た流域流路の平均的な勾配を示している。実際の計算では,流域内のある点からDDMに従って流域出口までの距離(マトリックス数)をカウントし,また,最初の点と流域出口との標高差から比高を算出する。流域内のすべての点についてこの作業を繰り返し,距離と比高を積算する。流域の値は距離の積算値を比高の積算値で除することで流域内の平均河床勾配が算出できる。

(iii) 平均流域長・平均流域幅

流域内におけるすべての点から流出口までの落水距離の合計を流域内のメッシュ数で除することで平均流域長の計算ができる。また、流域面積を平均流域長で除すれば、平均流域幅が算出できる。

(iv) 流域形状指数

流域形状指数は平均流域幅を平均流域長で除したものとして表現される(面積/平均流域長の2乗)。例えば、奥行きが浅い流域ではこの値は大きくなり、同じパルスの降水があったとき、流量のピークが大きくなることが期待される。一般に落水距離に対する面積の分布は出口点におけるハイドログラフの形状を支配する最大の要因であるとされる。

(v) 流域内の全体形状に関する測定

流域内の山体体積は、流域内すべての点の標高と流出口の標高の差を積算した値となる(簡単には平均比高×流域面積)。この積算値を流域面積で除すれば平均比高が算出される。また、流域内の険しさの指数は山体体積を面積の3/2乗で除することで得られる(平均比高を面積の平方根で除した値)。流域全体の体積を(流域内の最高標高－流出口の標高)×流域面積と定義すれば、この体積中に占める山体体積比が計算できる。

山体体積比は高原状の地形にV字型の谷が入り始めたような地形で大きな値を示し、孤立した山体が点在するような地形で小さな値となる。険しさの指数は無次元量であることからわかるように、微分値としての勾配に相当する積分値的な指標である。

以上の計測項目について流域毎に計算した結果を表5.1.2(3)に示した。4流域の特徴は以下のようにまとめられる。

4流域とも地質構造を横断する水系となっていることから、勾配などの流域間の地形特徴量は類似する。ただし、平均勾配および直線斜面勾配ともペンケオートヌオマップ川でやや大きく、これは勾配の急な稚内・増幌層が他の水系に比較し、やや構成比が大きいことを反映している。水系形状はペンケオポッペ川、ペンケオートヌオマップ川で奥行きが長い水系であることを示している。このため平均河川長は他の2水系に比べ長く、これを反映して平均落水勾配は両方でやや小さい値を示している。流域内の起伏状態を表す険しさ指数は流域間で大きな違いはなく、流域内で山体体積比にも大きな違いは認められない。

DEM50mとDEM10mから計測した地形特徴量では、地質別計測で述べたように空間分解能の細かなDEM10mで2~3°程度勾配が急となっている。DEM50m

とDEM10mで計測した河川長に関する特徴量は、流域間で異なっている。例えば、パンケオコッペ川ではDEM50mで計測した河川長はDEM10mでは17%程度長くなっているが、ペンケオートヌオマップ川ではほとんど変化していない。この違いは河川形状を表しているものと考えられ、小さな振幅で蛇行する河川では空間分解能が細かくなると河川長が長くなることを表している。

(5)DEM10mによる陰影図、起伏量図、勾配図および水系(落水線)

DEMを用いて計算された落水線マトリックスは厳密には流路網とは異なる。これは、DDMは全てのグリッドに流下方向が設定されているため、流路と斜面の区別がないことによる。従って、流路網を表現するにはDDM上の落水線を斜面部と流路部に分離して考える必要がある。斜面部と流路部を分離するためには、DDMの落水線のうち、任意の地形量を満たすグリッドから流路が始まるとするモデルが考えられる。ここでは谷頭の定義に問題を含むが、単純に流域面積が3,200m²以上となるマトリックスを谷頭と定義し、水系の抽出を行った(図5.1.2(3))。なお、抽出した水系についてHorton-Strahler方式の流路次数をつけた。

また、DEM10mから作成した陰影図(図5.1.2(4))、斜面方位図(図5.1.2(5))、勾配図(図5.1.2(6))および起伏量図(図5.1.2(7))に示した。

参考文献

- 藤原治, 三箇智二, 大森博雄(1999): 日本列島における浸食速度の分布, No.5, 核燃料サイクル開発機構技術資料
- 小池一之, 町田洋編(2001): 日本の海成段丘アトラス, 日本 I [北海道・東北] (CD-ROM), 東京大学出版会
- 宮脇昌弘, 藤原治(1997): 段丘や台地の開析度からみた第四紀の侵食速度, 惑星科学関連学会, 1997年合同学会予稿集, p.600
- 野上 道男(1995): 細密DEMの紹介と流域地形計測, 地理学評論, Vol. 68, pp. 465-474.
- 野上道男(2000a): 地形発達に関する数値シミュレーションの構想, 日本地理学会2000年秋季大会要旨
- 野上道男(2000b): 日本列島の地形と隆起速度, 日本地形学連合2000年大会要旨
- Ohmori H. (1978): Relief Structure of the Japanese Mountains and Their Stages in Geomorphic Development, Bull, Dep. Geogr. Univ. Tokyo, Vol. 10, pp.31-85.

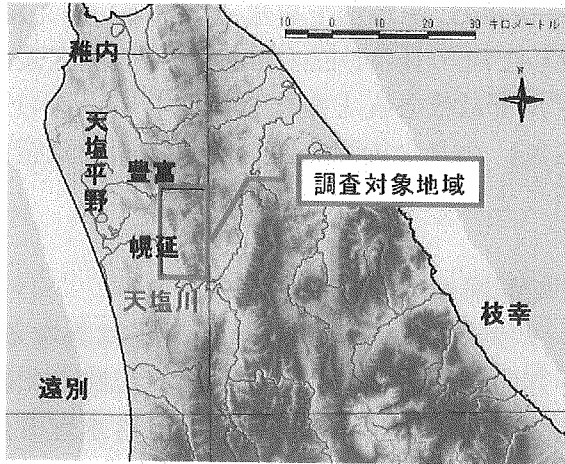


図5.1.1(1) 調査対象範囲

縮尺1/25,000地形図
安牛・本流の範囲

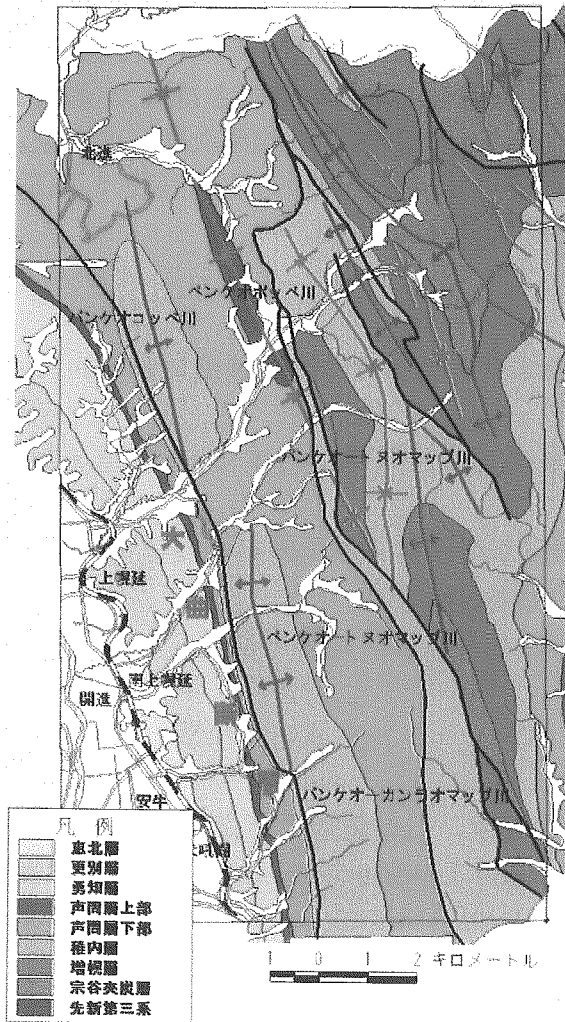


図5.1.1(2) 地質図

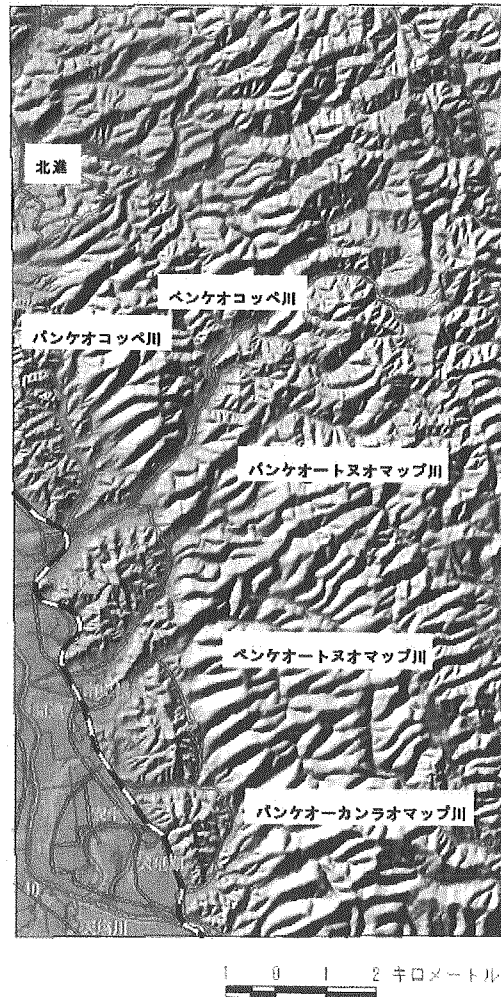


図5.1.1(3) DEM10m陰影図
(光源方位 0° 高度35°)

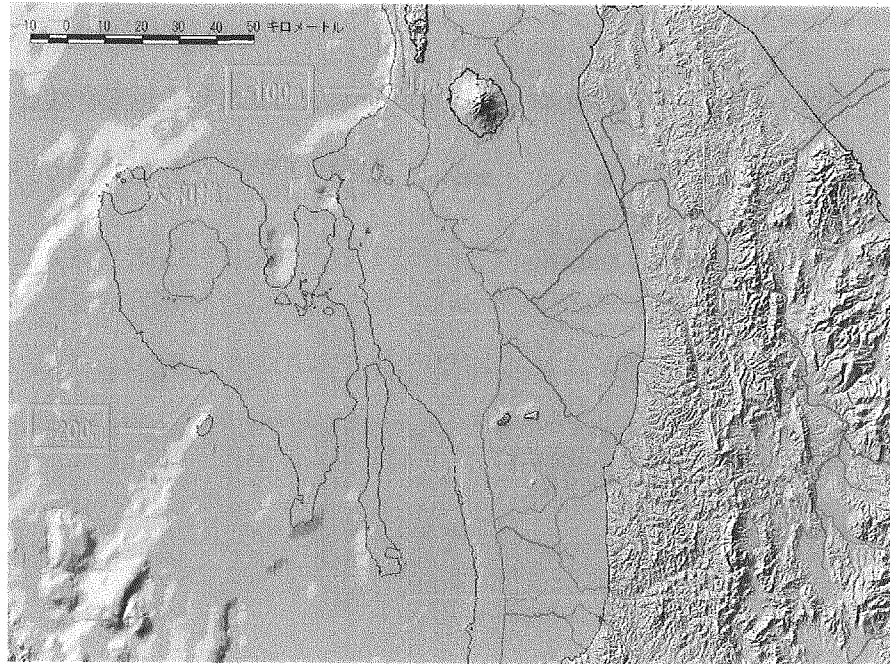


図5.1.1(4) 100mメッシュ(陸域+海域)の陰影図と予想水系

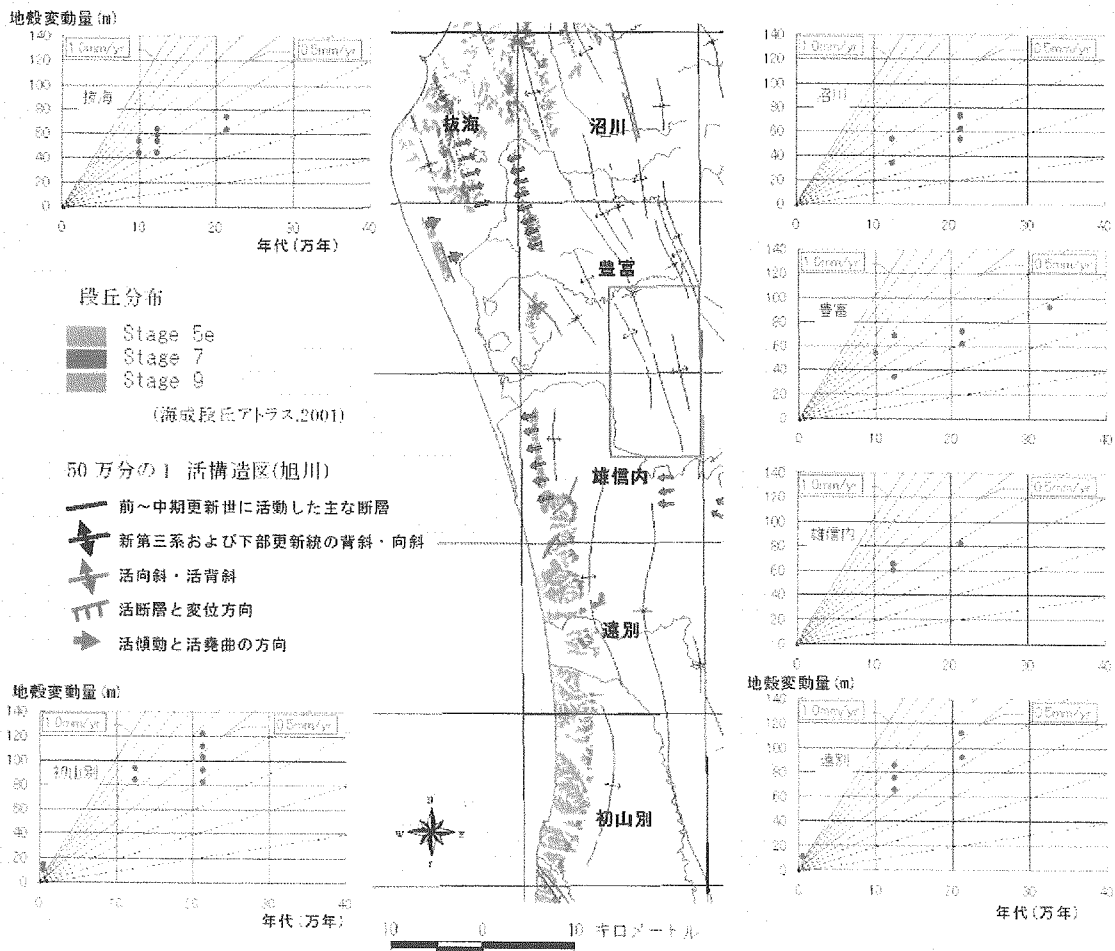


図5.1.1(5) 海成段丘の分布と隆起速度

表5.1.2(1) DEM50mおよびDEM10mによる地質別の地形特徴量

DEM50m	地質単元	主な層相	面積(km ²)	平均標高(m)	平均勾配(°)	ラブラシアン	直線斜面勾配	//出現率(%)	平均起伏量(m)
更新世	恵北層	砂、礫、粘土、未固結	0.885	13.0	4.8	0.153	10.0	23.7	15.7
	更別層	砂岩、礫岩、泥岩、固結度低い	6.1025	40.2	12.4	1.180	14.7	66.7	40.6
鮮新世	勇知層	砂岩(礫岩含む)、固結度低い	6.3375	44.0	12.6	1.400	14.5	64.9	39.8
	声間層上部	泥岩、砂質泥岩	2.6575	68.7	13.8	0.680	15.4	65.8	44.0
中新世	声間層下部	泥岩、砂質泥岩	41.6175	102.7	14.5	1.080	17.2	65.5	52.1
	稚内層	硬質頁岩	45.4975	143.4	21.0	1.120	22.5	71.5	80.8
	増幌層	礫岩、砂岩、泥岩	27.4375	151.2	17.6	0.680	18.3	67.6	61.0
	宗谷夾炭層	砂岩、頁岩、礫岩	12.665	148.5	13.0	1.100	14.3	75.2	48.1
DEM10m									
更新世	恵北層	砂、礫、粘土、未固結	0.886	12.5	6.3	0.567	12.1	21.4	21.5
	更別層	砂岩、礫岩、泥岩、固結度低い	6.088	40.3	15.2	1.815	18.7	35.6	50.9
鮮新世	勇知層	砂岩(礫岩含む)、固結度低い	6.351	44.3	16.4	2.029	19.7	31.7	50.9
	声間層上部	泥岩、砂質泥岩	2.647	66.8	17.8	1.475	20.5	32.5	54.6
中新世	声間層下部	泥岩、砂質泥岩	41.584	102.3	16.8	1.401	19.4	48.0	64.0
	稚内層	硬質頁岩	45.517	142.8	22.7	1.838	24.4	50.2	96.8
	増幌層	礫岩、砂岩、泥岩	27.244	151.3	20.3	1.400	21.9	43.9	73.8
	宗谷夾炭層	砂岩、頁岩、礫岩	12.663	149.9	15.2	2.066	16.9	52.1	60.8

表中のラブラシアンはラブラシアンの標準偏差を表す

//出現率:直線斜面出現率

表5.1.2(2) DEM50mおよびDEM10mによる流域別の地質単元構成比

流域名	面積(km ²)	地質単元構成比 (%)								
		沖積層	恵北層	更別層	勇知層	声間層上部	声間層下部	稚内層	増幌層	宗谷夾炭層
バンケオコッベ川	11.1	14.0	0.0	1.3	19.4	3.1	23.4	38.8	0.0	0.0
ベンケオボッベ川	24.6	17.6	0.0	0.1	2.5	4.6	19.6	20.1	19.9	15.6
バンケオートヌオマップ川	14.9	16.5	0.0	5.7	6.0	1.1	22.8	24.1	22.4	1.4
ベンケオートヌオマップ川	14.8	13.8	0.0	2.6	4.5	0.7	34.4	36.4	6.1	1.5

表5.1.2(3) DEM50mおよびDEM10mによる流域別の地形特徴量

DEM50m

流域名	平均標高(m)	平均勾配(°)	ラブラシアン	直線斜面勾配(°)	一次斜面出現率(%)	落水勾配	平均河川長	平均流域幅	河川形状	平均比高	陰しさ指数	山人体積比
バンケオコッベ川	85.0	15.6	0.407	18.6	41.5	1.13	3.95	2.80	0.708	78.0	0.023	0.351
ベンケオボッベ川	100.5	15.1	0.412	17.5	42.2	0.72	7.39	3.33	0.451	94.5	0.019	0.383
バンケオートヌオマップ川	94.8	14.7	0.388	17.4	42.2	0.85	6.12	2.44	0.399	90.8	0.024	0.328
ベンケオートヌオマップ川	107.8	18.1	0.401	20.2	39.1	1.14	5.23	2.83	0.542	103.8	0.027	0.395

DEM10m

流域名	平均標高(m)	平均勾配(°)	ラブラシアン	直線斜面勾配(°)	一次斜面出現率(%)	落水勾配	平均河川長	平均流域幅	河川形状	平均比高	陰しさ指数	山人体積比
バンケオコッベ川	82.9	18.2	1.050	21.8	19.0	0.96	4.65	2.38	0.511	78.3	0.024	0.340
ベンケオボッベ川	96.8	17.4	1.017	20.4	19.0	0.66	7.98	3.16	0.396	91.8	0.018	0.360
バンケオートヌオマップ川	94.0	17.1	0.945	21.6	18.3	0.81	6.43	2.33	0.363	90.4	0.023	0.320
ベンケオートヌオマップ川	103.8	19.6	0.873	22.4	14.4	1.09	5.25	2.97	0.566	100.0	0.025	0.370

表中のラブラシアンはラブラシアンの標準偏差を表す

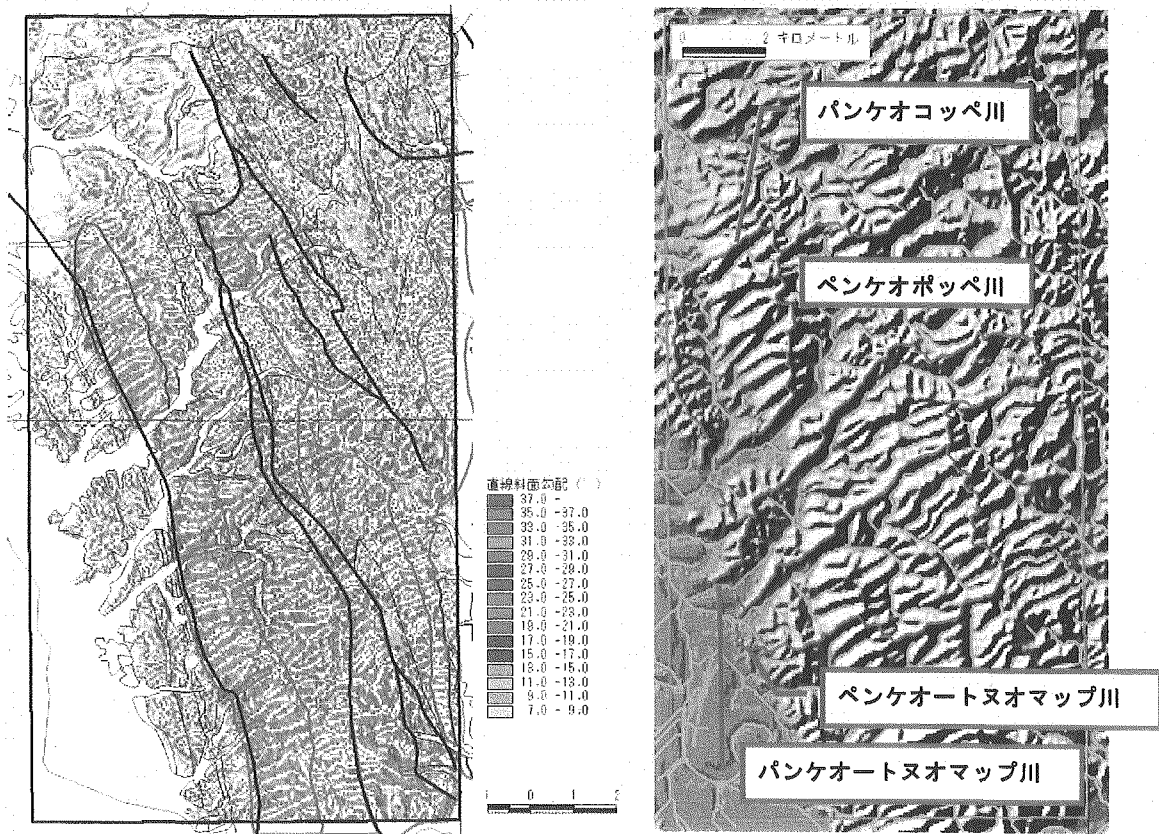


図5.1.2(1) 直線斜面勾配と稚内層(赤枠)の分布域 図5.1.2(2) 抽出した流域と水系(DEM50m)

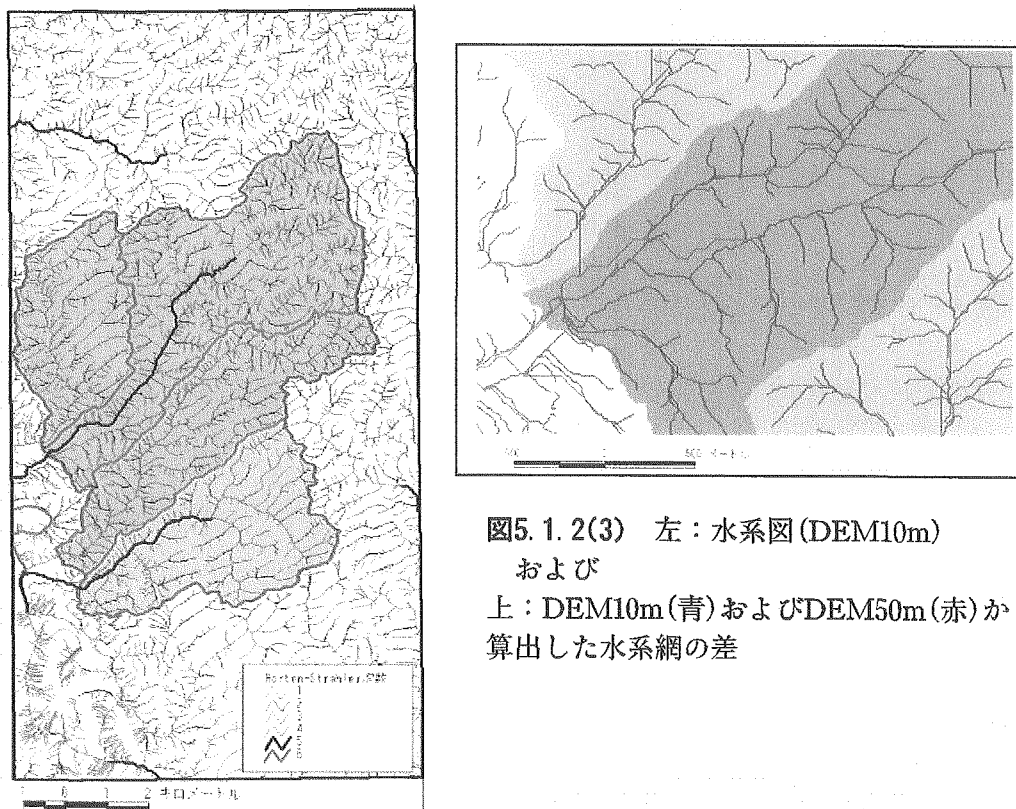


図5.1.2(3) 左：水系図(DEM10m)
 および
 上：DEM10m(青)およびDEM50m(赤)から
 算出した水系網の差



図5.1.2(4) 陰影図 (DEM10m)

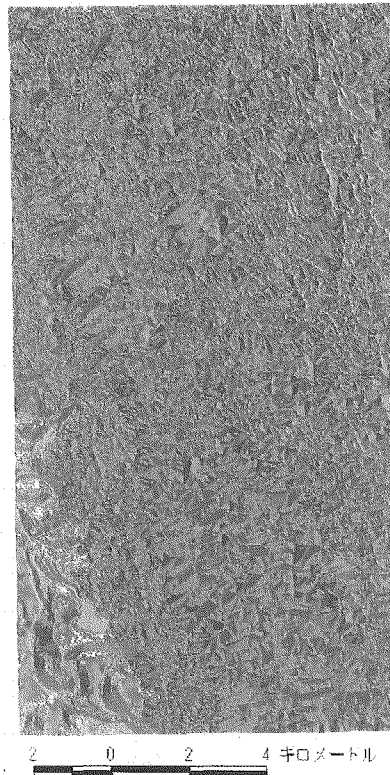


図5.1.2(5) 斜面方位図 (DEM10m)

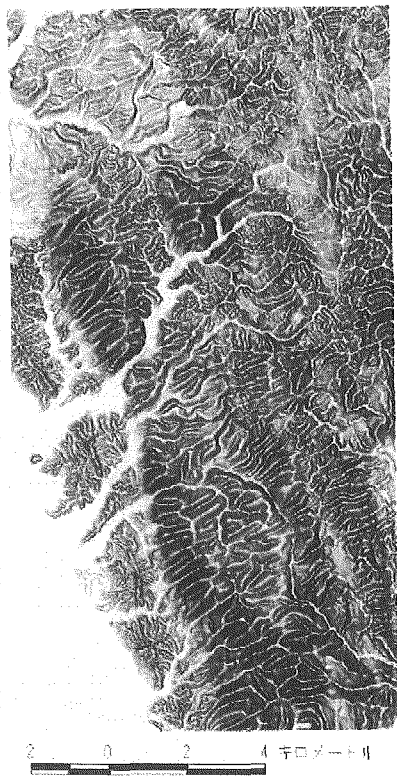


図5.1.2(6) 勾配図 (DEM10m)
単位(°)

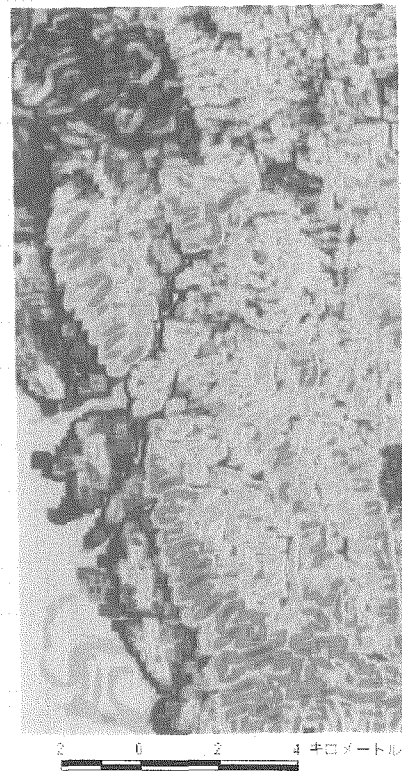


図5.1.2(7) 起伏量図 (DEM10m)
250m四方の最高-最低標高(m)

5.2 天然現象に関する調査研究計画

5.2.1 地形学・地質学的データ取得計画

(1) 目的

本調査計画は、地形・地質環境の変化を研究するために、幌延町周辺地域における断層運動、隆起・沈降・侵食、海水準変動の履歴を対象とした過去及び現在における地形・地質情報を収集・整理し、地形がどのように変化するかを予測・解析する手法を整備することを目的として立案したものである。

(2) 地形・地質概要

北海道北部陸域においては、主として中新統の地層からなる標高100m～300m程度の丘陵がNNW-SSE方向に延び、その西側にサロベツ原野やウブシ原野といった沖積低地が広がり、その周辺に第四系からなる台地が分布するとされている(図5.2.1(1))。丘陵部では短波長の褶曲構造が発達しており、主な活構造は、原野と台地、丘陵との地形境界付近に示されている(図5.2.1(2))。火山としては利尻山がある。

海域においては、主として鮮新統及び第四系が広く分布し、50km～70kmの幅で大陸棚が広がっている。海域地質構造ワーキンググループ(2001)によると、大陸棚縁辺部付近及び奥尻海嶺に沿って南北方向の断層が示されている(図5.2.1(3))。

(3) 計画の基本的な考え方

調査においては、北海道北部地域における地形・地質の特徴を把握し、広域的な検討を踏まえ、幌延地区周辺において取得する詳細な地形・地質情報を位置づける必要がある。幌延地区周辺における断層活動の主検討対象としては、大曲断層、サロベツ原野東縁の撓曲、天塩町の撓曲の位置及び活動性があげられる。隆起・沈降・侵食については、第四紀におけるサロベツ原野及びウブシ原野の沈降速度、台地及び丘陵地域の隆起速度・侵食量の検討があげられ、現在の地盤変動量も調査する必要がある。海水準変動の履歴については、沈降速度・隆起速度の検討と合わせて、年代調査や花粉分析を実施して検討できるものと考えられる。なお、海域については、既往調査データを再検討し、必要に応じて実施するものとする。

(4) 取得調査計画

上述した検討課題を明らかにするために、以下の調査を計画する。調査フローを図5.2.1(4)に示す。

(i) 既往資料収集・解析

北海道北部地域(図5.2.1(5)太実線範囲)における既往調査データを収集し、地形・地質の概要を把握し、地形発達過程について検討する。収集するデータは、地震探査記録、音波探査記録、深井戸データ、第四系の分布、活構造、GPSなどに関するものとし、収集した地形・地質データはなるべくデジタル化し、今後の検討における基礎資料とする。

(ii) 空中写真判読(図5.2.1(5)太点線範囲)

幌延地区周辺の活構造、隆起速度、侵食速度を検討するための基礎資料とするために、幌延周辺地区周辺および上記解析により抽出された重要箇所について、縮尺1/2万程度の空中写真を用いた空中写真判読を行い、段丘面などの地形面および変位地形と思われるものを抽出する。

抽出された地形面は形態、現河床からの比高などから区分・対比する。また、変位地形と思われる地形については、地形形態、地形面との関係等を整理し、確実度を区分する。

判読結果は縮尺1/2.5万の地形分類図に示す。

(iii) 地質踏査及びピット調査(幌延町内)

幌延地区周辺及び主要活構造沿いにおける主として第四系の地質・地質構造を把握し、活構造の位置・活動度を明らかにするとともに、上記空中写真判読結果に基づき、第四系の編年・対比を行うために、地質踏査およびピット調査を実施する。調査により年代測定試料や火山灰試料が得られた場合には採取し、分析に供する。

調査結果は縮尺1/1万程度の地質図として示す。

(iv) 反射法地震探査・海上音波探査(図5.2.1(6)のA1, A2, A3)

主として沖積層下および活構造周辺の地質構造を明らかにするために、既往反射記録を補って、探査深度2km程度の反射法地震探査を行う。幌延地区においては、活構造として、大曲断層、サロベツ原野東縁断層、雄信内の段丘の傾動が指摘されている。また、サロベツ原野およびウブシ原野には沖積低地が広がっており、地質構造を踏査により明らかにすることは困難である。そのため、大曲断層を挟んだA1測線、サロベツ原野東縁断層を挟んだA2測線、雄信内のA3測線が計画測線の候補となる。なお、本地区においては北幌延測線および北川口測線において反射法地震探査が行われている。

海域についても、既往データの解析結果を踏まえ、陸上反射測線を海上まで延長する測線などにおいて、必要に応じて海上音波探査を行うことが望ましい。

(v) ボーリング調査(図5.2.1(6)のB1~B7)

地表踏査結果および反射法地震探査結果に基づき、主として断層の活動性、沈降速度及び海水準変動などを検討するための基礎資料を得るために、ボーリング調査を行う。候補地点としては、反射法地震探査測線上においてそれぞれ数地点程度とし、掘進長10m程度の群列ボーリングを行う。

ボーリング調査は、オールコアボーリングとし、詳細な観察を行う。また、採取したコアから火山灰分析試料、微化石分析試料、花粉分析試料、古地磁気測定試料、放射性年代測定試料等を採取し、年代及び環境などを明らかにする。

この他に、主要断層である大曲断層、サロベツ原野東縁断層の活動性等を検討するために、断層と第四系との関係が明らかにできる地点において、掘進長10m程度×10本程度の群列ボーリング調査を行う。そして、それらの結果を総合的に検討して、地質断面図を作成するとともに、断層の活動性、隆起・沈降速度、海水準変動などについて考察する。

(vi) トレンチ調査(図5.2.1(6)のC)

上記の調査結果、抽出された主要活断層を対象として、活動履歴を明らかにするために、トレンチ調査を実施する。トレンチ調査は、長さ20m×幅10m×深さ3m程度の大きさで、数箇所において実施する。調査結果は、縮尺1/20程度のスケッチ及び写真として示し、年代測定を行う。トレンチ調査結果は群列ボーリング調査結果と合わせて主要断層の活動履歴を検討する。

(vii) 水準測量及びGPSによる測地データ等の解析

常時の地盤変動量を明らかにするために、地質構造を踏まえ、反射法地震探査測線等の主要路線沿いにおいて、水準点を設置し、毎年水準測量を行う。そして、地震に関する調査において実施されるGPSによる測地データも合わせて、地盤変動量分布を解析し、変動量と地質構造との関係、変動要因について考察する。

(viii) 地形データの取得及びDEMの作成

地形変化解析の基礎となるモデルを作成するために、施設候補地周辺地区の詳細な地形データをレーザープロファイラーを用いて取得し、DEMを作成する。

(ix) 地形変化調査

段丘崖の侵食速度を検討し、地形変化を予測するために基礎資料を取得する。具体的な調査内容としては、形成時代が異なる段丘崖の地形測量を行い、氷期と間氷期における従順化係数を求める。また、ステージ5eに形成された海岸段丘の開析度を計測し侵食速度を算定する。これらの資料を用いて地形変化のシミュ

レーションを行う。

(x)地形変化に関する総合解析

上記調査により得られた地形・地質情報を基に，隆起速度，沈降速度，侵食速度，侵食特性などを検討する。そして，更新世後期以降における地形変化を再現し，隆起速度，沈降速度，侵食速度，侵食特性などをパラメーターとして，将来の地形変化予測シミュレーションを行う。

参考文献

地質調査所(1990)：1/50万地質図「旭川」，地質調査所，1 sheet.

活断層研究会(1991)：「新編日本の活断層」，東大出版会，437p.

徳山英一ほか14名(2001)：日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史，海洋調査技術，13，1，27-53.

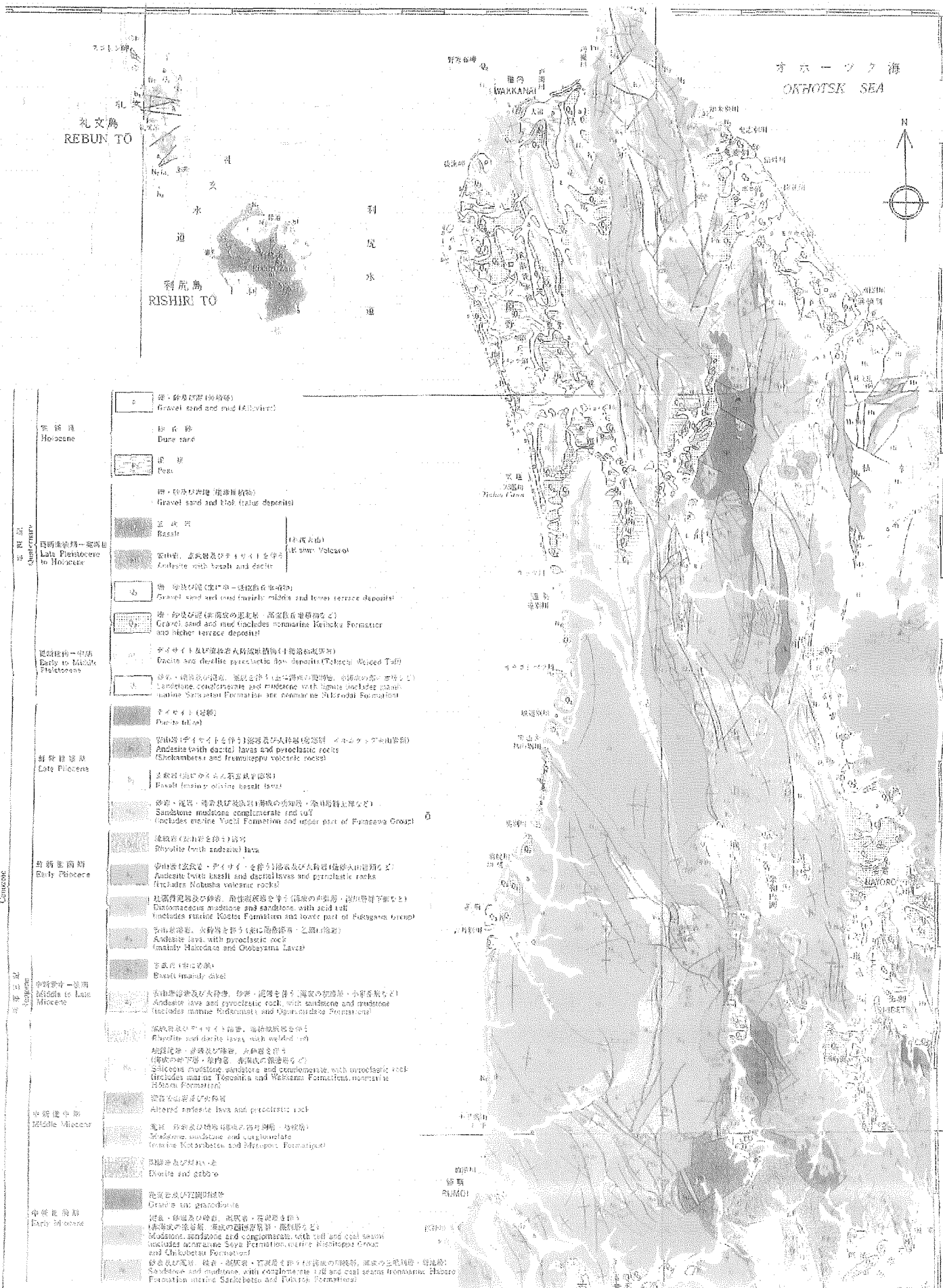


図 5.3.1(1) 北海道北部地域地質図

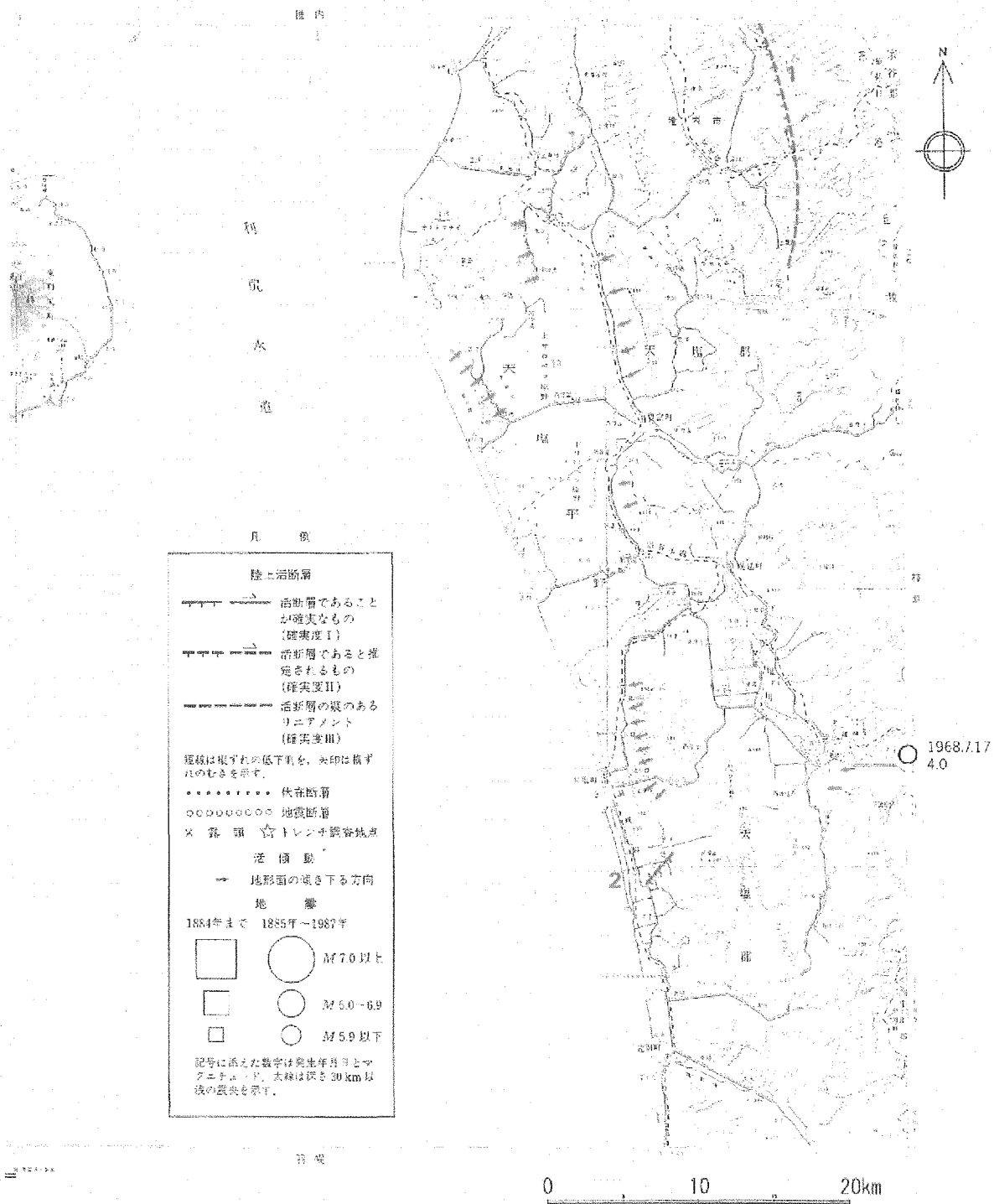


図5.2.1(2) 活断層分布図「日本の活断層(1991)」による

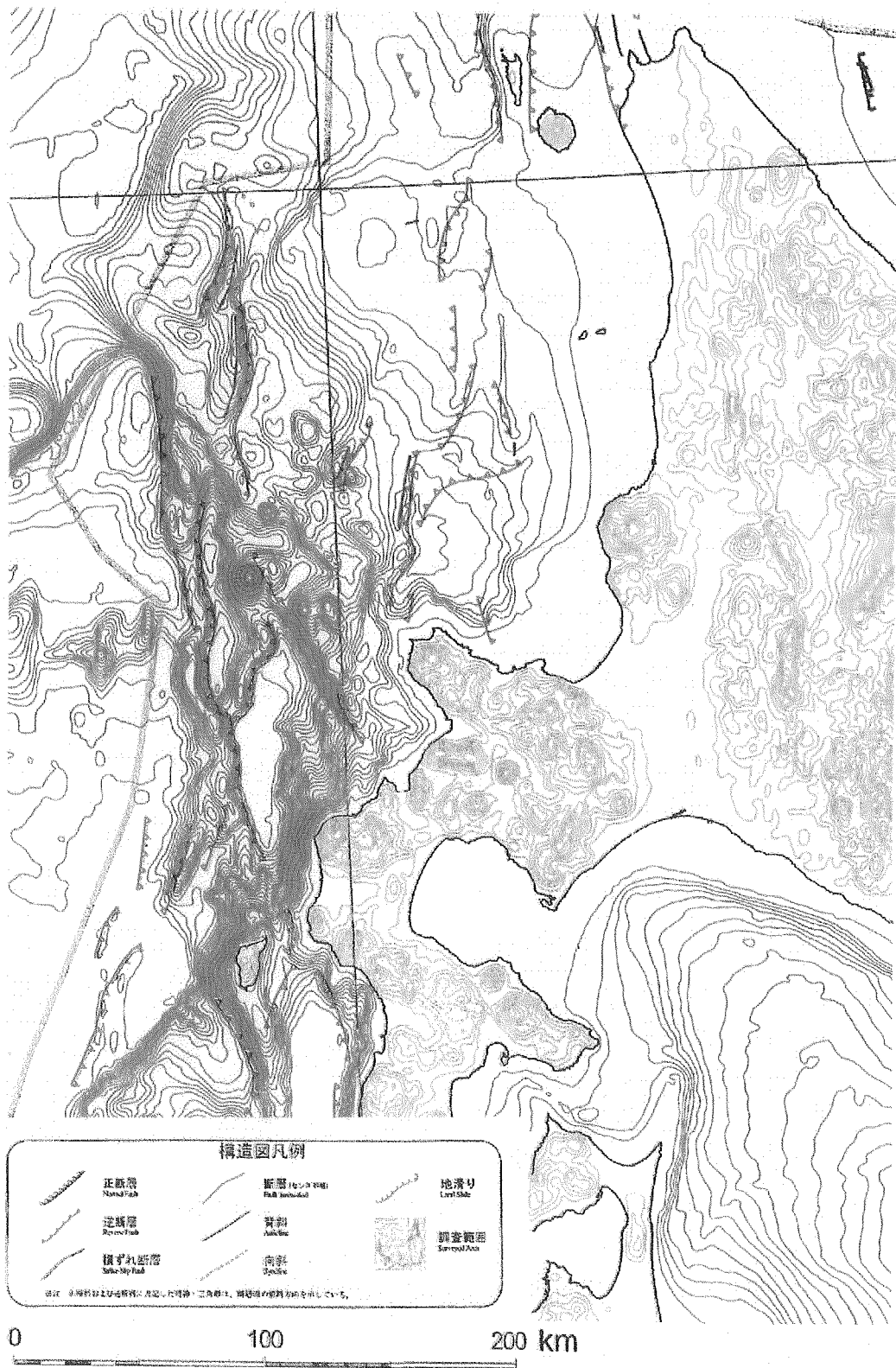


図5. 2. 1(3) 海域の地質構造図(海域地質構造マップワーキンググループ, 2001)による

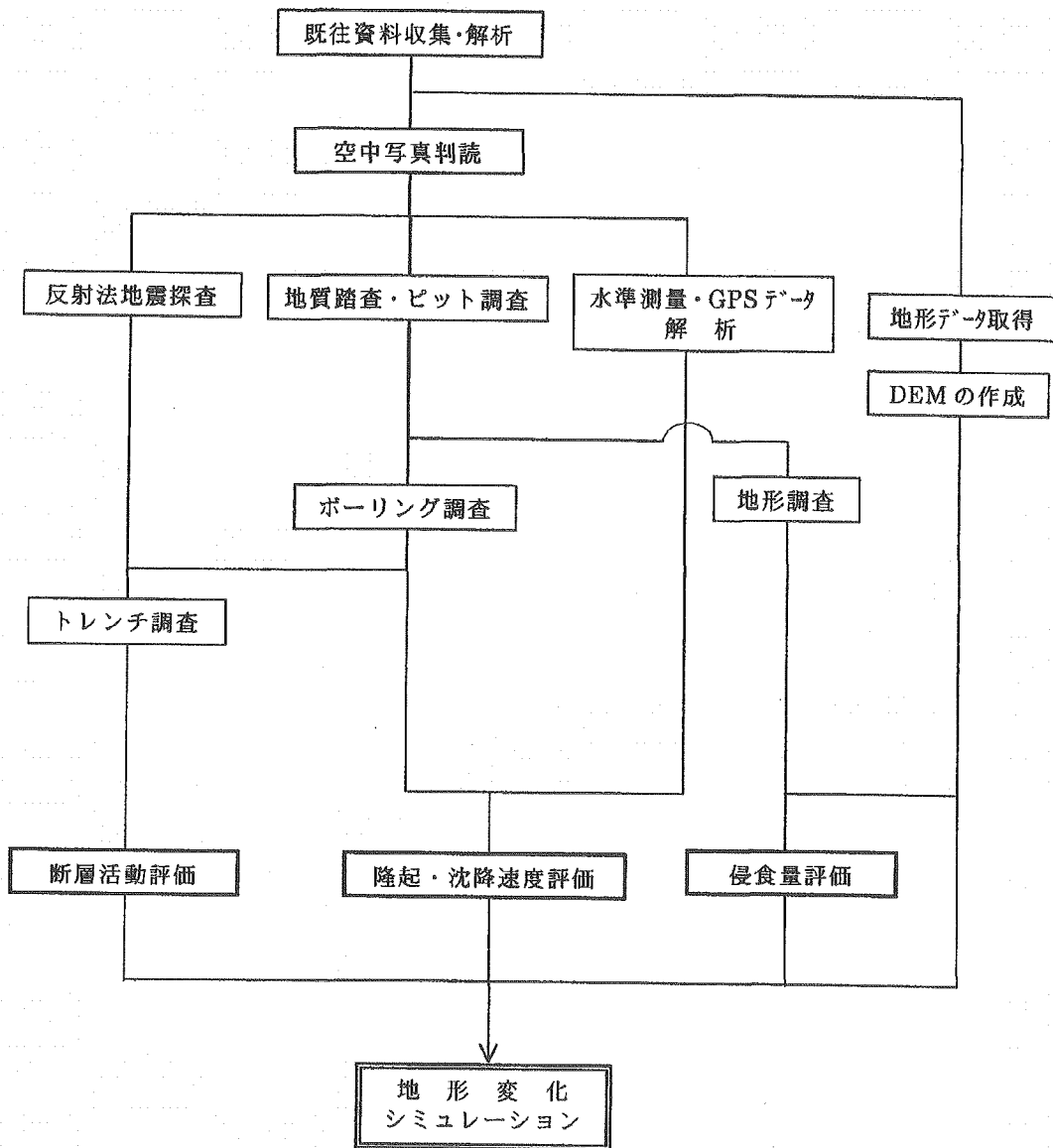


図5.2.1(4) 調査フロー



图 5.2.1.6) 調査候補地案

5.2.2 地球物理学データの取得計画

(1) 重力データ

(i) 目的と有効性

重力は地球を構成する物質の質量による引力と地球回転に伴う遠心力の合力である。したがって地下において密度の異なる物質の移動があれば、地殻変動を引き起こすとともに、地表での重力の変化をもたらす。重力変化から地殻変動による標高変化の影響を取り除くことにより移動した物質の量を推定できる。

標高の変化はGPS、あるいは合成開口レーダーによる人工衛星や航空機による観測から知ることができる。最近ではキネマティックGPS(KGPS)を活用して地表の上下変動を数センチメートルの精度で取得可能であり、それだけ地下の物質移動も具体的に議論できるようになっている。

(ii) 測定機器

重力測定には重力計が用いられる。重力計には重力の絶対値を測る絶対重力計と、相対変化を測る比較測定のための重力計がある。

絶対重力計では、重力に関係する基本的な物理量である時間や距離を測定する。装置も大がかりで測定の手数もかかるが、 $2 \mu\text{gal}$ の精度で測定できる(Micro-g Solution社製 FG5絶対重力計)。

比較測定法には、スプリング式重力計と、超伝導重力計がある。スプリング式重力計は、重錘をつるしたバネ(初めの長さがゼロのバネ)の伸びを利用する方式で、ラコスト重力計が広汎に用いられている。主な仕様は次のとおりである。

測定範囲	7000 mgal (G型)
測定精度	$10 \mu\text{gal}$ (D型では数 μgal)
重量	約 3 kg

超伝導重力計は、磁場中でつりあっている超伝導状態の球が重力の変化に伴って位置を変えるとき磁場の変化をとらえる方式である。これは液体ヘリウムを必要とし、装置自体も重く移動観測には不向きであるが、理論的には $0.01 \mu\text{gal}$ の精度で観測できる(GWR社製 Model TT-70超伝導重力計)。

(iii) 観測点配置及び観測計画

① 精密重力観測

測点の間隔は数m～数10mとし、コンター間隔が $0.05\sim 0.1 \text{mgal}$ の重力異常マップの取得を目的とする。測点間隔の数倍の規模の微細構造を見ることができる。精度を保証するには標高値はセンチメートル、水平位置は1 m程度の精度が必要

であるが、ディファレンシャルGPS(DGPS)で位置決定ができる。最初に1回実施し、以後、地震、地殻変動等顕著な現象があれば必要に応じて再測定する。

② 繰り返し観測

地域内に観測測線を設け定期的に観測する。測定点間隔は数百m程度とする。繰り返し期間は季節変動を把握するために、当初は年8回程度、データを蓄積した後は年4回とする。観測点は毎回同一条件で測定できるように、コンクリートの杭を打ち込み測定条件を確保する。

③ 固定観測

超伝導重力計により、連続観測を行う。観測条件を保証できるよう、空調設備の整った地下室に設置する。長期地殻変動、遠地地震波形等が取得できる。また、移動用重力計の検定にも活用する。

④ データ解析

測定データの解析フローは図5.2.2(1)に示すとおりである。

補正に用いる密度を仮定密度(補正密度)という。調査地域に分布する岩石及びボーリングコアを採取して密度を測定し、岩石の分布状況から適当な加重平均を行ってその地域の仮定密度とする。

データ解析において、フィルタ処理は重力異常値から有意な情報を引き出し、解釈を進めるための有効な手法である。重力データ処理では、大規模な深部構造に対応する長波長成分を抽出するローパスフィルタ、微細で浅部構造に対応する短波長を抽出するハイパスフィルタ、解析対象としている深度に対応する中規模の波長を抽出するためのバンドパスフィルタなどがある。

(2)電気探査による比抵抗データ

(i)目的と有効性

電気探査では大地に電気を流し、それにより形成される電位から地下の比抵抗分布を推定する。比抵抗分布は地層を構成する鉱物の種類、鉱物粒子間を満たす地下水のイオン濃度や量、あるいは温度などによって異なる。

比抵抗の測定は地表に設置した一対の電流電極と、これとは別に設けた電位電極を用いて行う。電流電極に直流電流を流し、二つの電位電極間の電位差を測る。実際には直流電流では測定が難しいので、長い周期(数秒~10秒程度)で電極の極性を切り替えて矩形波状の交替直流を流し、立ち上がり時の影響のない定常状態の電位を測定する。大地が均質等方であるとき電圧と電流の比から比抵抗が計算される。これは見掛比抵抗と呼ばれている。

電流電極と電位電極の距離を変えて、見掛比抵抗に反映する地下構造の範囲を変えていく。深さ方向の比抵抗の変化を調べる方法を垂直探査、ある深さの水平方向の比抵抗の変化を調べる方法を水平探査という。

(ii)測定方法

- ① 電極と測定器の配置(ウェンナ配置)：測点を中心に電流を流す電極A,Bを外側に，電位を測定する電極M,Nを内側に直線状に配置する。電極間隔は対象とする深度で異なるが，通常は1, 1.5, 2, 3, 5, 7, 10, 15, …1000, 1500 m等の対数刻みで測定する。
- ② 電位電極：浅部の調査で大きな電位差を測定する場合は金属棒を用いる。
- ③ 電流電極：金属棒を用いる。大電流の場合は数十本の電極を束ねて用いる。
- ④ 測定装置：パソコンによって電位差を記憶，処理する。
- ⑤ 送信器：大電流の場合は発電器(数kW)と専用の送信器から電流を供給する。

(iii)測定機器

探査目的に応じて高能率のさまざまな機器が開発されている。

比較的浅部の地盤を対象とした探査機器としては，小型でコンパクトなデジタル測定器が市販され幅広く使用されている(応用地質のマックオーム，PRGMのシスカルなど)。

一方，深度数10～数100m規模の浅層部の地盤を対象として計測時間の短縮化を目的とした「多チャンネル型」の装置や，深度数km規模の深部地盤を対象として大電流を流すことを目的とした「大電流送信型」の装置など，それぞれの探査目的や深度に応じて開発された装置も多く，実用に供されている。

(iv)データ解析

解析手法の開発により，任意の水平成層構造に対する見掛比抵抗曲線が容易に計算され，直接，測定データから構造モデルを取得できるようになっている。

(v)二次元及び三次元解析

一般に大地は水平成層構造ではなく，一次元解析では不十分である。そこで，ある間隔で測点を配置した測線上に沿う断面を二次元構造として扱う解析や，面的に配置した測点について三次元構造による解析が行われる。二次元解析は一次元解析の結果などを初期モデルとして，測定値をもっともよく説明する二次元比抵抗モデルをインバージョンによって求める。モデルに対する理論見掛比抵抗を計算するステップと，モデルを構成する比抵抗を修正するステップを繰り返して最適なモデルを得る。

(vi)測点及び測線の選定

地殻活動総合観測施設の周辺では詳細な三次元解析のための測定を行う。その他の地域はより粗い電極配置で大規模な比抵抗分布を目的とした測定を行う。い

ずれも、測点間隔は測定対象の空間的規模及び必要とする精度により選定する。

総合観測施設のいずれか1個所において、比抵抗分布の連続観測を行う。これは、同じ場所、同じ電極配置で継続的に比抵抗を測定し、地下の比抵抗の時間変化をモニターする目的で用いられる。地盤、岩盤の性質の変化や地下水の流動を把握することができる。高精度の観測を維持するためには、付近で電話設備その他の直流電源を使用している地域は避けるべきである。

(3) 電磁探査による比抵抗データ

(i) 目的と有効性

電磁探査では電気探査と同じく、大地の比抵抗分布を調査することにより地下構造を推定する。電気探査では直流電流を用いるのに対して、電磁探査では、時間変化する電磁場を用いるところに違いがある。電磁波は大地のような電導性媒質に出会うとその大部分は反射されるが、ごく一部は大地内に透入する。反射や透入の割合は大地の比抵抗に依存し、地表面で測定した電磁場は地下の比抵抗分布の影響を反映しているので、地下構造が推定できる。探査深度の目安として表皮深度が用いられるが、これは透入波の強度が入射時の $1/e$ (37%) に減衰する深度と定義される。表皮深度は比抵抗が大きいほど深く、周波数が低いほど深くなる。

電気探査と電磁探査では比抵抗構造に対する感度が少し異なる。どちらの方法も低比抵抗の異常体の調査に適しているが、一般に検出能力の高さでは、電磁探査の方がすぐれている。逆に高比抵抗を示す異常体の調査には電気探査が適していることが多い。

電磁探査には多くの方法があるが、探査の目的や用いる信号源によって分類すると表5.2.2(1)のようになる。ここで大地応答とは電位電極間で測定される電位差信号を示す。

(ii) CSAMT法

いくつかの手法のうち、CSAMT法を紹介する。MT法、すなわちマグネトテルリック法は自然の電磁場を信号源とする探査法であり、石油や地熱の探査などに広く用いられている。

CSAMT法は人工信号源を用いたMT法であり、主として1kmより浅い垂直探査に用いられる。CSAMT法は信号が安定で測定能率が非常に高く、ある限られた地域内の高密度で信頼性の高い探査に適している。

(iii) 測定法

CSAMT法では信号源として両端を接地した電線に電流を流すグラウンディドワイヤが用いられる。通常1, 2, 4, 8, 16, …, 1024, 2048 Hzと倍々の周波数で測定するが、探査対象によっては、より帯域を広げて行うことがある。最大周波数

を100 kHzとするシステムもあり、地表下数mからの解析も可能である。

電源車に積載した10 kW以上の送信機で長さ1～4 kmの電極対に給電する。8 kHzから4～1 Hzまでの各周波数の電流を順次大地に流す。電流値は通常10 A程度で、高周波数では数Aに落ちる。信号源と測線間の距離は表皮深度の3倍(数km)以上とする。測点ではグラウンディドワイヤに平行な電場と、直交する磁場を測定する。電場は50m程度離れた一対の電極で、磁場はインダクションコイルで測定する。十分なスタッキング(1000～2000回)によりランダムノイズを除去する。1測点の測定時間は30分～1時間である。

限定された範囲の詳細な比抵抗構造を求める時は、アレイ式の電極配置を採用する。これは長さ1～2 kmの測線に100 mあるいは200 m間隔で測点を設け、3～4測点の電場、磁場を同時に測定する方法である。

(iv)測定装置

測定で特に重要な点は、受信部でのS/N比を上げるため送信部から大きな信号を送信することと、送受信間で高精度の同期をとることである。そのため発振器、送信機は大出力のものが望ましく、受信機及び周波数制御装置は高精度のクロックを内蔵している必要がある。

現在広く用いられている装置は、米国Zonge社製のGDP-16/32システム、及びカナダPhenix社製のV-5システムである。この他、フランスIRIS社製や米国EMI社のシステムも市場に出ている。国内では千葉電子研究所が独自の装置を製作している。また、新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)が多チャンネルの装置を開発している。

(v)データ解析

測線上の一連の測点のデータから二次元大地の構造を推定し、さらにグリッド状に配置した測点のデータを用いて三次元的な比抵抗分布を求めることができる。

(vi)測点及び測線の選定

測定対象によって使用する周波数帯を選定する。電気探査でおおよそその比抵抗分布を求め、特異な場所、又は重要な地点を重点的に調査する方法が考えられる。

参考文献

- 物理探査技術協会(1969)：最近における物理探査の進歩.
- 物理探査学会 40周年記念出版(1989)：図解物理探査.
- 物理探査学会(1999)：物理探査ハンドブック.
- 岩波講座(1996)：地球惑星科学 4, 地球の観測.

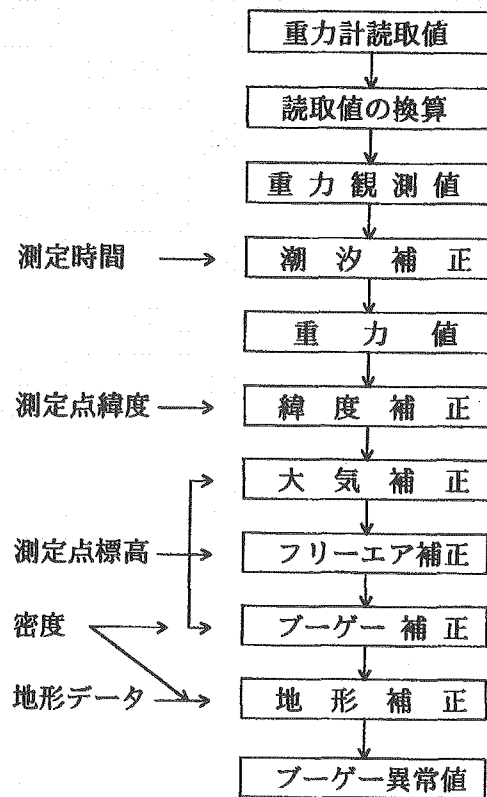


図5. 2. 2(1) 重力データの解析フロー

表5. 2. 2(1) 電磁探査の種別

大地応答の種類	探査目的	代表的手法
均質大地の周波数応答	水平探査	VLF-MT法, ループ・ループ法
層状大地の周波数応答	垂直探査	MT法, CSAMT法
層状大地の過渡応答	垂直探査	TDEM法
大地中の異常体の応答	水平探査	VLF-EM法, ループ・ループ法
インパルス応答		地下レーダー法

6. 地質環境の長期安定性に関する調査研究年次計画

年次	1		2		3		4		5		6		7	
	H13 2001	H14 2002	H15 2003	H16 2004	H17 2005	H18 2006	H19 2007	第II期						
段階														
全体計画立案														
委員会														
1. 地震・地殻変動調査														
(1) ボアホール坑底複合観測施設の整備・運用 (速度計, 加速度計, 歪計, 傾斜計, 磁力計, 温度計)														
(2) ボアホール坑口観測施設の整備・運用 (加速度計, GPS観測施設)														
(3) 初期応力の測定 (ボアホール建設時)														
(4) データ伝送・収録システムの設置・運用														
2. 地下水理調査														
(1) 水圧観測施設の整備・運用 (ボアホール坑底・地震観測点近傍)														
(2) 流量 (地下研究施設建設後)														
(3) 水質観測 (地下研究施設建設後)														
(4) 溶存ガス測定 (地下研究施設建設後)														
(5) 気象観測														
3. 地形学・地質学データの取得調査														
(1) 既往資料収集・解析														
(2) 空中写真判読														
(3) 地質踏査およびピット調査														
(4) 反射法地震探査・海上音波探査														
(5) ボーリング調査														
(6) トレンチ調査														
(7) 水準測量およびGPSによる測地データ解析														
(8) 地形データの取得およびDEMの作成														
(9) 地形変化調査														
(10) 地形変化に関する総合解析														
4. 地球物理学データの取得調査														
(1) 重力データ観測														
(2) 電気探査による比抵抗データ観測														
(3) 電磁探査による比抵抗データの観測														

This is a blank page.

北海道北部の地殻活動・地形変動に関する調査検討委員会
委員名簿

委員長 青木 治三 (財)地震予知総合研究振興会 東濃地震科学研究所 所長
名古屋大学名誉教授

委員 岡田 義光 独立行政法人 防災科学技術研究所 企画部長
笠原 稔 北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター
教授

川邊 岩夫 名古屋大学大学院環境学研究科 教授
川村 淳 三菱マテリアル資源開発株式会社環境本部環境技術部 参事
坪川 恒也 国立天文台水沢観測センター文部科学教官 助教授
野津 憲治 東京大学大学院理学系研究科附属地殻化学実験施設 教授
平川 一臣 北海道大学大学院地球環境科学研究科 教授
松田 時彦 西南学院大学文学部 教授
村上 亮 国土地理院地理地殻活動研究センター地殻変動研究室 室長
森谷 武男 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 助教授
石井 紘 (財)地震予知総合研究振興会 東濃地震科学研究所
副首席主任研究員

窪田 将 (財)地震予知総合研究振興会 主任研究員
佐々木俊二 (財)地震予知総合研究振興会 総括主任研究員

オブザーバー

三箇 智二 日鉱探開株式会社 主任技師
柳田 誠 株式会社 アイ・エヌ・エー地質調査部 次長

事務局 (財)地震予知総合研究振興会