

JNC TJ1420 98-028

北海道北部地域の断層に関する研究（Ⅲ）

報 告 書

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)

1994年3月

株式会社 アイ・エヌ・エー

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ください。

〒319-1194 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

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:
Technical Cooperation Section,
Technology Management Division,
Japan Nuclear Cycle Development Institute
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1194,
Japan

© 核燃料サイクル開発機構 (Japan Nuclear Cycle Development Institute)
1998

北海道北部地域の断層に関する研究 (Ⅲ)

柳田 誠*

和文要旨

本調査は貯蔵工学センター候補地周辺の地質層序を確立し、構造運動を把握し、断層活動性の評価手法に関する研究を進めるために実施したものである。調査地域の新生界は新第三紀中新世から更新世中期にいたる堆積岩からなり、下位より宗谷層、増幌層、稚内層、声問層主部相、声問層上部相、勇知層、更別層に区分できる。さらにこれらを覆って、更新世中～後期、完新世の恵北層、段丘堆積層などが分布する。本調査では岩相区分に基づく5万分の1地質図を作成すると同時に微化石分析、放射性年代測定を行い、声問層・勇知層の層序を明らかにした。声問層と勇知層とは一部で同時異相の関係にあり、さらに声問層主部相と声問層上部相も一部で同時異相の関係にある。声問層上部相はその分布と珪藻化石帯区分から最低3つの層序に区分できることが明らかになった。D-1ボーリングの声問層は声問層上部相に相当し、問寒別盆地の勇知層と同時の地層である可能性が高い。

調査地域の地質構造については大曲断層、ヌカナン断層群などの存在が断層露頭、地質分布、地質構造から今回の調査においても推定された。大曲断層は勇知層などの変形程度から北区間と南区間に区分でき、南区間の地殻変動が大きいことが推定できる。大曲断層南区間において鮮新世末～更新世前期の勇知層が70～80°西～逆転80°東傾斜、更新世前～中期の更別層が最大60°西傾斜を示しことから、更別層堆積後まで地殻変動が継続していることが判明したが、断層活動の終息時期についての積極的証拠は得られなかった。

今回の調査で明らかになった大曲断層西側と問寒別盆地の堆積環境の推移をさらに確立し、地質構造の解明、断層活動の把握をするために微化石分析を実施する必要がある。大曲断層の調査としては地表踏査補足、物理探査（電気探査、地震波探査）、トレンチ調査等を行って、さらに断層の活動性の評価手法に関する研究を進めることが望ましい。また、天塩川対岸で指摘されている高位段丘の傾斜（岡,1986）と大曲断層南区間における地殻変動との関係を明らかにしていく必要がある。

本報告書は、(株)アイ・エヌ・エーが動力炉・核燃料開発事業団の委託により実施した研究の成果である。

契約番号：050D0268

事業団担当部課室および担当者：環境技術開発推進本部地層科学研究グループ

三戸嘉之

*：(株)アイ・エヌ・エー

Methods of Evaluating the Activity of Faults in Northern Hokkaido (III)

Makoto YANAGIDA *

ABSTRACT

The author presents the geologic stratigraphy and regional tectonics in and around the planned site of Storage Engineering Center, northern Hokkaido, to discuss methods of evaluating the activity of faults.

In the study area there exist sedimentary rocks ranging in age from Miocene to middle Pleistocene, which in ascending order are the Soya, Masuporo, Wakkanai, muddy part of Koetoi, sandy part of Koetoi, Yuchi and Sarabetsu Formations. Unconsolidated sediments, which overlie them, are divided into the Keihoku Formation of middle Pleistocene age, and marine or fluvial terrace deposits, taluses and alluviums ranging in age from late Pleistocene to Holocene.

In this study the author has lithologically constructed a geological map on a scale of 1:50,000. Moreover he has examined microfossil faunas and determined isotopic ages to clarify the stratigraphical relationship between the Koetoi and Yuchi Formations. It has revealed that the Koetoi Formation partly has heteropic facies of the Yuchi Formation and the muddy part of Koetoi Formation partly has heteropic facies of the sandy part of Koetoi Formation. Furthermore it has been found that the sandy part of Koetoi Formation is, at least, divided into three stratigraphic units of the basis of its distribution and the diatom zonation. There is a large possibility that a Koetoi Formation at the D-1 drilling site may be equivalent to the sandy part of Koetoi Formation and contemporaneous with a Yuchi Formation in the Masanbetsu Basin.

Existence of the Ohmagari and Nukanan Faults has been affirmed from his geological mapping and observations at the outcrops where parts of the fault

planes were exposed. The Ohmagari Fault can be divided into the north and south segments from deformation of the Yuchi Formation. It can be inferred that a displacement along the south segment is larger than that along the north. Along the south segment the Yuchi Formation, ranging in age from latest Miocene to early Pleistocene, dips 70° W through vertically to 80° E and the Sarabetsu Formation, ranging in age from early to middle Pleistocene, has a maximum dip of 60° W. It indicates that crustal movement due to the activity of the south segment continued after the sedimentation of the Sarabetsu Formation. In this study, however, the author could obtain no evidence for the terminal age of its activity.

Examinations of microfossil faunas should be further performed for the purpose of affirming the sequence of sedimentary paleoenvironment on the west of the Ohmagari Fault and in the Masambetsu Basin, and of clarifying the regional geological structure and the activity of the fault in detail. In the case of the Ohmagari Fault a further study on methods of evaluating its activity are expected to be performed through field observations, geophysical methods (e.g. electric prospecting and/or vibroseismic survey) and trenching surveys. Moreover there should be further clarified the relationship between the crustal movement along the south segment of the Ohmagari Fault and the gradient of the higher terrace surface (Oka, 1986) on the south of the Teshio River.

Work performed by INA co. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation.

PNC Liaison: Geosciences Research Program Radioactive Waste Management Project
Yoshiyuki Mito

*:INA co.

まえがき

本業務は動力炉・核燃料開発事業団の御下命を受けて、平成5年10月20日から平成6年3月31日にかけて実施したものである。

北海道天塩郡幌延町における貯蔵工学センター計画において、候補地周辺の地質層序、地質構造については様々な見解がある。特に、大曲断層とヌカナン断層（幌延断層）は著名な断層である。これまでにこれら断層について、文献調査、空中写真判読、候補地周辺の地質調査が実施されている。

本報告書では、当地域を大曲断層以西の地域、問寒別盆地及び両者に挟まれた地域に分けて微化石（特に珪藻）に基づく地層対比により概略の地質層序を確立し、構造発達史を概ね把握した。また、平面的な岩相分布に変化はなく結果として昨年度と同一の地質図となったため、5万分の1地質図を作成した。

調査内容は地表地質調査、微化石分析、地層の放射年代の測定、第四紀層序の検討、現地中間報告会実施である。

平成6年3月31日

(株)アイ・エヌ・エー

和文要旨

英文要旨

まえがき

目 次

1. 調査概要	1
1.1 題 目	1
1.2 業務目的	1
1.3 実施項目	1
1.4 実施内容	2
1.5 工 程	3
1.6 実施場所	3
1.7 受託者側実施責任者	3
1.8 実施担当者	3
2. 地表地質調査	5
2.1 地形概要	5
2.1.1 位置および交通	5
2.1.2 地形	7
2.2 地質概要	8
2.3 各地層分布域の地形特徴	12
2.4 地層各説	14
2.4.1 地質図の作成	14
2.4.2 宗谷層（宗谷挟炭層）	16
2.4.3 増幌層（鬼志別層を含む）	18
2.4.4 稚内層	21
2.4.5 声間層	25
2.4.6 勇知層	31

2.4.7 更別層	35
2.4.8 恵北層	38
2.4.9 段丘堆積物	40
2.5 地質層序の検討	42
3 地質構造	48
3.1 概要	48
3.2 大曲断層	51
3.2.1 大曲断層の連続性	51
3.2.2 大曲断層の性状	54
3.2.3 大曲断層の新期の活動性	54
3.3 ヌカナン断層群	60
3.3.1 概要	60
3.3.2 N 1 断層	63
3.3.3 N 2 断層	63
3.3.4 N 3 断層	66
3.3.5 N 4 断層	66
3.3.6 N 5 断層	66
3.4 十六線沢断層 (根本ほか, 1979)	70
3.5 豊神断層 (根本ほか, 1979)	70
3.6 下炭の沢断層 (仮称)	70
4 構造発達史の検討	74
4.1 調査地域の地質構造	74
4.2 構造発達史	76
5 採取試料の各種分析	80
5.1 分析の概要	80
5.2 珪藻化石分析	81
5.3 有孔虫化石分析	94
5.4 火山灰分析	100

5.5	年代測定	107
5.6	岩石薄片観察・X線回折結果一覧表	109
6	まとめ	111
	謝辞	113
	参考文献	114

付図1 地質図 (1:50,000)

付図2 地質断面図 (1:50,000)

図 目次

図-1.1	調査位置図	4
図-2.1	調査範囲	6
図-2.2	天北炭田の地質学的位置	8
図-2.3	八線沢試錐断面図	19
図-2.4	Loc. H6 幌延町熊越峠西 声問層上部相の岩相	29
図-2.5	K t uの層序	30
図-2.6	候補地と周辺地域との地層対比	33
図-2.7	珪藻層序対比	46
図-2.8	声問層以降のタイムスペースダイアグラム	47
図-3.1	断層分布図	49
図-3.2	地質概要図	52
図-3.3	候補地周辺地質平面図	53
図-3.4	Loc. Ym19付近ルートマップ及びスケッチ	56
図-3.5	三谷ほか(1971)による地質断面図	58
図-3.6	「新編日本の活断層」(1991)稚内・天塩	61
図-3.7	幌延断層の露頭	62
図-3.8	Loc. Ym137 周辺ルートマップ	68
図-3.9	問寒別盆地北部の地質断面図	72
図-4.1	声問層以降のタイムスペースダイアグラム	79
図-5.1	珪藻化石帯の区分	83
図-5.2	珪藻層序対比	87

表 目次

表-2.1	天北地域の白亜-第三系褶曲帯の層序	10
表-2.2	微化石層序と調査地周辺に分布する地層との関係	11
表-2.3	地層の層序	15
表-2.4	珪藻化石帯の区分	24

表-3.1	各断層の変位量, 時期	50
表-5.1	分析試料一覧表	80
表-5.2	珪藻化石試料一覧表	81
表-5.3	珪藻化石分析結果	86
表-5.4	有孔虫化石分析試料一覧表	94
表-5.5	有孔虫分析結果	96
表-5.6	天北地域における底生有孔虫化石層序	98
表-5.7	分析試料一覧表	100
表-5.8	火山灰分析結果一覧表	101
表-5.9	岩石薄片観察, X線回折結果一覧表	109

写真 目次

写真-2.1	Loc. N5 幌延町問寒別十六線川右支流の上流	17
写真-2.2	Loc. 5273 幌延町松尾沢東	20
写真-2.3	Loc. 5285 幌延町南沢牧場東	20
写真-2.4	Loc. J71 幌延町問寒別ケナシポロ西	22
写真-2.5	Loc. M49 幌延町ペンケオートヌオマップ川上流	22
写真-2.6	Loc. J60 幌延町問寒別ケナシポロ西	28
写真-2.7	Loc. 5286 幌延町南沢牧場東	28
写真-2.8	D-1 ボーリングコア1350mの声問層上部相	29
写真-2.9	Loc. Ym135 幌延町上幌延牧場	34
写真-2.10	Loc. M3 幌延町中間寒別ケナシポロ川中流	34
写真-2.11	幌延町幌延市街地東の土取場	37
写真-2.12	幌延町問寒別	37
写真-2.13	幌延町開進	39
写真-3.1	Loc. Ym19 幌延町ペンケオートヌオマップ川	57
写真-3.2	Loc. Ym19 幌延町ペンケオートヌオマップ川	57
写真-3.3	Loc. 277 幌延町雄信内北	59

写真-3.4	幌延町雄信内北	59
写真-3.5	Loc. Ym130 幌延町上幌延	65
写真-3.6	N 2 断層の露頭	65
写真-3.7	Loc. Ym137 ヌカナン断層延長にみられる断層	69
写真-3.8	同左接写	69
写真-3.9	Loc. 269 幌延町豊神	73
写真-3.10	Loc. 269 断層面の接写	73
写真-5.1	標準的な珪藻化石写真	88
写真-5.2	Loc. H12 幌延町熊越峠	102
写真-5.3	Loc. 261 幌延町熊越峠東方	102
写真-5.4	Loc. P7 幌延町パンケオーカンラオマップ川中流	103
写真-5.5	Loc. M2 幌延町ペンケオコッペ川中流	103
写真-5.6	Loc. M4 幌延町問寒別ヌカナン	104
写真-5.7	Loc. M4 幌延町問寒別ヌカナン	104
写真-5.8	Loc. A4 幌延町問寒別ヌカナン	105
写真-5.9	Loc. A7 幌延町問寒別ヌカナン	105
写真-5.10	Loc. 248 幌延町問寒別	106
写真-5.11	Loc. 248 幌延町問寒別	106
写真-5.12	Loc. 101 幌延町ペンケオートヌオマップ川中流	108
写真-5.13	Loc. S19 幌延町パンケオートヌオマップ川中流	108
写真-5.14	試料2の顕微鏡写真(×160)	110
写真-5.15	試料17の顕微鏡写真(×160)	110

1. 調査概要

1.1 題 目

北海道北部地域の断層に関する研究（Ⅲ）

1.2 業務目的

現在、動燃事業団では、北海道天塩郡幌延町において貯蔵工学センター計画を推進している。調査地域には文献調査によりその存在が知られている大曲断層、幌延断層等の文献断層やこれまでの断層調査結果により認められた断層沿いに多数のリニアメントが存在する。また、調査地域内に分布する段丘面に関する区分も行われた。しかし、これらの調査においては詳細な地表調査が実施されておらず、また当地域の第四紀の詳細な地質層序も確立されていない。

昨年までの調査では幌延町内（天塩川と問寒別盆地間）の地質平面図（岩相分布図）、地質断面図を作成し、大曲断層西側の第四紀地質層序の検討を実施した。その結果、事業団の実施したD-1ボーリングの声問層は問寒別盆地の勇知層と同一の時代を示し、大曲断層東側に分布する声問層とは時代が異なることが判明した。

本年度は更に大曲断層の東側に分布する声問層を中心に微化石分析を実施し、幌延町内の第四紀層序の概要を確立した。

また、断層運動は地層科学研究の主要課題の一つである地層の長期安定性に係わる重要研究項目で、とくに断層運動の特性把握等が重要な研究テーマとなる。そこで候補地周辺の地質調査によって、地質構造を把握し、断層運動に関する基礎的な研究を実施し、断層に関する活動性評価法に関する研究を併せて行った。

1.3 実施項目

- (1) 現地調査（詳細地質調査及びサンプリング）
- (2) 採取試料の分析

(3) 解析

1.4 実施内容

(1) 現地調査

大曲断層とヌカナン断層の間の地域、ヌカナン断層東側の地域を中心に詳細地質調査を行い、分析用試料のサンプリングを実施した。特に勇知層、声問層分布域については層序関係に留意して調査及びサンプリングを行った。

(2) 採取試料の分析

現地調査で得た岩石試料について、微化石分析等を実施した。また、大曲断層西側の声問層主部相を対象にK-Ar年代測定及びFT年代測定を同一試料について行い、大曲断層西側の声問層主部相の堆積年代を把握した。段丘堆積物については¹⁴C年代測定を1試料実施した。

(3) 解析

今回の微化石分析・年代測定結果及び既往調査により得られている当地域における新第三紀～第四紀層序に関する知見を統合して、当地域における新第三紀～第四紀層序に関する詳細な検討を実施した。

①微化石（有孔虫、花粉、珪藻、ナンノプランクトン等の生物遺骸）

テフラによる詳細な微化石層序の確立

②地質構造・堆積年代の検討

③微化石層序を用いての大曲断層西側及び東側の新第三紀～第四紀層

序とヌカナン断層東側の問寒別盆地の新第三紀～第四紀層序の詳細な比較検討

④町内の地質図作成地域（天塩川と問寒別川間）の特に第四紀以降の

構造発達史の詳細な検討

⑤解析結果に基づき、幌延町内の地質層序の見直し

1.5 工程

平成 5 年 10 月 20 日～平成 6 年 3 月 31 日

1.6 実施場所

東京都新宿区水道町 3 - 1

(株) アイ・エヌ・エー本社

1.7 受託者側実施責任者

地質調査部 部長 小村 寿夫

1.8 実施担当者

柳田 誠

田中 竹延

大谷 晃

大堀 健司

家村 克敏

2. 地表地質調査

2.1 地形概要

2.1.1 位置および交通

本調査地域は稚内市の南南東約40～50kmにあつて、天北炭田地域のほぼ南部に位置し、行政区分上の幌延町中央部、東部の地域にあたる。地表は概ね山林原野であつて、北海道大学演習林が大部分である。調査地域内の交通路としては、南北方向に道道稚内幌延線とそれに接続する豊富遠別線が走っている。JR宗谷本線も幌延駅から道道豊富遠別線に沿つて南へ向かい、雄信内駅に至り、そこから東へ転じて問寒別駅へ向かう。東西方向には道道上問寒別停車場線がほぼ中央を、また北縁には道道豊富浜頓別線が、南縁には国道40号線が走っている（図-2.1）。

幌延町全図

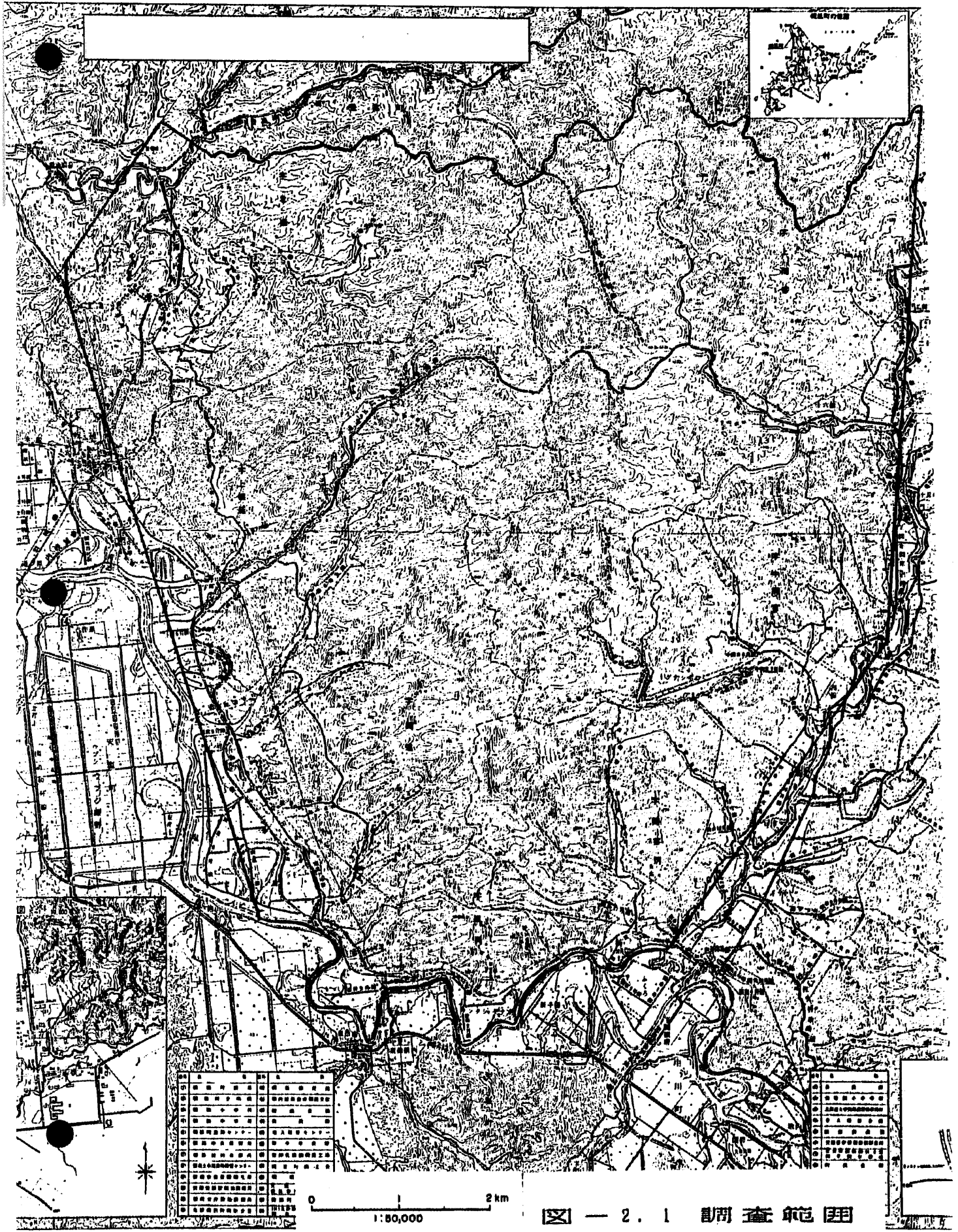


図 - 2. 1 調査範囲

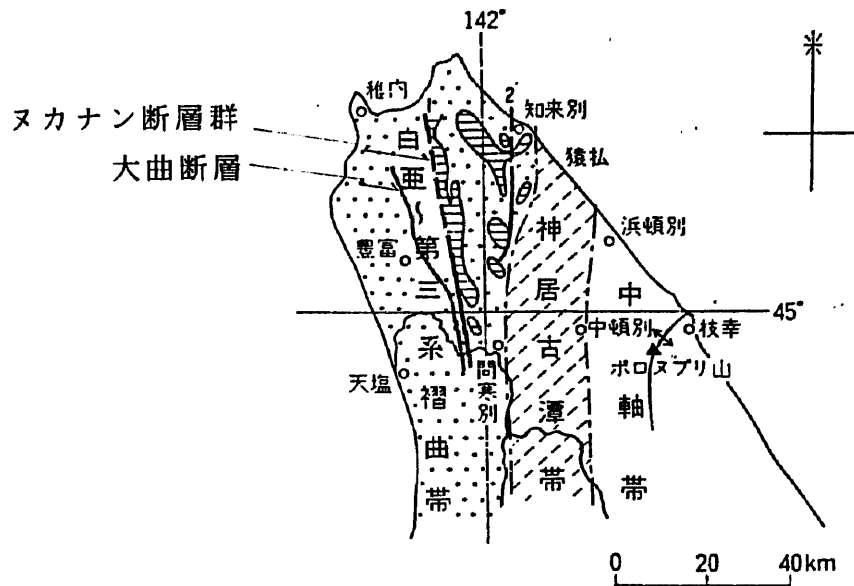
2.1.2 地形

調査地域は大きく3つに分けられる。ひとつは大曲断層西側地区である。大曲断層西側地区は天北平野と接する標高 150m以下の丘陵からなる。大曲断層付近の地形は比高 100m程度の尾根の急傾斜部の連続からなり、調査地域内では顕著な地形境界をなす。また、問寒別盆地地区は段丘、丘陵からなる南北に伸びた盆地である。両者に挟まれる地区は天塩平野と問寒別盆地との分水嶺をなす。便宜上、分水嶺地区と仮称する。分水嶺地区は比較的開析の進んだ標高 200~300 mの緩やかな丘陵性山地からなっている。

大曲断層西側地区と分水嶺地区における水系の多くは西流する河川である。調査地域北部ではペンケエコロベツ川、中央部を並走するペンケオポッペ川、パンケオートマップ川、ペンケオートマップ川、パンケオーカンラオマップ川、ペンケオーカンラオマップ川の5河川および南縁を西流する天塩川がある。また、問寒別盆地地区には南流する問寒別川とそれに東流して注ぐ支流の十六線川、ケナシポロ川、和田沢川、ヌカナン川などがある。

2.2 地質概要

ここでは既往文献に基づき地質の概要を述べる。調査地域は神居古潭帯の西側にあたり、白亜-第三系褶曲帯の東部に位置する(図-2.2)。白亜-第三系褶曲帯の層序は根本ほか(1979)によって、表-2.1に示すように白亜系が5層群、古第三系が1層、新第三系が7層に区分されている。新第三系は下位から宗谷層、鬼志別層、増幌層、稚内層、声問層、勇知層、更別層と呼ばれている。



根本ほか(1979)に一部加筆

図-2.2 天北炭田の地質学的位置

1. 幌延断層 2. 特別断層

調査地域には褶曲軸とほぼ平行に NNW-SSE方向に連続する2条の大きな東上りの断層が走り、大曲断層とヌカナン断層(幌延断層)と呼ばれる。大曲断層の西側には、声問層、勇知層、更別層の順に大曲断層とほぼ平行に分布し、更別層を不整合に覆って恵北層が分布している。大曲断層の東側には、稚内層及び声問層が広がっており、一部に勇知層も認められる。そして、ヌカナン断層を境として、東側には増幌層、宗谷層、白亜系といった下位の地層が露出するようになる。さらに東側では小規模な断層を挟むものの間寒別盆地に向かって東上位の単斜構造をなし、間寒別盆地には更別層が広がる。

また、河川沿いには、段丘堆積物及び沖積層が分布している。

なお、各地層の年代は、主として珪藻化石層序に基づいて示されており、地

層と珪藻化石層序の関係を表-2.2 に示す (福沢, 1985)。これによると調査地
域 (天北炭田) の勇知層は *D. s. v.* / *D. k.* (= *N. Koizumii* / *N. kamschatica*) から *D.*
k. (= *N. k.*) に、声問層は *D. k.* から *Tn. hirosakiensis s. l.* に、稚内層は *Tn. hi*
rosakiensis s. l. から *D. hustedtii* に相当する。

表-2.1 天北地域の白亜-第三系褶曲帯の層序

根本ほか(1979)

時代	層序	柱状図	層厚 (m)	岩相	化石・その他		
第四紀	沖積世	沖積層					
	洪積世	段丘堆積層	5	砂礫			
		沼川層	50	砂礫・粘土互層 ← 礫層			
新第三紀	鮮新世	更別層	550		構造運動(褶曲・断裂) 滝川化石動物群		
		勇知層	500	細粒砂岩	滝川化石動物群		
	中新世	山間層	800	泥岩およびシルト岩	海進 海退		
		稚内層	600	硬質頁岩 南部に10~30mの基底砂岩			
		増幌層	600~900	泥岩(幕別層) 砂岩・泥岩・礫岩の不規則な互層 (乱堆積の層相を示す)			
		鬼志別層	200	砂岩			
	古第三紀	宗谷夾炭層	390	中・上部に礫岩・砂岩・泥岩の堆積輪廻明らかとなり、炭層、凝灰岩を挟有する	阿仁合型化石植物群		
		曲淵層	140	泥岩、凝灰岩を挟む	海産貝化石群		
	白亜紀	漸新世	函淵層群	800	礫岩・砂岩・泥岩の堆積輪廻をなす	構造運動(褶曲・断裂) 蛇紋岩	
			上部えぞ層群	上部	400	泥質岩、大形石灰質団塊	イノセラムス・アンモナイト
主部		1000		泥質岩を主とし凝灰岩を挟み、石灰質団塊を含む	イノセラムス・アンモナイト		
ヘトナイ世		浦河世	中部えぞ層群	上部	600	砂岩を主とし、礫岩・シルト岩を挟む	
				主部	1200	泥岩を主とし、砂岩層を伴わない凝灰岩を挟む	
ギリヤーク世		宮古世	下部えぞ層群	上部	300	砂岩・泥岩	
				中部	400	泥岩・シルト岩の細互層	
				下部	300	塊状の細~中粒砂岩	
				空知層群	200~300	チャート(主) 砂岩、硬質頁岩(従)	
ジュラ紀			下部	300	輝緑凝灰岩、チャートを挟む		

表 - 2. 2 微化石層序と調査地周辺に分布する地層との関係 (福沢 : 1985)

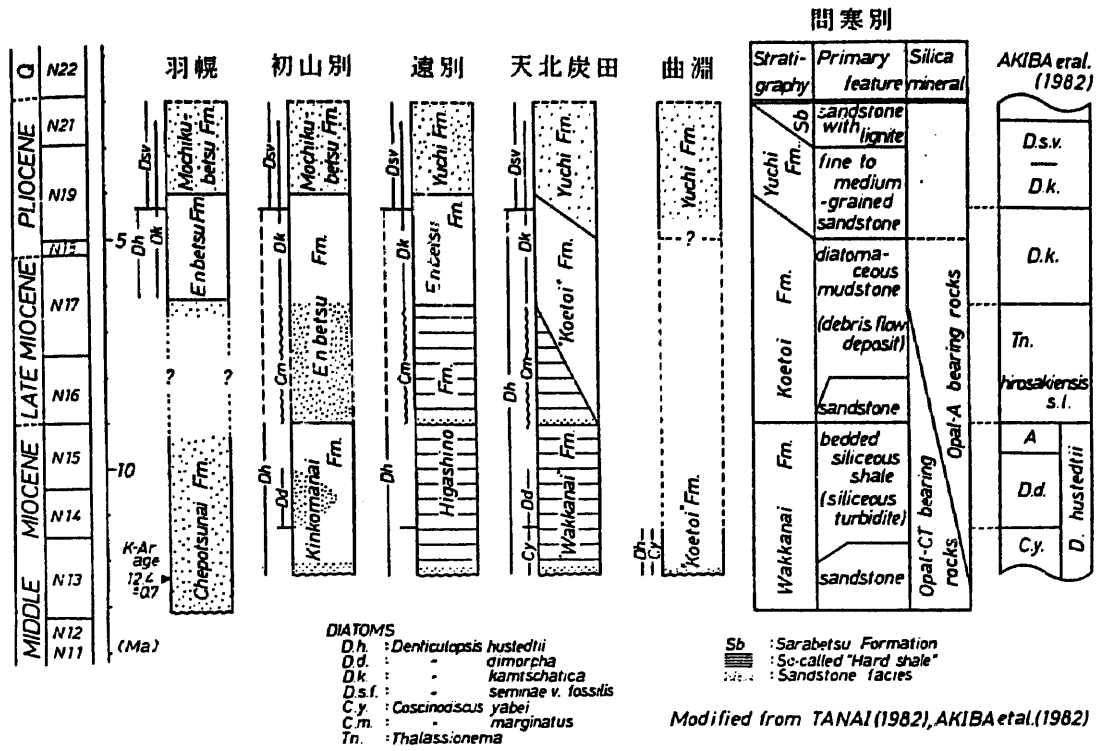


Fig. 8. Revised correlation of litho- and bio-stratigraphy of siliceous sedimentary rocks in the Tempoku-Haboro region. Modified from TANAI (1982), AKIBA et al. (1982).

2.3 各地層分布域の地形特徴

調査地域内における山地・丘陵の地形形態はその地質によって大きく異なり、地層分布範囲を推定するのに空中写真判読による予察が有効であった。なかでも最も特徴的なのは、馬の背状の地形をなす稚内層分布域である。そこで、まず稚内層分布域の地形特徴を抽出し、その後これ以外の地層分布域を調査した。

(1) 稚内層分布域

尾根はやや高標高で馬の背状の地形をなし、周囲に比べ突出している。丸みを帯びた幅の広い尾根と急な斜面の狭い谷からなる。しかし、高標高にもかかわらず、谷は分岐していないので谷密度は低く、斜面は平滑である。

(2) 宗谷層分布域

宗谷層分布域には地すべり地形、崖錐地形が顕著に発達する。なだらかで広い尾根からなり、谷密度は低い。斜面には不規則な凹凸が認められることが多い。

(3) 増幌層分布域

稚内層分布域の地形とは対照的に、とがった尾根と急な斜面の狭い谷からなる。谷はよく分岐しており、谷密度が高く、斜面は細かい沢によって凹凸が著しい。稚内層分布域に比べると尾根は標高がやや低い傾向があるが、声問層分布域よりは標高が高い。

(4) 声問層主部相分布域

稚内層分布域と同様に丸みを帯びた幅の広い尾根で構成され、谷密度は低い。しかし、稚内層分布域に比べるとやや広い谷底と緩い谷壁斜面からなる。尾根は幅の広いかまぼこ状の地形を呈する。

(5) 勇知層・声問層上部相分布域

標高150 m以下の丘陵をなす。とがってやせた尾根と急な斜面で幅の広い谷からなる。谷は分岐しており、谷密度が高く、斜面は細かい沢によって凹凸がある。尾根は稚内層・声問層主部相の分布域に比べると標高が低い。また、増幌層分布域の地形と似ているが、尾根がやせており、谷底が広く崖錐がよく発

達する。

(6) 更別層分布域

標高50～200 mの丘陵をなす。やや丸みを帯た尾根と急な斜面でやや幅の広い谷からなる。谷は分岐しており、谷密度が非常に高く、斜面は細かい沢によって凹凸がある。勇知層分布域の地形に似ているが尾根の標高がやや高い。

2.4 地層各説

2.4.1 地質図の作成

既往の微化石分析結果によると大曲断層地域の声問層上部相と勇知層は同一岩相であっても異なる堆積年代を示すことがわかってきた。本来なら岩相でまず区分し、次に年代で区分し地質図を作成すべきであるが、各地層の堆積年代が正確に把握できていない。また、岩相の分布も昨年度調査結果と変化ないことから、本調査では、5万分の1地質図（付図-1）を作成し、地質断面図も作成した（付図-2）。したがって、地質図においては同一岩相内であっても時間差が存在しうることになる。特に後述するように声問層上部相はその時代が新第三紀鮮新世から第四紀更新世初頭にまたがると推定される。

地質断面図は地質構造とほぼ直交する方向で4断面（A-A'、B-B'、C-C'、D-D'）を作成した（付図-2）。断面図作成にあたっては走向傾斜、分布及び既往の文献、試錐のデータにより、各地層の厚さを仮定した。各層の厚さは表-2.3のとおりである。

表-2.3 地層の層厚

地層名	大曲断層 西側地区	分水嶺地区	問寒別盆地 地区	文 献
更別層	330m (D-1)	——	500~ 850m ¹⁾ 700m以上 (分布)	1)根本ほか, 1979 1)岡・五十嵐, 1983
勇知層	520m (D-1)	——	500m ²⁾ 650m以上 (分布)	2)根本ほか, 1979
声問層 上部相	420m以上 (D-1)	150m以上 (分布)	130m以上 (分布)	
声問層 主部相	800m ³⁾ 750m以上 (分布)			3)福沢, 1983 声問層の層厚
稚内層	450~500m ⁴⁾ 500m (分布)			4)1/5 万地質図 豊富, 1979
増幌層	800m ⁵⁾ 800m (分布)			5)根本ほか, 1979
宗谷層	360~400m ⁶⁾ 400m (分布)			6)根本ほか, 1979

2.4.2 宗谷層（宗谷挟炭層）

本調査地域内に分布する新第三系の最下位の地層であり、飯塚(1936)によって命名されている。本層はヌカナン断層群N2断層の隆起側（東側）に細長いレンズ状で小分布するほか問寒別盆地と天塩平野との分水嶺に背斜軸をなして分布する。また、豊神断層の隆起側（北側）に広く分布する。本層は、砂岩を主体とし泥岩、礫岩をまじえ、薄い炭層を挟む。砂岩は分級の良い中粒砂岩であり、新鮮部は青灰色を呈する（写真-2.1）。泥岩は灰色～暗灰色を呈し、板状節理が発達している。ヌカナン断層群の東側に分布する本層は走向 N20° W, 84° 東傾斜を呈し、下限はヌカナン断層群N2断層に切られるため不明であるが、露出する限りでは 100m以上の層厚を有している。根本ほか（1979）によると層厚 360～ 400mとされ、下位の曲淵層と上位の鬼志別層とも不整合関係とされている。

本層の年代については、Tanai(1961)によれば阿仁合型植物群の植物化石が、佐藤(1962)によれば台島型植物群の花粉化石が報告されており、中新世中期と推定される。

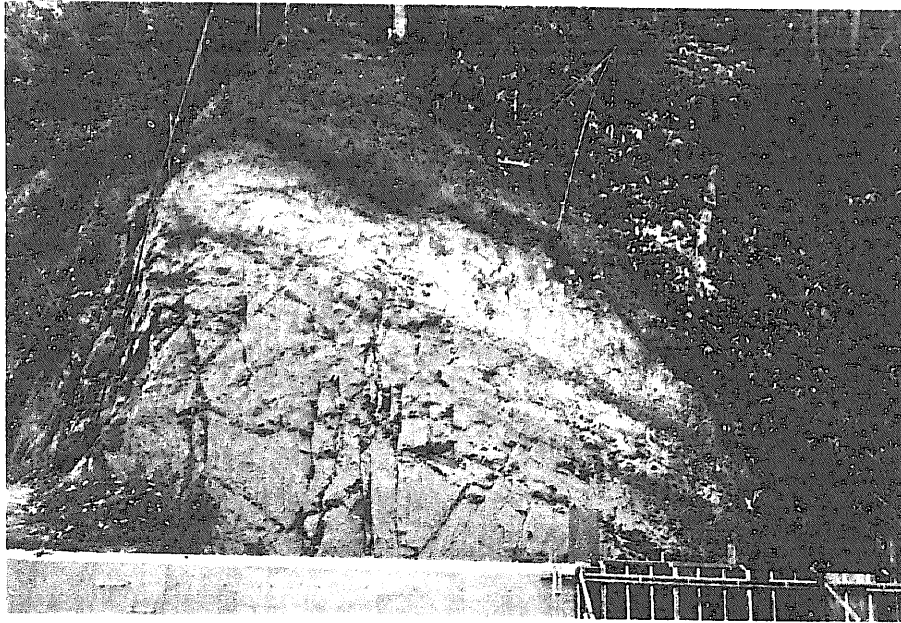


写真-2.1
Loc. N5 幌延町問寒別十六線川右支流の上流
宗谷層砂岩とそれに挟在する炭層。

2.4.3 増幌層（鬼志別層を含む）

本層は大村(1928)が命名した。本層の分布は宗谷層と類似し、宗谷層を取り囲んで分布する。ヌカナン断層群N2断層の隆起側（東側）でレンズ状に分布する宗谷層を囲んで細長く分布する。また、問寒別盆地と天塩平野との分水嶺でも宗谷層を囲んで背斜構造を構成するほか、問寒別盆地北部の豊神断層、十六線沢断層の北側にも広く分布する。

本層下部相は泥岩、砂岩および礫岩の不規則な互層からなり、乱堆積をしばしば示す。上部相は泥岩を主体とし暗灰色を呈し、板状節理が発達しており、広岡(1962)によって幕別相と呼ばれたものである。砂岩は主として淘汰の良い中～粗粒砂岩からなり、暗灰色を呈する。礫岩は中～細礫からなり、同時礫を含みスランプ相を示す。上位の稚内層とは不整合で接する（写真-2.2）。ヌカナン断層群沿いに分布する本層は概ね走向 NNW-SSE, 50~85° 東傾斜を示す。根本ほか(1979)によると層厚 700mと推定されている。長尾・牧野(1959)によると豊富背斜部に掘削された八線沢試錐の結果では、1300m以上とされている（図-2.3）。しかし、根本ほか(1979)による層厚及び本調査の地質分布から判断した層厚は 700mと考えられることから、八線沢試錐の厚い増幌層は大曲断層（逆断層）による繰り返しと解釈する。

なお、鬼志別層は調査地域よりも北側の稚内市、猿払村に模式的に発達する地層で根本ほか(1979)によれば層厚は 200mとされている。しかし調査地域内では層厚50m以下で増幌層とは整合関係にあるとされている。これらの理由から本調査では鬼志別層を増幌層と一括して図示した。

本層の年代について、秋葉(1975, 1979)によれば珪藻化石は *Denticulopsis lauta* の産出で特徴づけられるとしている。本層は珪藻層序区分でいうNDP 4AからNDP 5B前後に相当し、中新世中期と推定される（表-2.4）。

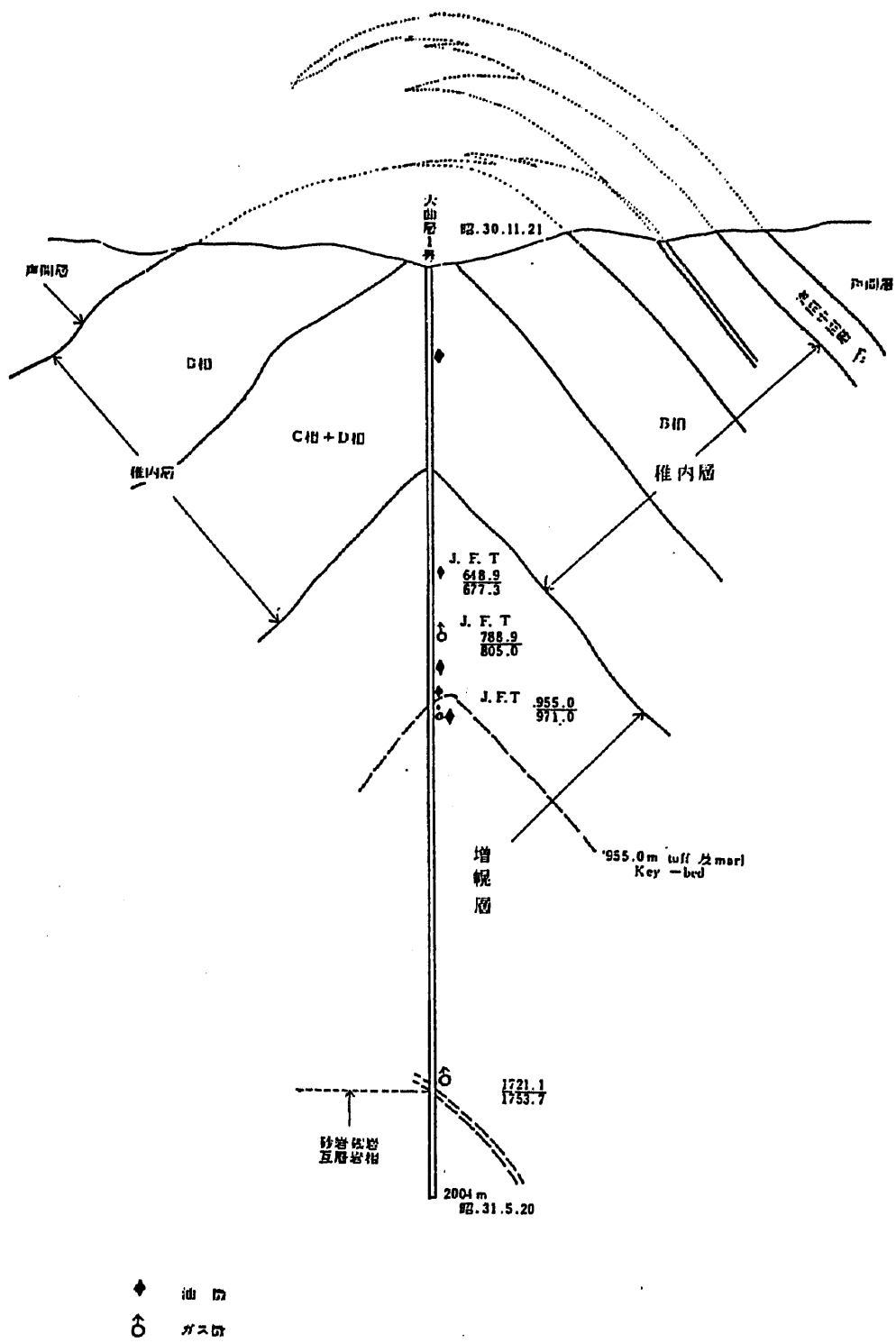


図-2.3 八線沢試錐断面図

長尾・牧野(1959)

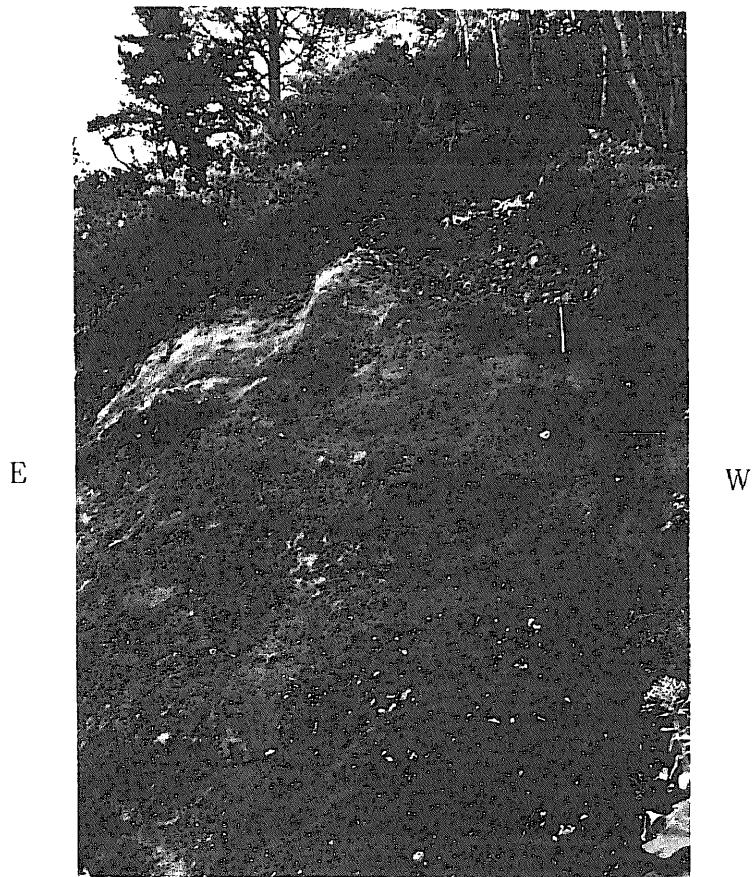


写真-2.2
 Loc. 5273 幌延町松尾沢東
 増幌層礫岩を不整合に覆う稚内層。
 稚内層の基底には角礫が点在し、
 厚さ2 m程度の砂岩が認められる。

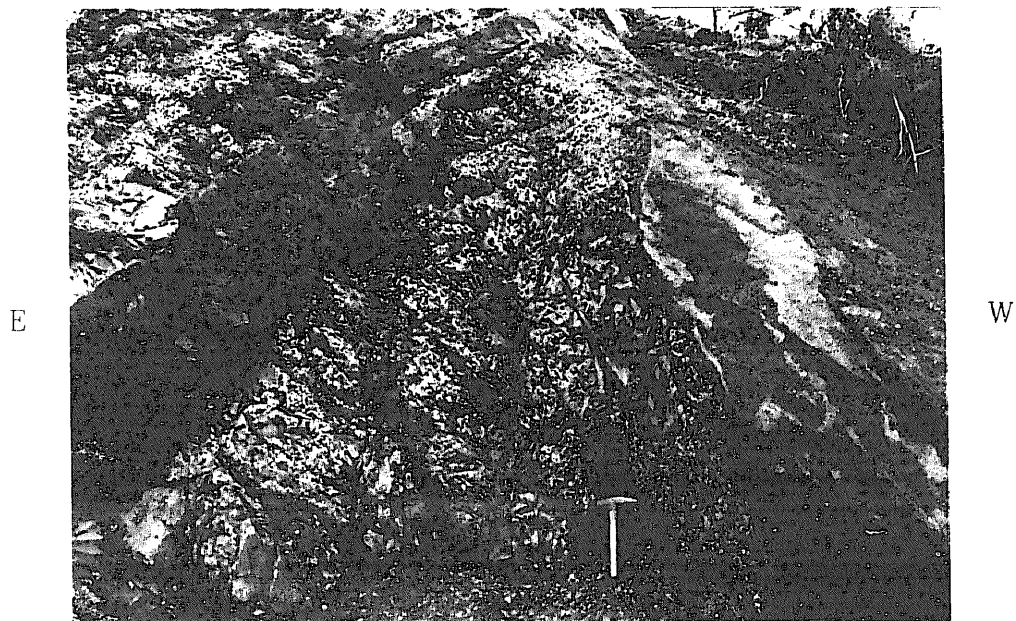


写真-2.3
 Loc. 5285 幌延町南沢牧場東
 乱堆積構造を示す増幌層の砂岩・シルト岩互層。

2.4.4 稚内層

本層は石田(1930)が命名し福沢(1985)が再定義した。本層は大曲断層に沿って東側に背斜をなして馬ノ背状に分布する。また、N1断層とN5断層との間に広く分布し、さらに問寒別盆地西縁～北縁に帯状に分布する。本層は珪質で硬い頁岩を主体とし、砂質泥岩薄層を挟む。基底部には砂岩・泥岩互層が発達する。珪質頁岩には5～10cm程度の間隔ではなく離面が発達しており、一部はチャート化している。また、ハンマーなどにより薄く割れ石器状を呈すること、再結晶によりガラス光沢を有していることなどに特徴がある。本層はほとんどが珪質頁岩からなるため、層理面を認定することが困難なことが多いが、砂質部の挟み層によって新鮮部では層理面が認定できる。

風化したものは灰白色となり不規則塊状の風化剝離をし、大礫～中礫の角礫となる。風化に対して非常に弱く道路法面等では風化層が厚く形成され易い。風化角礫はくさり礫化しスコップ等で容易に切れる。吸着性は非常に強く、露頭部では水酸化鉄の汚染によってタマネギ状、亀甲状などの同心縞目を呈する。福沢(1985)によると珪藻殻が溶解・消失し、非晶質シリカはオパールCT化しており、密度が増し固結化が進んでいる「硬質頁岩」である。薄片観察によると100ミクロン以下の粒子からなる微細で均質な岩石であり、海綿骨針や珪藻化石を含んでいる。

本層の分布は大曲断層東側でレンズ状の背斜をなすほか、ヌカナン断層群N1断層沿いでは、N-S～NNW-SSEの走向で西急傾斜をなしている。N2断層とN4断層に挟まれる地区ではN-S走向の複向斜構造をなす。また問寒別盆地北縁、北西縁では30～40°東～南傾斜、南西縁では70°東傾斜～直立を示す。

本層は上位の声問層と整合関係にあり(写真-2.4)、福沢(1985)によると声問層と稚内層との岩相境界は時間面と斜交すると言われる。すなわち、一部は同時異層と言われる。下位の増幌層とは不整合関係であり、ペンケオコッペ川中流のLoc. 5237などで確認される(写真-2.2)。福沢(1985)によると層厚は450mと推定されている。なお、長尾・牧野(1959)によると、八線沢試錐のボーリングデータ等から、約750mとされている(図-2.3)。

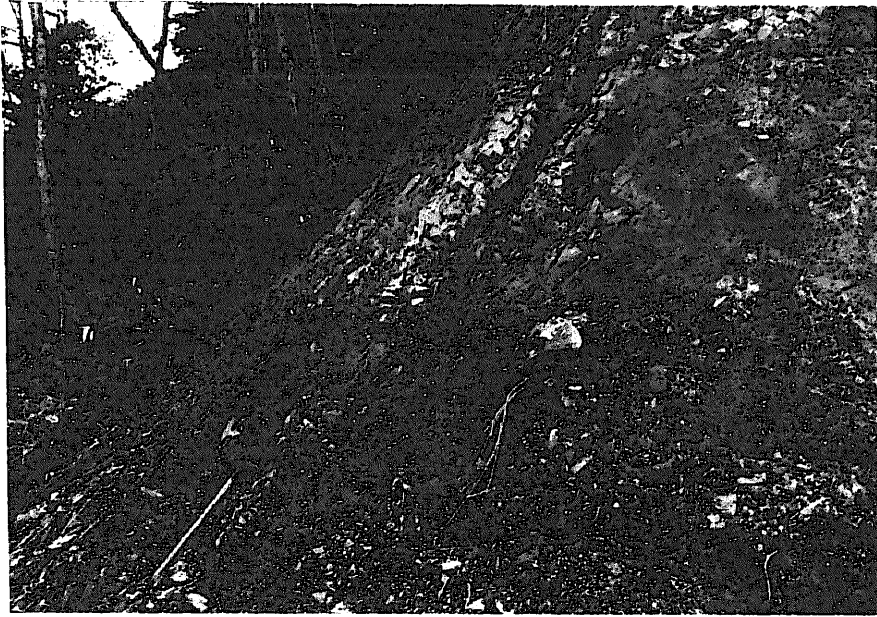


写真-2.4
 Loc. J71 幌延町問寒別ケナシポロ西
 稚内層泥岩（写真右側）を整合に覆う声問層泥岩（写真左側）。
 つるはしの延長位置が地層境界。
 稚内層の一部はチャート化している。



写真-2.5
 Loc. M1 幌延町ペンケオートヌオマップ川上流
 稚内層の硬質頁岩，砂質頁岩互層。

本層の年代については、福沢(1985)によれば珪藻化石は*Denticulopsis hustedtii*の産出で特徴づけられ、下半部には*Coscinodiscus yabei*,上半部には*D. dimorpha* が、それぞれ産出することが多いと述べている。このことから、本層は珪藻層序区分でいうNPD 5Cから5Dに相当し、中新世前期～中期と推定される(表-2.4)。

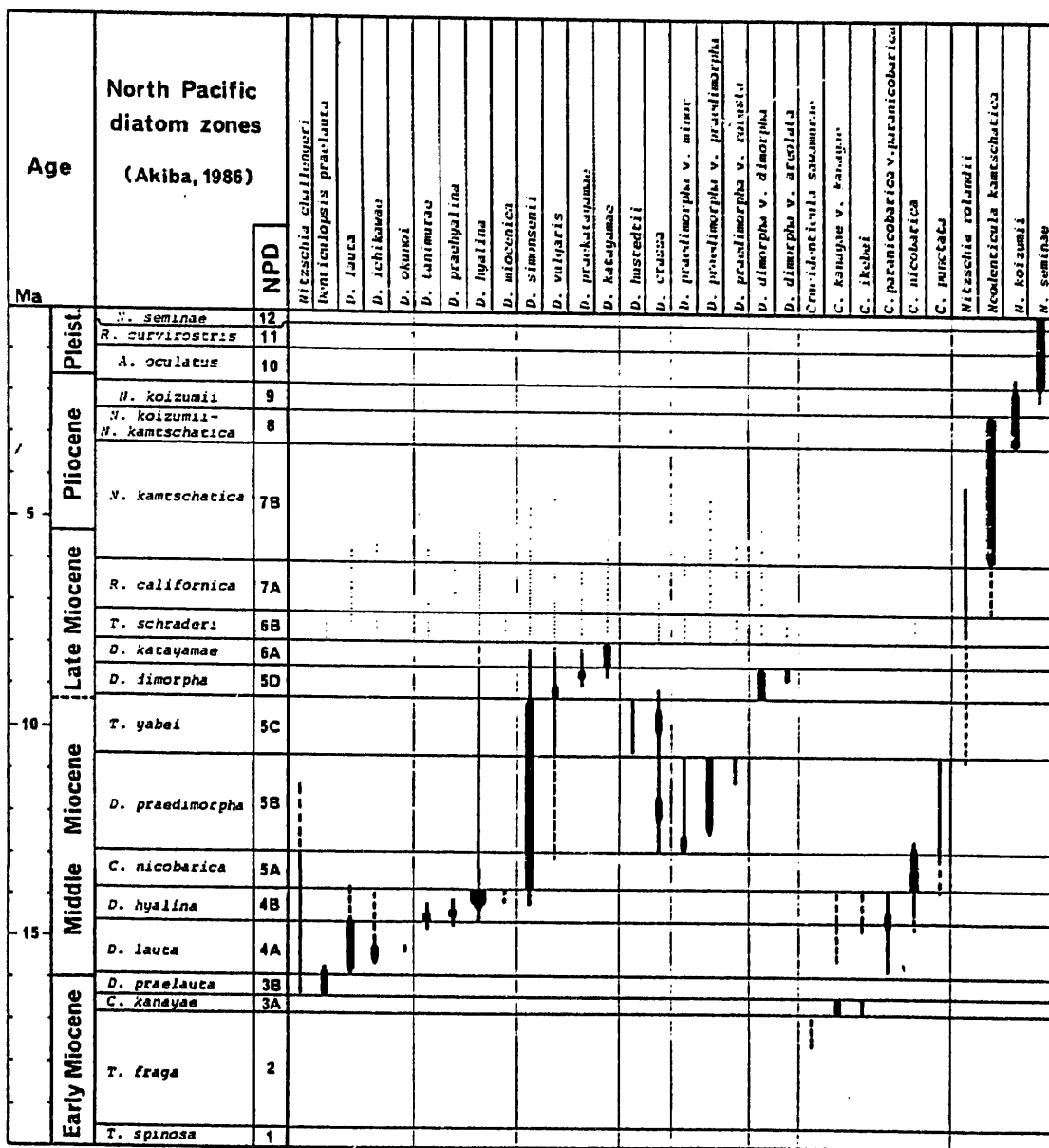


Fig. 8 Stratigraphic ranges of taxa of the genera *Denticulopsis*, *Crucidentricula*, *Neodenticula* and their related species in the middle- to high-latitude North Pacific. Width of solid line is roughly in proportion to abundance in occurrence of each taxon. Broken lines indicate sporadic occurrence. Narrow dotted lines show reworking observed in DSDP Hole 438A.

表 - 2. 4 珪藻化石帯の区分 (北太平洋 438A ボーリングの例)

Yanagisawa and Akiba (1990)

2.4.5 声 問 層

本層は渡辺(1914)によって命名され、福沢(1985)によって再定義された。本層は大曲断層西側で帯状に、また大曲断層からヌカナン断層にかけての山地に広く分布するほか、問寒別盆地にも南に開いた盆地状をなして分布する。下位の稚内層とは整合関係にあるが、大曲断層によって接するところもある。本調査では声問層を岩相に基づき珪藻質泥岩からなる主部相と砂質シルト岩・砂岩シルト岩互層からなる上部相とに二分した。後述するように上位の勇知層にほとんど場所で不整合に覆われる。

・主部相（珪藻質泥岩）

青灰色を呈する塊状泥岩からなり、凝灰岩薄層（現在確認されているものは4枚）を挟在する。泥岩は生物擾乱が著しく、粒度が均質で明瞭な層理は認められない。福沢(1985)によると珪藻殻が非晶質シリカ（オパールA）として保持されている。薄片観察によると、本層は稚内層に比べて珪藻などの化石が良く保存されており稚内層のように再結晶化が進んでいない。本相は稚内層と同様に珪藻化石、海綿骨針などを多量に含む珪藻質泥岩あるいは珪藻岩である。

風化した岩相は稚内層と酷似しているが、稚内層に比べてやや軟らかく、剝離面の発達程度も弱い。風化に対して非常に弱く道路法面等では風化層が厚く形成され易い。風化したものは灰白色となり、不規則塊状の風化剝離をする。風化角礫はくさり礫化しスコップ等で容易に切れる。乾燥したものは指先で容易に碎け、吸水性は非常に強く、露頭部では水酸化鉄の汚染によってタマネギ状、亀甲状などの同心縞目を呈する。

福沢(1985)によると声問層主部相の層厚は800mと推定され、広岡(1962)によると、調査地の西に位置する天北化学工業におけるボーリングデータとして約750mの厚さで声問層を図示している。

大曲断層と接してその西側に分布する本層は、走向 NNW-SSB~N-S, 40~80° 西傾斜を示す。一方、大曲断層とヌナカン断層の間には地質分布から声問層の向斜構造が推定されるが、層理面が識別しにくいため、その詳細な位置、構造は不明である。

問寒別盆地における声問層主部相の年代については、福沢(1985)によれば珪藻化石は*D. kamtschatica*(=N. k.)の産出で特徴づけられ、最上部には*D. seminae* var. *fossils*(=N. koizumii)が産出する場合があると述べている。このことから本層は珪藻層序区分でいうNPD 6Aから始まりNPD 9 までに相当し、中新世後期～鮮新世と推定される(表-2.4)。

・上部相(砂質シルト岩・砂岩シルト岩互層)

主部相の上位にあり、熊越峠Loc. H6などでは厚さ2~3 mの砂岩と厚さ1 m以下のシルト岩互層を呈し、シルト岩中には、黒色頁岩の径1~2 mmの円礫が点在している(図-2.4)。D-1ボーリング下部では厚さ数10cmの砂岩をときどき挟むシルト岩である。このシルト岩中にも黒色頁岩の径1~2 mmの円礫が点在している(写真-2.8)。

上部相の層厚は50~100 m程度で問寒別盆地の十六線集落付近やイワナの沢上流、十六線沢中流や大曲断層東側の上幌延の向斜部、大曲断層西側の熊越峠、上幌延牧場、雄信内に分布する。しかし、問寒別盆地南部(ヌカナン部落付近など)、大曲断層西側の南上幌延付近には認められない。また、候補地のD-1ボーリングでは厚さが420m(コア長450m)以上に達する。

各地の声問層上部相は分布と珪藻化石層序に基づいて5層に区分される。大曲断層西側ではNPD9~10層準(候補地、酒井の沢、熊越峠に分布、Ktu-1と仮称)とNPD8~9層準(上幌延のペンケオートヌオマップ川に分布、Ktu-2と仮称)に区分され、問寒別盆地ではNPD9~10層準(十六線沢、ケナシポロ川に分布、Ktu-4と仮称)とNPD7A層準(十六線沢に分布、Ktu-5と仮称)に区分できる。また、大曲断層とヌカナン断層に挟まれる地区にも珪藻化石層序は不明であるがKtu-3が向斜部に細長く分布する。

十六線沢におけるKtu-4とKtu-5とは層厚30m内で300万年間の時間差があり、不整合関係である。また、各地のKtuの化石層準と層厚を一定と仮定して地質図を見ると、大曲断層西側ではKtu-1は声問層主部相を不整合に覆い、勇知層に不整合に覆われる。Ktu-2は声問層主部相を整合に覆い、勇知層に不整

合に覆われる。Ktu-3 は分布から声問層主部相を整合に覆うと推定される。勇知層との関係は不明である。問寒別盆地のKtu-4 は分布から声問層主部相を不整合に覆い、勇知層に不整合に覆われる。Ktu-5 は声問層主部相中部の局地的な層相と考えられる。詳しくは 2.5節で述べるが、声問層上部相にはいろいろな時代の地層が含まれる(図-2.5)。しかし、各層を野外で岩相から識別することは困難であるので一括して図示した。

また、上下の地層との関係は4つケースがある。①ペンケオートカンラオマップ川(酒井の沢)、熊越峠の例：声問層主部相～勇知層と連続的に化石帯が認められる場合で、地層分布と層厚から判断して勇知層と声問層上部相とは不整合、声問層上部相と主部相も不整合である。

②ペンケオートヌオマップ川の例：連続的に化石帯が認められるが、声問層上部相にNPD8～9の化石帯が認められ、②の声問層上部相は①の勇知層と同時代である。地層分布と層厚から判断して勇知層と声問層上部相とは不整合である。

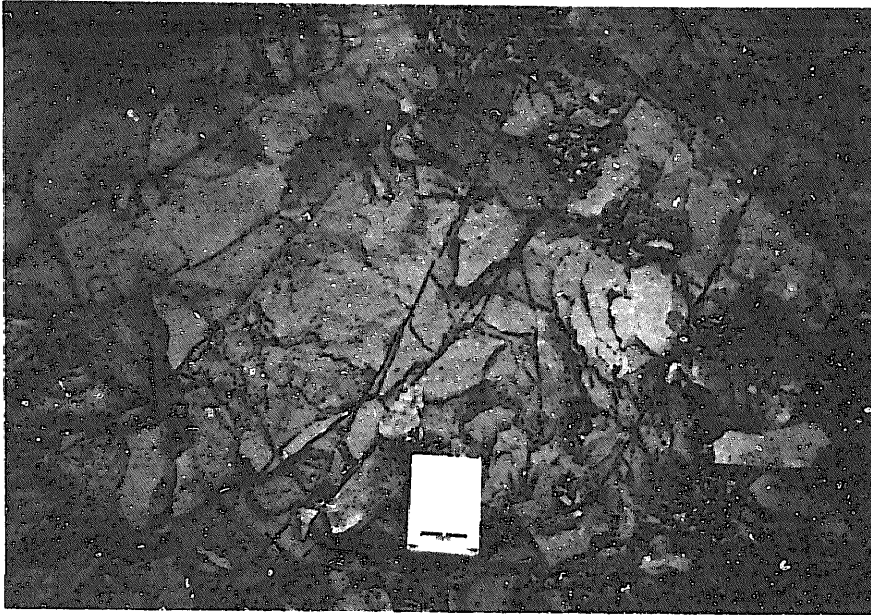
③ケナシポロ川の例：声問層上部相がほとんど分布せず、化石帯にも不連続がある場合で、勇知層と声問層上部相とは不整合である。

④十六線川の例：声問層上部相からNPD7AとN.Z.(NPD9?)が検出される場合で、声問層上部相内に不整合が存在する。

D-1ボーリングは①と同じ化石層序であるが勇知層と声問層上部相との関係は、候補地が大曲断層低下側に位置すること、コア観察で両層境界は漸移することから、各地層は整合と推定される。

「北海道北部地域の第四紀層序に関する検討」(1992)は、D-1ボーリングにおける珪藻化石(*N. seminae*)と浮遊性有孔虫化石(*Pachydelma*の右巻-左巻)から声問層上部相が2Maより新しい可能性があり、本層最上部に鮮新-更新世境界(1.6Ma)が位置する可能性が高いと考えた。

N



S

写真-2.6
 Loc. J60 幌延町間寒別ケナシボロ西
 声問層の泥岩。塊状無層理であるが、
 椎内層に比べて、やや軟らかい。



W

写真-2.7
 Loc. 5286 幌延町南沢牧場東
 風化した声問層泥岩。

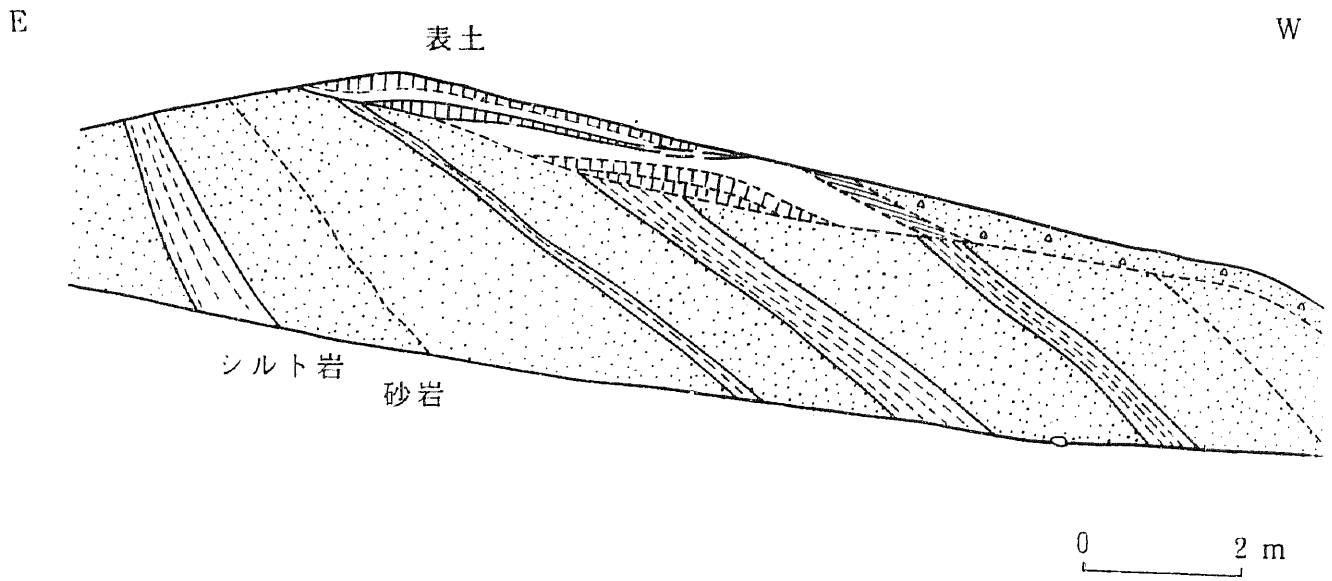


図-2.4 Loc.H6 幌延町熊越峠西
声問層上部相の岩相

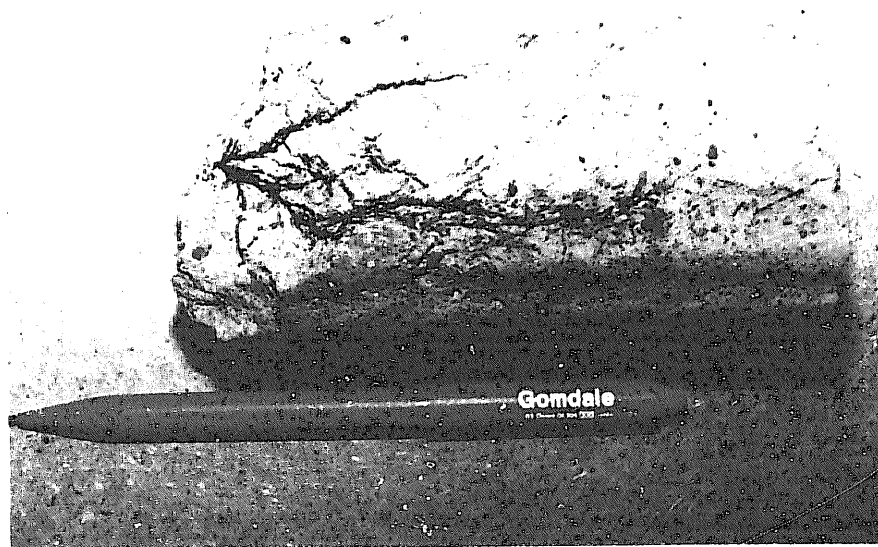
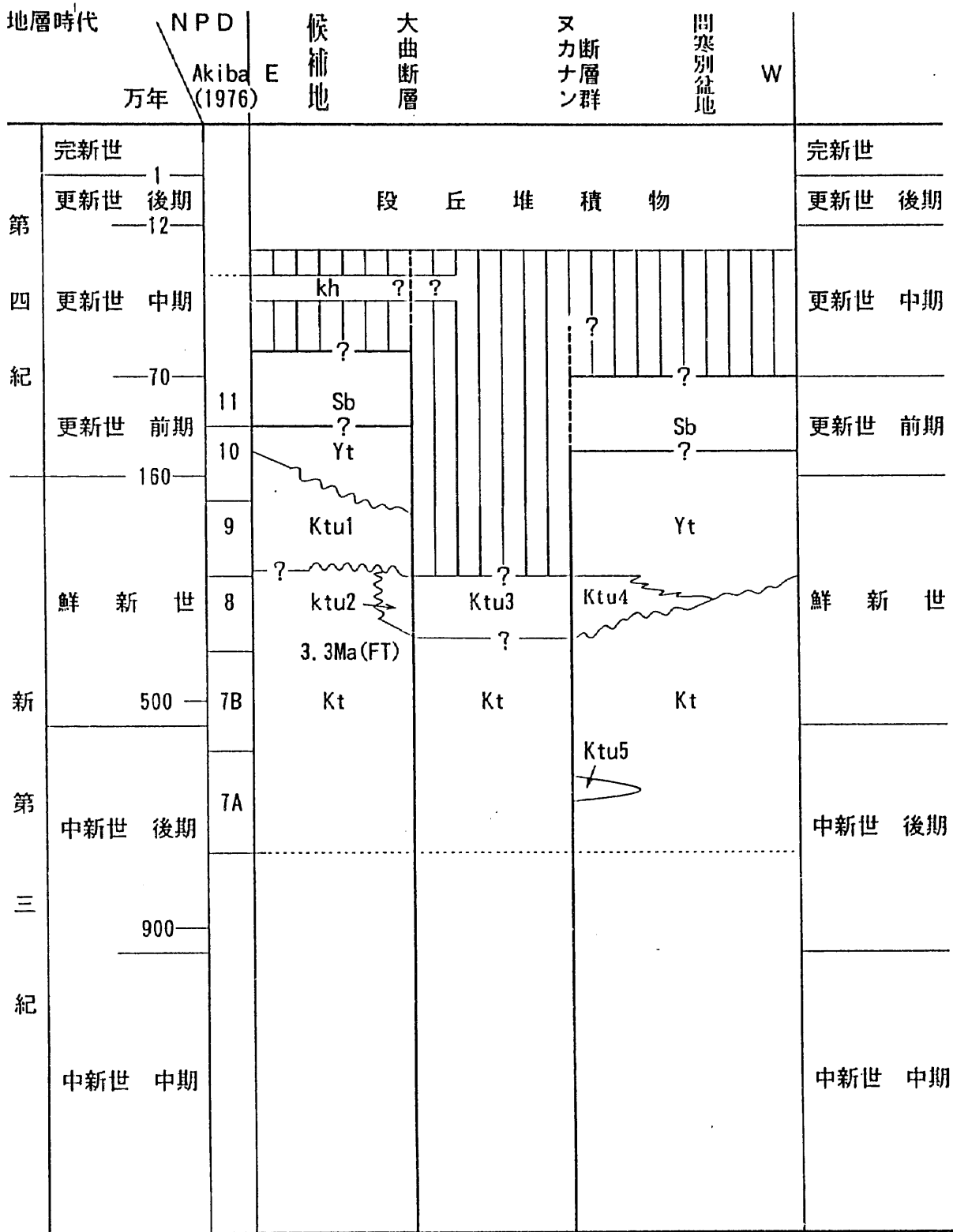


写真-2.8
D-1ボーリングコア1350mの声問層上部相
細礫がまじる砂質シルト岩



kh: 恵北層 Ktu: 声問層上部相 Kt: 声問層
 Sb: 更別層
 Yt: 勇知層

図 - 2.5 K t u の層序

2.4.6 勇 知 層

本層は渡辺(1914)が命名した。本層はほとんどの地点で下位の声問層主部相あるいは上部相を不整合に覆い(写真-2.9)、上位の更別層とは整合関係にある。大曲断層西側では断層と平行に幌延町雄信内で幅 400m, 幌延町市街北西部で1000~1400mで帯状に分布している。問寒別盆地ではイワナの沢付近にNW-SE方向の向斜軸を持ち南に開いた舟底型堆積構造をなして分布する。

本層は比較的軟らかい中~細粒砂岩を主体としている。砂岩は淘汰が良く層理も比較的明瞭であり、貝化石を含む。問寒別盆地のケナシボロ川では多量の貝化石を産し、*Fortipecten takahasii*, *Clinocardium* Sp., *Dosinia japonica*, *Mercenaria stempsoni*, *Ezocallista brevisiphonata*などが報告されている(写真-2.10)。また、問寒別盆地ヌカナンにおいて本層最下部には岡・五十嵐(1993)によって3枚の凝灰岩(T3~T5)が報告されている。

大曲断層西側に分布する本層は、NNW-SSE 走向, 30~80° 西傾斜をなし、大曲断層に近づくにしたが急傾斜を示す。また南の雄信内付近は特に急傾斜であり、80° 西傾斜~直立を示す。一方、問寒別盆地における本層の構造は盆地西縁でN-S 走向, 30~70° 東傾斜をなし、大曲断層西側と同じく北部に比べて南部ほど急傾斜である。また、盆地北部の十六線ではE-W 走向となり30~40° 南傾斜となる。さらに盆地東縁ではN-S 走向の問寒別東方断層群(活断層研究会, 1991)があり、勇知層・更別層は西急傾斜となる。本層の層厚は大曲断層西側で 520m 程度(D-1 ボーリング), 問寒別盆地で 500m(岡・五十嵐, 1993)とされている。

問寒別盆地における本層の年代については、福沢(1987)によれば珪藻化石層序として本層最下部に*D. seminae* var. *fossils*(=*N. koizumii*) 初産出層準があたると述べている。また、貝化石としては滝川一本別動物群の*Fortipecten takahasii* を含む。岡・五十嵐(1993)は花粉分析を行い問寒別盆地における本層の年代を鮮新世中期~後期(3.5~2.4Ma)としている。

一方、大曲断層西側において「北海道北部地域の第四紀層序に関する検討」(1992)は、花粉化石と浮遊性有孔虫化石に基づいて本層最下部から上位に向っ

て寒冷化が始まった可能性が高いことを明らかにした。また、ペンケオーカンラオマップ川における本層下部から更新世前期を示す *N. seminae* が検出されている。以上のことから大曲断層西側の本層は更新世前期と推定される。

したがって、大曲断層西側の勇知層と問寒別盆地の勇知層とでは堆積年代に差が存在している可能性が高いと考えられる（図-2.6）。また、天然ガス鉱業会(1982)は *Fortipecten takahashii* を示標種とする勇知階・更別階が有孔虫、珪藻化石により更新統である可能性が大きいと述べているので、大曲断層西側の勇知層だけでなく、勇知層全体が若くなる可能性もある。

遠別地域
(土, 1979)

候補地D-1

問寒別盆地
(福沢, 1985) (五十嵐・岡, 1989)

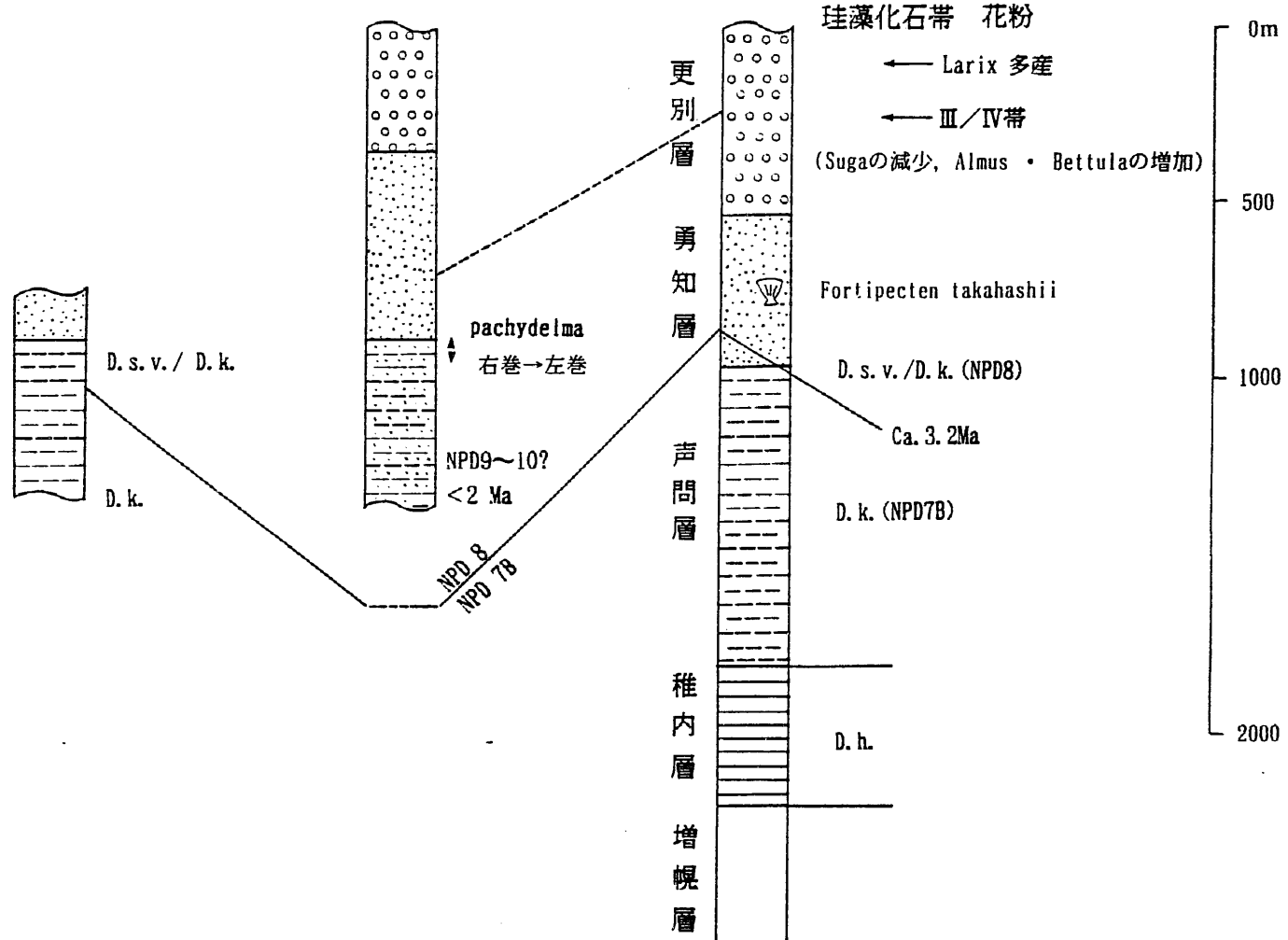


図-2.6 候補地と周辺地域との地層対比



写真 - 2. 9

Loc. Ym135 幌延町上幌延牧場

下位の声間層上部相泥岩（写真右半分）を不整合に覆う
勇知層砂岩。両層の境界は55° 西傾斜を示す。

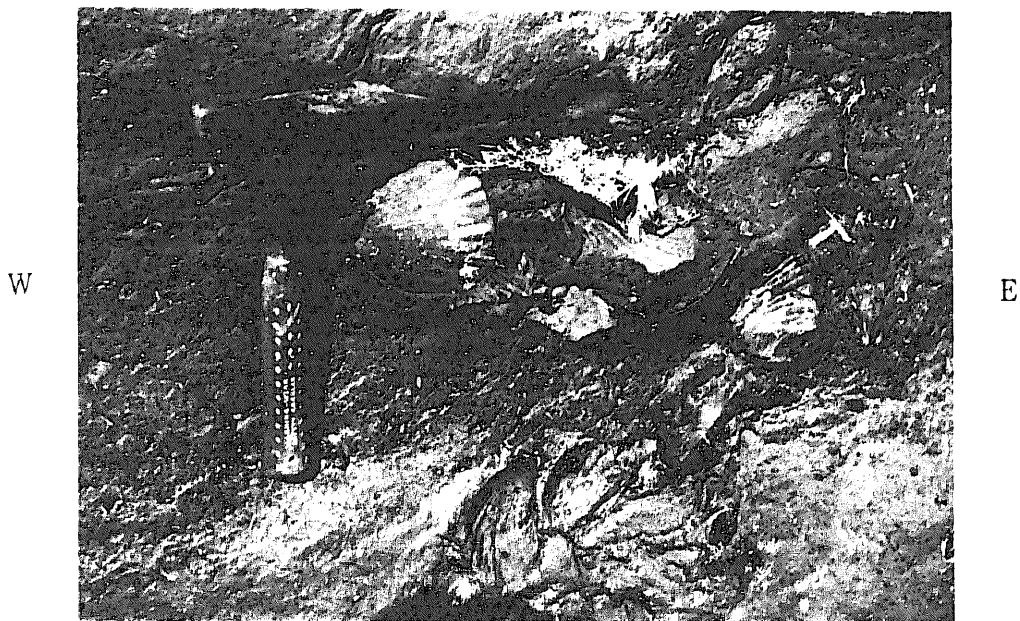


写真 - 2. 10

Loc. M3 幌延町中間寒別ケナシポロ川中流

勇知層砂岩内に認められる貝化石。

（*Fortipecten takahashii*を含む）

2.4.7 更 別 層

本層は渡辺(1918)が命名した。下位の勇知層を整合に覆い(写真-2.11)、上位の恵北層に不整合に覆われている。ただし、問寒別盆地十六線付近では部分的に勇知層と不整合である。既往文献やD-1ボーリングにおける境界にしたがって、野外でも最初の顕著な礫岩の出現をもって更別層と勇知層との境界とした。大曲断層西側では勇知層の西隣に標高50~150mの丘陵をなして分布している。問寒別盆地では盆地中央部の標高50~200mの丘陵をなして広く分布している。

本層は、単層が数10cm~数mの厚さの砂層と礫層の互層からなり、斜交葉理が発達する(写真-2.11)。しばしば白色凝灰質シルト、青灰色シルト、亜炭層を挟在する。礫層は径1~5cmの円礫からなり、淘汰は良い。問寒別盆地西縁のLoc.M5では本層下部に2枚の凝灰岩が挟在する。それぞれ、t-Tu, t-TLと仮称する(写真-2.12)。岡・五十嵐(1993)によると問寒別盆地の更別層はラグーン成で*Corbicula japonica*(ヤマトシジミ), *Potamocorbula amurensis*(ヌマコダキガイ)などを産するとされる。

大曲断層西側では更別層と勇知層との境界が30°程度の西傾斜を示し、西に向かってゆるくなる構造となっている。問寒別盆地ではNNW-SSE走向の向斜軸に沿って分布し、盆地西縁南部では50°東傾斜、盆地西縁北部では5~10°東傾斜を示すが中央部に向かって緩くなり、ほぼ水平となる。一方、岡・五十嵐(1993)によると調査地域外の問寒別盆地東縁では20~40°西傾斜で一部は直立する。

本層の層厚は、大曲断層西側では330m(D-1ボーリング)、問寒別盆地では最大850m(岡・五十嵐, 1993)とされている。本層の年代について、調査地域外で松井(1963)は*Fortipecten* sp. の産出を報告しており、鮮新世と推定している。しかし、秋葉(1979)の川口背斜西翼における珪藻分析やUozumi et al.(1986)の下エベコロベツ川上流における貝化石分析結果は、更別層が鮮新世末期から更新世前期であることを示す。

問寒別盆地における本層の年代について、岡・五十嵐(1993)は堆積相、花粉

分析から鮮新世後期～更新世前期末(2.4～0.7Ma)と考えている。一方、大曲断層西側のD-1ボーリングにおいては、本層下位の勇知層を微化石分析結果に基づいて更新世前期と推定していることから、大曲断層西側における本層の年代は更新世前期～中期と推定される。したがって、更別層も問寒別盆地と大曲断層西側において堆積年代に差異が存在する可能性がある。



写真 - 2.11

Loc. Ym13 幌延町幌延市街地東の土取場
 下位の勇知層砂岩（写真右下）を整合に覆う
 更別層・砂層・礫層。
 更別層中の白色薄層は、凝灰質シルト。
 両層の境界は、30° 西傾斜を示す。

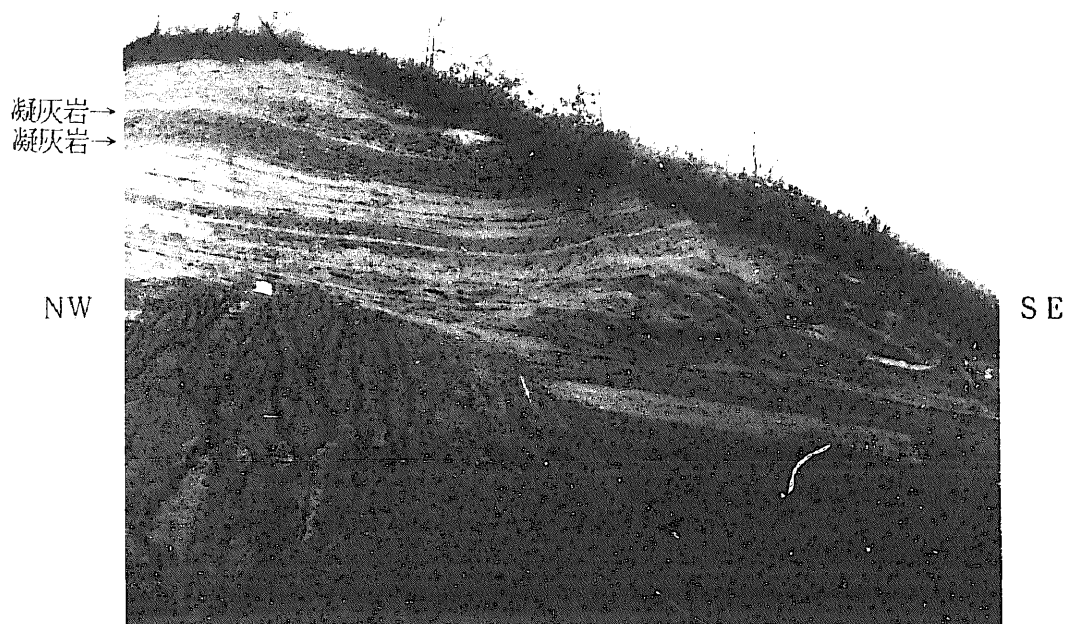


写真 - 2.12

Loc. M5 幌延町間寒別
 更別層の砂層，シルト。上部のシルトの中に2枚の凝灰岩が挟在する。

2.4.8 恵北層

本層は更別グループほか(1966)が命名した。更別層・勇知層・声問層を傾斜不整合に覆い、段丘堆積物に不整合に覆われる。本層は南幌延以南の標高20～60mの丘陵地帯に分布するほか、更別グループほか(1966)によるとサロベツ原野下の-60m付近にまで分布すると言われる。

本層は礫層・砂層・シルト・亜炭の不規則な互層からなり、ほぼ水平の層理を持つ(写真-2.13)。現在までのところ露頭で識別可能な西傾斜はない。礫種は声問層泥岩起源の偏平礫；いわゆるビスケット礫が優勢であり、長尾(1960)によると本層の特徴とされている。声問層起源の礫を主体に構成されている原因としては、更別層堆積以降に問寒別盆地との分水嶺が隆起運動によって形成され、現在、西方へ流れている小河川の集水域がほとんど声問層分布域に限定されたためと考えられる。本層の層厚は地表付近では20～50mと推定される。

また、幌延町雄信内付近ではほぼ水平で丘陵脚部に帯状に分布する段丘堆積物より古い、恵北層と推定される礫層が分布する。この礫層中は各種岩質の円礫が含まれ、おそらく当時の天塩川が運搬してきたと考えられる。

長尾(1960)などは本層を沼川層と呼んでいたが、更別グループほか(1966)は本層を恵北層と改称し、第四紀前期～中期の氾濫原型の堆積物とした。これに対し、松澤ほか(1989)は本層から $32,750 \pm 2,150$ y. B. P. と $> 40,000$ y. B. P. という ^{14}C 年代を報告し、十勝平野のピラオトリ層(3万年前後)に対比している。

ここでは、恵北層が平坦面を形成しないこと、段丘堆積物より分布上限の標高が高いこと、やや固結していること等から、更新世中期の堆積物と推定する。しかし、これまで恵北層とされていた地層の中には、より新期の段丘堆積物、崖錐堆積物も含まれている可能性がある。

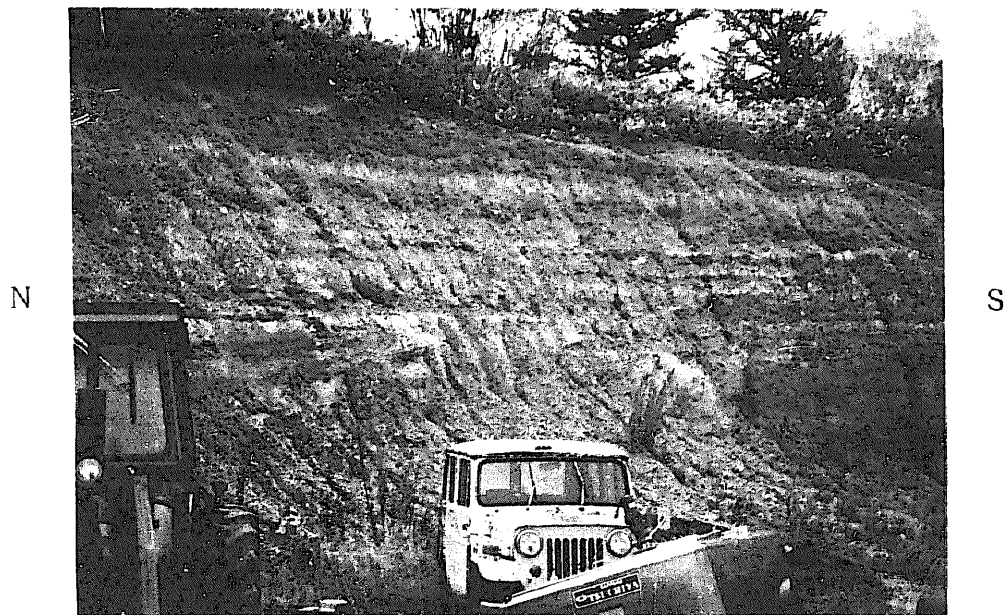


写真 - 2.13
幌延町開進
ほぼ水平な層理を示すシルト、砂、ビスケット礫互層。

2.4.9 段丘堆積物

本地域では、空中写真判読により、高位からH段丘，M段丘，L I段丘，L II段丘，A段丘の5段の段丘面が区分される。

(1) H段丘

幌延町開進，安牛付近の台地に標高20～30mで分布する。Loc. 601では恵北層を不整合に覆って分級の悪い径10cm以下の垂円～垂角礫からなる厚さ3～4mの礫層としてみられる。平坦面の保存は良いが樹枝状の谷によって開析されており、現河床からの比高は25mである。地形の開析の程度から南関東の多摩面相当（更新世中期）と推定される。なお、雄信内天塩川左岸の高位段丘（岡，1986）は空中写真判読によりH段丘より一段高い段丘と判読される。

(2) M段丘堆積物

幌延町パンケオートヌオマップ川上流に標高50～70mで小分布するほか、十六線沢中流部に標高約70mで分布する。現河床からの比高は20m程度である。Loc. 5261では声問層を不整合に覆って厚さ3mの凝灰質シルトを挟む礫・シルト互層がみられる。この地層の年代証拠はないが、固結度が良くないこと、開析度の類似性から海岸沿いで池田ほか(1981)が記載している下末吉相当段丘（12～13万年前）に対比される可能性が高い。「北海道北部地域の断層に関する調査」（1990）によると海岸沿いの下末吉相当段丘は、調査地域西方の幌延町作返や天塩町北河口に標高20m前後で分布し、平坦面の保存は良いが、樹枝状の谷によって開析されている。

(3) L I段丘堆積物

幌延町北進付近に標高60～80mで分布する。また、十六線沢に沿っても標高50～60mで小分布する。Loc. M7では声問層を不整合に覆って厚さ数mの垂円礫がみられる。本堆積物は河床からの比高15～20mの段丘面を形成する。本段丘面は地形的な連続性から豊富町下エベコロベツ川沿いに追跡され、豊富町東豊富Loc. Ym24（北海道北部地域の地質に関する調査資料の購入，1988）ではワンの沢軽石に覆われるL I段丘に対比される。ワンの沢軽石は利尻火山起源の火山灰で柳田・清水(1992)により、4.8万年より古く7万年より新しいとされ

ている。したがって、本段丘は南関東の武蔵野面相当（4～6万年前）と推定される。

本段丘は幌延町北進の大曲断層推定位置付近に比較的広く分布し、その上にリニアメントが認められない。今後、大曲断層の位置が正確に把握されれば、大曲断層の第四紀後期の活動性を論じる資料となる可能性がある。

(4) LⅡ段丘堆積物

幌延町パンケオートヌオマップ川，ペンケオーカンラオマップ川，下エベコロベツ川に沿って標高40～80mで分布する。また、十六線沢に沿っても標高30～40mで分布する。パンケオートヌオマップ川沿いのLoc. S19では声問層を不整合に覆って厚さ5～8mの成層した亜円礫・砂がみられ、河床からの比高5～10mの段丘面を形成する。同地点では堆積物の中に挟在する木片から22,050±630y. B. P. の¹⁴C年代が得られている（北海道北部地域の地質に関する調査資料の購入業務,1988）。したがって、本段丘は南関東の立川面相当（2～3万年前）と考えられる。パンケオートヌオマップ川沿いの本段丘は大曲断層推定位置を覆うように分布しており、断層活動性の評価資料となり得る。

(5) A段丘堆積物

調査地域の各河川沿いに分布する。ペンケオートカンラオマップ川（酒井の沢）沿いのLoc. 101では声問層を不整合に覆って厚さ6mの亜角礫がみられる。本堆積物は河床からの比高5m以下の段丘面を形成する。Loc. 101では本堆積物の中に挟在する木片から3,750±190y. B. P. の¹⁴C年代が得られた。また、ペンケオートヌオマップ川沿いLoc. Ym19では本堆積物の中に挟在する木片から5,470±130y. B. P. の¹⁴C年代が得られている（北海道北部地域の地質に関する調査資料の購入業務,1988）。したがって、沖積段丘と考えられる。

2.5 地質層序の検討

本調査では声問層を岩相に基づき、珪藻質泥岩からなる主部相と砂質シルト岩・砂岩シルト岩互層からなる上部相とに二分した。ここでは声問層上部相と主部相との関係、また勇知層との層序関係について検討を行い、これらの年代についても述べる。声問層上部相は後述するように珪藻化石分析結果を参考にすると上部相は主部相と整合に重なり声問層の最上部をなす場合と、主部相とは不整合で勇知層の最下部をなす場合とがあり、さらに両者とも不整合で独立している場合さえある。しかし、両者の野外での識別は困難であるので声問層上部相と一括して取り扱う。

・声問層主部相の年代と凝灰岩

問寒別盆地における声問層主部相の年代については、福沢(1985)によれば珪藻化石は *D. kamtschatica*(=N.k.) の産出で特徴づけられ、最上部には *D. seminae* var. *fossils*(=N.koizumii) が産出する場合があると述べている。このことから、本層は珪藻層序区分でいう NDP 6A から始まり NDP 9 までに相当し、中新世後期～鮮新世と推定される(表-2.4)。

大曲断層西側の熊越峠においては声問層主部相の上部～中部に2枚の凝灰岩が、雄信内に近いパンケオーカンラオマップ川(酒井の沢)では主部相の中部に1枚の凝灰岩が挟在し、それぞれ t-Ku, t-K1, t-S と仮称する。一方、岡・五十嵐(1993)は問寒別盆地において主部相最上部に2枚の火山灰(T1, T2)が挟在することを報告している。声問層主部相中部の t-S については 2.66 ± 0.17 Ma (K-Ar年代), 3.3 ± 0.3 Ma (FT年代) が得られた。この年代は福沢(1985)の珪藻化石層序と矛盾しない。

・声問層上部相の年代と凝灰岩

声問層上部相の年代は大曲断層西側において、珪藻化石(*N. seminae*)と浮遊性有孔虫化石(*Pachydelma* の右巻-左巻)から本層上部が2 Maより新しい可能性があり、本層最上部に鮮新-更新世境界(1.6 Ma)が位置する可能性が高いと

考えられた（北海道北部地域の第四紀層序に関する検討, 1992）。その後の野外調査の試料に基づく珪藻化石分析結果でも、大曲断層西側の多くの地点で再堆積化石群集のなかに *N. seminae* が産出し、他の珪藻化石との組合せや有孔虫化石、花粉化石分析の結果を考慮すると声問層上部相の大部分は更新世前期 (NPD 9~10) の堆積物であることを示している。

一方、問寒別盆地では声問層上部相は主部相最上部と一連の珪藻化石帯を産出する場合もあり、その場合には鮮新世後期 (NPD 8~9)、まれには再堆積の可能性もあるが中新世後期 (NPD 7A) の珪藻化石も産する（十六線沢の試料 J4）。問寒別盆地の声問層上部相も珪藻化石分析では大曲断層西側と同様に再堆積化石群集が認められるが *N. seminae* は確認されていない。問寒別盆地の声問層上部相もおそらく、大曲断層西側と同じく更新世前期 (NPD 9~10) の堆積物と思われるが積極的証拠はない。

声問層上部相の凝灰岩としては、大曲断層東側のペンケオッコッペ川中流 Loc. M2 では 1 枚の凝灰岩 (t-P: 仮称) が挟在している。

・勇知層の年代と凝灰岩

問寒別盆地における勇知層の年代については、福沢 (1987) によれば珪藻化石層序として本層最下部は *D. seminae* var. *fossils* (= *N. koizumii*) 初産出層準があたると述べている。また、貝化石として滝川一本別動物群の *Portipecten takahasii* を含む。岡・五十嵐 (1993) は花粉分析を行い本層の年代を鮮新世中期~後期 (3.5~2.4Ma) としている。また、ヌカナンにおいて本層最下部には岡・五十嵐 (1993) によって 3 枚の凝灰岩 (T3~T5) が報告されている。

一方、大曲断層西側において「北海道北部地域の第四紀層序に関する検討」(1992) は、花粉化石と浮遊性有孔虫化石から本層最下部から上位に向って寒冷化が始まった可能性が高いことを明らかにした。また、ペンケオーカンラオマッブ川における本層下部から更新世前期を示す *N. seminae* が検出されている。これらから大曲断層西側における本層の年代は更新世前期と推定される。なお、本調査では問寒別盆地における勇知層の珪藻化石分析結果から積極的な年代資

料は得られていない。

・勇知層と声問層上部相との関係

勇知層と声問層上部相との不整合関係は露頭観察によって識別できない（例えば、熊越峠 Loc. H6 や上幌延牧場 Loc. M7）。しかし、平面的な分布からみると大曲断層に沿う北進や南幌延では声問層上部相が勇知層の分布によって欠如しており、勇知層と声問層上部相との不整合関係を示す。また、問寒別盆地の十六線川に沿って分布する勇知層も声問層分布域内に大きく入り込んで分布している。ただし、十六線川では勇知層と声問層上部相とインターフィンガーして分布しており整合と考えられる。むしろ、声問層上部相と主部相とが不整合関係にあることになる。十六線川における声問層主部相が侵食された量は 250～600 m と推定される（A-A' 断面）。なお、この勇知層の基底をなす凹地はその下位の声問層・稚内層の向斜構造から位置が少しはずれているので、侵食によって形成された当時の海底谷である可能性も考えられる。また、十六線川付近でも声問層上部相は広く分布し、当時の問寒別川に影響を受けた砂質海底堆積物の可能性もある。

珪藻化石分析結果からみるとパンケオートマップ川とケナシポロ川では勇知層と声問層上部相との間に時間間隙がある。また、熊越峠とパンケオートカンラオマップ川（酒井の沢）では声問層上部相と主部相との間に時間間隙があり、不整合と考えられる。さらに十六線沢では声問層上部相中に時間間隙が認められる（図-2.7）。

特に、大曲断層の西縁における声問層上部相は地質図上の分布および珪藻化石分析結果からみて、その上限を勇知層に不整合に覆われる。さらに下限も珪藻化石分析結果によると声問層主部相を不整合に覆い、上下とも不整合関係で局地的ではあるが独立した地層である。しかし、候補地の D-1 ボーリングでは声問層上部相と勇知層との間には岩相上も、珪藻化石層序上も不連続は認められない。沈降域であることを考慮すると整合と考えられる。大曲断層近傍において声問層上部相の上下に存在する不整合は局地的な地殻変動に起因する可

能性がある。

以上のことから、勇知層と声問層上部相とは一般的に不整合関係であるが、一部は勇知層と一連であったり、声問層の最上部と一連であったりする（図-2.8）。

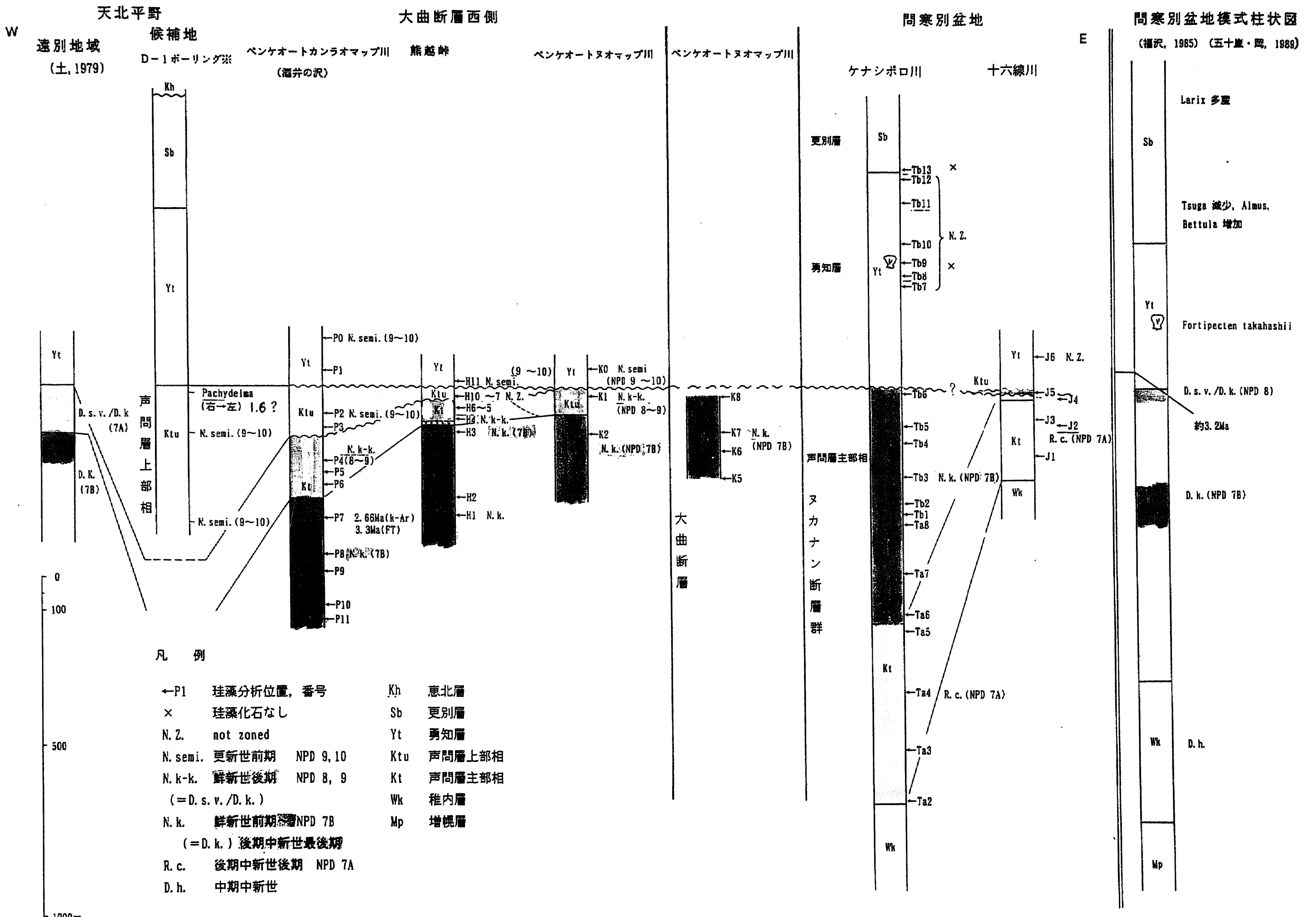


図-2.7 珪藻層序対比

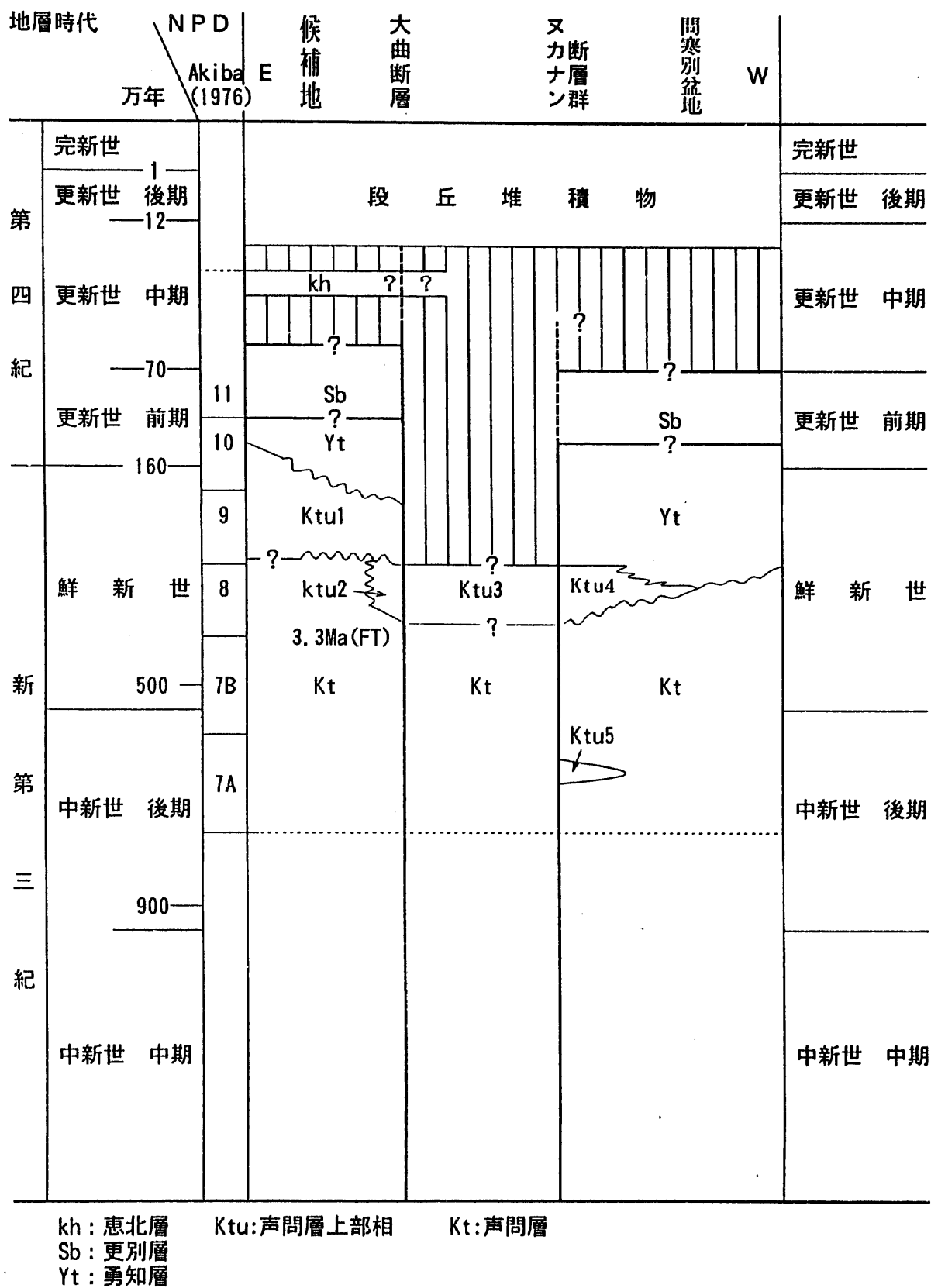


図-2.8 声問層以降のタイムスペースダイアグラム

3 地質構造

3.1 概要

本調査地にはNNW-SSE 走向を持つ大曲断層，ヌカナン断層群（N 1～N 5 断層）およびNE-SW 走向の十六線沢断層，豊神断層，下炭の沢断層（仮称）の合計 9 条の比較的変位量の大きな断層の存在が推定される（図-3.1）。

大曲断層は一般に西側の声問層と東側の稚内層とを境する断層である。大曲断層の西側には声問層主部相，声問層上部相，勇知層，更別層が断層と同走向で帯状に配列し、西に傾斜する同斜構造をなす。地層の傾斜は断層近傍では声問層・勇知層で約 80° ～逆転 80° を示し、断層から離れるにしたがい緩くなる。更別層では最大 60° で一般的には 30° 以下となる。大曲断層西側では北部（熊越峠など）に比べて南部（幌延町雄信内など）では各地層が急傾斜となる。このよな地質構造差は問寒別盆地西縁でも認められる。

ヌカナン断層群は一般に本調査地における下位層の増幌層あるいは宗谷層の西縁を限る断層群であり、N 1断層からN 5断層に分かれる。ヌカナン断層群の東側には、宗谷層，増幌層，稚内層が断層と同方向の走向で東に傾斜する同斜構造をなし、問寒別盆地では向斜構造の西翼を構成している。

大曲断層とヌカナン断層群に挟まれる地区には、大曲断層の東沿いに稚内層がレンズ状に背斜をなして分布し、その東側に声問層主部相が広く分布し、一部に声問層上部相がN-S走向で狭くレンズ状に分布している。走向・傾斜からみると、稚内層分布域にはN-S走向の背斜軸が、声問層主部相及び上部相分布域にはN-S走向の向斜軸が推定される。稚内層レンズ状分布域に2条推定される背斜軸はいずれも南延長を大曲断層に切断されている。また、推定される背斜軸は大曲断層の走向とやや斜交している。

十六線沢断層，豊神断層，下炭の沢断層は問寒別盆地の向斜軸を斜断する形でNE-SW 走向に連続する断層である。

これらの断層の分布及び諸元を表-3.1 に示す。

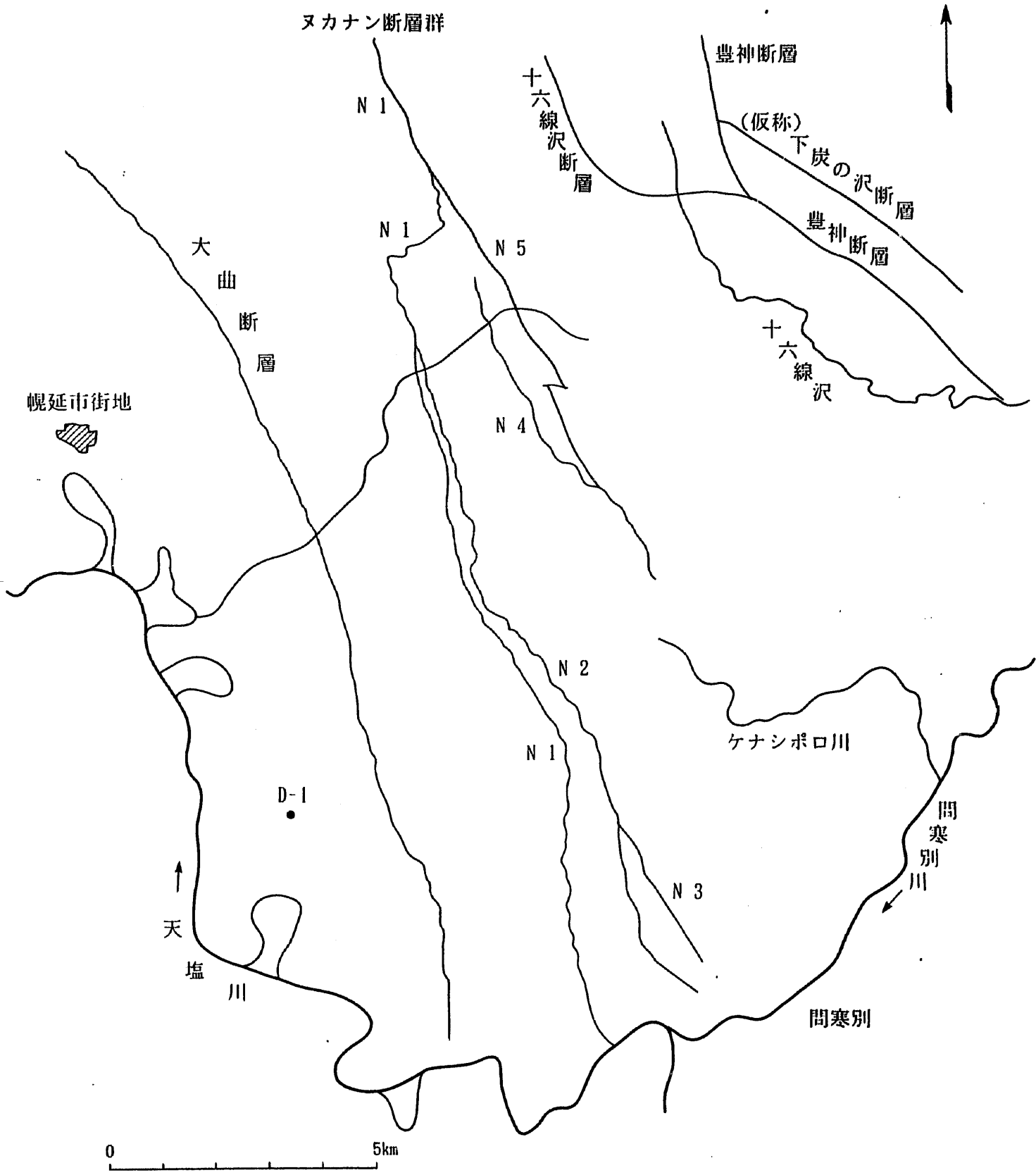


図-3.1 断層分布図

表-3.1 各断層の変位量, 時期

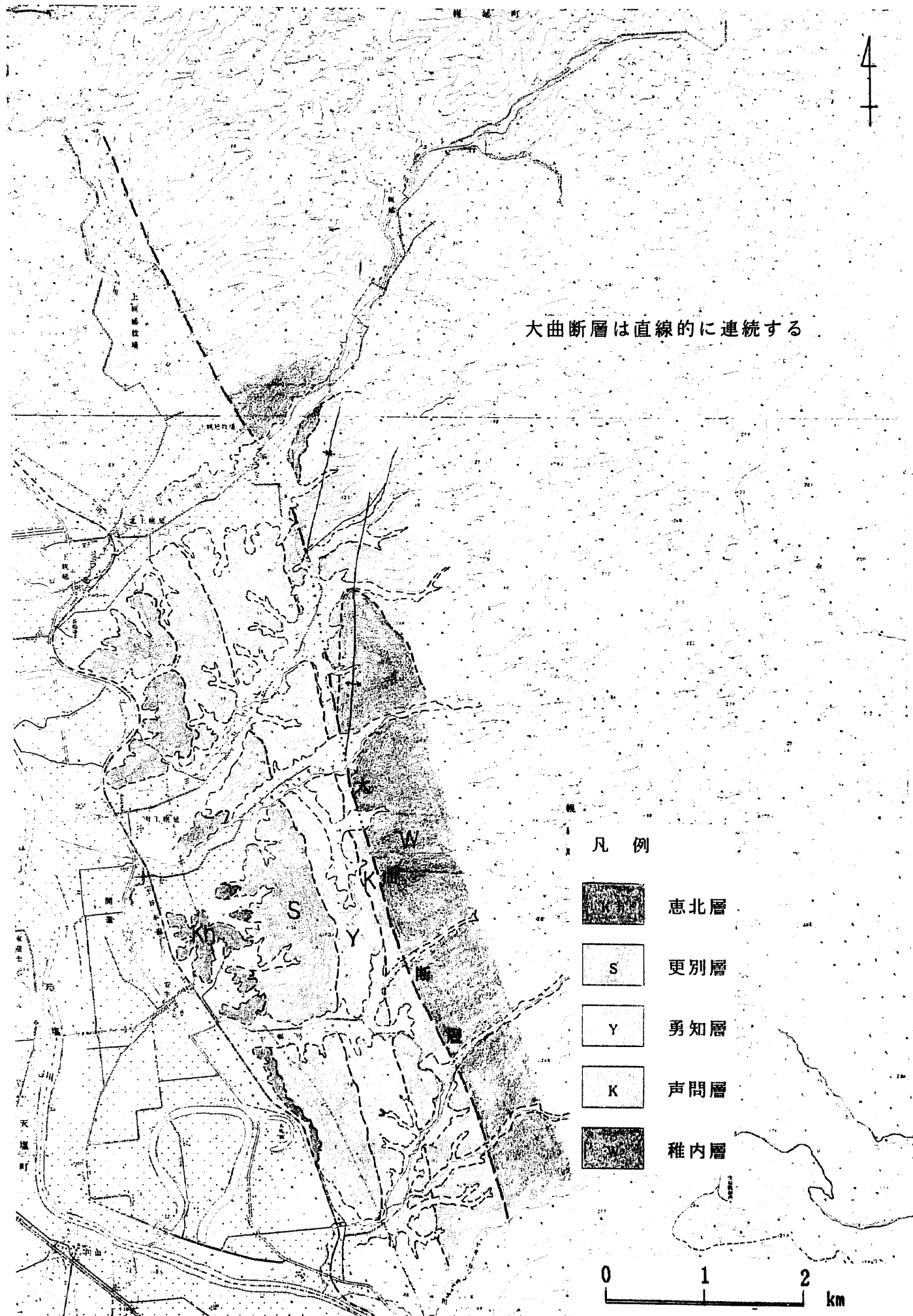
断層名	走向, 傾斜	推定変位量 及び算出断面	変位基準	判明した範囲で 切断(変形) している最新の 地層	被覆する 最古の地層	
大曲 断層	N-S 走向 緩傾斜 逆断層	東隆起 北区間 500~700m A-A' 断面 B-B' 断面 南区間 1000m C-C' 断面	稚内層主部 基底	更別層	L1 段丘 恵北層?	
ヌ カ ナ ン 層 群	N1 断層	N-S 走向 緩傾斜 逆断層	東隆起 400~550m A-A' ~C-C' 断面	稚内層基底	声問層上部相	M 段丘
	N2 断層	NNW-SSE 走向 緩傾斜 逆断層	東隆起 700m A-A' 断面 700~800m以上 B-B', C-C' 断面	稚内層基底 増幌層基底	稚内層 勇知層	崖錐
	N3 断層	NNW-SSE 走向 急傾斜 逆断層	東隆起 150m以上 C-C' 断面	宗谷層基底	勇知層	冲積層
	N4 断層	NNW-SSE 走向 緩傾斜 逆断層	東隆起 250m A-A' 断面	稚内層基底	稚内層	冲積層
	N5 断層	NNW-SSE 走向 緩傾斜 逆断層	東隆起 800m A-A' 断面	稚内層基底	稚内層	冲積層
十六線 沢断層	NW-SE ~E-W 走向 急傾斜 逆断層	東隆起 400m D-D' 断面	宗谷層基底	増幌層	崖錐	
豊神 断層	NW-SE ~NNW 走向 急傾斜 逆断層	東隆起 中央部 700m A-A' 断面 両端 100m D-D' 断面	増幌層基底	声問層上部相	地すべり, A 段丘	
下炭の沢 断層	NW-SE 走向 急傾斜 逆断層	東隆起 300~500m A-A' 断面	増幌層基底	増幌層	崖錐	

3.2 大曲断層

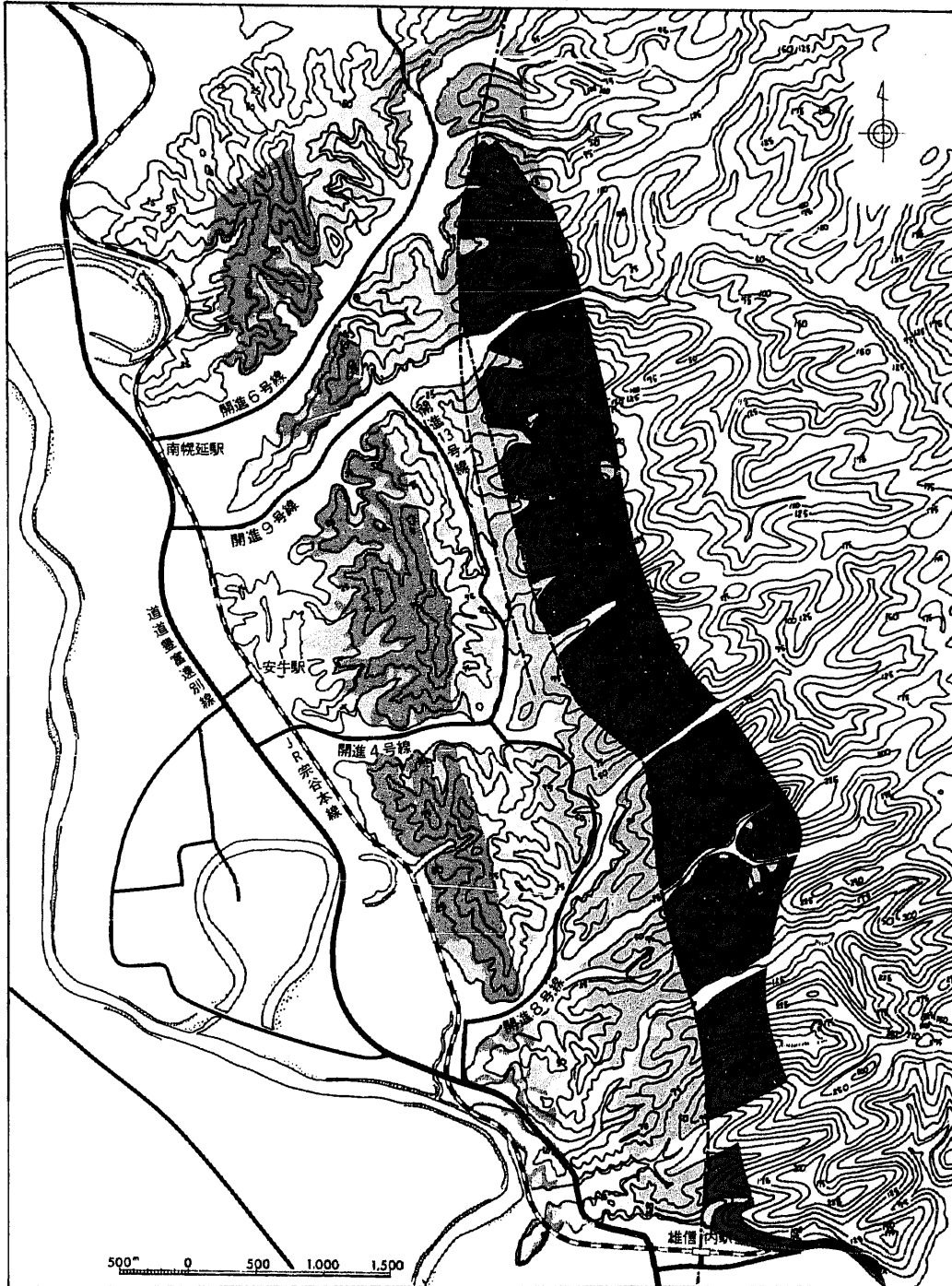
3.2.1 大曲断層の連続性

大曲断層は幌延町雄信内から北進にかけてNNW-SSE 方向に連続し、一般には西側の声問層と東側の稚内層とを境する断層である。5万分の1地質図「豊富」(1960)、活構造図「旭川」(1987)、「北海道北部地域の地質に関する調査資料の購入業務」(1988)では、大曲断層を高角度の逆断層と考え、声問層分布域内をほぼ直線的に延長している(図-3.2)。

一方、「貯蔵工学センターに関する調査のとりまとめの概要」では、大曲断層は稚内層の分布に沿ってNE方向へ曲がってゆくように図示している(図-3.3)。パンケオコッペ川地区においては、「北海道北部地域の地質に関する調査資料の購入業務」(1988)で実施した孔隙率測定によって大曲断層の直線延長上に位置するLoc.Ym10とE11との境界付近に不連続が認められること、同じく実施したLoc.Ym10の声問層の不攪乱試料の定方位薄片観察でN-S走向、90°の境界面(層理面?)が認められたこと、北進地区においても今回の踏査で断層西側の声問層、勇知層、更別層が断層の直線延長方向と並行した走向を持ち、急傾斜を示すこと、北方延長の豊富温泉西の採石場において稚内層と声問層とを境する断層露頭が知られることから、大曲断層は声問層分布域においても直線状に連続すると考える。



「北海道北部地域の地質に関する調査資料の購入業務報告書」(1988) 図-3.2 地質概要図



凡例
 断層
 - - - 推定
 - · - · - 伏在
 色塗りの部分が地表地質踏査の範囲を示します。

図-3.3 候補地周辺地質平面図

「貯蔵工学センターに関する調査のとりまとめの概要」より

3.2.2 大曲断層の性状

ペンケオートヌオマップ川の断層推定延長付近に位置するLoc. Ym19及びLoc. Ym20において、それぞれ、破碎された稚内層と声問層主部相が認められている。大曲断層は両露頭の間に推定される。Loc. Ym19においては、明瞭な断層面は認められないものの、幅10m以上にわたって硬質頁岩（稚内層）が角礫状ないし剪断破碎を受けており、油徴も認められる（図-3.4, 写真-3.1, 写真-3.2）。また、Loc. Ym20においては、塊状泥岩（声問層主部相）が幅2m以上にわたって角礫状の破碎を示している。

調査地域において大曲断層沿い東側に推定される稚内層のレンズ状背斜は南幌延以南とペンケオコッペ川から北進部落南東にかけての断続して分布している。ペンケオコッペ川から北進部落南東では断層は東側の稚内層と西側の声問層主部相との境界として認識できる。

一方、ペンケオコッペ川からパンケオートヌオマップ川にかけてと、北進付近には断層両側に声問層主部相が広がっており、断層位置を特定することは困難である。また、南幌延以南の区間では断層は声問層主部相と稚内層との境界をなし、東側の稚内層がN-S走向、東傾斜40~50°であるのに対し西側の声問層・勇知層・更別層がN-S走向、西急傾斜となり、構造上の不連続が存在することから断層が推定される。

断層面の傾斜については、三谷ほか(1971)が重力探査、深部電気探査に基づき東傾斜の逆断層と解釈している（図-3.5）。また、八線沢試錐（長尾・牧野, 1959）によると、増幌層（幕別相）が約1300mの厚さで分布し、大曲断層によって増幌層が繰り返している（逆断層が存在する）可能性を示唆している。以上のことから、大曲断層は比較的低角度の逆断層であると推定される。

3.2.3 大曲断層の新期の活動性

大曲断層南区間（雄信内など）では断層西側の声問層、勇知層はほぼ直立~逆転80°東傾斜（写真-3.3）、更別層で最大60°西傾斜を示す。これ

に対し北区間（熊越峠など）では声問層，勇知層は $30\sim 40^\circ$ 西傾斜、更別層は 30° 以下の傾斜となる。このように、大曲断層は北区間と南区間とでは地層の変形程度が大きく異なり、変位量に差があると思われる。北区間と南区間との境界は勇知層の急傾斜部の分布からみて南幌延付近と考えられる。この位置は断層東側に分布する稚内層のレンズ状背斜北端とも対応するようにみえる。地質断面図からみると北区間では大曲断層の変位量は稚内層基底で $500\sim 700$ mと推定されるのに対し、南区間の変位量は 1000 mである。

新編日本の活断層(1991)、活構造図「旭川」(1987)は大曲断層を活断層としていない(図-3.6)が、岡(1986)は天塩川左岸の高位段丘(本調査のH段丘より古い)の西傾斜(地形図から計測すると 3°)を大曲断層の最近の活動の結果と解釈している(写真-3.4)。これについては未調査である。

大曲断層北区間・南区間の両者において、少なくとも更別層の西傾斜は大曲断層の活動に起因する可能性がある。大曲断層西側の更別層は更新世前期～中期と推定されるので、大曲断層は第四紀に入ってから活動した可能性が高い。段丘面との関係を見ると北区間ではL I, L II段丘にリニアメントが認められないので更新世後期の活動はない可能性がある。南区間では調査範囲外であるが、岡(1986)によって天塩川左岸のH段丘面の傾動が指摘されており、更新世中期末まで地殻変動が継続した可能性もある。また、南区間でのみ恵北層が地表に分布していることは南区間が恵北層堆積(更新世中期)以降にも隆起していた可能性を示唆する。

今回の調査で大曲断層と第四系との直接の関係をみることはできなかったが、北区間(北進地区)においてL I段丘面が、両区間の境界付近にあたるペンケオーカンラオマップ川においてL II段丘面が、それぞれ断層推定位置上に分布するがリニアメントは認められない。調査地域内で議論を行うのであれば、今後、断層位置の特定と同時に段丘堆積物と断層との関係を直接確認する必要がある。

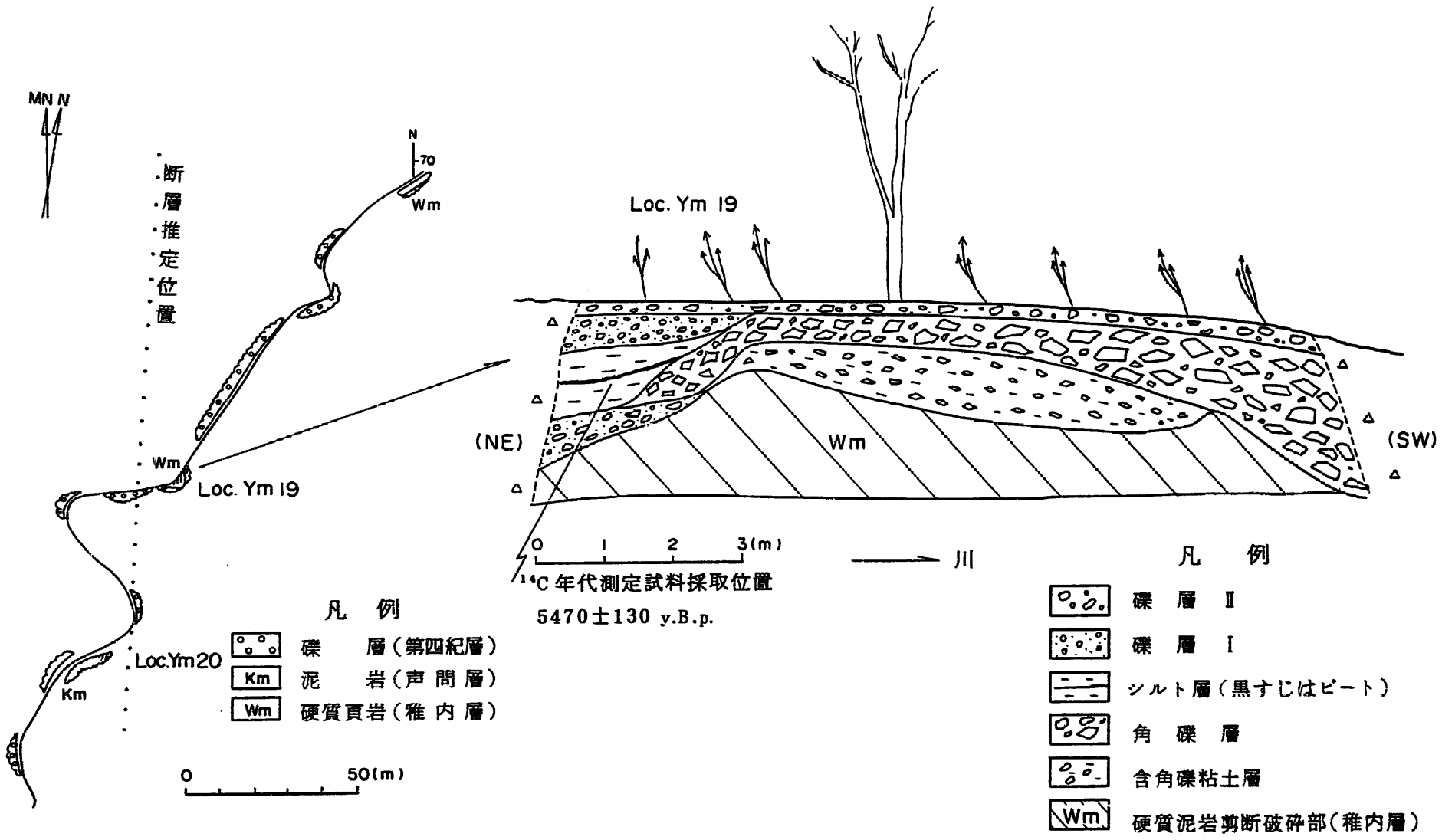
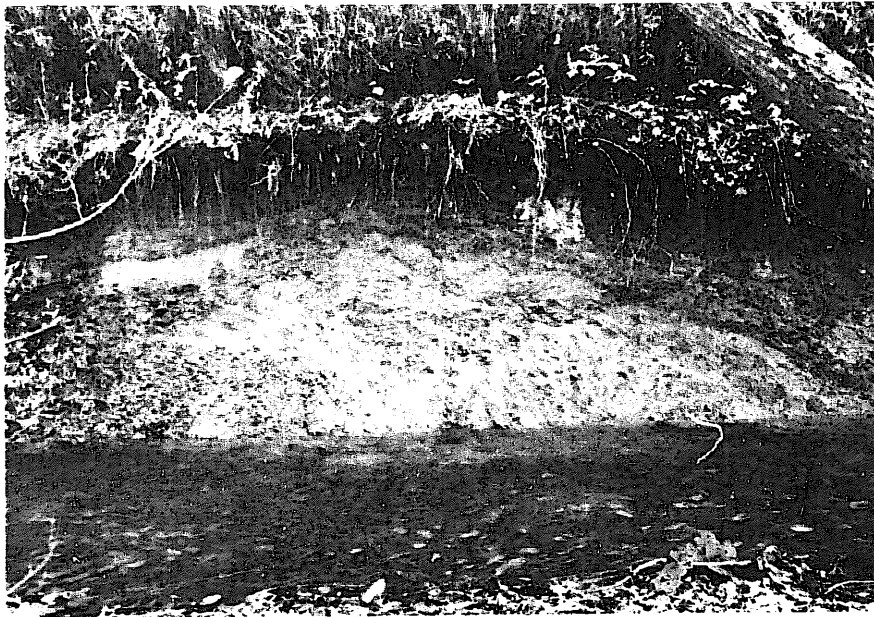


図-3.4 Loc. Ym 19 付近ルートマップ及びスケッチ

NE



SW

写真-3.1

Loc. Ym19 幌延町ペンケオートヌオマップ川

破碎部内に明瞭な断層面は認められない。

NE



SW

写真-3.2

Loc. Ym19 幌延町ペンケオートヌオマップ川

硬質泥岩破碎部を被覆する粘土混じり角礫層及び未固結泥・砂層。
幅10m以上にわたる硬質泥岩の角礫ないし剪断破碎部。

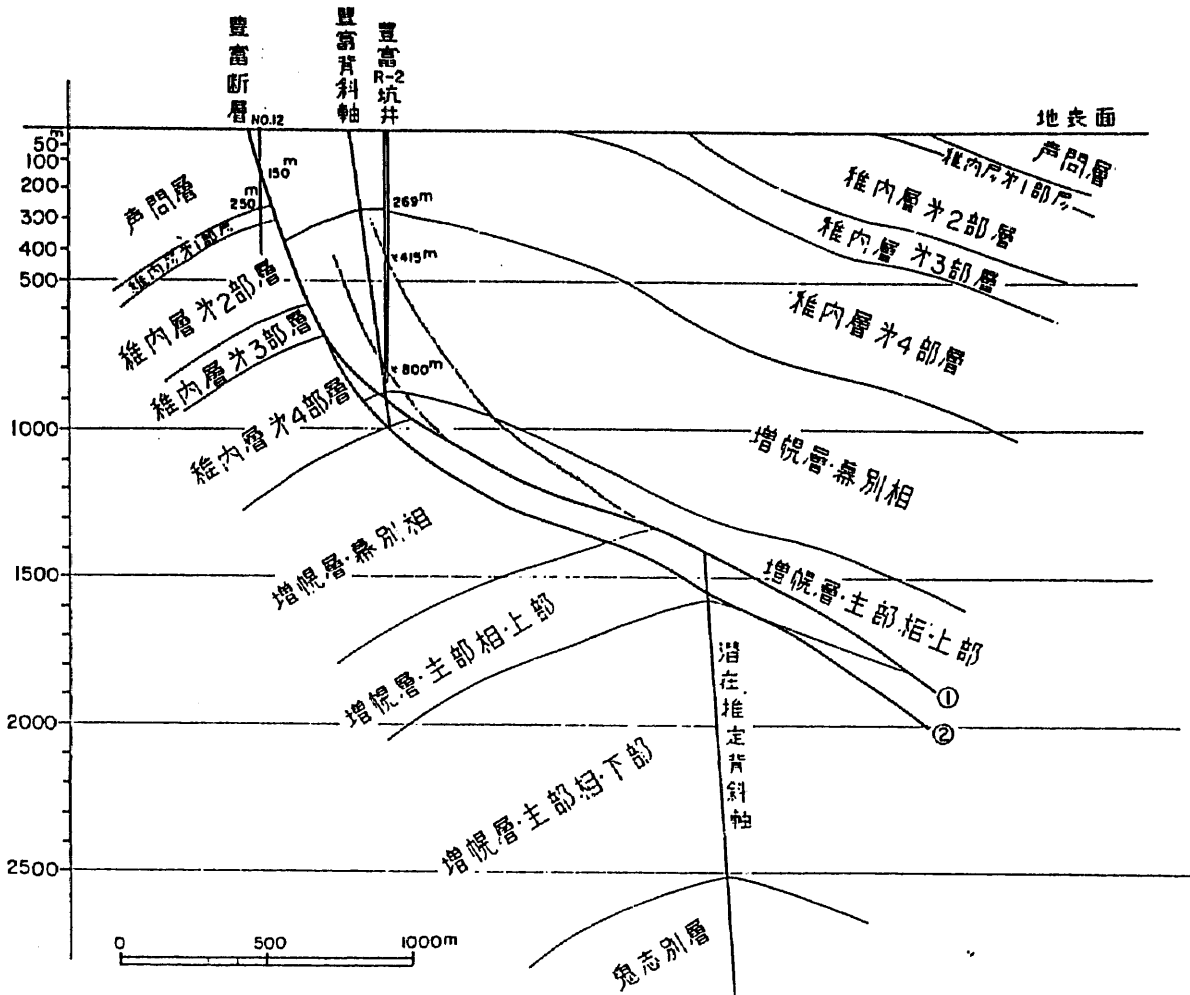


図-3.5 三谷ほか(1971)による地質断面図

大曲断層（豊富断層）は約70°東傾斜の逆断層として図示されている

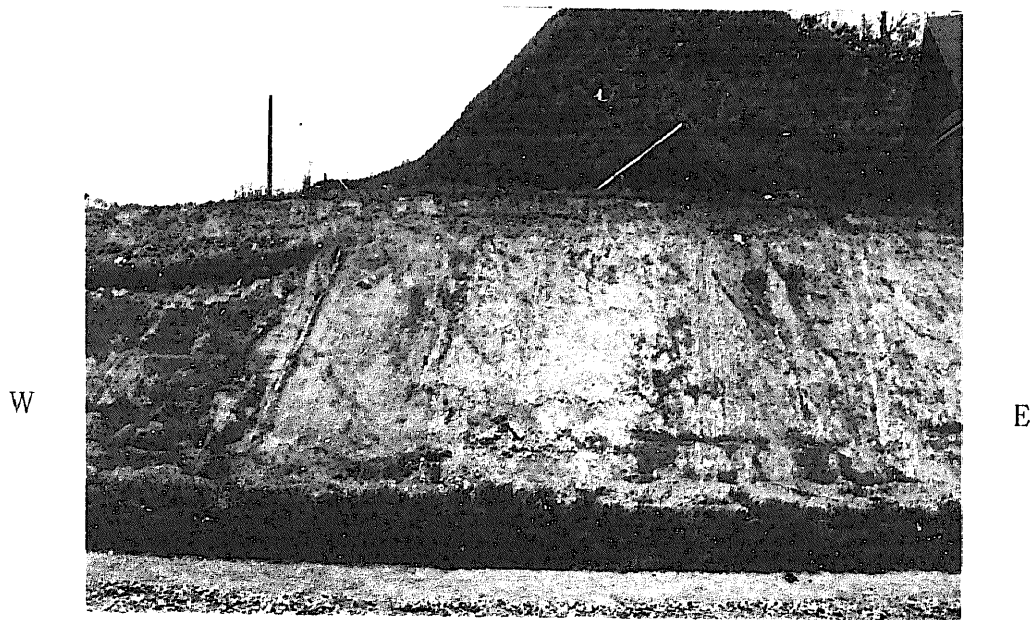


写真-3.3
Loc. 277 幌延町雄信内北
70~80° 西傾斜する勇知層最上部

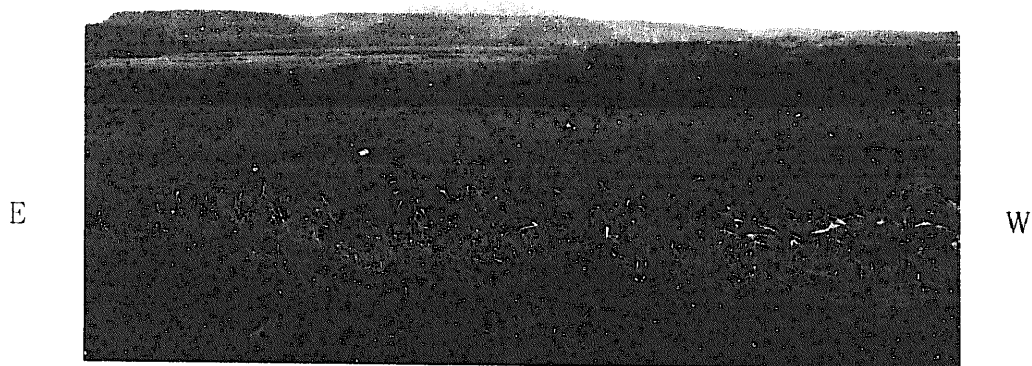


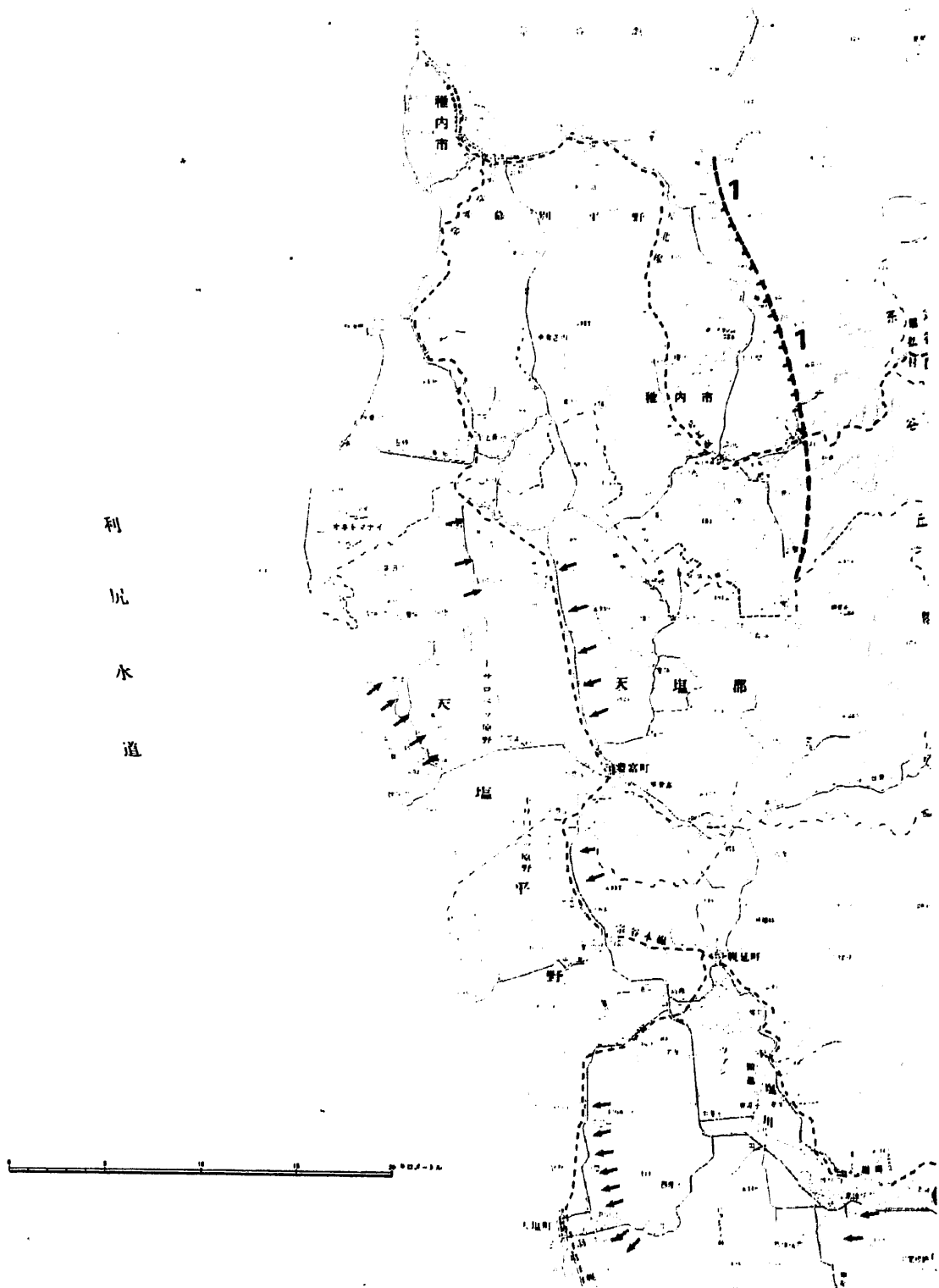
写真-3.4
幌延町雄信内
天塩川左岸で西へ約 3° 傾斜する高位段丘

3.3 ヌカナン断層群

3.3.1 概要

主として本地域の下位層にあたる宗谷層及び増幌層の西縁を限る断層として、ヌカナン断層が根本ほか(1979)によって報告されている。「北海道北部地域の断層に関する研究 I」(1993)では平走・分岐する断層を推定しヌカナン断層及びN 1～N 5断層と呼んでいたが、本報告書では一括してヌカナン断層群と呼ぶ(図-3.1)。ヌカナン断層群はN 1断層～N 5断層の5条で、根本ほか(1979)のヌカナン断層はN 2断層に相当する。ヌカナン断層(幌延断層)の北方延長部(調査地北方約20km)は新編日本の活断層(1991)や山岸(1986)などによって活断層とされている(図-3.6, 図-3.7)。

利
尻
水
道



(清水文徳・柳田 誠/柳田 誠・清水文徳)

1 断層 番号	2 断層 名	3 図幅 番号	4 確 実 度	5 活 動 度	6 長 さ km	7 走 向	8 傾 斜	9 断層形態	10 変位基準	11 年 代 10 ⁴ 年	12 断層変位			13 平均変 位速度 m/ 10 ⁴ 年	14 備 考・文 献
											上 成 隆 起 m	下 分 開 m	横 ずれ 分 き m		
①	幌延断層 ¹⁾	1	II	C	(16)	NS		低断層崖	丘陵背面		E				
①	幌延断層 ²⁾	4	II	C	(7)	NNW		低断層崖	丘陵背面		E				

[文献]

- 1) 高橋功二・石山昭二(1968)：5万分の1地質図「沼川」図幅，同説明書，北海道開発庁，46 p.
- 2) 小山内照・三谷勝利・北川芳男(1959)：5万分の1地質図「宗谷および宗谷岬」図幅，同説明書，北海道地下資源調査所，52 p.

図-3.6 「新編日本の活断層」(1991)稚内・天塩

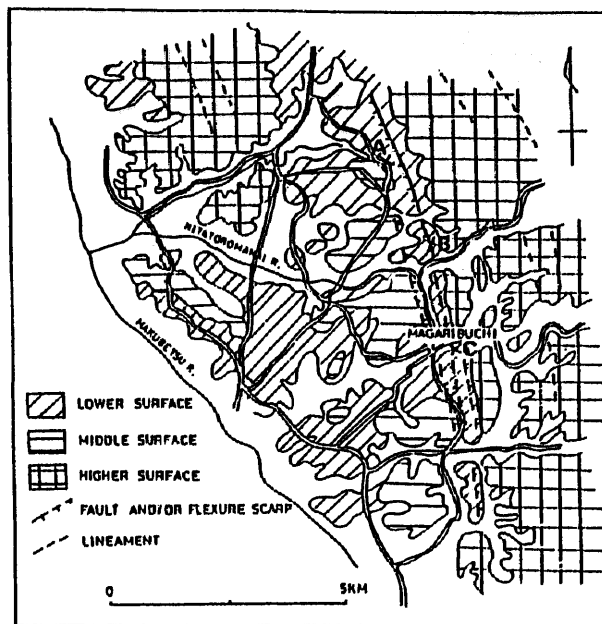


Fig. 9 Geomorphologic map showing river terraces and Horonobe Fault. Capital letters show the localities of the outcrops.

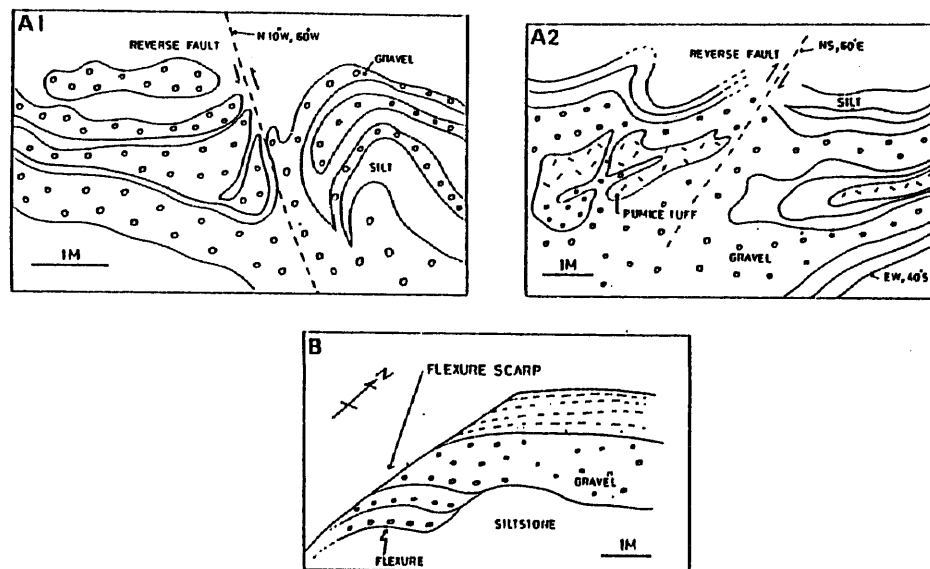


Fig. 10 Outcrops of the Horonobe Faults. For locations of A and B, see Fig. 9. A₁ and A₂ indicate the northern and southern part of the outcrop A, respectively.

5) 幌延断層 (Fig. 1 の E)

小山内・三谷 (1959) の幌延断層は明瞭な地形変位を示す活断層でもある。活断層研究会 (1980) では段丘上の西落ち断層崖のみを認定しているが、筆者の調査では、明瞭な西向き断層崖 (撓曲崖) の西側にも東向きの撓曲崖が平行に配列し、曲淵付近では幅 200~500 m のトレンチ状地形を形成している (Fig. 9, Plate e)。

露頭はいくつかみられ、Fig. 9 の A では、東側断層崖の西隣りの切土面で、礫層とシルトの互層からなる段丘堆積物が露出している (Fig. 10 の A₁ および A₂)。礫層やシルト層はスランプ状に乱れているが、それは逆断層にともなう褶曲と解釈しう

る。また、その南の断層崖に直交する露頭 (Fig. 9 と 10 の B) では、断層崖 (撓曲崖) 沿いで声問層 (高橋・石山: 1968) のシルト岩の上面がふくらみを示し、その上の段丘礫層もふくらんでいる。さらに、曲淵付近の露頭 (Fig. 9 の C) では増幌層 (高橋・石山: 1968) の礫岩・砂岩中に幅 20 m の破碎帯がみられる。

図 - 3.7 幌延断層の露頭

山岸宏光 (1986)

3.3.2 N 1 断層

調査地域の南半部では大曲断層からヌカナン断層群との間に稚内層が2ヶ所にN-S方向で分布し、その間に声問層主部相が広がっており向斜状を呈する。この構造は波長が短いこと、稚内層・声問層主部相の層厚が薄すぎることから波長の短い褶曲構造を想定するよりも東上りの逆断層(N 1断層)を推定の方が妥当と考えた。N 1断層は北大の雪崩観測所付近からペンケエベコロベツ川上流部に至るNNW-SSE走向、長さ19km以上の断層であり、北端は幌延町外に連続する(図-3.1)。

ペンケオコッペ川右岸Loc. Ym127の西方では本断層の西側に分布する声問層主部相の厚さ100m程度にすぎず、本断層により声問層主部相が600m以上欠如しているものと考えられる。声問層主部相の分布をみると、ペンケオートヌオマップ川以南では欠如している声問層主部相の厚さが徐々に減少しているものと思われる。

本断層は声問層主部相を切断している。ペンケオコッペ川中流上幌延において声問層上部相が作る向斜構造を切断する可能性がある。ペンケエベコロベツ川上流ではM段丘が断層推定位置上に分布するが、リニアメントは認められない。本断層の変位量は稚内層基底の高度差(A-A', C-C'断面)から約400~550m程度と推定される。

3.3.3 N 2 断層(根本ほか, 1979のヌカナン断層)

N 2断層はJR糠南駅北西から上幌延北東方にかけてNNW-SSE走向で長さ13km以上にわたって連続し、北端でN 1断層に切断される東上りの逆断層である(図-3.1)。主として、東側の宗谷層・増幌層と西側の稚内層とを境する。N 2断層の南半は根本ほか(1979)のヌカナン断層に、中央は十六線沢断層にほぼ対応する。

本調査によって宗谷層と稚内層とを境する断層の露頭を確認することはできなかったが、N 2断層の推定延長付近に位置する上幌延西浄水場Loc. Ym130において、50°~85°西と急傾斜する増幌層の砂岩、泥岩互層(写

真-3.5)がみられ、その北方延長に位置するLoc.Ym127では破碎程度は弱いが稚内層内に断層が認められた。断層面の走向・傾斜はN30W・90°を示す。断層面は連続は良いが不明瞭であり、破碎部は固結している。以上の露頭状況・分布から、N2断層を推定した。

なお、根本ほか(1979)は、ヌカナン川最上流部「炭鉱の沢からヌカナン川の一支流に山越えしたところ」において、宗谷層と稚内層とを境するN10°W・70°Eの衝上断層を報告している(写真-3.6)。

本断層により地表では稚内層の上部及び増幌層を欠く。稚内層基底の高度差(A-A'断面)から約700mの変位量が、増幌層基底の高度差(B-B', C-C'断面)から700~800mの変位量が推定される。

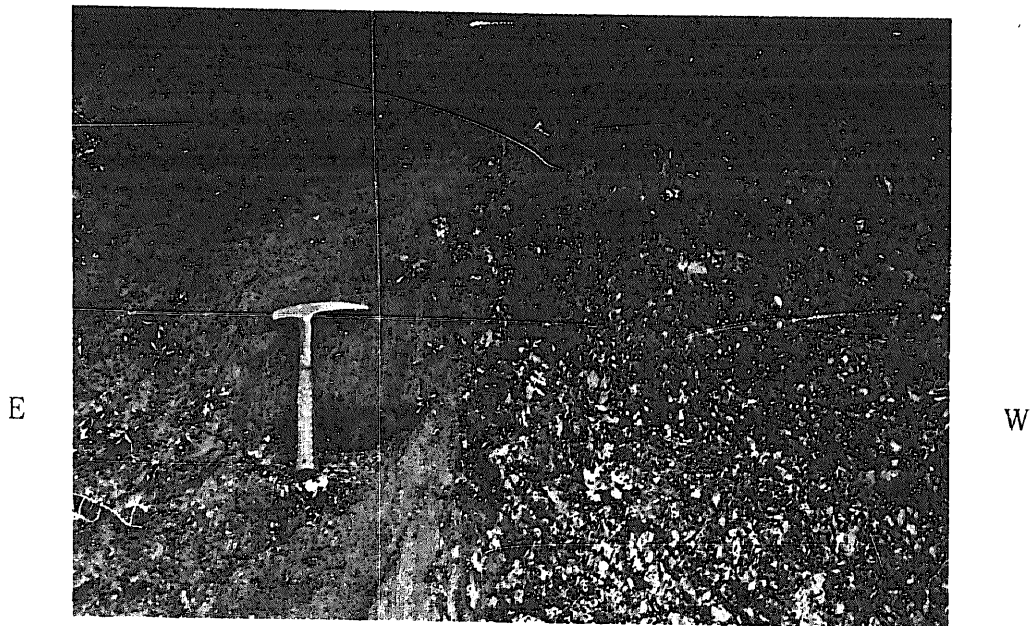
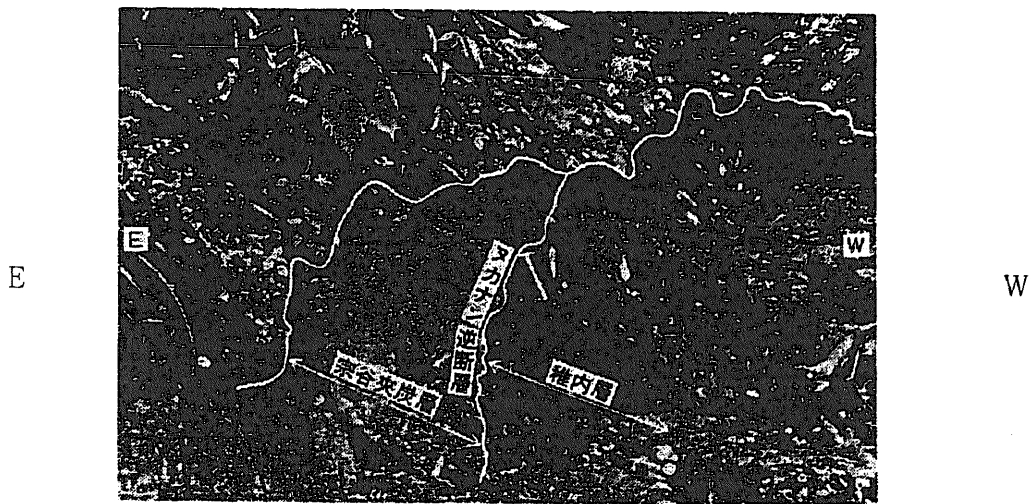


写真-3.5
 Loc. Ym130 幌延町上幌延
 85° 西傾斜を示す増幌層
 N 2 断層はこの露頭の西側に推定される。



第 35 図 スカナン逆断層の露頭 (炭鉱の沢上流からヌカナン沢の 1 支流に山越えした地点, 北から南をみて撮影, 断層面は走向 N 10° W, 傾斜 70° NE)

写真-3.6
 N 2 断層の露頭

根本ほか(1979)

3.3.4 N 3 断層

N 3 断層は東側の宗谷層と西側の増幌層との境界に推定される東上りの逆断層である。JR糠南駅北からヌカナン川左岸 240.6m 峰に至る NNW-SS E 走向、長さ3.5km 以上の断層で、北端はN 2 断層に切断される(図-3.1)。本断層も根本ほか(1979)によってヌカナン断層の一部として図示されている。上ヌカナン川では問寒別盆地側へ傾斜する稚内層～更別層までの同斜構造が連続するが、声問層主部相から著しく急傾斜となり、分布幅が狭くなる。特に増幌層・宗谷層は幅の狭い帯状分布となる。本断層は声問層主部相まで変位させている可能性がある。これらの地層の傾斜はほぼ直立であり宗谷層・増幌層の層厚はそれぞれ50m、稚内層の層厚は約 100 m であり、一般的な層厚より小さいので各地層がそれぞれアバットしていると考えられる。

本断層の東側には宗谷層が、西側には稚内層最下部が分布すると推定される。したがって、本断層の変位量は宗谷層基底の高度差(C-C' 断面)から 150m 程度と推定される。

3.3.5 N 4 断層

N 4 断層はN 5 断層の 1.5km 西側に同方向で推定される逆断層である。ペンケオコッペ川の松尾沢と山城沢の合流点付近から団体の沢上流付近に至る、NNW-SSE 走向、長さ6.5km である。南端でN 5 断層を切断する(図-3.1)。

ペンケオコッペ川沿いでは西側の稚内層、東側の増幌層とも、おおむね西傾斜を示しているが、分布上からは増幌層と稚内層の厚さが薄すぎるので、東上り逆断層を推定した。本断層の変位量は稚内層基底の高度差(A-A' 断面)から約 250m 程度と推定される。

3.3.6 N 5 断層

N 5 断層は本調査地域北東端付近のペンケオコッペ川から南沢にかけて、

NW-SE走向に連続する長さ5 km以上の東上りの逆断層である。

断層東側のLoc. Ym 137付近には、東側から乱堆積状を呈する砂岩・泥岩互層（増幌層）を覆う含レキ泥岩・粗粒砂岩・礫岩からなる地層（稚内層の基底部）、硬質頁岩からなる稚内層が分布している（図-3.8, 写真-3.7, 写真-3.8）。断層西側の硬質頁岩はおおよそ走向N20E, 30°東傾斜の同斜構造を示し、東側に分布する地層も林道西端で走向N20E, 65°東傾斜を示し、東に向かって緩傾斜となる。

以上のように、東側に分布する稚内層は増幌層を不整合に覆うことから稚内層基底部と判断され、西側に硬質頁岩からなる稚内層主部が分布しているが、構造は東傾斜（東上位）となっており両地層の間に断層が推定される。なお、断層推定位置の東側のLoc. Ym137には派生断層と考えられる層理面沿いの断層がみられ、走向N20E, 65°東傾斜を示す（図-3.8）。

なお、本断層は根本ほか(1979)にも図示されている。本断層の変位量は稚内層基底の高度差（A-A'断面）から約800m程度と推定される。

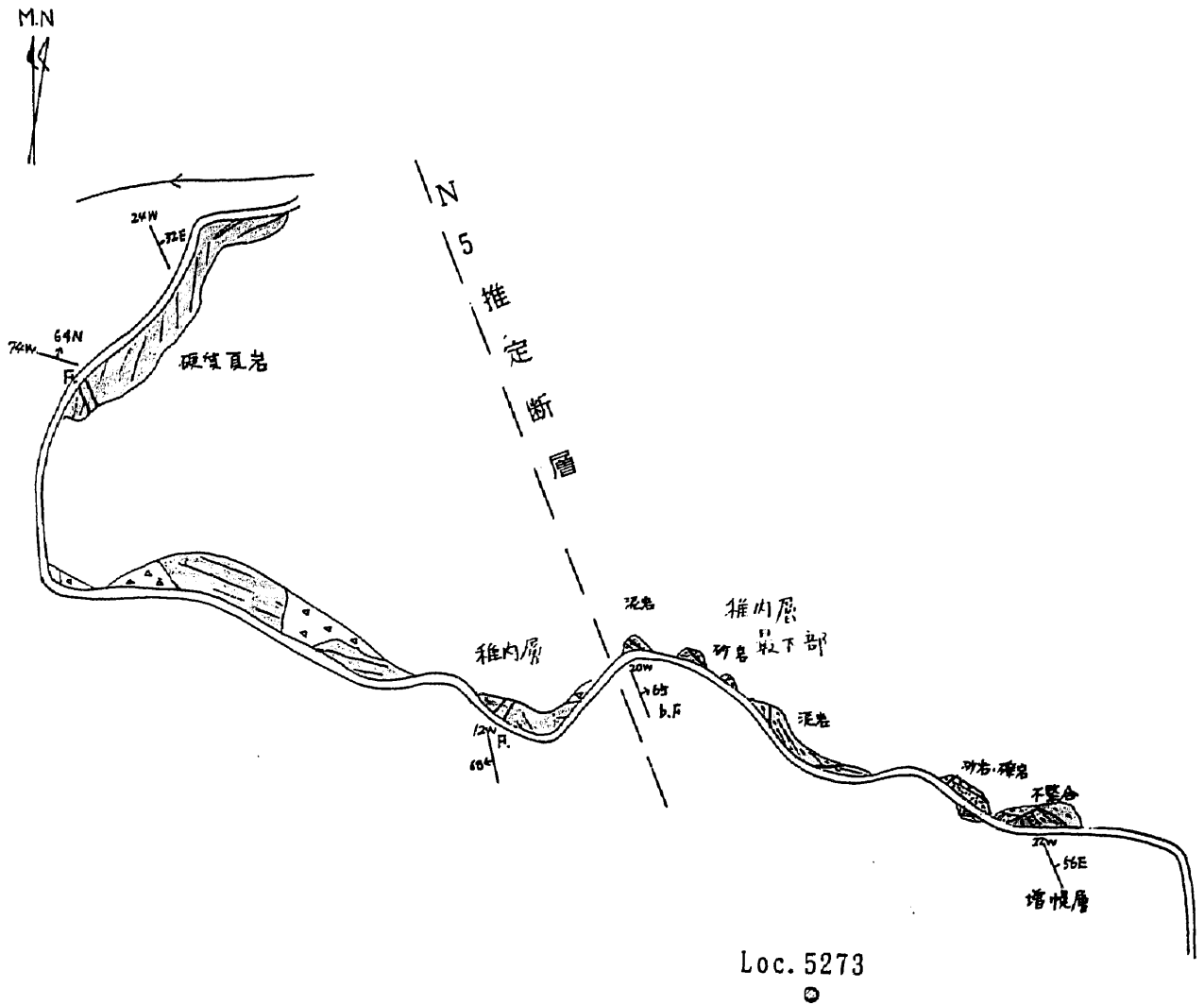


図-3.8 Loc.Ym137 周辺ルートマップ



写真-3.7

Loc. Ym137 ヌカナン断層延長にみられる断層
稚内層内に断層がみられる。断層面は不明瞭であるが、
連続は良い。断層面の走向・傾斜は、 $N30W \cdot 90$ を示す。

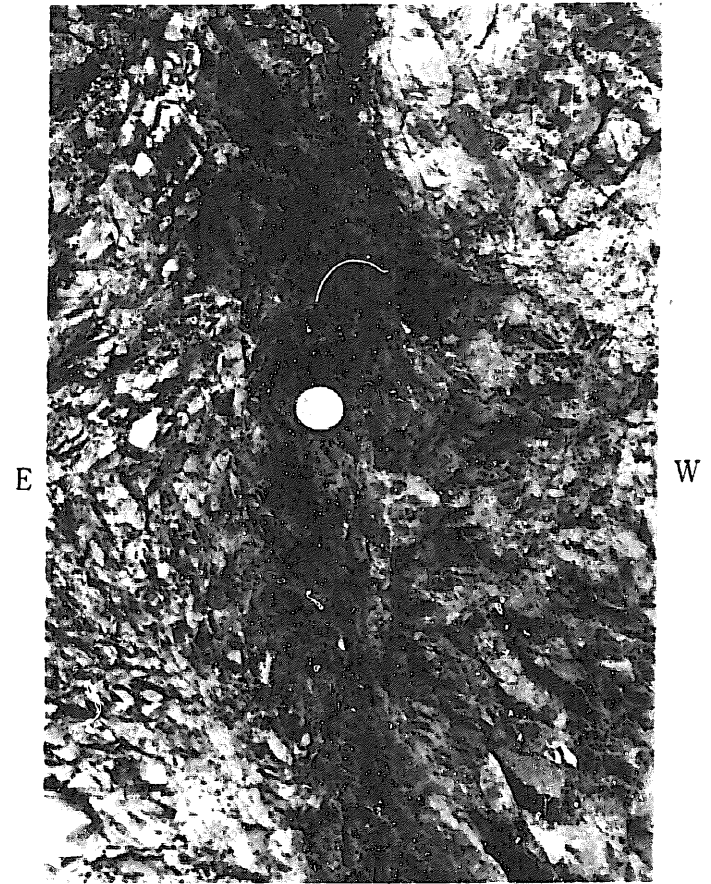


写真-3.8

同左接写

断層面近傍5mm~3cmは、砂状~
角礫状をなし、西側約10cmに剪断面が
発達する。

3.4 十六線沢断層（根本ほか, 1979）

十六線沢断層は問寒別盆地の十六線川上流から E-W 走向で西へ延び、分水嶺付近で NW-SB 方向に走向を転じ、町外に至る。調査地域内では長さ 5 km であるが、根本ほか(1979)によると長さ 12 km、北～東上りの逆断層とされる。

豊富・幌延町境界付近には、白亜系が断層の東側に沿って細長く分布しているが、多くの区間では東側の宗谷層と西側の増幌層との境界をなす。断層を境に東側の宗谷層最上部と西側の同層基底部とが接することから、本断層には約 400 m の変位量が推定される（図-3.9）。

3.5 豊神断層（根本ほか, 1979）

豊神断層は問寒別盆地の十六線川の北側約 1 km にほぼ平行して位置し、十六線川上流部で NNW-SSE 方向に走向を転じ町外に至る。幌延町バツタの沢では声問層主部相と宗谷層とが近接して分布し、また山鳥の沢上流では稚内層と宗谷層とが接して分布しているので断層が推定される。根本ほか(1979)は NW-SE 走向、 80° 北東傾斜の逆断層の露頭を記載している。

本断層は北部区間では宗谷層内を走るが、南部区間では北東側の増幌層と稚内層・声問層とが接する。本断層は E-W 走向の稚内層・声問層主部相・声問層上部相の構造を斜断している。増幌層内には本断層とほぼ平行し、雁行する背斜軸が認められる。このことから、南部では増幌層基底で約 700 m の変位量が推定される（A-A' 断面）。これに対し北端や南端の変位量は 100 m 程度となる（図-3.9）。

3.6 下炭の沢断層（仮称）

本断層は根本ほか(1979)が図示したが名称がなかった。本断層は豊神断層と平行して NNW-SSE 走向で分布する。幌延町問寒別上豊神西の Loc. 267 では南側の増幌層と北側の宗谷層とを境する断層が認められる（写真-3.9）。断層面は N85W, 85S の走向・傾斜を示し、断層面は明瞭であるが、破

碎部は固結している（写真-3.10）。本断層の長さは 5.5kmで北西端は豊神断層によって切断され、南東端はNE-SW走向の断層（名称なし）に切断される。断層は北東側の宗谷層と南西側の増幌層とを境し、変位量は増幌層基底で 300～ 500mと推定される（A-A', D-D' 断面）。

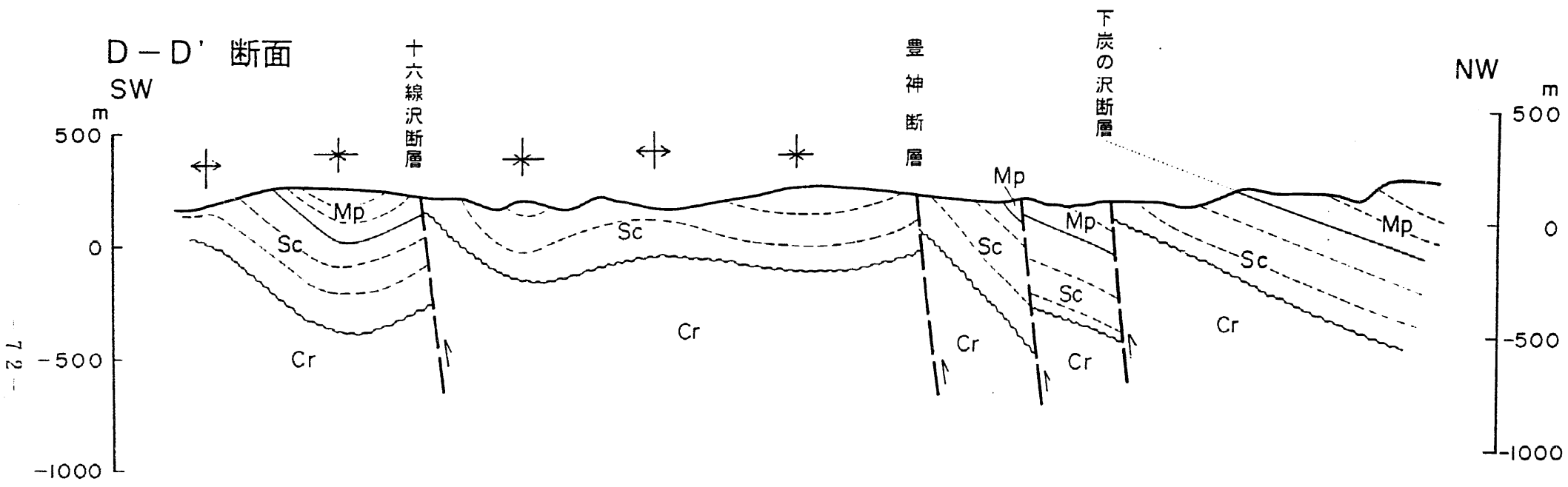


図 - 3. 9 問寒別盆地北部の地質断面図

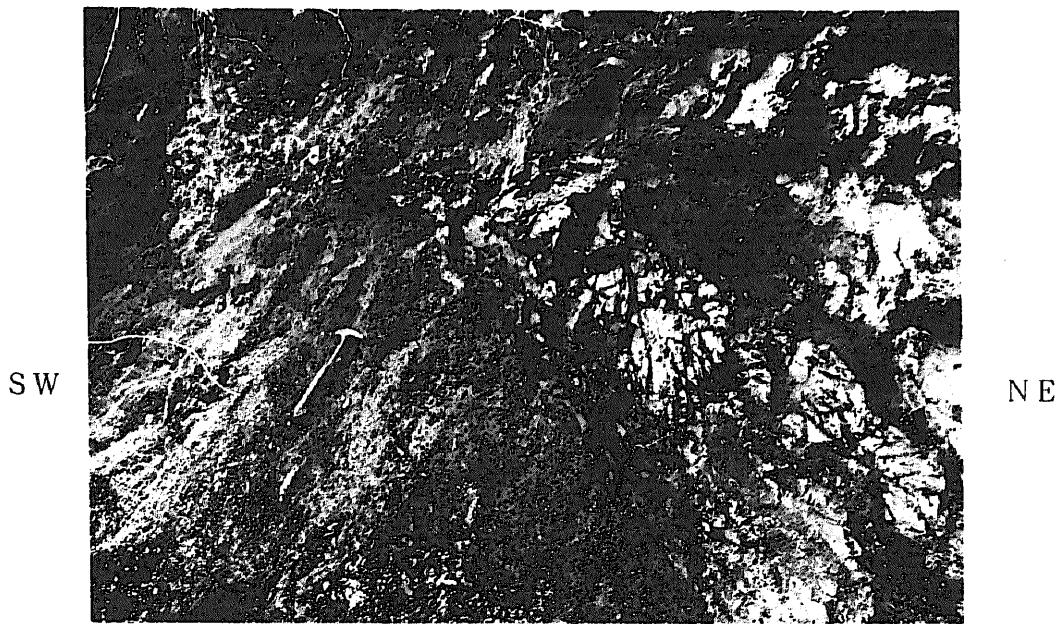


写真-3.9
Loc. 269 幌延町豊神
南西側の増幌層と北東側の宗谷層とを境する下炭の沢断層。
断層は段丘堆積物に覆われる。

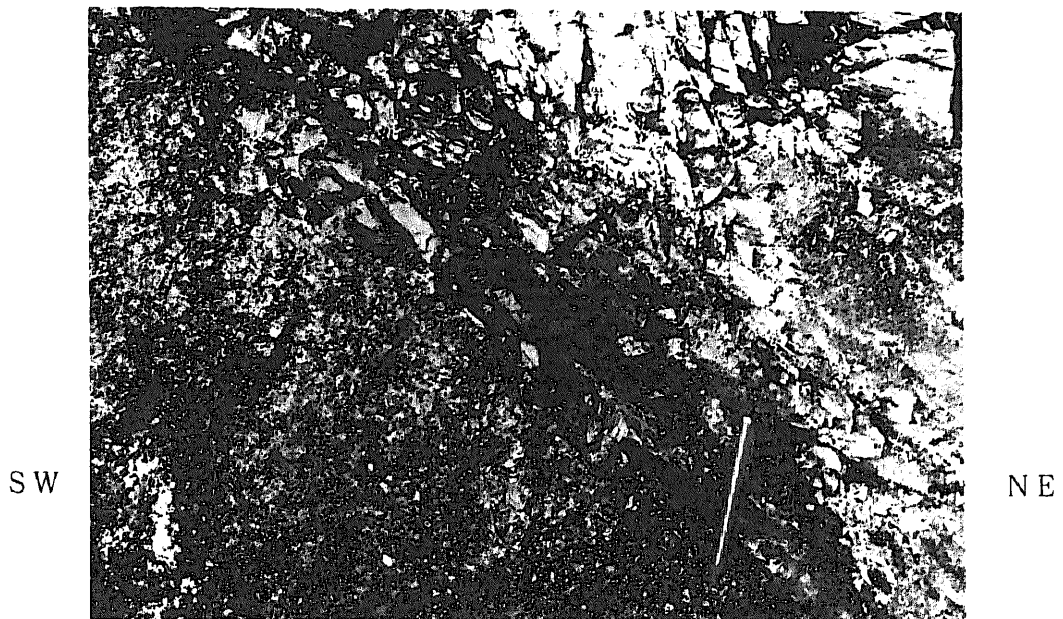


写真-3.10
Loc. 269 断層面の接写。断層面は明瞭であるが、
固結している。

4. 構造発達史の検討

4.1 調査地域の地質構造

調査地域には、NNW-SSE 走向に連続する大曲断層、ヌカナン（幌延）断層群およびNE-SW 走向の十六線沢断層、豊神断層、下炭の沢断層と呼ばれる比較的変位量の大きな断層の存在が推定される。大曲断層は一般に声問層主部相と稚内層とを境する断層である。大曲断層の西側では声問層主部相、声問層上部相、勇知層、更別層が断層と同方向の走向で、西傾斜する同斜構造をなす。また、ヌカナン断層群は一般に増幌層あるいは宗谷層の西縁を限る断層である。ヌカナン断層群の東側には宗谷層、増幌層、稚内層が断層と同方向の走向で東傾斜する同斜構造をなし、問寒別盆地の向斜構造の西翼を構成している。

大曲断層とヌカナン断層群との間の地区には、大曲断層の東縁に沿って稚内層がレンズ状に分布し、その東側に声問層主部相が分布し、一部には声問層上部相が小分布している。走向・傾斜からみると、稚内層分布域にはN-S方向の背斜軸が、声問層分布域にはN-S走向の向斜軸が推定される。稚内層分布域に2条推定される背斜軸はいずれも南延長を大曲断層に限られる。

・大曲断層

大曲断層の西側に分布する声問層主部相～更別層までの地層は断層と同走向を示し、西傾斜である。これらは断層に近づくにしたがって急傾斜となる。大曲断層南区間（幌延町雄信内など）では声問層上部相、勇知層はほぼ直立～逆転80°東傾斜、更別層で最大60°西傾斜を示す。これに対し北区間（熊越峠など）では声問層主部相、勇知層は30～40°西傾斜、更別層は30°以下の傾斜となる。このように、大曲断層は北区間と南区間とでは地層の変形程度が大きく異なり、地殻変動の評価上も有意な差があると思われる。北区間と南区間との境界は勇知層の急傾斜部の分布からみて南幌延付近と考えられる。この位置は断層東側に分布する稚内層のレンズ状背斜北端とも対応するようにみえる。上述したように北区間では大曲断層

の変位量は稚内層基底で 500~700 mと推定されるのに対し、南区間の変位量は1000mと推定される。

地質断面図からみると大曲断層付近の地層変形は主に背斜構造に支配されているように見え、大曲断層は褶曲運動に伴うものとも考えられる。北区間・南区間の両者において、更別層の西傾斜は大曲断層あるいは背斜構造に起因すると判断される。大曲断層西側の更別層は更新世前期~中期と推定されるので、大曲断層は第四紀に入ってから活動した可能性が高い。段丘面との関係を見ると北区間ではL I 段丘にリニアメントが認められないので更新世後期の活動はない可能性がある。しかし、南区間では段丘面の広い分布がないので更新世後期の活動を議論できない。両区間の境界付近のパンケオートマップ川では大曲断層の推定位置上にL II 段丘が分布し、リニアメントは認められない。調査地域南の天塩川左岸では高位段丘の西への傾動(岡, 1986)が指摘されており、この傾動と南区間との関係は未調査である。

・ヌカナン断層群

ヌカナン断層群としてN 1~N 5断層の5条の断層が推定される。N 1断層は声問層主部相を切断し、声問層上部相も切断している可能性がある。N 2~N 5断層は少なくとも稚内層を切断している。これらの断層はN-S~NNW-SSE 方向に連続する逆断層群であり、一系統のものと考えられる。

ヌカナン断層群によって隆起した地区は基本的に、幌延町のある天塩平野と問寒別盆地との分水嶺をなすが、勇知層以降の各地層はこの分水嶺によって隔てられて分布している。ヌカナン断層群はおそらく稚内層堆積時から活動を始め勇知層堆積時には分水嶺の概形が形成されていたようである。問寒別盆地西縁の地質構造をみるとケナシポロ沢以北では勇知層・更別層の傾斜はそれぞれ30°, 10°程度なのに対し、南部の問寒別ではそれぞれ70~80°, 40°と急傾斜になる。この現象は大曲断層の南区間と北区間で勇知層・更別層の傾斜が異なるのと類似している。そこで問寒別盆地南部について地質断面(C-C'断面)をみると、大曲断層の南区間と同

様に問寒別盆地西縁の更別層（鮮新世後期～更新世前期末，岡・五十嵐，1993）もヌカナン断層群あるいは背斜構造によって変位している可能性が高い。

なお、新期の活動については、N1断層の北方延長にあたる稚内市の幌延断層は新編日本の活断層(1991)や山岸(1987)などによって活断層とされているが、調査地域内ではM段丘（下末吉面相当）に覆われているように空中写真から判読され、段丘上にリニアメントは認められない。このように調査地域内のヌカナン断層群は第四紀後期には活動していない可能性がある。

4.2 構造発達史

高橋ほか(1984)によると、中新世中期の稚内層と中新世後期～鮮新世の声問層主部相は候補地を含めて問寒別盆地までの広域に海域が広がっていた。稚内層の堆積時には幌延断層（ヌカナン断層群）の西側に急激な沈降帯が形成され、声問層の堆積時には東方後背地の隆起により相対的海退相が堆積したといわれる。候補地南方のペンケオートカンラオマップ川における声問層主部相中部の凝灰岩t-SのFT年代は約3.3Maであり、珪藻化石分析結果を考慮すると鮮新世末～更新世前期と推定される。勇知層堆積時になると天塩平野と問寒別盆地との間の分水嶺の概形が完成し、問寒別盆地と大曲断層西側地区に浅海相の勇知層が堆積する。ただし、声問層と勇知層はこれまで言われているような一連の海退過程を示す地層ではなく不整合関係にあり、両者の間には中間の岩相をもつ声問層上部相が存在する。

今回の調査結果及び既存の知見をまとめて声問層主部相以降のタイムスペースダイアグラム（図-4.1）を作成した。この図に基づき声問層主部相以降の構造発達史を検討した。声問層主部相から勇知層までは珪藻化石帯区分(Akiba, 1976)にしたがって述べる。

NPD7B(後期中新世末～鮮新世前期)までは大曲断層西側地区，問寒別盆

地、両者に挟まれる分水嶺地区はいずれも均質な泥岩（声間層主部相）が堆積している。NPD7B 末期になると分水嶺地区が相対的に隆起し、問寒別盆地では相対的な海退によって不整合が形成され、河川の侵食によって最大 700m の侵食が行われた。一方、大曲断層西側地区では不整合は形成されなかったらしい。

NPD8（鮮新世後期）には分水嶺地区とその周辺地区には比較的浅海相の砂質シルト岩、砂岩・泥岩互層（声間層上部相）が堆積するようになったが、大曲断層西側地区と問寒別盆地の中心部では引き続き、泥岩（声間層主部相）が堆積した。NPD8 末期には分水界地区と大曲断層西側地区の大部分も問寒別盆地に続いて完全に陸化し、問寒別盆地と天塩平野との分水嶺の概形が形成されたと考えられる。

NPD9～10（鮮新世後期～更新世前期）には問寒別盆地で分級の良い砂岩（勇知層）が堆積した。大曲断層西側地区でも同様の砂岩が堆積したが、前半期には砂質シルトや砂岩・泥岩互層（声間層上部相）の堆積環境が残っていた。大曲断層西側地区における声間層上部相と勇知層との間には比較的規模の大きい不整合が存在する。これは大曲断層付近の地殻変動に起因するものと考えられる。

更別層堆積期（更新世前～中期、NPDは不明）には大曲断層西側地区と問寒別盆地で引き続き堆積盆が縮小し浅くなり、浅海～ラグーン～汽水相の礫岩、砂岩、シルト岩、亜炭（更別層）が堆積した。D-1 ボーリングでは淡水性の珪藻化石が検出され、岡・五十嵐(1993)によると問寒別盆地でも汽水成の貝化石が報告されており、更別層の堆積環境は汽水～浅海と考えられる。更別層の堆積終了時期はD-1 ボーリングで勇知層が更新世前期とされている（北海道北部地域の第四紀層序に関する検討, 1992)ので、更新世中期初めと推定される。更別層は候補地周辺（大曲断層西側）では下位の勇知層と整合であるが、問寒別盆地の北部十六線付近では不整合となる。この不整合は当時の河川による侵食と考えられる。なお、声間層上部相と勇知層には同時異相の関係が認められたが、更別層については積極

的証拠がない。

更別層以降には現在のウブシ原野を中心として氾濫原堆積成の恵北層が堆積した。恵北層は大曲断層の南区間沿いにのみで地表に露出している。下位の更別層礫岩の礫種は多種にわたるのに対して、恵北層の礫種が声間層起源のビスケット礫のみになる。このことは鮮新世後期～更新世前期（更新世中期？）にかけて、大曲断層の活動により断層東側の山地が隆起し分水嶺が完全に形成され、水系範囲が限定されたことを示していると思われる。その後、H段丘，M段丘，L I 段丘，L II 段丘，A段丘が形成された。

今回の地質調査結果では、大曲断層あるいは背斜構造によって更別層は変位している可能性がある。さらに、大曲断層南区間では北区間に比べて各地層の変形度も大きい。また、未調査のため大曲断層南区間との関係は不明であるが、岡(1986)が天塩川左岸において高位段丘面の西傾斜も指摘している。大曲断層の新期の活動性としては、断層推定位置上に分布するL I 段丘にはリニアメントが認められないことから、第四紀後期の活動はないと推定される。

問寒別盆地西縁の南部をみるとヌカナン断層群あるいは背斜構造も鮮新世後期～更新世前期に活動した可能性が考えられる。すなわち、問寒別盆地西縁の更別層が40°程度の傾斜を示す。また、調査地域の東隣には活断層として問寒別東断層群（新編日本の活断層,1991 など）があり、問寒別盆地としては第四紀後期の地殻変動があったと推定される。

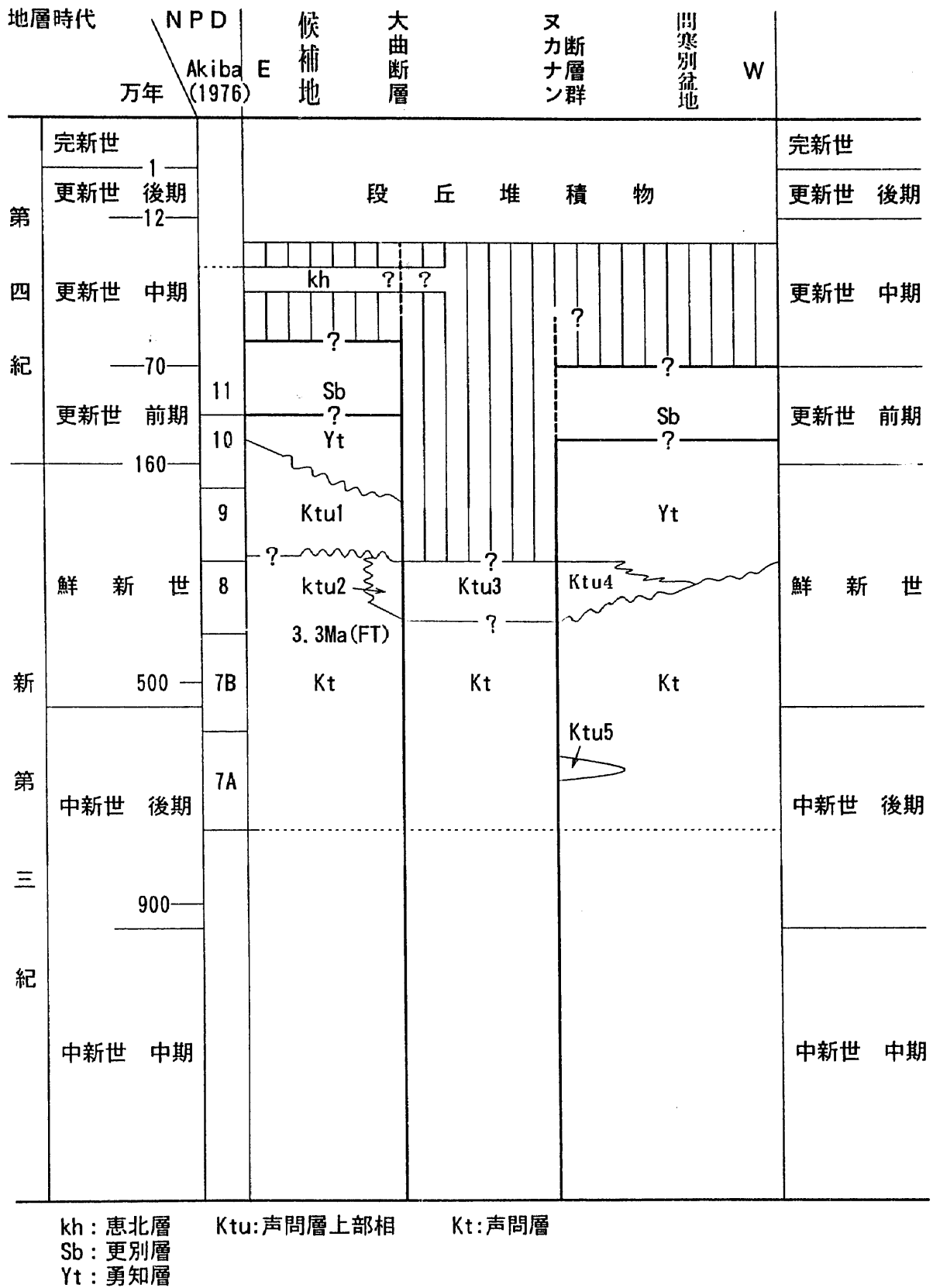


図 - 4. 1 声問層以降のタイムスペースダイアグラム

5. 採取試料の各種分析

5.1 分析の概要

分析内容・試料は表-5.1 に示すとおりである。

表-5.1 分析試料一覧表

分析内容	数量 (Ⅱ)	(Ⅲ)
珪藻化石分析	1 1	4 6
有孔虫化石分析	—	1 2
火山灰検鏡	—	9
C ¹⁴ 年代測定	—	1
フィッシュトラック年代測定	—	1
K-Ar年代測定	—	1
X線回折	2 2	—
薄片観察	1 7	—

5.2 珪藻化石分析

(1) 分析試料

北海道北部地域の断層に関する研究（Ⅱ）と（Ⅲ）と併せて、野外調査で採取した57試料について珪藻化石分析を行った。試料一覧表を表-5.2に示す。

表-5.2 珪藻化石試料一覧表

地域	試料数（無化石試料数）
問寒別ケナシポロ川(TK)ルート	20 (2)
問寒別十六線沢(TJ)ルート	6 (0)
雄信内バンケオ-カンラオマップ川(OP)ルート	12 (0)
幌延町熊越(HK)ルート	11 (0)
上幌延バンケオ-トヌオマップ川(KO)ルート	8 (0)
合計	57 (2)

(2) 分析方法

試料の各処理は各試料から1～2gを取り出し、懸濁液を作成して珪藻化石の保存状態の概要を検鏡した。その結果、珪藻化石が検出できなかった2試料を除く55試料について珪藻化石種の同定を行った。

珪藻化石種の同定は倍率1,250倍で、算定は倍率500倍の顕微鏡で行った。

珪藻化石を豊富に含む試料については100個体までの算定を行い、その後さらに数百個体の観察を行って稀産種の有無をチェックした。なお、浅海性のChaetoceros属が形成する休眠孢子については算定数から除外した。

珪藻化石帯区分の定義と年代に関してYanagisawa and Akiba(1990)に従った
(図-5.1)。

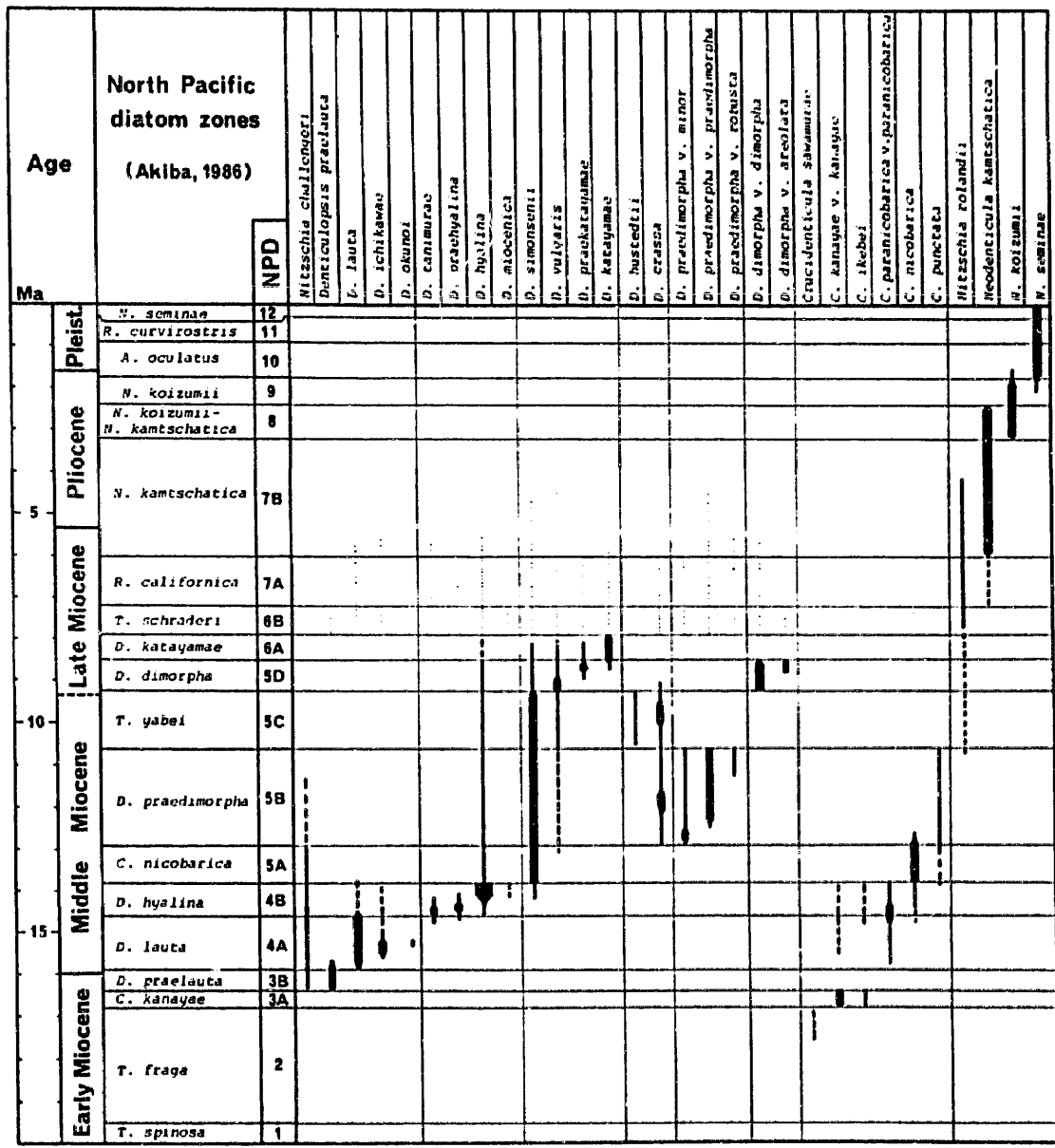


Fig. 8 Stratigraphic ranges of taxa of the genera *Denticulopsis*, *Crucidentricula*, *Neodenticula* and their related species in the middle- to high-latitude North Pacific. Width of solid line is roughly in proportion to abundance in occurrence of each taxon. Broken lines indicate sporadic occurrence. Narrow dotted lines show reworking observed in DSDP Hole 438A.

図 - 5.1 珪藻化石帯の区分 (北太平洋 438A ボーリングの例)

Yanagisawa and Akiba (1990)

(2) 分析結果

検出された珪藻化石群集内容を表-5.3に示す。珪藻化石の保存状態、含有量は全般的に良好であるが、勇知層では不良の傾向がある。今回検出された珪藻化石から以下の4化石帯（再堆積群集を含む）が認定された。すなわち、上位から、

1. not zoned(再堆積群集)N. seminae を含む 更新世前期?
2. *Neodenticula koizumii* - *N. kamschatica* Zone 鮮新世後期
3. *Neodenticula kamschatica* Zone 鮮新世前期～後期中新世最後期
4. *Rouxia californica* Zone 後期中新世後期

上位より各化石帯の認定基準および群集の特徴について以下に略述する。

1) not zoned (再堆積群集)

これは再堆積群集を主体とするものであり、そのため当然のことながら試料によって群集組成に大きなばらつきがある。しかし、以下のような一般的な特徴が見られる。すなわち、*Actinocyclus ingens*, *Denticulopsis hyalina*, *D. lauta*などの中新統に多産する種、淡水生珪藻種、および最上部鮮新統～更新統を特徴づける種などの産出である。このような群集は従来、勇知層に特徴的とされているものであるが、*Neodenticula seminae* を少数ながら含む試料もあるので更新世前期と推定される。また、秋葉・一ノ関(1983)もこの群集の時代を更新世としている。

2) *Neodenticula koizumii* - *N. kamschatica* Zone

表記2種の共存で定義され、これら2種の多産で特徴づけられる化石帯であり、その時代は鮮新世後期である。

3) *Neodenticula kamschatica* Zone

上限は*N. Koizumii*の初出現層準の直下、下限は*Rouxia californica*の多産出層準の直上で定義されている。この化石帯の群集は*N. kamschatica*をきわめて多産することで特徴づけられる。時代は鮮新世前期～後期中新世最後期である。

4) *Rouxia californica* Zone

この化石帯は、*R. californica*の多産出層準上限および*Thalassionema*

*schraderi*の終産出層準直上で上下限がそれぞれ定義されている。しかし、本地域で見られるように、地域によっては*R. californica*の産出が良好でない場合があり、その場合には*N. kantschatica*の多産出層準下限がこの化石帯の上限を認定するための補助手段となる。その時代は後期中新世後期である。

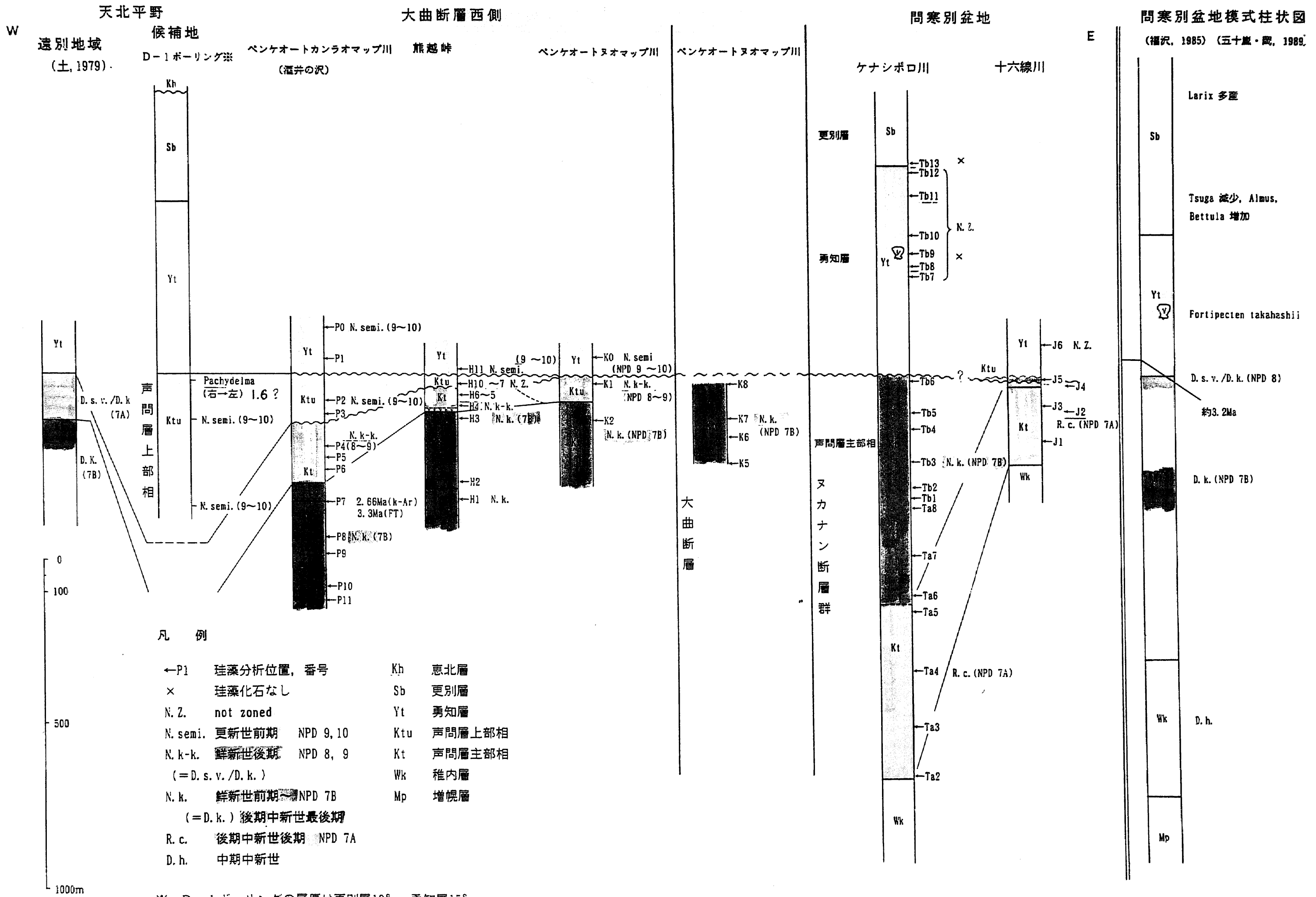


図-5.2 珪藻層序対比

珪藻化石名

1~3: *Actinocyclus ingens* RATTRAY

4: *Stephanopyxis* sp.

5: *Thalassiosira* sp.

6: *Cocconeis scutellum* Ehr.

7: *Trochosira spinosa* KITTON

8~18: *Neodenticula kamschatica* (ZABELINA) AKIBA et YANAGISAWA

19~21: *Neodenticula koizumii* AKIBA et YANAGISAWA

22~27: *Neodenticula seminae* (SIMONSEN et KANAYA) AKIBA et YANAGISAWA

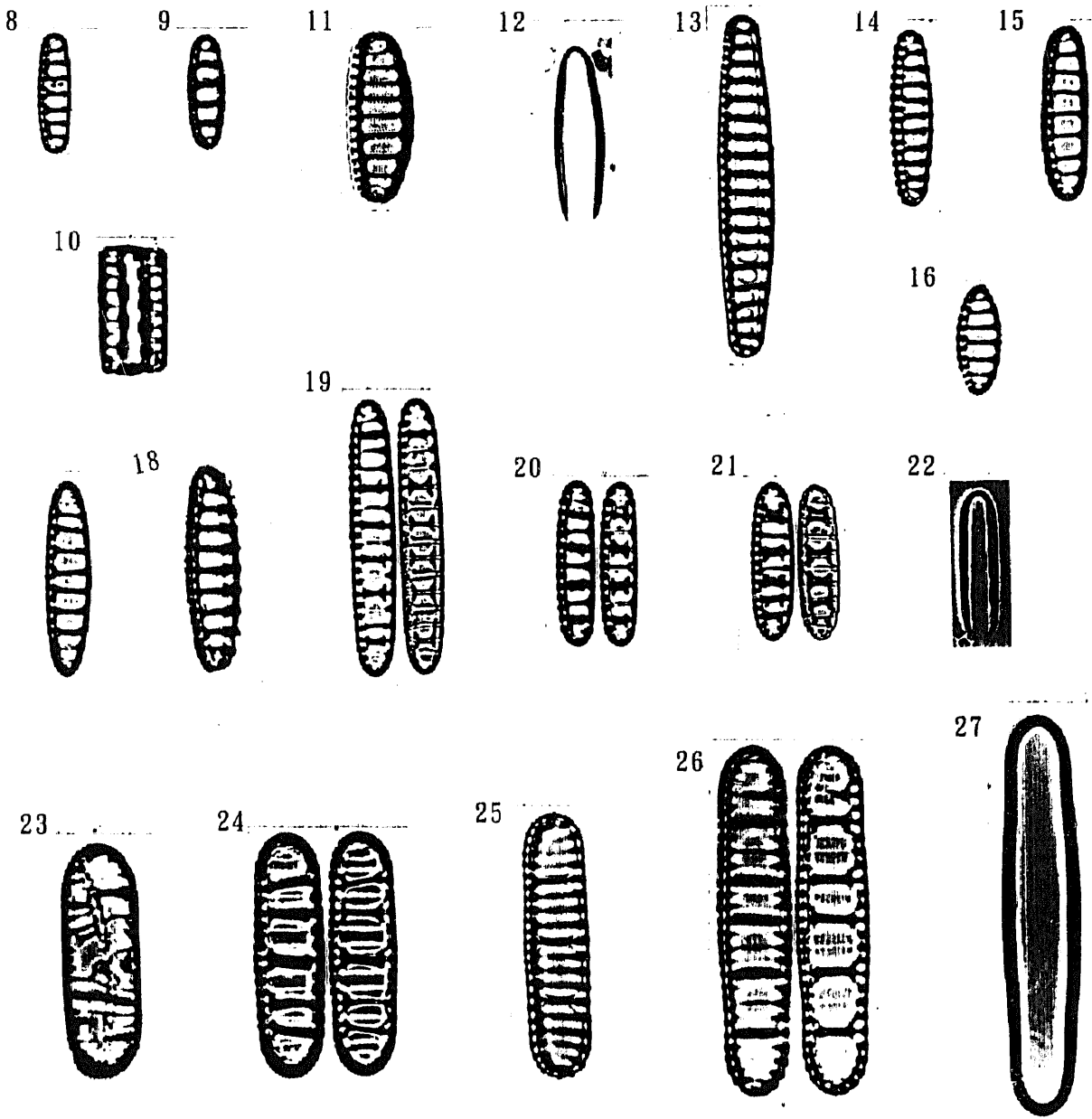
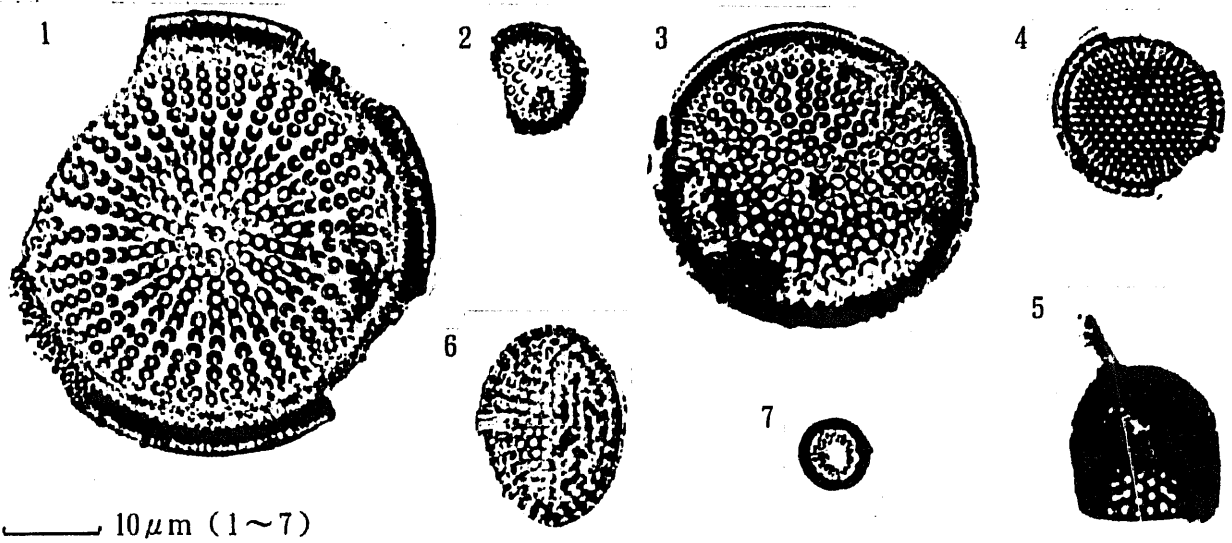


写真 - 5.1 標準的な珪藻化石写真

以下に各ルート毎に認定された珪藻化石群集、化石帯区分および地質時代などについて述べる。

1. 問寒別ケナシボロ沢 (TK) ルート (TbおよびTa試料)

本ルートには声問層上部相は分布しない。本ルートで採取された20試料中、2試料は無化石であり、残余の18試料が珪藻化石を含んでいる。珪藻含有量は声問層では非常に大きい(5,000~10,000個体/スライド)が、勇知層では全般的に小さく、スライド当りの含有量は100個体に満たない。

Tb13~Tb7の7試料(勇知層)はいずれも貧化石~無化石であり、自生と判断できる珪藻化石は認められない。検出された珪藻化石の中では、再堆積と考えられる*Actinocyclus ingens*の産出が比較的目立つ。したがって、標準的な化石帯の認定は不可能であり、not zonedと判断され、更新世前期の可能性がある。

Tb6~Ta6の9試料(声問層主部相の上部)は*Neodenticula kamschatica*がきわめて多産すること(50~70%)で特徴づけられ、鮮新世前期~後期中新世最後期の*N. kamschatica zone*(NPD 7B)に認定される。

一方、Ta5~Ta2の4試料(声問層主部相の下部)では、*N. kamschatica*の産出が稀になり、かわって*Ikebea tenuis*と*Nitzschia rolandii*の産出が目立つようになる。また、産出頻度は低い*Thalassiosira manifesta*, *T. marujamica*および*T. Temperei*などの産出もこれらの試料にほぼ限られて認められる。以上の各種は一般に*Rouxia californica Zone*に特徴的なメンバーである。したがって、化石帯を定義する鍵種である*R. californica*そのものは検出されないが、これらの試料は後期中新世後期の*R. californica Zone*(NPD 7A)に認定されるものと判断される。

以上の結果から、勇知層は更新世前期の可能性があり、声問層主部相の上部は鮮新世前期~後期中新世最後期(NPD 7B)、声問層主部相の下部は後期中新世後期の(NPD 7A)と判断される。勇知層と声問層主部相との間には時代ギャップが存在し、不整合が想定される。

2. 問寒別十六線沢 (TJ) ルート (J 試料)

本ルートで採取された6試料はすべて普通～豊富(500～5,000 個体/スライド)に珪藻化石を含有している。それらの珪藻化石群集内容を見ると、上位に位置するJ6, J5の2試料(勇知層, 声問層上部相)は *Neodenticula kamschatica* の多産で、また下位に位置するJ4～J1の4試料(声問層上部相, 主部相)は *N. kamschatica* の劣産と *Rouxia californica*, *Thalassiosira manifesta*, *T. marujamica* および *T. temperei* などの希産で、それぞれ特徴づけられる。したがって、上記のTKルートと同様の判断基準を適用することができる。すなわち、上位の試料は鮮新世前期～後期中新世最後期の *N. kamschatica* Zone (NPD 7B) に、そして下位の試料は後期中新世後期の *R. californica* Zone (NPD 7A) にそれぞれ認定される。

したがって、本ルートの6試料は珪藻化石帯からはすべて声問層であると判断されるが、J5, J6については再堆積群集の可能性が高い。すなわち、勇知層の群集は一般に再堆積群集で特徴づけられるものであることから、例えば声問層からの再堆積が行われた場所では勇知層であってもJ6とJ5のような群集を産出しても不思議ではない。

ここで重要なのは岩相上、声問層上部相とされるJ4が *R. californica* Zone に入ることである。このことは、声問層上部相の岩相を示す地層の一部はすでに後期中新世後期に堆積していたことを示す。また、珪藻化石帯からはJ5とJ4との間に大きな時代ギャップが認められるが、岩相上はJ5とJ4は声問層上部相である。また、ケナシポロ川ルートと比べると声問層主部相で *N. kamschatica* Zone (層厚 700m) が欠如しており、侵食を受けていることがわかる。

3. 雄信内ペンケオートカンラオマップ川 (OP) ルート (P 試料)

本ルートで採取された12試料もすべて珪藻化石を普通～豊富に産出する。これらの試料は、珪藻含有量の違いからTKルートと同様に声問層と勇知層との区分が可能であり、同時に群集組成の大きな違いをも反映したのものともなっている。すなわち、上位の4試料(P0～P3)は500～2,000 個体/スライド程度の

普通の含有量しかないのに対して、下位の 8 試料 (P4~P11)は7,000 ~10,000 個体/スライドと、ほぼ 1 オーダーも大きい含有量を持っている。

これらの群集組成をみると、上位に位置する P0~P3 の 4 試料 (勇知層, 声問層上部相) は、1)中新統からの再堆積と判断される *Actinocyclus ingens*, *Denticulopsis hustedtii*, *D. hyalina* および *D. lauta* などが多産すること、2)淡水生種の混入が目立つこと、3)一般に声問層では見られない *Neodenticula cf. seminae* や *Nitzschia cylindrus* で代表される新しい種が散見されること、などで特徴づけられる。したがって、上位の 4 試料は前述の not zoned に認定され、*N. seminae* の産出に着目して判断すれば、NPD 9 あるいは 10 に対比され、その時代は更新世前期と推定される。

一方、下位に位置する P4~P11 の 8 試料 (声問層主部相) は全体的には、*Neodenticula kamschatica* の多産出 (30-80%) で特徴づけられる。ただし、この下位の群集ではその上半部の 3 試料 (P4~P6) に限って *Neodenticulakoizumii* を共産し、また *Thalassiothrix robusta* を比較的多産することから、さらに二分される。これらの群集組成の特徴から、下位の 8 試料 (P4~P11) においては上位より鮮新世後期の *N. koizumii* - *N. kamschatica* Zone (P4~P6) と鮮新世前期~後期中新世最後期の *N. kamschatica* Zone (P7~P11) の 2 つの化石帯が認定される。

したがって、珪藻化石から判断される勇知層/声問層の境界は P3/P4 であると考えられる。試料 P3 の珪藻化石群集は明らかに勇知層の典型的な特徴を持っている。岩相上の声問層上部相から採取した試料 P2, P3 は *N. seminae* の産出から NPD 9 ~ 10 に対比され、その時代は更新世前期と推定される。

4. 幌延町熊越峠 (HK) ルート (H 試料)

本ルートで採取された 11 試料もすべて珪藻化石を含有する。その含有量および群集組成の層位的変化は前述の OP ルートと同様に互いに相関している。すなわち、珪藻化石の含有量は試料 H4 と H3 を境に上位に位置する H11 ~ H4 (勇知層~声問層主部相) では比較的少なく (700~5,000 個体/スライド)、下位に位

置するH3~H1（声問層主部相）ではきわめて多い（14,000個体／スライド）。また、群集組成の変化もやはり試料H4とH3を境にして大きく二分される。上位はほとんどが再堆積群集を主体とする群集で、また下位は *Neodenticula kamschatica* の多産出で特徴づけられる。なお、下位の群集は *Thalassiothrix robusta* を豊富に伴うことも特徴の一つである。

上位のH11~H4の群集の特徴は前述のOPルートと同様に、1)中新統からの再堆積と判断される *Actinocyclus ingens*, *Denticulopsis hustedtii*, *D. hyalina*, *D. lauta* などが比較的多産すること、2)淡水生種の混入が目立つこと、3)一般に声問層では見られない *Neodenticula cf. seminae* や *Nitzschia cylindrus* で代表される新しい種が散見されることである。したがって、これらの試料は not zoned の層準であると判断される。ただし、試料H4そのものには上記の特徴の内、2)と3)の特徴が見られないので、*N. kamschatica* と *N. koizumii* をそれぞれ普通に産出する群集を自生のものと判断することができる。ここでは試料H11~H5を更新世前期の not zoned、そして試料H4を鮮新世後期の *Neodenticula koizumii* - *N. kamschatica* Zoned (NPD 8,9) に属するものと判定した。

一方、*N. kamschatica* の多産で特徴づけられる下位（H3~H1）は明らかに鮮新世前期~後期中新世最後期の *N. kamschatica* Zone (NPD 7B) に認定される。

ただし、前述のように、ここでは試料H4の群集を自生のものと判断したが、珪藻化石含有量の点からはこれを再堆積したものと考えることも可能である。

5. 上幌延パンケオートヌオマップ川（K0）ルート（K試料）

本ルートで採取された8試料はすべて珪藻化石を含有する。含有量の変化はあまり顕著ではないが全体的にはやはり勇知層で少なく声問層で多い。本ルートの8試料はその群集組成から上下に二分される。すなわち、上位に位置するK0, K1の2試料（勇知層，声問層上部相）は *Neodenticula kaizumii* と *N. kamschatica* の共産で特徴づけられるのに対して、下位に位置するK2~K8の6試料（声問層主部相）は *N. kamschatica* の多産で特徴づけられる。

上位 2 試料 (K0, K1) の特徴は *N. koizumii*-*N. kamschatica* Zone (NPD 8, 9) を示すものであり、再堆積と判断できる種もこれらの試料には認められない。しかし、試料 K0 には淡水生種の混入があり *N. cf. seminae* が認められる。したがって、この試料は NPD 9, 10 (更新世前期) と判断される。試料 K1 は *N. koizumii*-*N. kamschatica* Zone (NPD 8, 9) に認定される。

一方、下位の 6 試料 (K2~K8) は明らかに後期中新世最後期~鮮新世前期の *N. kamschatica* Zone (NPD 7B) に認定される。

5.3 有孔虫化石分析

(1) 分析方法

ペンケオーカンラオマップ川（酒井の沢）の12試料について有孔虫化石の調査を実施した。試料一覧表を表-5.4に示す。また、1992年には候補地のD-1ボーリングのコアについても有孔虫化石分析を実施している。

表-5.4 有孔虫化石分析試料一覧表

ペンケオーカンラオマップ川 （酒井の沢）	声問層主部相	稚 内 層
	Ym140	Ym149
	141	150
	142	151
	143	
	144	
	145	
	146	
	147	
	148	

試料はナフサ法により次の要領で処理した。

- ① なるべく新鮮な部分を選んで、親指頭大に粉碎する。
- ② 100gを秤量する。
- ③ ビーカーに入れ室温乾燥器中で、約3時間 200℃を保持して完全乾燥させる。
- ④ ナフサNo.5をサンプルが完全に浸るまで注いで、約1.5時間～2時間放置し、ナフサがサンプル中に浸透するのを待つ。
- ⑤ ナフサを捨て、ヘキサメタリン酸ナトリウム(NaPO_3)の0.4%溶液を、サンプルが完全にひたるまで注ぎ、約0.5時間～1時間放置するとサンプルが軟化する。
- ⑥ ヘキサメタリン酸ナトリウムが沸騰するまで加熱し、薬品処理を完了する
- ⑦ 30, 60, 120, 200メッシュの篩を重ねて、上から軟化した試料を流し込み、同時にシャワーで清水を注ぎながら薬品分を除去し、各メッシュ上に残った残渣を指先で軽く擦って泥分を完全に除去する。
- ⑧ 泥分を除去した残渣は、メッシュ別に蒸発皿にとって常温乾燥器中で約

100° cで加熱乾燥する。

- ⑨ 乾燥した残渣を、産地番号を記入した砂袋に納めて処理を完了する。
- ⑩ 双眼実体顕微鏡の約40～160倍を用いて残渣中に含まれる有孔虫の属・種を同定すると同時に種毎の算出固体数を数えて、分析表に記録する。

(2) 分析結果

有孔虫化石分析の結果、分析試料はNF帯と *Martinottiella communis* - *Miliammina echigoensis* 帯の化石帯に分類される(表-5.5)。

1. NF帯

ペンケオーカンラオマップ川沿いに露出する声問層主部相から稚内層にかけての12試料である。声問層主部相から採取したYm-140～Ym-148の試料は灰色～緑灰色泥岩であり、有孔虫は全く検出されないのに対し、珪藻化石は多量に認められた。200メッシュの残渣すべてが珪藻化石で占められる試料もあった。

2. *Martinottiella communis* - *Miliammina echigoensis* 帯

稚内層から採取されたYm-149～Ym-151の3試料は硬質の暗灰色～褐色頁岩で有孔虫化石は保存の悪い *Miliammina*, *Martinottiella*, *Cribrostomoides* 属がわずかに認められるほか、属の同定が困難な砂質殻有孔虫化石が認められた。これらの *Miliammina*, *Martinottiella*, *Cribrostomoides* などが共存する群集は天北地域においては稚内層に産出する化石帯で、その年代は中新世とされている(天然ガス鉱業会, 1982)。本化石帯において上位化石帯に多産する珪藻化石はほとんど認められず、Ym-151では珪藻のキャストが発見される。本化石帯の3試料の岩石はおそらく珪藻が溶解したシリカ分が硬化させたのであろう。

表 - 5.5 有孔虫分析結果

<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;"> 中絶 延 他 地 表 式 米 斗 SPECIES CHART SHINBO MICROFOSSIL SURVEY </div>		LOCATION SPUDED RELEASED ELEVATION TOTAL DEPTH WEIGHT OF SAMPLE : 100g		ZONES ベ ン ケ オ ー カ ン ラ オ ヲ マ フ フ 川											
No.	SPECIES	DEPTH (M) LOCALITY NUMBER													
		Ym-140	Ym-141	Ym-142	Ym-143	Ym-144	Ym-145	Ym-146	Ym-147	Ym-148	Ym-149	Ym-150	Ym-151		
	split number											4	4		
BENTHONIC FORAMINIFERA	1 Arenaceous Foram. gn. sp. indet.											38	84	8	
	2 <i>Miliammina echigoensis</i> Asano and Inomata											18	8		
	3 <i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)											2	4		
	4 <i>Cribrostomoides</i> sp. indet.												8		
	total number of Benthonic Foram.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	58	104	8	
THE OTHER	1 Carbonaceous matter	○		×					×			×	×		
	2 Pumice	○													
	3 Volcanic glass	○													
	4 Glauconite	○													
	5 Diatom	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	/	×	○	
	6 HIZO	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	
	7 Radiolaria	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	
	8 Sponge spicule (uniaxial)	/	×	/	/		/	×	×	×	×	/	/	×	
	9 Sponge spicule (tetraaxial)	×		×			×	×	×	×	×	×	×	×	
	10 Sponge spicule (irregular)														
	11 Sulphid matter			/											
	12 Green mineral														
		Radiolaria													
		Spongodiscus	×	×	×	×	×	/	×	×	×	×	×	×	
		Spireuma	×												
	Spongopyle	×													
	Liosphaericae	×		×	×		×	×	×		×				
	Serchocytis														
	Theocyrtis														
	Larnacantha Polyacantha?														
	Purunulum														
	Lychnocanium														
	Tholospyris														

(3) 検討

天北地域においては底生有孔虫による分帯が確立されており、それから推定される堆積環境と地層名との対比が行われている（表-5.6）。これに従えばペンケオーカンラオマップ川の分析結果は従来の岩相区分結果と矛盾しない。しかし、底生有孔虫は堆積環境を反映するのでその化石に基づく分類は岩相区分とほぼ同様になる。有孔虫化石から年代を議論するためには浮遊性有孔虫を用いたほうが有利なのであるが、本地域の浮遊性有孔虫層序は確立されていない。

しかし、D-1ボーリングコアの分析では浮遊性有孔虫が10種検出されている。なお、712m以浅とペンケオーカンラオマップ川の試料には浮遊性有孔虫が極少量しか含まれない。そのうち、時代決定に有効とされているものとして、*Globigerina pachydelma* (sinistral:左巻き) と *Globigerina pachydelma* (dextral:右巻き) が認められた。*pachydelma*のD(右巻)→S(左巻)の変化は、寒冷化に伴うものとされ中緯度地方では通常1.2MaにD→Sが起こったと考えられている(Tsuchi, 1984, 図-5.5)。分析結果をみると、*pachydelma*のD及びSは深度973m以深では共存しており、深度884mの試料のみSが独占している。したがって、深度900m付近にD→S境界が存在する可能性はある。しかし、第四紀において1.2Ma以外の時代にも寒冷期の存在は知られている。また、本地域が亜寒帯に位置することも考え併せると、中緯度帯におけるD→S境界の現われ方と異なることも考えられる。ただし、深度900m付近にD→S変化から推定される寒冷化は花粉組成の変化から想定される寒冷化(深度700m付近)と矛盾しない層準にある。

表 - 5.6 天北地域における底生有孔虫化石層序

時代	有孔虫化石層序	代 表 種	地質層序	堆積環境
(更新世?) 鮮新世	Criboelphidium yabei - Ammonia cf. beccarii Assemblage-zone	Cribrononion clavatum, Criboelphidium yabei, Buccella frigida, Quinqueloculina spp., Ammonia cf. beccarii	勇知層	内 淺 海
	Uvigerina peregrina - Epistominella pulchella Assemblage-zone	Epistominella pulchella, Uvigerina peregrina, Trifarina kokozuraensis, Cassidulina norcrossi, Globocassidulina subglobosa, Cribrononion clavatum, Pseudononion japonicum	川間層	上部 半 深 海 - 外 淺 海
中 新 世	Milammina echigoensis - Assemblage-zone	Milammina echigoensis, Martinottiella communis, Cyclammina pusilla, C. cancellata, C. japonica, Haplophragmoides subglobosum, H. renzi, Cassidulina norcrossi, Trifarina kokozuraensis, Uvigerina peregrina, Epistominella pulchella, Cibicides ungerianus	稚内層	半 深 海
	Trochammina sp. - Martinottiella communis Assemblage-zone	Cyclammina cancellata, C. japonica, C. pusilla, C. orbicularis, Trochammina sp., Martinottiella communis, Haplophragmoides subglobosum, H. evoluta, H. sp.	増鏡層	半 深 海 (暖気性)
	Martinottiella communis - Spirosigmolinella compressa Assemblage-zone	Spirosigmolinella compressa, Cyclammina cancellata, C. japonica, C. pusilla, C. orbicularis, Haplophragmoides evoluta, H. subglobosum, H. sp., Trochammina sp.		
世	Ammonia yubariensis - Assemblage-zone	Ammonia yubariensis, Ammonia yubari - ensis, Criboelphidium yabei, Criboelphidium yabei, Sphaeroidina bulloides, Quinqueloculina spp. Pullenia bulloides, Martinottiella communis, Spirosigmolinella compressa,	鬼志別層	半 沿 深 岸 海 性
	Barren Foraminifera Zone		糸谷層	陸 域
漸 新 世 -? 始 新 世	Plectotrochammina poronaiensis - Cyclammina pacifica Assemblage-zone	Plectotrochammina poronaiensis, Cyclammina pacifica, Haplophragmoides subamakusaensis Reophax tappuensis, Bulimina schwageri, Melonis pompilioides shimokinense	曲淵層 (宇津内層)	上部半深海 - 中部半深海
	Bulimina schwageri - Gyroidinoides yakoyamai Assemblage-zone	Bulimina schwageri, Gyroidinoides yakoyamai Globocassidulina globosa, Globobulimina ezoensis, Plectofrondicularia packardii, P. gracilis, Cyclammina pacifica, C. tani, C. incisa, Haplophragmoides subamakusaensis, Globigerina linaperta		中部半深海 - 下部半深海 (やや好気性)
	Barren Foraminifera Zone		"石狩層群"	陸域に近い 半深海 (水深 200 m 以下) 暖気性

(天然ガス鉱業会編, 1982)

図-5.3 日本における微化石層序 Tsuchi(1984)

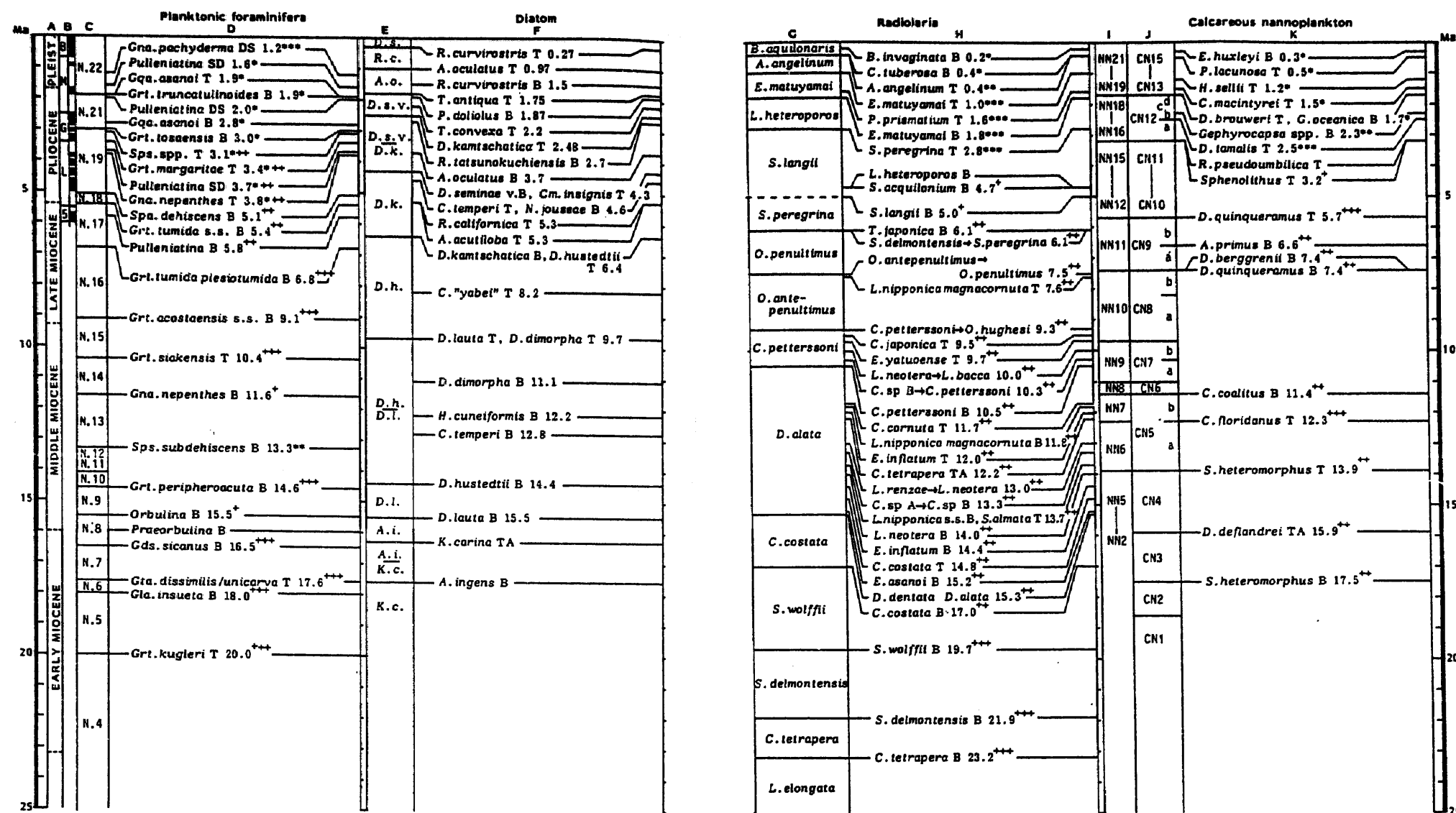


Fig. 3. Planktonic foraminiferal, diatom, radiolarian and calcareous nannoplankton datum levels and zones applicable to the correlation of Neogene land-based sections in Japan. Estimated ages of datum levels are also indicated. (Slightly modified from Tsuchi *et al.*, 1981)

A: Geologic age.

B: Geomagnetic polarity time scale.(B, Brunhes; M, Matuyama; G, Gauss; L, Gilbert; 5, Epoch 5.)

C: Planktonic foraminiferal zones given by Blow (1969).

D: Datum levels and their approximate ages (Ma) of planktonic foraminifera. B: Base datum or the first appearance datum. T: Top datum or the last appearance datum. DS,SD: Horizons of coiling change from dextral to sinistral and sinistral to dextral.

E: Diatom zones after Donahue (1970) and Koizumi (1973, 1979).

F: Datum levels and their approximate ages (Ma) of diatom species. TA: Top abundant or the highest level of the acme of the species.

G: Radiolarian zones given by Riedel and Sanfilippo (1978) and Sakai (1980).

H: Datum levels and their approximate ages (Ma) of radiolarians.

I: Calcareous nannoplankton zones by Martini (1971).

J: Zones by Okada and Bukry (1980).

K: Datum levels and their approximate ages (Ma) of calcareous nannoplankton.

Published sources of age estimations of the respective datum levels are marked by symbols as follows:

Planktonic foraminifera —

*: Estimate from K-Ar ages (Kawai and Hirooka, 1966; Shibata and Nozawa, 1968; Ikebe *et al.*, 1972; Shibata, 1973; Shibata *et al.*, 1979).

++: Estimate from biostratigraphy and magnetostratigraphy of core V24-59 and RC12-66 (Hays *et al.*, 1969; Saito *et al.*, 1975).

+++ : Estimate from biostratigraphy of DSDP Site 289 (Andrews and Packam *et al.*, 1975; Srinivasan and Kennett, 1981)

*: Estimate from biostratigraphic and magnetostratigraphy of the Neogene Kakegawa section (Tsuchi and Ibaraki, 1978).

** : Estimate from biostratigraphy of the Neogene section of Boso Peninsula (Oda, 1977)

*** : Estimate from biostratigraphic and magnetostratigraphy of core V20-119 (Maiya *et al.*, 1976).

Radiolaria—

*: Estimate based on Sakai *et al.* (1981).

** : Estimate from that given by Hays and Shackleton (1976).

*** : Estimate from that given by Hays (1970).

*: Estimate based on unpublished data by T. Sakai.

++ : Estimate from biostratigraphy of DSDP Site 289, partly combining biostratigraphic data available from Site 436.

+++ : Estimate from that given by Theyer *et al.* (1978).

Calcareous nannoplankton—

*: Estimate from that given by Gartner (1979).

** : Estimate from that given by Haq *et al.* (1977).

*** : Estimate from that given by Okada and Bukry (1980).

*: Estimate from that proposed by Haq and Berggren (1978).

++ : Estimate from biostratigraphy of DSDP Site 289 (Unpublished data by H. Okada)

+++ : Estimate from that given by Haq *et al.* (1980).

5.4 火山灰分析

野外踏査において声問層主部相，声問層上部相，勇知層，更別層中に確認された火山灰（凝灰岩）9試料について顕微鏡観察を行い、対比の可能性を検討した。

(1) 分析試料

試料一覧表を表-5.7に示す。

表-5.7 分析試料一覧表

試料名	地層名	写真番号
t - T u	更別層	写真-5.10
t - T L	更別層	写真-5.11
T 5	勇知層	写真-5.9
T 3	勇知層	写真-5.8
t - P	声問層上部相	写真-5.5
T 2	声問層主部相	写真-5.7
t - K u	声問層主部相	写真-5.2
t - K L	声問層主部相	写真-5.3
t - S	声問層主部相	写真-5.4

(2) 分析方法

試料の処理は、各試料から約100gを取り出し、湿式ふるいによって篩分けをし、粒径0.25~0.125mmのものを取り出す。水を加えた後、超音波洗浄機により数回洗浄し、乾燥させる。倍率40~100倍の偏光顕微鏡により、約200粒を検鏡し、鉱物などを同定し量比を調べる。特徴的な鉱物などがある場合にはこれに注目しその形態を記載する。

顕微鏡による観察によって対比される可能性が高い試料については、屈折率測定やEPMAによる化学組成分析を行い、対比を確定する。

(3) 分析結果

検鏡の結果、対比可能なものはなかった。すべての試料に共通して重鉱物はほとんど含まれず、軽鉱物が卓越する。

試料t-KLは全体に小さな泡を含む厚手の大きなbw型ガラスから構成され非常に特徴的である。試料T 2, T 5及びt-P は同じ系統の火山灰の可能性はあるが、対比は不可能である。試料T 3は雲母を含んでいるが周囲の砂岩からの再堆積の可能性はある。試料t-Kuは風化が著しいため残留物がほとんどない状態であり、spg型ガラスが風化した可能性はある。試料t-Sはstr型ガラスからなる純度の高い火山灰である。

表-5.8 火山灰分析結果一覧表

試料名	検鏡結果	地層名
248-1 248-2	spg ≫ str・pl 透明薄手のbw ≫ str・岩片	更別層 更別層
T 5 T 3	str ≫ bw・fib bw ≫ str > fib・pl・bi少量	勇知層 勇知層
273 T 2	str ≫ bw > fib・spg・岩片 str > bw・fib・pl・岩片	声問層上部相 声問層主部相
Ku-1 261	わずかにspg やや厚手のbw ≫ fib・str	声問層主部相 声問層主部相
tuff-2	str	声問層主部相

spg : スポンジ型火山ガラス

str : ストライプ型火山ガラス

fib : 繊維型火山ガラス

bw : バブルウォール型火山ガラス

pl : 長石

bi : 黒雲母



W



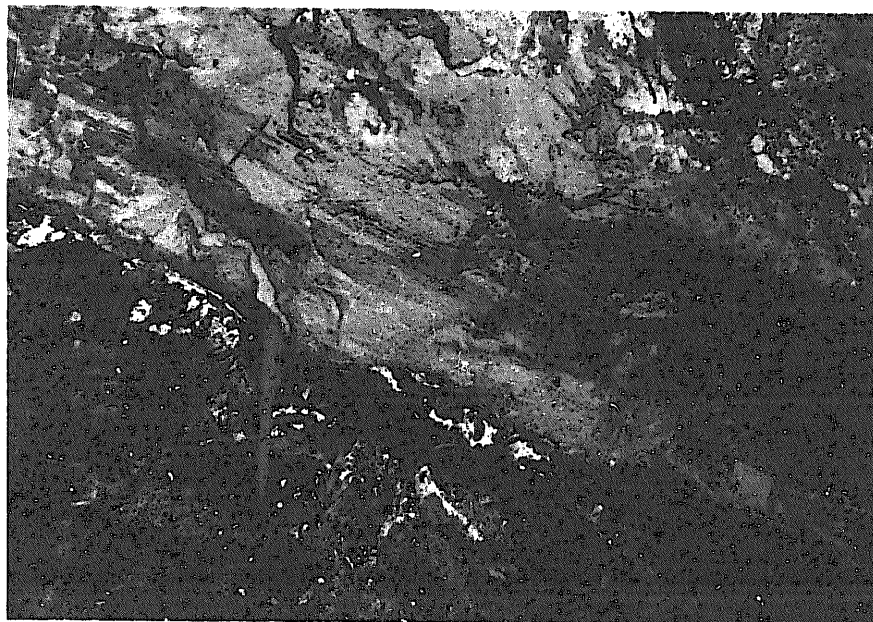
E

写真 - 5.2

Loc. H12 幌延町熊越峠

声問相主部相の上部に挟在する白色ガラス質凝灰岩 (t-Ku)。風化が著しくほとんど鉱物は残っていない。

E



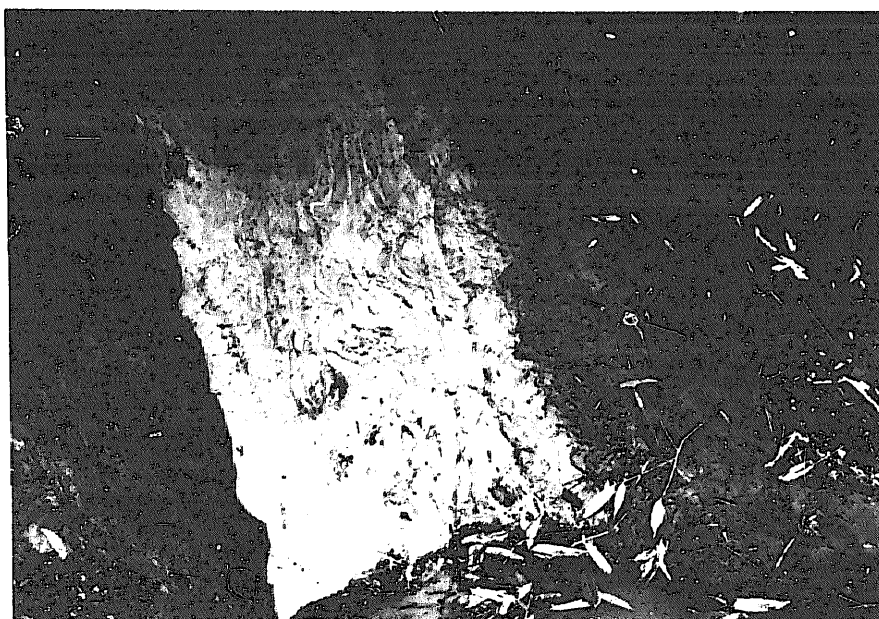
W

写真 - 5.3

Loc. 261 幌延町熊越峠東方

声問相主部相の中部に挟在する灰白色凝灰岩 (t-kL)。厚さ12cm, 比較的粗粒で径0.2-0.5mm, 有色鉱物を含む。

E

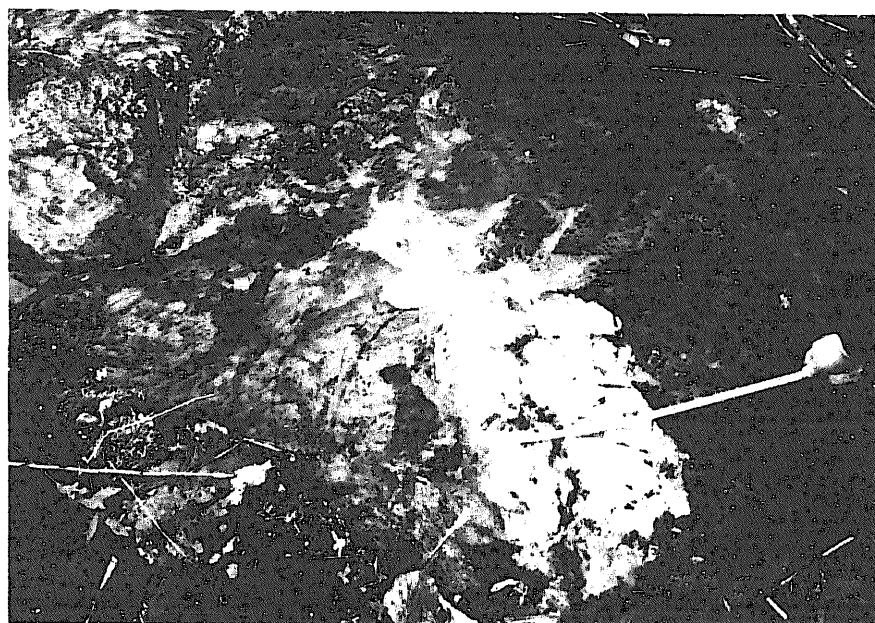


W

写真 - 5.4

Loc. P7 幌延町パンケオーカンラオマップ川（酒井の沢）中流
 声問相主部相の中部に挟在する白色ガラス質凝灰岩(t-S)。
 厚さ1.5mでラミナが発達する。K-Ar年代は $2.66 \pm 0.17\text{Ma}$, FT年代
 は $3.3 \pm 0.3\text{Ma}$ が得られている。

W



E

写真 - 5.5

Loc. M2 幌延町パンケオコッペ川中流
 声問層上部相に挟在する白色ガラス質凝灰岩(t-P)。

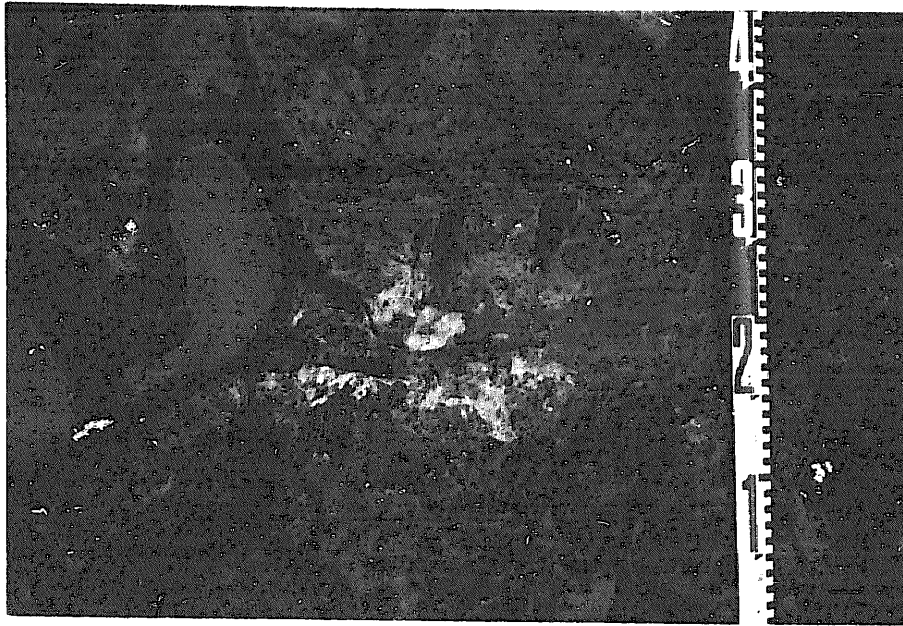


写真 - 5.6

Loc. M4 幌延町間寒別ヌカナン
声問層主相部の最上部に挟在する層厚5cmの白色凝灰岩。
岡・五十嵐(1993)のT1凝灰岩。



写真 - 5.7

Loc. M4 幌延町間寒別ヌカナン
声問層主部相の最上部に挟在する層厚15cmの白色凝灰岩。
生痕が多く認められる。岡・五十嵐(1993)のT2凝灰岩。

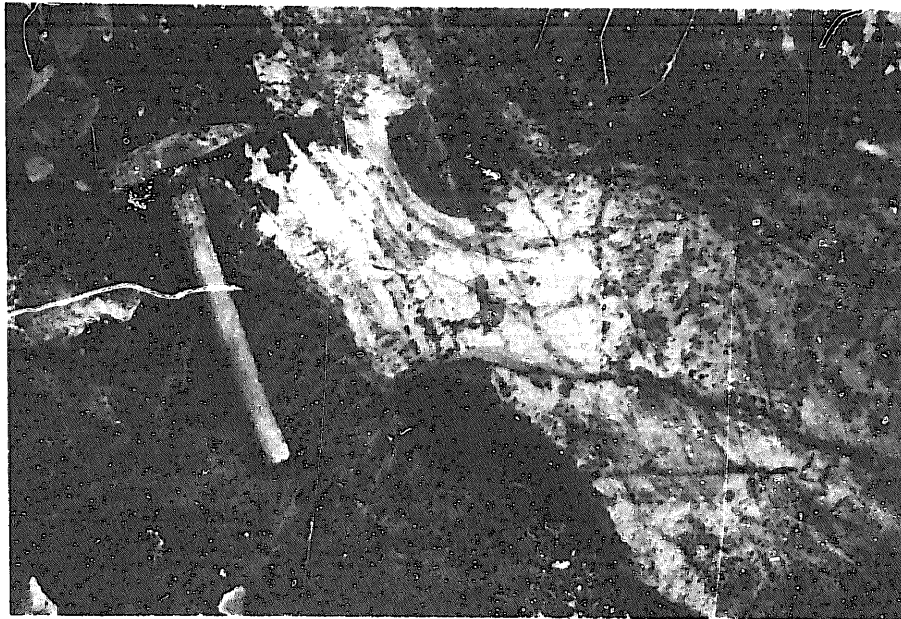


写真 - 5.8

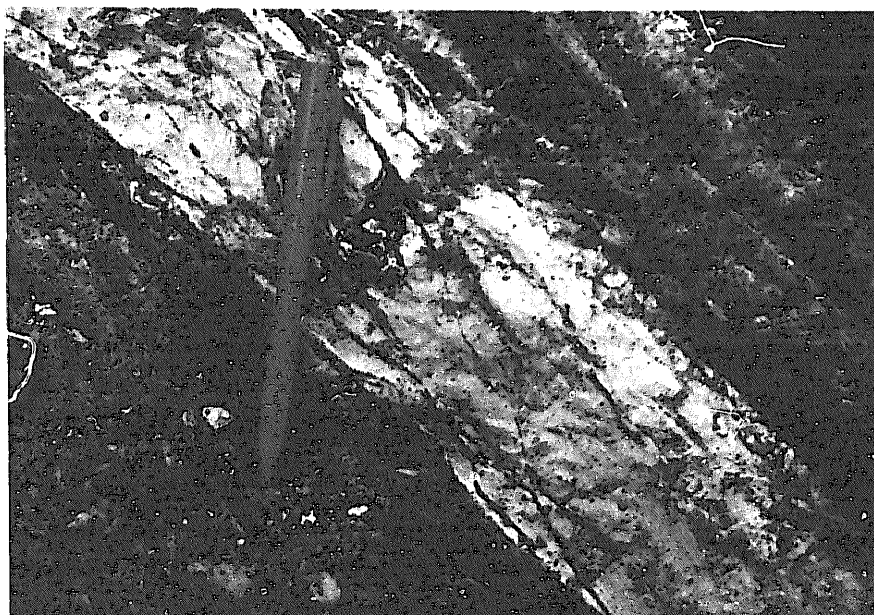
Loc. A4 幌延町問寒別ヌカナン。
 勇知層最下部に挟在する層厚30cmの白色凝灰岩。
 ラミナが発達し、生痕も認められる。
 岡・五十嵐 (1993) のT3凝灰岩。



写真 - 5.9

Loc. A7 幌延町問寒別ヌカナン。
 勇知層下部に挟在する層厚35cmの白色凝灰岩。
 岡・五十嵐 (1993) のT5凝灰岩。

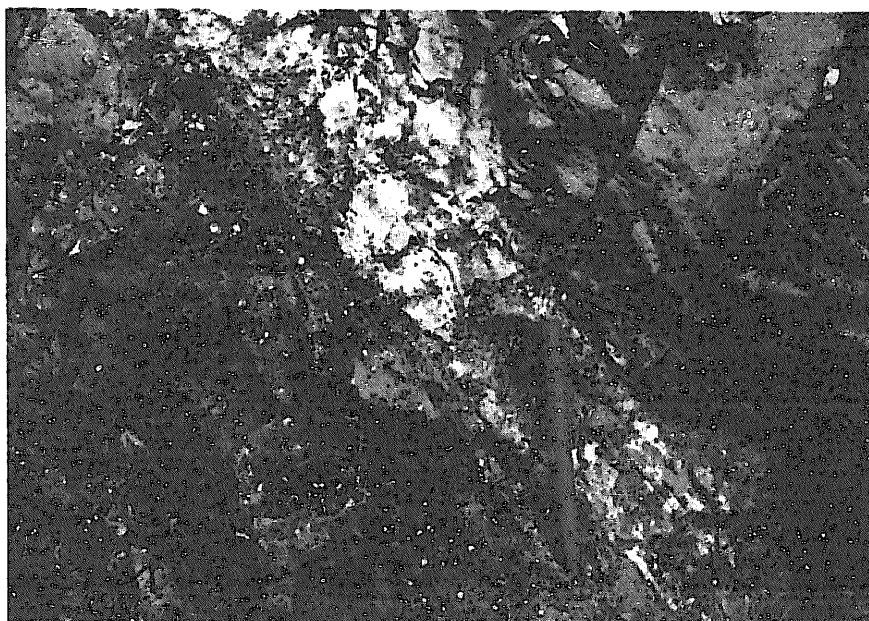
W



E

写真 - 5. 10
Loc. 248 幌延町問寒別
更別層の下部に挟在する層厚 9 cm の極細粒
灰白色凝灰岩 (t-Tu)。

W



E

写真 - 5. 11
Loc. 248 幌延町問寒別
更別層の下部に挟在する層厚 7 cm の灰白～淡緑灰色
の凝灰岩 (t-TL)。

5.5 年代測定

声問層主部相の年代を推定するために、ペンケオーカンラオマップ川（酒井の沢）における声問層主部相の中部に挟在する凝灰岩 t-S について F T（フィッシュトラック）年代測定と K-Ar（ポタシウムアルゴン）年代測定を行った（写真-5.4）。

年代測定の結果、F T年代は 3.3 ± 0.3 Ma、K-Ar年代は 2.66 ± 0.17 Ma (KA93-3628) であった。F T年代では再堆積の異質ジルコンの混入により実際より古い年代がでる可能性が問題となるが、本試料はやや細粒だが極めて純度の高いジルコン結晶を十分含み、年代測定上良好な試料であった。測定結果のまとまりも良く信頼性の高い値と判断される。一方、K-Ar年代はアルゴンの損失により実際の年代より若くでる可能性がある。ここではF T年代を優先させて扱うことにする。 3.3 ± 0.3 Ma（約330 万年前）という年代は鮮新世の中頃を示す。

また、ペンケオーカンラオマップ川（酒井の沢）の Loc. 101 において大曲断層推定位置をまたいで分布する A 段丘堆積物の ^{14}C 年代を測定した（写真-5.12）。年代測定の結果は $3,750 \pm 190$ y. B. P. (I-17, 471) であった。なお、「北海道北部地域の地質に関する調査資料の購入業務」（1988）では、ペンケオートヌオマップ川中流 Loc. S19 において、大曲断層推定位置を覆って分布する L II 段丘堆積物から $22,050 \pm 630$ y. B. P. の ^{14}C 年代を得ている（写真-5.12）。

W

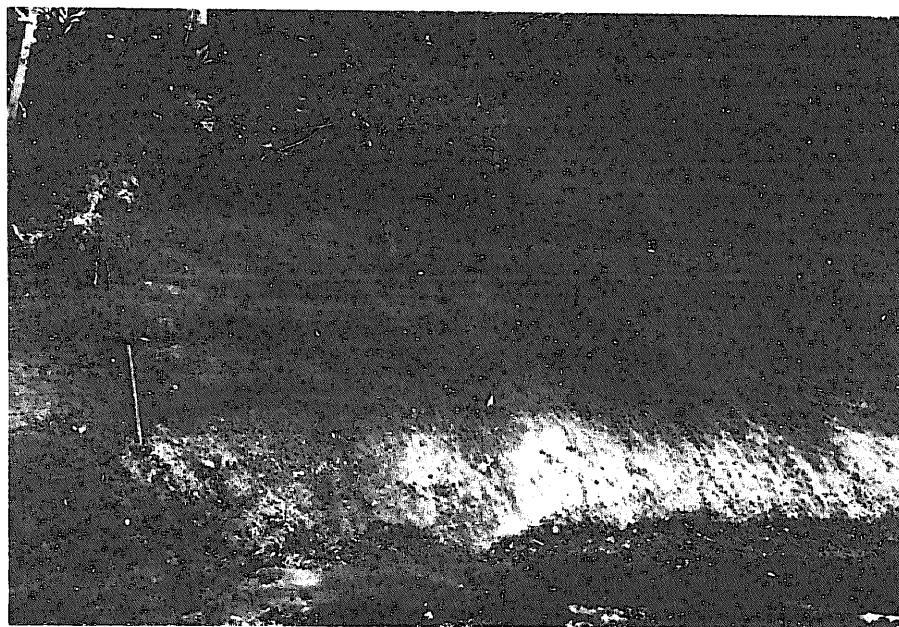


E

写真 - 5. 12

Loc. 101 幌延町ペンケオートヌオマップ川（酒井の沢）中流
A段丘堆積物中に挟在する木片（ハンマーの右20cmシルト中）。
木片の ^{14}C 年代は $3,750 \pm 190\text{y. B. P.}$ 。このA段丘は大曲断層の
推定位置を覆って分布する。

W



E

写真 - 5. 13

Loc. S19 幌延町ペンケオートヌオマップ川中流
L II段丘堆積物中に挟在する木片の ^{14}C 年代は $22,050 \pm 630\text{y. B. P.}$ 。
このL II段丘は大曲断層推定位置を覆って分布する。

5.6 岩石薄片観察， X線回折結果一覧表

稚内層と声問層主部相の識別の一助とするために、岩石薄片観察， X線回折をそれぞれ17試料， 22試料について実施した。試料採取位置は付図-3ルートマップに示す。福沢(1985)は天北-羽幌地域の稚内層， 声問層について岩石薄片観察， X線回折， 孔隙率の測定を行い、「声問層（声問相）」はオパールA， 孔隙率37以上としている。「稚内層（稚内相）」はオパールC T， 孔隙率37以下としている。両者の岩相境界は年代層序学的境界と斜交するとされている。岩石薄片観察によっては今回観察した試料から稚内層と声問層主部相とを識別することは困難であった。

また、X線回折によってはオパールAとオパールC Tとの識別は明瞭であり、条件によっては野外において比較的困難であった稚内層と声問層主部相との識別が可能となった。

表-5.9 岩石薄片観察， X線回折結果一覧表

試料名	パールC T有無	薄片観察による岩石名	地層名
1	×	珪藻質泥岩	声問層主部相
2	×	泥岩	稚内層
3	○	珪藻質泥岩	声問層主部相
4	○	珪藻質泥岩	声問層主部相
5	×	珪藻質泥岩	声問層主部相
6	×	珪藻質泥岩	声問層主部相
7	×	泥岩	稚内層
8	×	凝灰質シルト岩	声問層主部相
9	○	珪藻質シルト岩	稚内層
10	×	珪藻質泥岩	声問層主部相
11	×	珪藻質泥岩	声問層主部相
12	○	泥岩	稚内層
13	○	泥岩	稚内層
14	○	泥岩	稚内層
15	○	珪藻質シルト岩	稚内層
16	○	珪藻質泥岩	稚内層
17	○	泥岩	稚内層
Ko-1	○	—————	稚内層
Ko-3	○	—————	稚内層
On-1	○	—————	稚内層
On-3	×	—————	声問層主部相
On-4	○	—————	稚内層

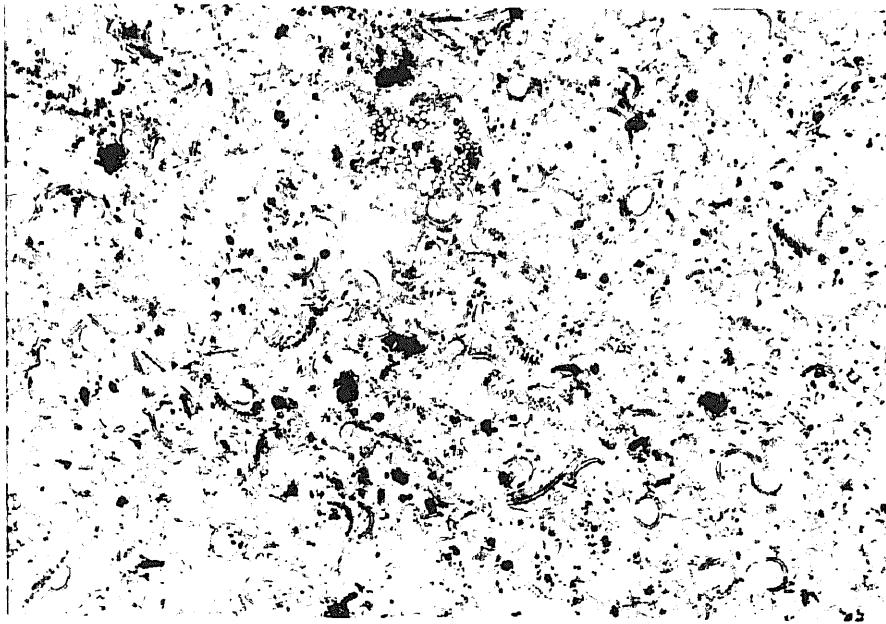


写真 - 5. 14
試料 2 の顕微鏡写真 (×160)
珪藻質泥岩 (声問層主部相)

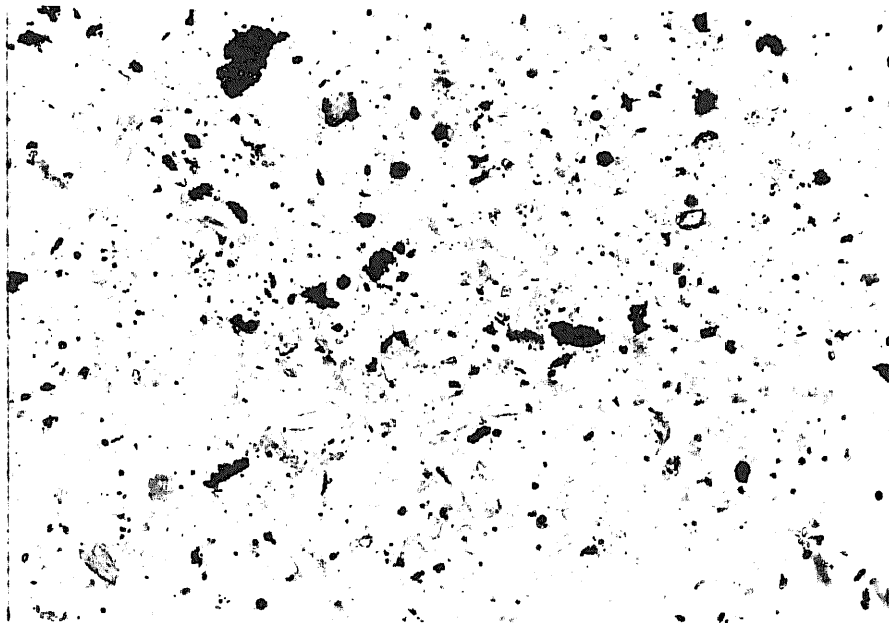


写真 - 5. 15
試料 17 の顕微鏡写真 (×160)
泥岩 (稚内層)

6. まとめ

本調査は貯蔵工学センター候補地周辺の地質層序を確立し、構造運動を把握し、断層の評価法に関する研究を進めるために実施したものである。調査地域の新生界は新第三紀中新世から更新世前期（更新世中期）にいたる堆積岩からなり、下位より宗谷層，増幌層，稚内層，声問層，勇知層，更別層と呼ばれる。さらにこれらを覆って、更新世中期の恵北層，段丘堆積物などが分布する。本調査では岩相区分に基づいて5万分の1地質図を作成した。

特に声問層は岩相上、珪藻質泥岩からなる主部相と砂質シルト岩，砂岩泥岩互層からなる上部相とに細分される。

候補地のD-1ボーリングでは声問層上部相と勇知層とは岩相や微化石分析結果によると整合と解釈される。さらに深部の声問層上部相と主部相との関係も、未確認であるが大曲断層西側の沈降域であることを考慮すれば整合の可能性は高い。しかし、大曲断層西側の地区の大部分では声問層上部相は主部相と不整合で、勇知層とも不整合である。これを便宜上Ktu-1と呼び、その年代は鮮新世後期～更新世前期(NPD9～10)と推定される(図-4.1)。さらに声問層主部相の最上部にも声問層上部相と岩相上類似する部分がある。これを便宜上Ktu-2と呼び、その年代は鮮新世後期(NPD8)と推定される。大曲断層を越えて東側にもKtu-2と同一岩相を示し分布から同一時代と考えられるKtu-3が分布する。また、問寒別盆地ではほぼ同時代で勇知層と一連で、声問層主部相とは不整合のKtu-4が分布する。さらに問寒別盆地の声問層主部相の中部にも声問層上部相と似た岩相がある。これを便宜上Ktu-5と呼び、その年代は中新世後期(NPD7A)と推定される。以上のように声問層上部相には時代の異なる地層があるが、野外での識別は困難である。

いずれにせよ、声問層主部相と勇知層はこれまで言われているような一連の海退過程を示す地層ではなく不整合関係にあり、両者の間には中間の岩相をもつ声問層上部相が存在する。

調査地域の地質構造については、従来から指摘されている NNW-SSE方向に連続する大曲断層，ヌカナン断層群(N1～N5断層)とNW-SE方向の十六線沢

断層，豊神断層，下炭の沢断層（仮称）の計9条の比較的変位量の大きな断層の存在，及びその位置が地質構造，露頭等から今回の調査においても推定できた。

雄信内付近の大曲断層西縁では声間層，勇知層はほぼ直立～逆転 80° 東傾斜、更別層で最大 60° 西傾斜を示す。これに対し北方の熊越峠などでは声間層，勇知層は $30\sim 40^{\circ}$ 西傾斜、更別層は 30° 以下の傾斜となる。このように、大曲断層の北と南とでは地層の変形程度が大きく異なり、地殻変動の評価上も有意な差があると思われる。これらを北区間と南区間と仮称する。大曲断層の北区間と南区間との境界は勇知層の急傾斜部の分布からみて南幌延付近と考えられる。この位置は断層東縁に分布する稚内層のレンズ状背斜北端とも対応するようにみえる。北区間では大曲断層の変位量は稚内層基底で500～700 mと推定されるのに対し、南区間の変位量は1000mである。

地質断面図からみると大曲断層付近の地層変形は主に背斜構造に支配されているように見え、大曲断層は褶曲運動に伴う可能性も考えられる。いずれにせよ、北区間・南区間の両者において更別層の変形は認められる。大曲断層西側の地区の更別層は更新世前期～中期と推定されるので、第四紀に入ってから地殻変動があった可能性が高い。段丘面との関係をみると北区間ではL I段丘にリニアメントが認められないので更新世後期の活動はない可能性がある。しかし、南区間では活動の終息時期を示す積極的証拠は得られていない。

今後、地表地質踏査の不足箇所を補い地質層序確立のための年代測定などを行うことが必要である。大曲断層の調査としてはバイプロサイスマック調査，トレンチ調査等を行って、さらに断層の活動性評価に関する研究を進めることが考えられる。また、天塩川左岸の高位段丘の傾動（岡，1986）と大曲断層南区間の地殻変動との関係も明らかにしてゆくことが望ましい。

謝 辞

本業務の実施にあたっては、動力炉・核燃料開発事業団 環境技術開発推進本部地層科学研究グループおよび立地推進室幌延連絡所の関係各位には御便宜をはかっていただき、現地においても有意義な御討論をいただいた。また、報告書作成にあたっては、多岐にわたる御指導・助言を賜った。厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 秋葉文雄(1975): 北海道空知・日高地域と天北地域新第三系のDenticula 属を中心とした珪藻化石層序による対比と問題点. 石油資源技術研究所報告, no.18, p.15~54.
- 秋葉文雄(1979): Denticula dimorphaとその類縁種の形態, および新第三系珪藻化石層序区分. 石油資源技術研究所報告, no.22, p.148~189.
- 秋葉文雄・一ノ関鉄郎(1983): 北海道における新第三系の微化石層序と年代層序—特に炭田南西部地域を例として. 石油技協, vol.48, p.49~61.
- 飯塚保五郎(1936): 北海道宗谷油田(大日本帝国油田30区)地質図説明書. 地質調査所, 45p.
- 五十嵐八重子・岡 孝雄(1989): 北海道北部・問寒別構造盆地の前期更新統(2)花粉化石層序. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨集, p.280
- 池田 宏・増田富士雄・伊勢屋ふじこ・桂 雄三・伊藤 慎・天野和孝(1981): 天塩町周辺の海成段丘. 北方科学調査報告書2(筑波大学), p.43~52.
- 石田義雄(1930): 北海道北見天塩油田の地質に就きて. 地質雑, vol.37, p.680-706.
- 大村一蔵(1928): 北海道に於ける産油地域の地質及鉱床(演旨). 地質雑, vol.35, p.413.
- 岡 孝雄(1986): 高レベル放射性廃棄物の地質処分と幌延の地質. 80年代と科学IV(核廃棄物施設と地域政策), p.46~70.

岡 孝雄・五十嵐八枝子(1993)：北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統一とくに堆積相および花粉層序について-。地質学雑誌, vol. 99, p. 365 ~ 389.

小山内 熙・三谷勝利・北川芳男(1959)：5万分の1地質図幅「宗谷および宗谷岬」および同説明書。北海道立地下資源調査所, 52p.

活断層研究会(1991)：「新編日本の活断層」分布図と資料。東京大学出版会, 437P.

佐藤誠司(1962)：北海道中新世夾炭層の花粉分析的研究。化石, no. 3, p. 3 ~ 8.

更別グループ・藤 則雄・朝比奈正二郎(1966)：稚内・サロベツ地域の第四系。
第四紀研究, vol. 5, p. 1~11.

杉山雄一・栗田泰夫 秦 光男(1987)：50万分の1活構造図「旭川」。地質調査所。

高橋功二・石山昭三(1968)：5万分の1地質図幅「沼川」および同説明書。北海道開発庁, 46p.

高橋功二・福沢仁之・和田信彦・保柳康一・岡 孝雄(1984)：北海道北部、日本海沿岸地域の第三系-その層序と層序と古地理について-。地球科学, vol. 38, p. 299 ~ 312.

土 隆一(1979)：日本の第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料。ICGP, 156p.

天然ガス鉱業会(1982)：日本の石油・天然ガス資源《新版》技術報告書。446p.

長尾捨一(1960)：5万分の1地質図幅及び同説明書「豊富」。北海道立地下資源調査所, p. 42.

長尾捨一・牧野登喜男(1959)：天塩大國油田調査報告。北海道地下資源調査資料，
22p

根本隆文・佐川 昭・植田芳郎・小田精徳・松井 寛・三梨 昂(1979)：天北炭田
地質図説明書。日本炭田図13, 122p.

広岡悦郎(1962)：北海道天北地方の石油地質学的研究。石油技協誌， vol. 27.
p. 323 ~ 344.

福沢仁之(1985)：北海道天北－羽幌地域の上部新第三系層序の再検討。地質学雑誌，
vol. 91, p. 833 ~ 849.

福沢仁之(1987)：北海道北部，新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場。地質学雑誌，
vol. 93, p. 37~55.

松井 愈(1963)：間寒別川流域の森林経営と保全に関する基礎研究。演習林業務資
料， no. 6, 60p.

松澤逸巳・松井 愈・秋葉 力・小坂利幸(1989)：北海道宗谷地域の更新統“恵北
層”の¹⁴C年代。地質学会第96年学術大会講演要旨集 p. 281.

三谷勝利・早川福利・高橋功二・和気 徹・重山 武(1971)：豊富背斜地域の天然
ガス鉱床。北海道地下資源調査資料， no. 125, p. 1~31.

山岸宏光(1986)：北海道におけるいくつかの活断層露頭。活断層研究， no. 2, p. 19
~28.

柳田 誠・清水長正(1992)：利尻－ワンコの沢軽石層の年代資料。第四紀研究， vol.

31, p. 37 ~ 39.

渡辺久吉(1914) : 北見国宗谷炭田調査報文鈔調報 (北海道の部) .no. 19, 地質調査所,
68p.

渡辺久吉(1918) : 中部および東部北海道第三紀層. 北海道地質要報, vol. 25, no. 3,
p159-221. 地質調査所.

Akiba, F. (1986) : Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the
Nankai Trough and Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary
diatom Zones for middle-to-high latitudes of North Pacific. Init. Rept, DSDP,
vol. 87, p. 393~481.

Tanai, T. (1961) : Neogene floral change in Japan. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.,
Ser. 4, p. 119 ~ 398.

Tsuchi, R. (1984) : Neogene Biostratigraphy and Chronology of Japan. Pacific Neo-
gene Datum Planes. p. 223 ~ 233. Univ. Tokyo Press.

Uozumi S., Akamatsu M. and Takagi T. (1986) : Takikawa-Ilonbetsu and Tatsunokuchi
Faunas (Foripecten Takahasshi-bearing Pliocene faunas). Palaeontological
Society of Japan, Special Papers (Japanese Cenozoic Molluscs - Their Origin
and Migration-), no. 29, p. 211 ~ 226.

Yanagisawa Y. and Akiba F. (1990) : Taxonomy and phylogeny of the three marine
diatom genera *Crucidentricula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula*. 地質調査所月報,
vol. 41, p. 197~301.

北海道北部地域の第四紀層序に関する検討(1992)：動力炉・核燃料開発事業団

北海道北部地域の断層に関する研究（I）（1993）：動力炉・核燃料開発事業団

北海道北部地域の地質に関する調査資料の購入（1988）：動力炉・核燃料開発事業団

資 料

年月日： 1993 年 8 月 4 日

フィッシュン・トラック年代試料カード

No. KPT 930626-1543

調査名：

試料名： t u f f 2

岩石名： 凝灰岩

採集者： 柳田 誠

採集年月日： 年 月 日

採集地： 北海道稚内市

(東経 ' , 北緯 ')

層 単：

予想年代： 3 ~ 4 Ma

年代測定方法： 外部ディテクター法 (ED2)

使用鋳物名： ジルコン (Zr)

エッチング条件： KOH:NaOH = 1 : 1 (mol) etchant, 225° C

34 h 00 m

熱中性子照射線量測定方法： NBS-SRM 612 glass+Mica, Zeta: ζ ED1=370±4, ζ ED2=372±5

照射場所： 立教大学原子力研究所回転試料棚,

照射年月日： 1993 年 7 月 6 日

受付試料全量： 3.7 kg

, 処理試料量： 1.0 kg

, 抽出ジルコン結晶数：

300 個

本質結晶含有率 (推定)：

100 %

測定年代値：

3.3 ± 0.3

Ma (単位： 100万年)

コ メ ン ト

測定値に対するコメントの詳細は、前述の通り。

測定者： 檀原 徹

檀原 徹

結晶1粒ごとの年代一覧表

試料名 : tuff2

線量 ρd : 7.20×10^4 (cm⁻²)
(立教大学原子炉:93-07-06照射)

測定方法 : ED2法

Zeta ζ : 372 \pm 5

No.	Ns	Ni	S $\times 10^5$ (cm ²)	ρs $\times 10^5$ (cm ⁻²)	ρi $\times 10^5$ (cm ⁻²)	Ns/Ni	T (Ma)
1	3	17	0.92	3.26	1.85	0.18	4.73
2	2	27	1.84	1.09	1.47	0.07	1.98
3	14	53	2.21	6.33	2.40	0.26	7.07
4	5	34	2.21	2.26	1.54	0.15	3.94
5	8	60	2.77	2.89	2.17	0.13	3.57
6	1	23	1.11	0.90	2.07	0.04	1.16
7	3	43	1.94	1.55	2.22	0.07	1.87
8	5	35	1.66	3.01	2.11	0.14	3.83
9	2	41	1.66	1.20	2.47	0.05	1.31
10	5	24	1.38	3.62	1.74	0.21	5.58
11	1	29	1.11	0.90	2.61	0.03	0.92
12	1	16	1.48	0.68	1.08	0.06	1.67
13	3	20	0.74	4.05	2.70	0.15	4.02
14	3	18	1.11	2.70	1.62	0.17	4.46
15	3	18	0.83	3.61	2.17	0.17	4.46
16	1	15	0.74	1.35	2.03	0.07	1.79
17	4	16	0.74	5.41	2.16	0.25	6.69
18	6	54	1.84	3.26	2.93	0.11	2.98
19	4	43	0.92	4.35	4.67	0.09	2.49
20	3	25	1.48	2.03	1.69	0.12	3.21
21	1	34	1.11	0.90	3.06	0.03	0.79
22	2	17	0.74	2.70	2.30	0.12	3.15
23	5	22	0.74	6.76	2.97	0.23	6.08
24	0	17	0.74	0.00	2.30	0.00	0.00
25	1	17	1.11	0.90	1.53	0.06	1.58
26	4	27	1.66	2.41	1.63	0.15	3.97
27	3	28	1.48	2.03	1.89	0.11	2.87
28	7	61	2.77	2.53	2.20	0.11	3.07
29	7	32	1.66	4.22	1.93	0.22	5.86
30	3	19	0.83	3.61	2.29	0.16	4.23

No. : 結晶番号

S : 結晶面積

Ns : 自発トラック数

ρs : 自発トラック密度

Ni : 誘導トラック数

ρi : 誘導トラック密度

T : 結晶1粒ごとのみかけ年代

Table 1. Results of Fission Track Ages

Sample No.	Mineral and number of crystals	Spontaneous ρ_s (Ns) (cm^{-2})	Induced ρ_i (Ni) (cm^{-2})	P (χ^2) (%)	Dosimeter ρ_d (Nd) ($10^4 \times \text{cm}^{-2}$)	r	U (ppm)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	method
tuff 2	zircon 30	2.65×10^5 (110)	2.13×10^6 (885)	59	7.20 (1110)	0.345	240	3.3 ± 0.3	ED2

(1) ρ and N are density and total number of fission tracks counted respectively.

(2) All analyses by external detector method using 0.5 for $2\pi/4\pi$ and 1 for $2\pi/2\pi$ geometry correlation factor, respectively.

(3) Age calculated using dosimeter glass SRM612 and $\zeta_{ED1}=370 \pm 4$, $\zeta_{ED2}=372 \pm 5$.

(4) P (χ^2) is probability of obtaining χ^2 -value for ν degree of freedom (where ν = number of crystals-1).

(5) r is correlation coefficient between ρ_s and ρ_i .

(6) U is uranium content.

(7) Samples were irradiated using the TRIGA MARK II nuclear reactor of St. Paul's University (Rikkyo Daigaku), Japan.

測定結果判定カード

試料名: tuff 2

(図1a ~ 1d)

1. FT年代試料としての適格性

岩 質	含 有 結 晶 量	本質結晶含有率	測定粒子の均質性	総 合 判 定
凝灰岩, 可	300個/kg, 可	100%, 優	優	良
計 数 の 難 易	結 晶 表 面 状 態	外 部 効 果	試料の再加熱歴	
良	良	——	——	

2. 測定結果のまとめ 全粒子を対象とした時

(報告値) $T = 3.3 \pm 0.3$ Ma

1 粒子あたりの $N_s, \bar{\rho}_s, NI, \bar{\rho}_I \pm 1\sigma$	粒子年代 T のまとめ	U 濃度の まとめ	NsとNiの 相関性 r	ρ_s と ρ_i の相関性 r	χ^2 test P(χ^2)	総 合 判 定
$\bar{N}_s = 3.7 \pm 2.8$ $\bar{\rho}_s = 2.7 \pm 1.7$ B5 <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> $NI = 29.5 \pm 13.7$ $\bar{\rho}_I = 21.9 \pm 6.6$ B5	可	良	0.660 可	0.345 劣	59 % 合格	可

3. 異種年代と思われるものを除外した時 (条件: 必要なし)

() T = Ma

1 粒子あたりの $N_s, \bar{\rho}_s, NI, \bar{\rho}_I \pm 1\sigma$	粒子年代 T のまとめ	U 濃度の まとめ	NsとNiの 相関性 r	ρ_s と ρ_i の相関性 r	χ^2 test P(χ^2)	総 合 判 定
$\bar{N}_s = \pm$ $\bar{\rho}_s = \pm$ B5 <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> $NI = \pm$ $\bar{\rho}_I = \pm$ B5						

4. 総合所見

本試料はやや細粒だが極めて純度の高いジルコン結晶を十分量含み、良好な FT 年代試料と判断される。

1 粒子あたりのトラック計数が少ない割には測定結果のまとめは良く、測定データの面からもなんら問題点は指摘されない。したがって、報告値の信頼性は高いと考えられる。

結晶1粒ごとの年代一覧表

試料名 : tuff2

線量 ρd : 7.20×10^4 (cm⁻²)
(立教大学原子炉:93-07-06照射)

測定方法 : ED2法

Zeta ζ : 372 ± 5

No.	Ns	Ni	S $\times 10^5$ (cm ²)	ρs $\times 10^5$ (cm ⁻²)	ρi $\times 10^5$ (cm ⁻²)	Ns/Ni	T (Ma)	χ^2 N	χ^2 ρ
3	14	53	2.21	6.33	2.40	0.26	7.07	7.07	3.25
17	4	16	0.74	5.41	2.16	0.25	6.69	1.66	2.39
23	5	22	0.74	6.76	2.97	0.23	6.08	1.57	2.29
29	7	32	1.66	4.22	1.93	0.22	5.86	1.96	1.24
10	5	24	1.38	3.62	1.74	0.21	5.58	1.16	0.89
1	3	17	0.92	3.26	1.85	0.18	4.73	0.32	0.39
15	3	18	0.83	3.61	2.17	0.17	4.46	0.23	0.31
14	3	18	1.11	2.70	1.62	0.17	4.46	0.23	0.23
30	3	19	0.83	3.61	2.29	0.16	4.23	0.15	0.21
13	3	20	0.74	4.05	2.70	0.15	4.02	0.09	0.15
26	4	27	1.66	2.41	1.63	0.15	3.97	0.11	0.08
4	5	34	2.21	2.26	1.54	0.15	3.94	0.13	0.07
8	5	35	1.66	3.01	2.11	0.14	3.83	0.09	0.07
5	8	60	2.77	2.89	2.17	0.13	3.57	0.04	0.02
20	3	25	1.48	2.03	1.69	0.12	3.21	0.00	0.00
22	2	17	0.74	2.70	2.30	0.12	3.15	0.01	0.00
28	7	61	2.77	2.53	2.20	0.11	3.07	0.04	0.01
18	6	54	1.84	3.26	2.93	0.11	2.98	0.07	0.03
27	3	28	1.48	2.03	1.89	0.11	2.87	0.06	0.03
19	4	43	0.92	4.35	4.67	0.09	2.49	0.32	0.32
2	2	27	1.84	1.09	1.47	0.07	1.98	0.53	0.27
7	3	43	1.94	1.55	2.22	0.07	1.87	1.01	0.48
16	1	15	0.74	1.35	2.03	0.07	1.79	0.38	0.50
12	1	16	1.48	0.68	1.08	0.06	1.67	0.47	0.30
25	1	17	1.11	0.90	1.53	0.06	1.58	0.56	0.49
9	2	41	1.66	1.20	2.47	0.05	1.31	1.87	1.08
6	1	23	1.11	0.90	2.07	0.04	1.16	1.19	1.04
11	1	29	1.11	0.90	2.61	0.03	0.92	1.88	1.65
21	1	34	1.11	0.90	3.06	0.03	0.79	2.48	2.19
24	0	17	0.74	0.00	2.30	0.00	0.00	2.15	2.90

No. : 結晶番号

S : 結晶面積

Ns : 自発トラック数

ρs : 自発トラック密度

Ni : 誘導トラック数

ρi : 誘導トラック密度

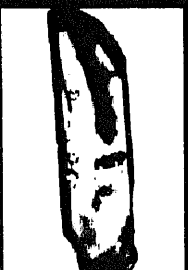
T : 結晶1粒ごとのみかけ年代

1



7
-1A

2



2
-2A

3



3
-3A

4



4
-4A

5



5
-5A

6



6
-6A



7
-7A



8
-8A



9
-9A



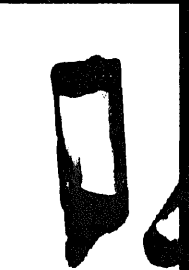
10
-10A



11
-11A



12
-12A



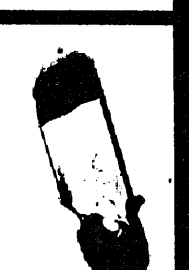
13
-13A



14
-14A



15
-15A



16
-16A



17
-17A



18
-18A



19
-19A



20
-20A



21
-21A



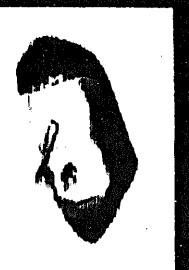
22
-22A



23
-23A



24
-24A



25
-25A



26
-26A



27
-27A



28
-28A



29
-29A



30
-30A

測定結果判定カードについて

測定結果に対するコメントは従来主に文章によりなされてきたが、今後は後述する測定結果判定カードにより多角的総合的に判定要素と判定結果を明示することとする。以下にその要領についてのべる。

1. 年代試料としての質(適格性)

①岩質 …………… ボルカニクラスチック物質においては基本的に異種年代粒子混入の可能性が存在し、一方岩質的に均質と考えられる深成岩試料では徐冷や外部効果の影響が予想されるため、岩質を前もって知ることは測定上極めて重要である。

②本質結晶含有率 …………… 抽出結晶の個体レベルの特徴(自形性・色・晶癖・自発トラック密度・自発トラック長・適正エッチング条件)から、経験的に最も若い年代を与えると推定される粒子群の割合を判断する。その場合に試料提供者の予想年代は重要な判断基準材料とされるが、予想年代と観察結果が一致しない場合もある。一般に本質結晶含有量の高い試料ほど良質である。

③粒子の均質性 …………… 一般に粒子の均質性の高いものほど年代試料としては良質である。しかし複数起源の粒子が様々な割合で混合している場合や、外来結晶でありながら均質性の高いものが大量に含まれている場合もあり、その判定には注意が必要である。

④含有結晶量 …………… 総抽出個数/総重量で表す。特に細粒でない限り、本質結晶が100個/kg以上含まれれば測定には十分である場合が多い。しかし、それを下回ると当然測定条件は低下するため、含有結晶量は測定の難易や安定性に与える影響力は大きい。

⑤トラック計数作業の難易性 …… 計数は、平滑でインクルージョンがなく縦横ともに広く柱面の発達した粒子において作業環境は最も良好と考えられる。逆に、各項目において作業性が劣る場合にはその程度に応じて最適条件からずれていくことになる。

⑥結晶の表面状態 …… 結晶表面に融蝕跡をもつ試料や地熱試料において結晶表面に浅いpitの凸凹を生じたものは、測定作業に悪影響を与える場合がある。

⑦外部効果 …………… 特に深成岩試料においては外部効果の危険性を事前にチェックすることは極めて重要である。

⑧試料の再加熱歴 …… ボルカニクラスチック物質など一般に生成後急冷したと考えられる試料においては、自発トラック長の著しい短縮化傾向が認められる場合に再加熱歴があると判断されるものがある。また1粒子における短縮化した自発トラックの存在は、本質結晶か否かの判定に影響を与える場合が多くその点からも重要である。

なお、表1に示された年代値とその誤差は以下のように算出される。

年代算定式

$$T = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot \frac{\rho_S}{\rho_I} \cdot \rho_D \right]$$

ここでTは年代値、 λ_D は ^{238}U の全壊変定数($1.480 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$)、 ζ は測定方法ごとに校正されたzeta値(Danhara et al., 1991) * (1)である。

また上式で算出された年代値の誤差(1 σ)は下式で得られる。

$$\text{error} = \left[1 / \sum N_s + 1 / \sum N_i + 1 / \sum N_d + (\sigma \text{ zeta} / \zeta)^2 \right]^{1/2}$$

考察

1991年5月1日より変更された弊社の測定業務基準によれば、IUGS(国際地学連合)の地質年代学サブコミッションから出されたフィッション・トラック年代測定の標準化に関する勧告(Hurford, 1990 a, b) * (2)(3)にしたがい、年代値の新旧や自発トラック密度の大小にかかわらず、測定はzeta校正(Hurford and Green, 1983) * (4)による外部ディテクター法(Danhara et al., 1991) * (1)で行う。ただしその際、試料に応じ最適の条件で測定を行なう目的から、外部効果を生じ易い試料には結晶内部面を利用した外部ディテクター法(ED1)を、外部効果の影響を無視できる試料には結晶外部面を利用した外部ディテクター法(ED2)を用いる。なお外部効果とは、ジルコン結晶表面付近にウランが濃集するため、結晶が有する年代とは無関係な外部からのフィッション・トラックの寄与により生じる現象で、結晶外部面を用いた場合、みかけ上古い測定年代値が得られる。したがって原則として深成岩にはED1法、それ以外の試料にはED2法を適用する。

今回測定が可能であった年代試料1個は凝灰岩であり、ED2法で測定を行った。なお各試料の測定結果については以下に測定結果の解析の一助として粒子年代(T)、粒子ごとの誘導トラック密度、粒子ごとの自発および誘導トラック計数の相関(N_s - N_i 相関)、および粒子ごとの自発および誘導トラック密度の相関(ρ_s - ρ_i 相関)の頻度分布図や相関図を示したので巻末の測定生データや記録写真とともに参考とされたい。

2. 測定結果のまとめ

まず全測定粒子を対象に1粒子あたりの平均 N_s (\bar{N}_s)と平均 N_l (\bar{N}_l)を求め、合わせてこれらの標準偏差値 1σ を算出する。これは、粒子年代のばらつきや N_s と N_l や p_s と p_l の相関係数を算出した場合、 \bar{N}_s , \bar{N}_l 両値の大きさがそれらの程度や大きさが粒子集団を均質と判断してよいかどうか強く影響を与えるからである。

ここで粒子年代は分子(N_s)と分母(N_l)の比に係数を乗じたものであるから、誤差論的には下式で示される範囲内に粒子年代の 1σ が含まれるはずである。

$$\bar{N}_s/\bar{N}_l \pm \bar{N}_s/\bar{N}_l \times [(\sigma N_s/\bar{N}_s)^2 + (\sigma N_l/\bar{N}_s)^2]^{1/2}$$

そのため粒子年代Histogramのバラつきは \bar{N}_s , \bar{N}_l 値とそれらの偏差値から算出された誤差範囲内に収まるはずである。その場合に平均値から $\pm 1\sigma$ の範囲内に67%の粒子年代値が入り、 $\pm 2\sigma$ の範囲内には95%の粒子年代値が入ることとなる。したがって、この範囲を大きくはずれる粒子や粒子年代集団がある場合には、それらを異種年代粒子集団として識別できることになる。もっとも計数値には別の要素のばらつきが加わるため、実際には粒子年代はさらに広くばらつくこととなるが、 1σ 、 2σ 範囲は一応の目安として重要な意味を持つものと考えられる。

N_s-N_l あるいは p_s-p_l の相関性は \bar{N}_s , \bar{N}_l 値や \bar{p}_s , \bar{p}_l 値が大きいと一般に高い方がデータのまとめが良いと考えられる。しかし、例外もあるので注意が必要である。まず比較的若い試料では、均質集団においても特に \bar{N}_s , \bar{p}_s 値が小さくなり、各相関性は低くなる。この場合には粒子ごとのウラン濃度のばらつきが小さいことをチェックすることが大事である(p_l Histogram参照)。また、均質度が高く粒子間のウラン濃度のばらつきが非常に小さい試料では、 p_s-p_l の相関性はみかけ上悪くなることもあるが、この場合も注意すべきである。逆に N_s-N_l や p_s-p_l の相関性が1に近いからといって安心はできない。たとえば、ウラン濃度のバラつきが著しく高く10倍以上にもなる試料の場合は、多少の年代値のばらつきがあっても相関係数が小さくならないからである。

最後に Galbraith(1981)* (5)により提唱された χ^2 検定(有意水準5%)も、測定データの妥当性の検討には有効である。この検定に失格した場合には測定データ中に非ポアソン・エラーが含まれる可能性が高い。もっともBD1データを検討する場合には粒子内のウラン濃度変動が影響しやすく失格する率が高いため(Danhara et al., 1991)* (1)必ずしも有効とばかりは言えないが、BD2データの場合には異種年代結晶混入の目安となり、失格のときは個々の粒子の χ^2 値(糟谷, 1986)* (6)の最も大きな粒子から順に除外しながら χ^2

外しながら検定を繰り返し検討する。

以上各項目について述べてきたが、最終的には総合的に測定データの判定を行うことが必要であることはいうまでもない。次ページ以下に、各チェック項目と判断基準をもとに測定結果について詳述する。

以 上

注).

- * (1) Danhara T., Kasuya M., Iwano H. and Yamashita T. (1991): fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon., Jour. Geol. Soc. Japan, 97, 977-985.
- * (2) Hurford A. J. (1990a): Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I. U. G. S. Subcommittee of Geochronology. Chem. Geol., 80, 171-178.
- * (3) Hurford A. J. (1990b): International Union of Geological Sciences Subcommittee on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. Nucl. Tracks Radiat. Meas., 17, 233-236.
- * (4) Hurford A. J. and Green, P. P. (1983): The zeta age calibration of fission track dating, Isotope Geosci., 1, 285-317.
- * (5) Galbraith R. P. (1981): On statistical models for fission track counts. Math. Geol., 13, 471-488.
- * (6) 糟谷正雄 (1986): ジルコンの外部面を用いたフィッション・トラック年代測定の手法—群馬県富岡地域中新統馬場凝灰岩の例—. 地質学雑誌, 92, 489-496.

TELEDYNE ISOTOPES

POTASSIUM - ARGON LABORATORY

Report of Analysis

T. I. W. O. # 3-9999-122

Your P. O. # 101-1717

Date - 28 June 1993

Page 1 of 1

Submitted by Teledyne Japan K.K.
Nihonseimei Akasaka Bldg.
8-1-19 Akasaka, Minato-ku
Tokyo 107, Japan

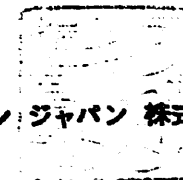
for I.N.A. Co., Ltd.

Att: Mr. Y. Ohyama

T. I. Sample #	Your Sample #	Material Analyzed	Isotopic Age (Ma)	⁴⁰ Ar * (scc/gm x 10 ⁻⁵)	% ⁴⁰ Ar *	% K	Notes
KA93-3628	Tuff 2	Whole Rock	2.66 ± .17	.035 .033	32.8 33.9	3.28 3.28	

Myron Siragusa
Myron Siragusa
Geochemistry Section

テレダイン ジャパン 株式会社





50 VAN BUREN AVENUE
PO BOX 1235
WESTWOOD NJ 07675-1235
(201) 664-7070

15 September 1993

Mr. Y. Ohyama
Teledyne Japan K.K.
Nihonselmel Akasaka Bldg.
8-1-19 Akasaka, Minato-Ku
Tokyo 107, Japan

P.O. #I01-1718
Customer: INA Company, Ltd.
W.O.# 3-8939-072

Dear Mr. Ohyama:

We have listed below the radiocarbon age we have determined on the sample you submitted for analysis.

ISOTOPES Sample Number	Sample	- δ C ¹⁴	Age in Years B.P.
I-17,471	P-1	373 ± 15	3750 ± 190

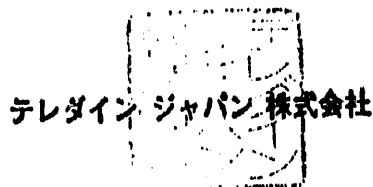
If you have any questions concerning these results, please contact us. We shall be happy to help in any way possible.

We hope this result will prove helpful in your work, and we look forward to serving you again soon.

Sincerely yours,

James Buckley
Radiocarbon Laboratory

JB:mak



薄片観察の結果

試料 1 (岩石名: 珪藻質泥岩 diatomite または diatomaceous mudstone)

珪藻化石およびその破片を多量に含んでいるほか、50~100ミクロン大の角張った石英粒子を少量含む。基質はほとんどがきわめて細粒の非晶質シリカ鉱物とごくわずかの雲母からなると思われる。化石・石英などの粒子の量は少なく、基質支持の組織である。なお本試料でみられる基質の性質は以下のすべての試料においても共通してみられる。

試料 2 (岩石名: 珪藻質泥岩)

50~100ミクロン大の角張った石英粒子の量がやや多いものの、構成物や組織などは試料 1 とほぼ同様である。

試料 3 (岩石名: 泥岩 mudstone)

石英粒子、珪藻化石ともに少なく、シルトサイズ以上の粒子はほとんど見られない。全体にきわめて微細である。

試料 4 (岩石名: 珪藻質泥岩)

珪藻化石およびその破片を多く含む。石英粒子はごくわずかに含まれるが、粒径が100ミクロン以下であるものが多い。粘土鉱物と思われる層状鉱物が不明瞭ながら葉理をなしている。基質支持の組織。

試料 5 (岩石名: 珪藻質泥岩)

構成物、粒度、組織などは試料 4 と変わらない。しかし葉理状の構造は見られず、無構造である。

試料 6 (岩石名: 珪藻質泥岩)

珪藻化石とその破片を含み、ほかに角張った石英粒子をごくわずかに含んでいる。岩相的には試料 2 によく似ている。風化産物と思われる鉄酸化物による汚染が若干みられる。基質支持の組織。

試料 7 (岩石名: 泥岩)

試料 3 と同じく、シルトサイズよりも粗粒な粒子がほとんど含まれず、微細で全体に均質に見える。

試料 8 (岩石名: 凝灰質シルト岩 tuffaceous siltstone)

100~200ミクロン大の角張った石英および長石粒子を含む。石英粒子が長石粒子を量的に上回る。100~300ミクロン程度の大きさの不規則な形の火山ガラス片が少なからず見られる。珪藻化石は少ない。100~150ミクロン径の海緑石粒子がこ

く少数含まれる。基質支持の組織。

試料 9 (岩石名: 珪藻質シルト岩 diatomite または diatomaceous siltstone)

径150ミクロン以下の角張った石英粒子と珪藻化石片が多く含まれる。粘土鉱物とおもわれる片状の鉱物の不明瞭な定向配列が見られる。きわめて少数の黒雲母片が含まれる。基質支持の組織。

試料 10 (岩石名: 珪藻質泥岩)

珪藻化石に富む。石英粒子は乏しい。全体によく淘汰され、均質な構造である。基質支持の組織。岩相的には試料 1 に似る。

試料 11 (岩石名: 珪藻質泥岩)

試料 10 と同じく、石英に乏しく、珪藻化石に富む。石英粒子は径100ミクロン以下である。基質支持の組織。

試料 12 (岩石名: 珪藻質泥岩)

珪藻化石とその破片をかなり多く含んでいる。また100ミクロン以下の角張った石英粒子も少なくない。基質支持の組織。

試料 13 (岩石名: 泥岩)

珪藻化石、石英ともにごくわずかしか含まれず、無構造である。基質は直交ニコル下でほとんど暗黒になる、ごく微細な非晶質のシリカ鉱物からなると思われる。基質支持。

試料 14 (岩石名: 泥岩)

珪藻化石片、径50ミクロン以下の、やや円磨された石英粒子、および多少変質した(?) ガラス片がそれぞれごく少量ずつ含まれる。基質の性質は試料 13 と同様である。基質支持。

試料 15 (岩石名: 珪藻質シルト岩)

100ミクロン前後の大きさの、やや丸まった石英粒子と珪藻化石が多い。そのほか径300ミクロンに達する、不規則に角張った石英粒子がまれにみられる。基質支持の組織。

試料 16 (岩石名: 珪藻質泥岩)

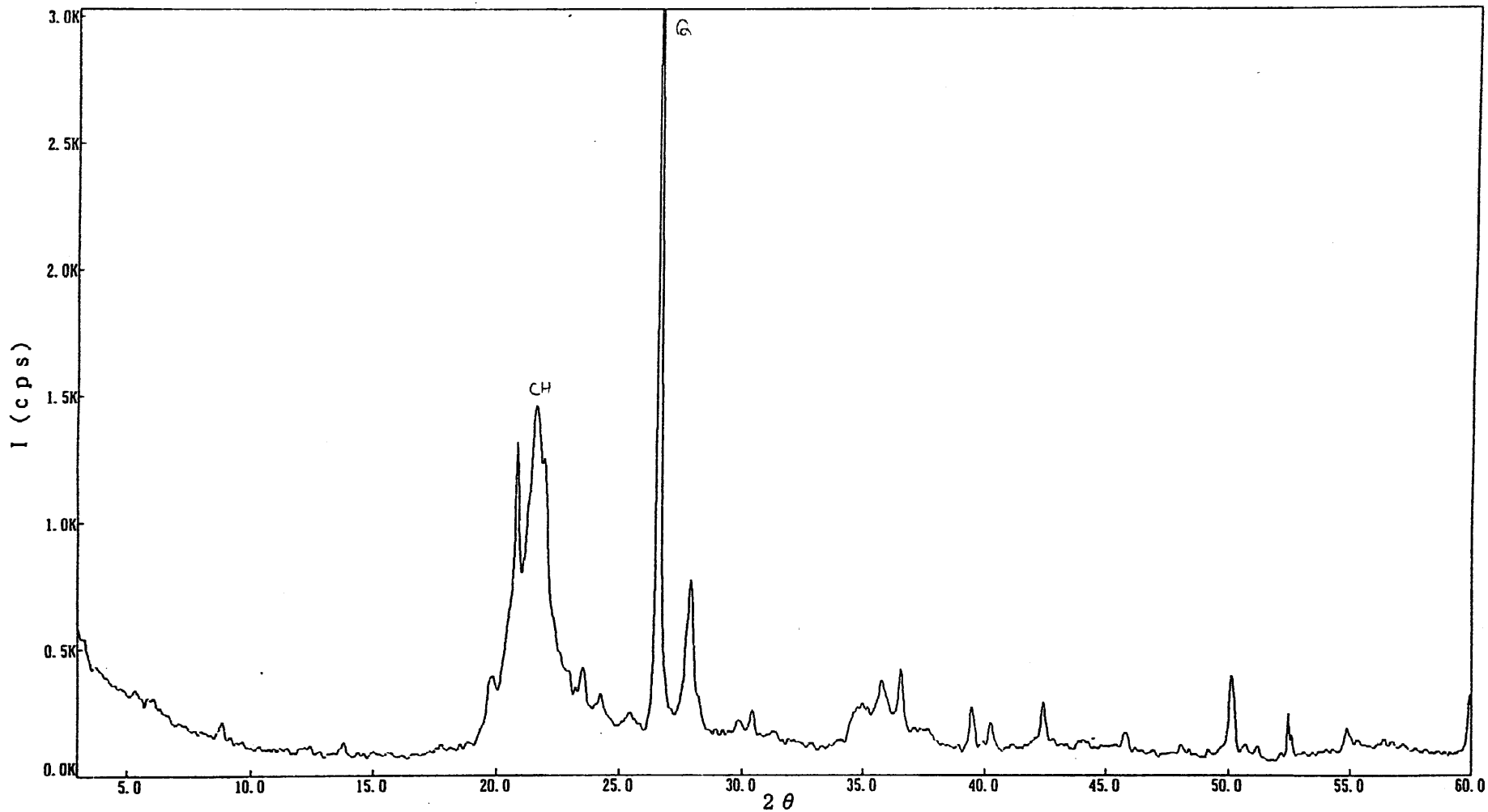
珪藻化石に富む。石英粒子が含まれるが、100ミクロン以下の大きさのものばかりで、基質中に散点的にみられるにすぎない。基質支持。

試料 17 (岩石名: 泥岩)

全体として粒子に乏しい。わずかにみられるのは100ミクロン以下の大きさの石英と珪藻化石の破片である。基質支持。

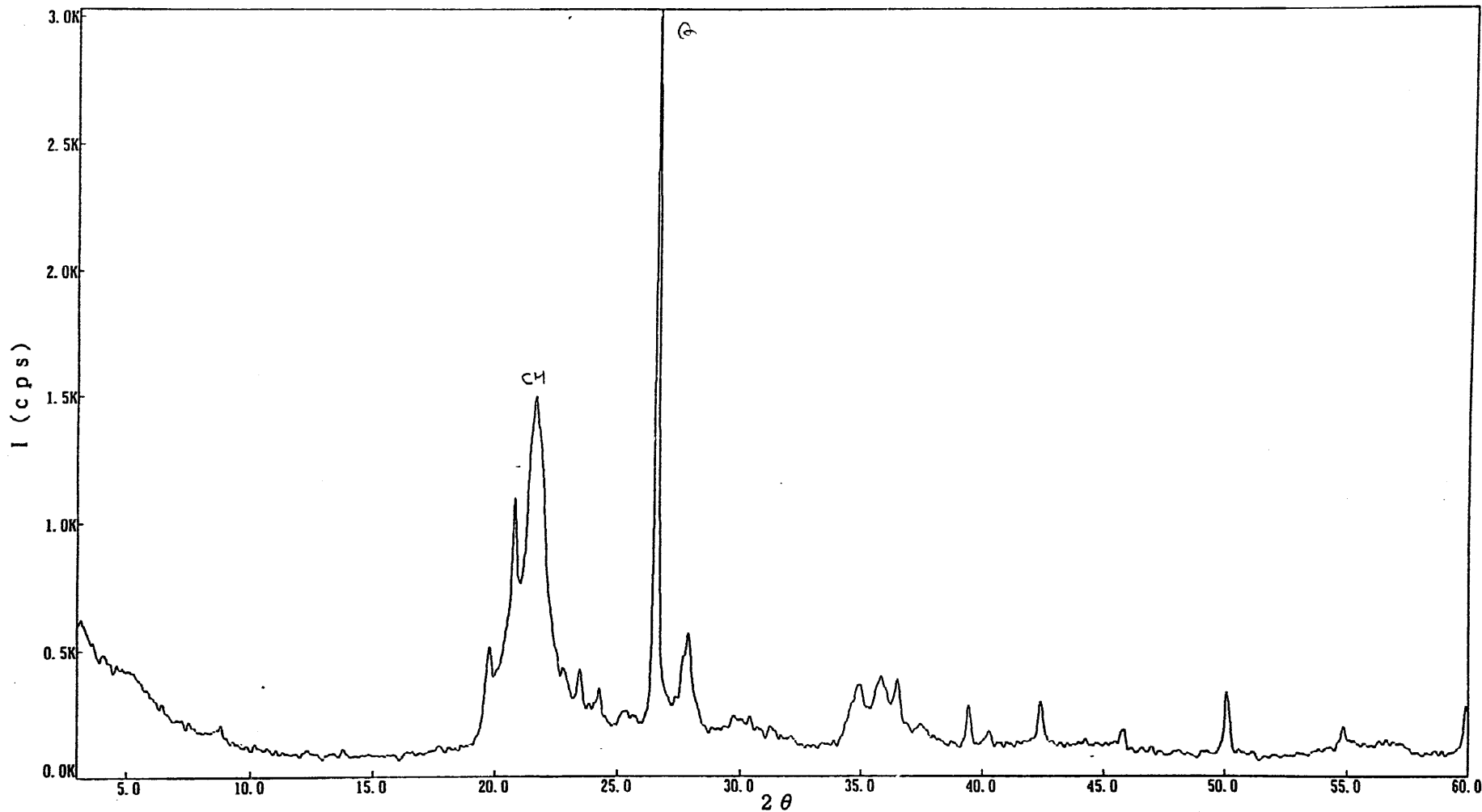
まとめ

試料1から17全体を通してみた場合、明瞭な火山ガラスを含み凝灰質と考えられる試料8を除けば、量的な差はあるものの他の試料はいずれも珪藻質の泥岩ないし細粒シルト岩と記載できよう。顕微鏡下ではそれらの16試料の間に岩石学的性質の明瞭な差は認めがたい。



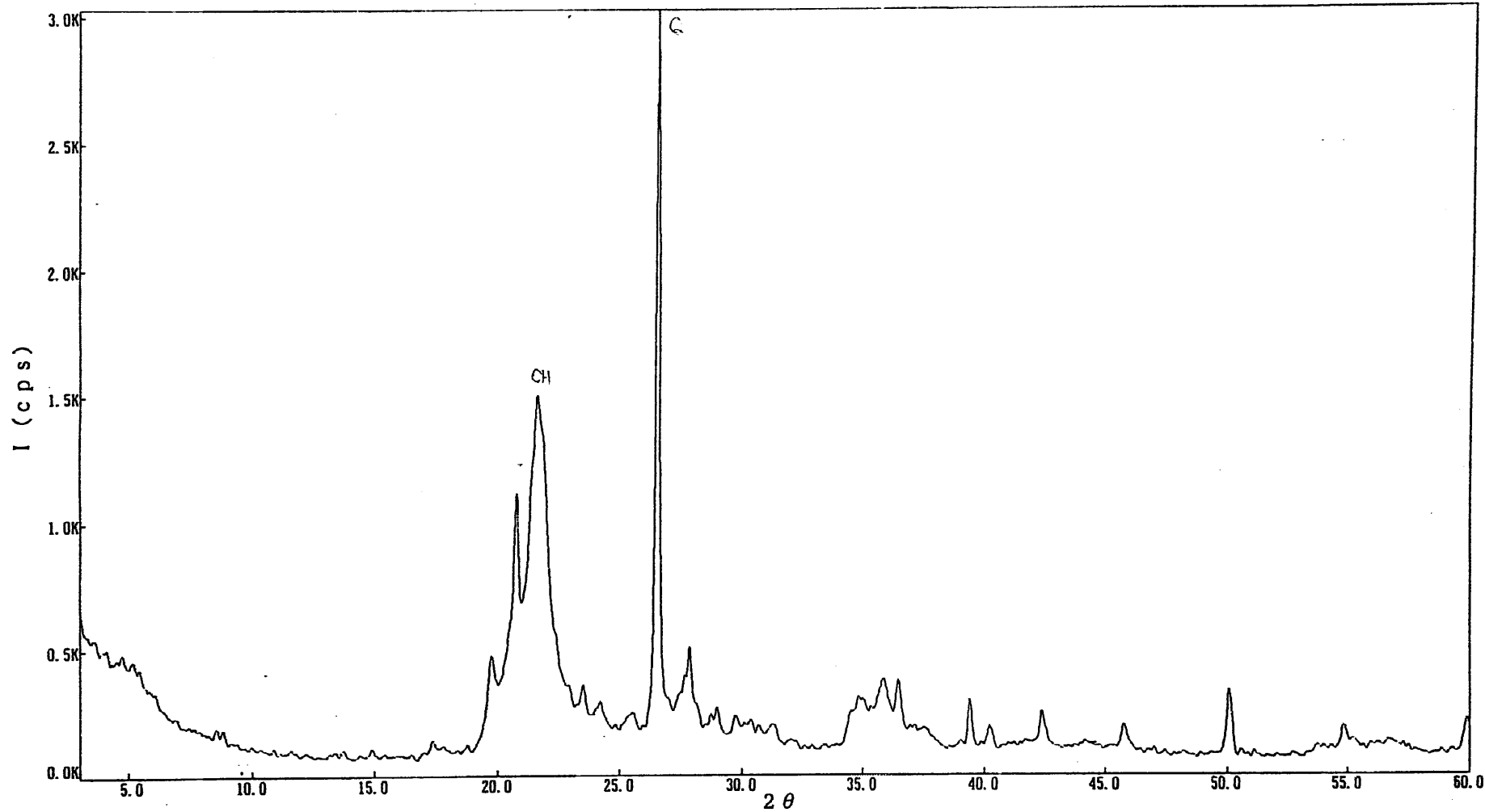
Sample :KO-1

Sample KO-1		File name HATTORI/93-28	
X-ray generator :	Target : 1.54050 A (Cu)	Scanning Speed : 4.000 deg/min	Smoothing
		Divergence Slit : 1.00 deg	Data points : 7
Monochromator : use	KV : 40.0 KV	Scattering Slit : 1.00 deg	Threshold : 2.00
		Receiving Slit : 0.15 mm	Background subtraction
mA : 40.0 mA	Attachment : no use	Rotating Speed :	Data points : 0
Sampling Width : 0.020 deg			Repeating times: 0
			Operator
			Date 93. 7. 1 10:22:59



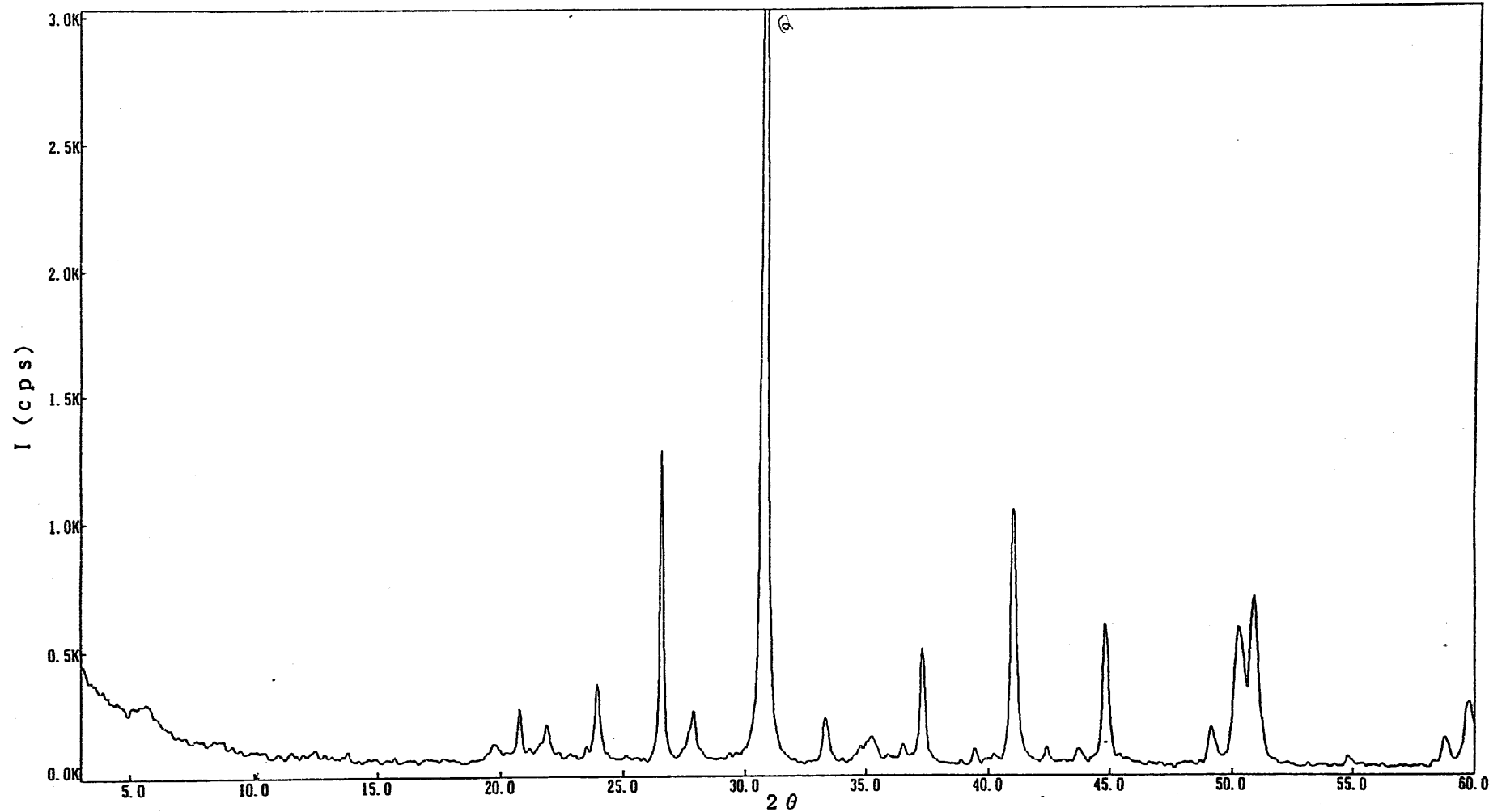
Sample : KO-3

Sample KO-3		File name HATTORI/93-28	
X-ray generator :	Scanning Speed : 4.000 deg/min	Smoothing	Peak Search
Target : 1.54050 A (Cu)	Divergence Slit : 1.00 deg	Data points : 7	Data points : 0
Monochromator : use	Scattering Slit : 1.00 deg	Threshold : 2.00	Threshold : 0
KV : 40.0 KV	Receiving Slit : 0.15 mm	Background subtraction	Operator
mA : 40.0 mA	Attachment : no use	Data points : 0	
Sampling Width : 0.020 deg	Rotating Speed :	Repeating times: 0	Date 93. 7. 1 10:39:23



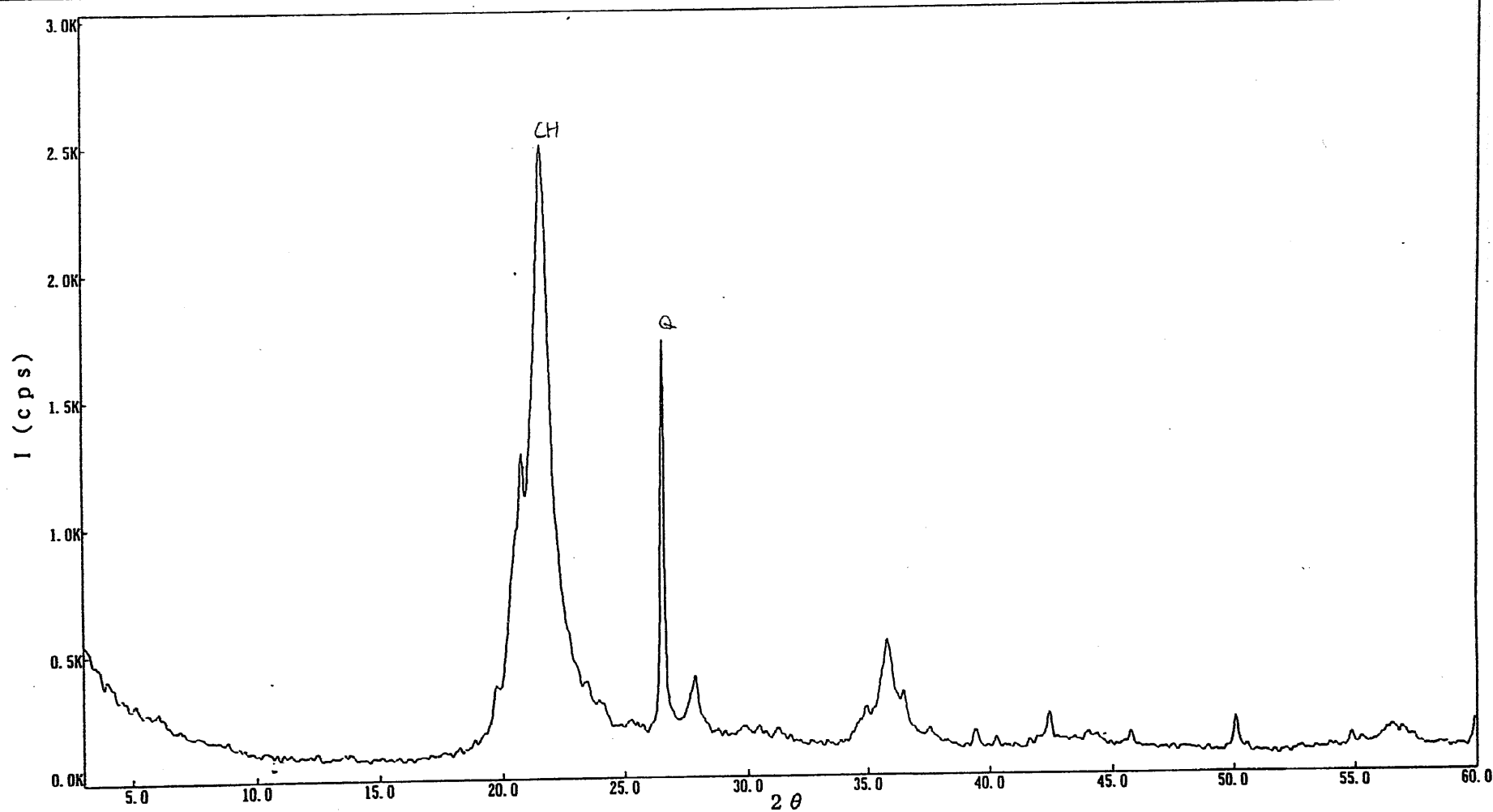
Sample :On-1

Sample On-1		File name HATTORI/93-28	
X-ray generator :		Scanning Speed : 4.000 deg/min	Smoothing
Target : 1.54050 A (Cu)		Divergence Slit : 1.00 deg	Data points : 7
Monochromator : use		Scattering Slit : 1.00 deg	Threshold : 2.00
KV : 40.0 KV		Receiving Slit : 0.15 mm	Background subtraction
mA : 40.0 mA		Attachment : no use	Data points : 0
Sampling Width : 0.020 deg		Rotating Speed :	Repeating times: 0
			Peak Search
			Data points : 0
			Threshold : 0
			Operator
			Date 93. 7. 1 11: 7:11



Sample :On-3

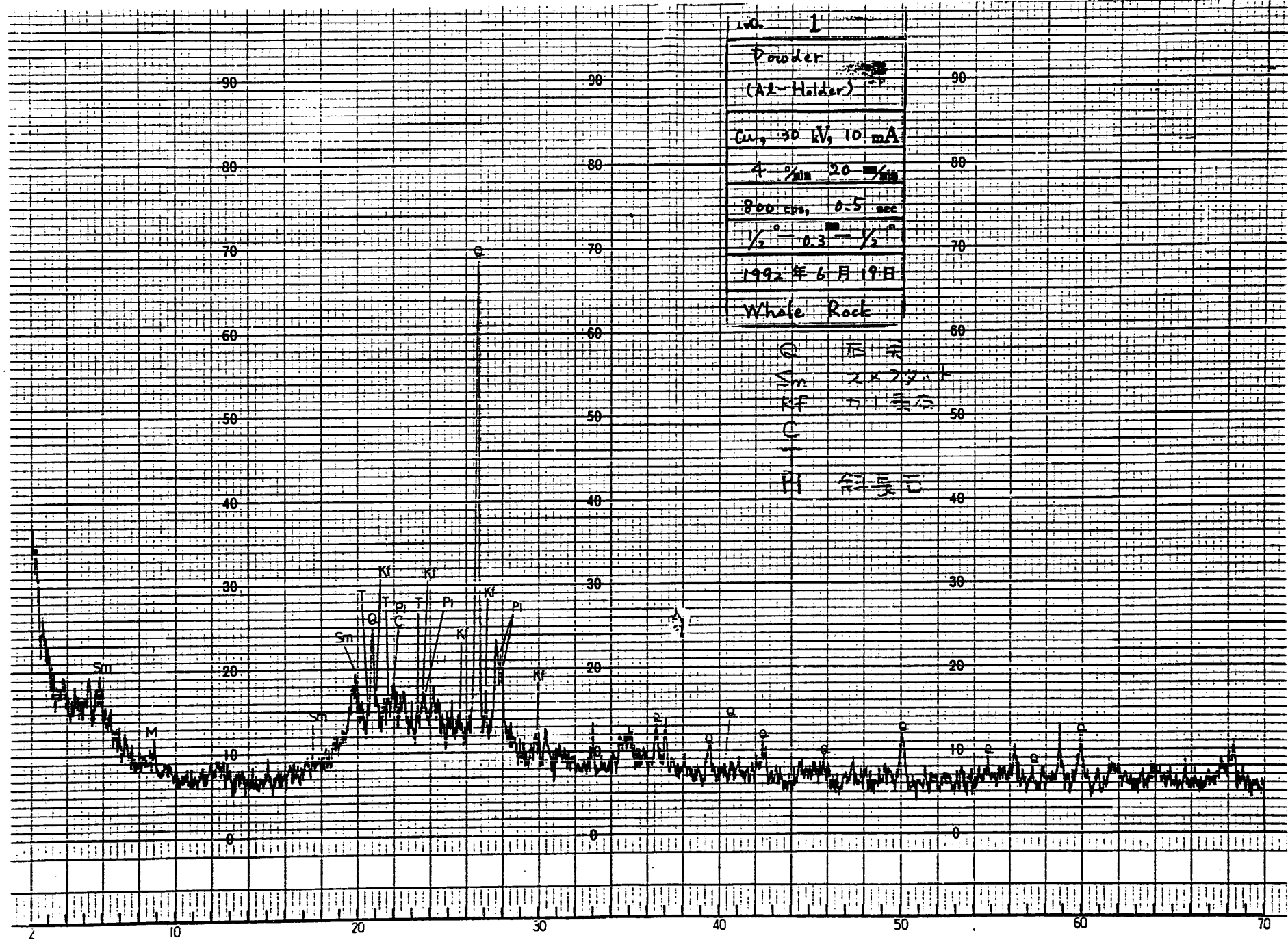
Sample On-3		File name IATTORI/93-28	
X-ray generator :	Scanning Speed : 4.000 deg/min	Smoothing	Peak Search
Target : 1.54050 A (Cu)	Divergence Slit : 1.00 deg	Data points : 7	Data points : 0
Monochromator : use	Scattering Slit : 1.00 deg	Threshold : 2.00	Threshold : 0
KV : 40.0 KV	Receiving Slit : 0.15 mm	Background subtraction	Operator
mA : 40.0 mA	Attachment : no use	Data points : 0	
Sampling Width : 0.020 deg	Rotating Speed :	Repeating times: 0	
		Date	93. 7. 1 11:22:40



Sample :On-4

Sample On-4		File name HATTORI/93-28	
X-ray generator :		Scanning Speed : 4.000 deg/min	Smoothing
Target : 1.54050 A (Cu)		Divergence Slit : 1.00 deg	Data points : 7
Monochromator : use		Scattering Slit : 1.00 deg	Threshold : 2.00
KV : 40.0 KV		Receiving Slit : 0.15 mm	Background subtraction
mA : 40.0 mA		Attachment : no use	Data points : 0
Sampling Width : 0.020 deg		Rotating Speed :	Repeating times: 0
			Peak Search
			Data points : 0
			Threshold : 0
			Operator
			Date 93. 7. 1 11:38:35

No. 1
 Powder
 (A2-Holder)
 Cu, 30 W, 10 mA
 4 $\frac{\mu\text{m}}{\text{min}}$ 20 $\frac{\mu\text{m}}{\text{min}}$
 800 cps, 0.5 sec
 $\frac{1}{2}$ $\frac{10}{0.3}$ $\frac{1}{2}$
 1992年6月19日
 Whale Rock

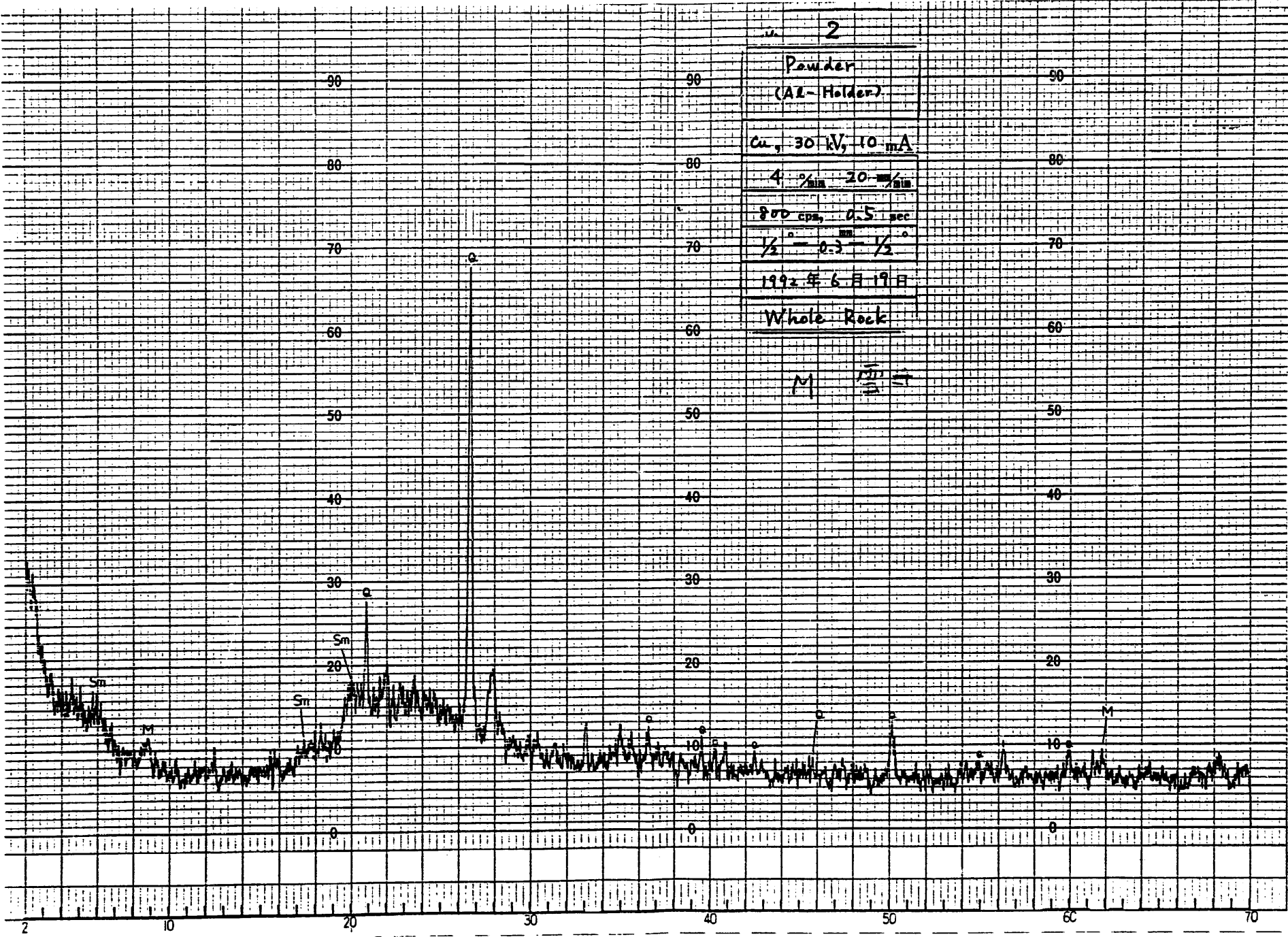


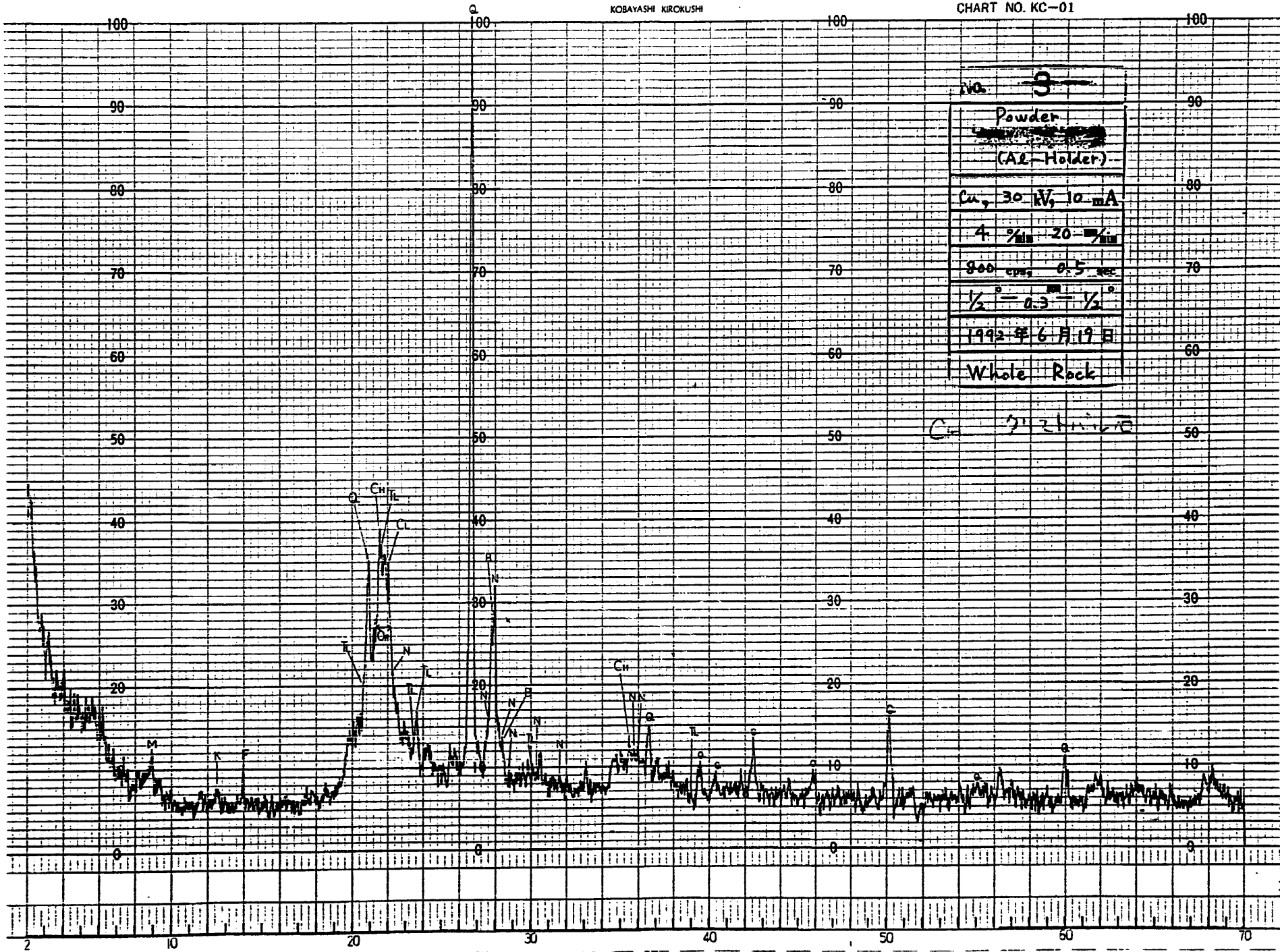
① 正
 Sn 2x2x2
 Kf 71
 C
 P 斜長石

2

Powder
(AZ-Holder)
Cu, 30 kV, 10 mA
4: $\frac{1}{2}$ in 20: $\frac{1}{2}$ in
800 cps, 0.5 sec
 $\frac{1}{2}$ - 0.3 - $\frac{1}{2}$
1992年6月19日
Whole Rock

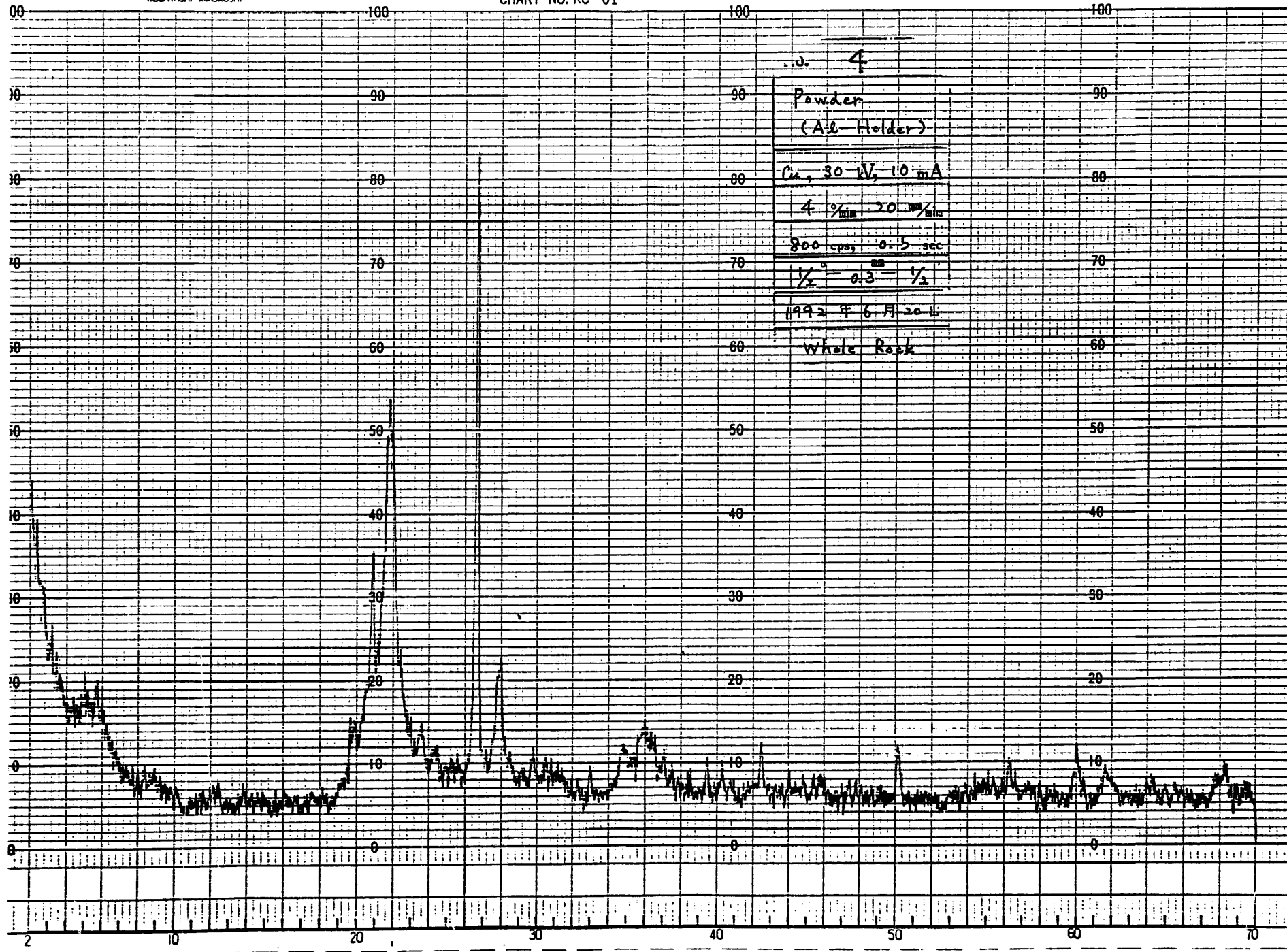
M $\frac{100}{100}$

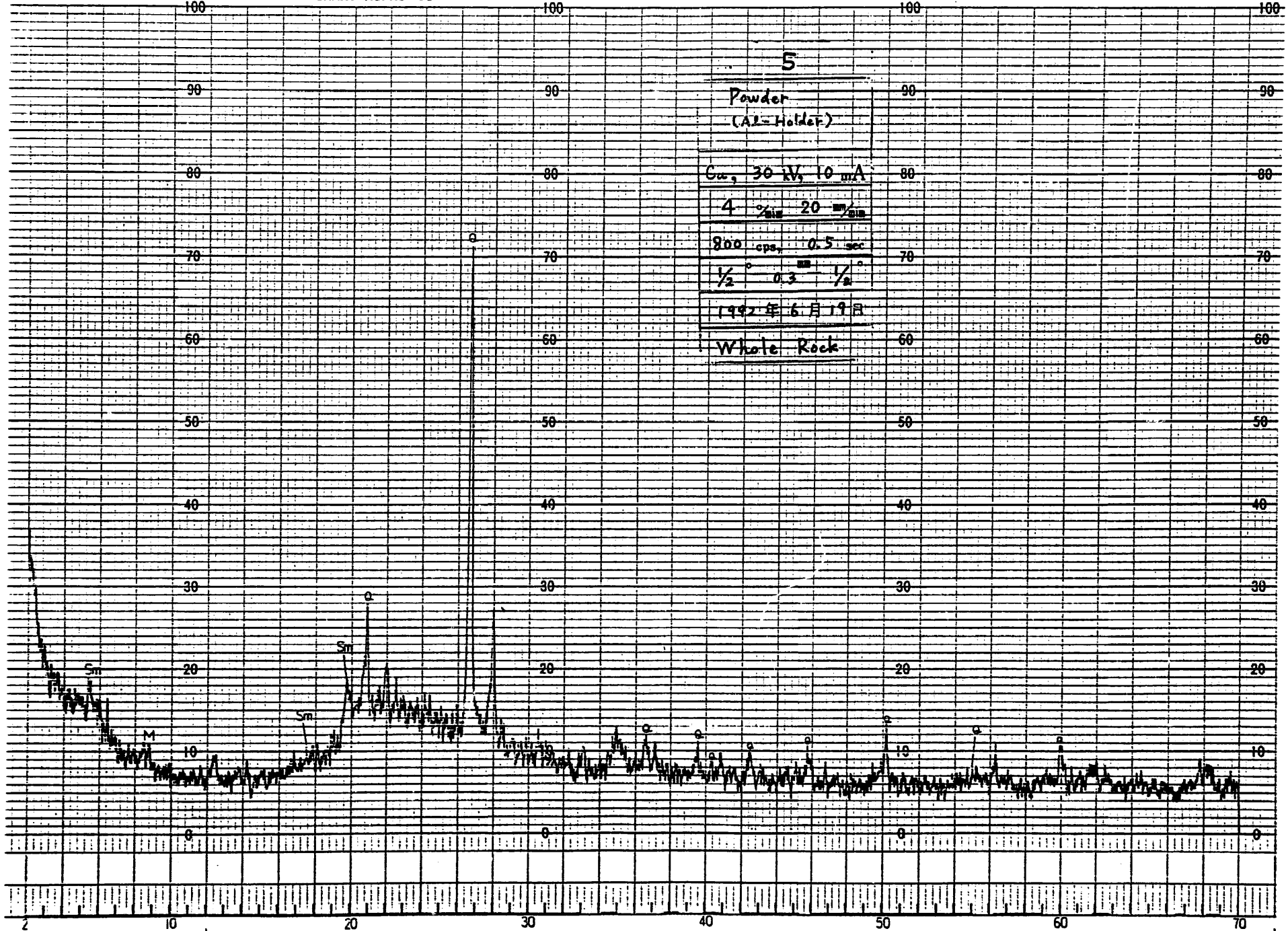


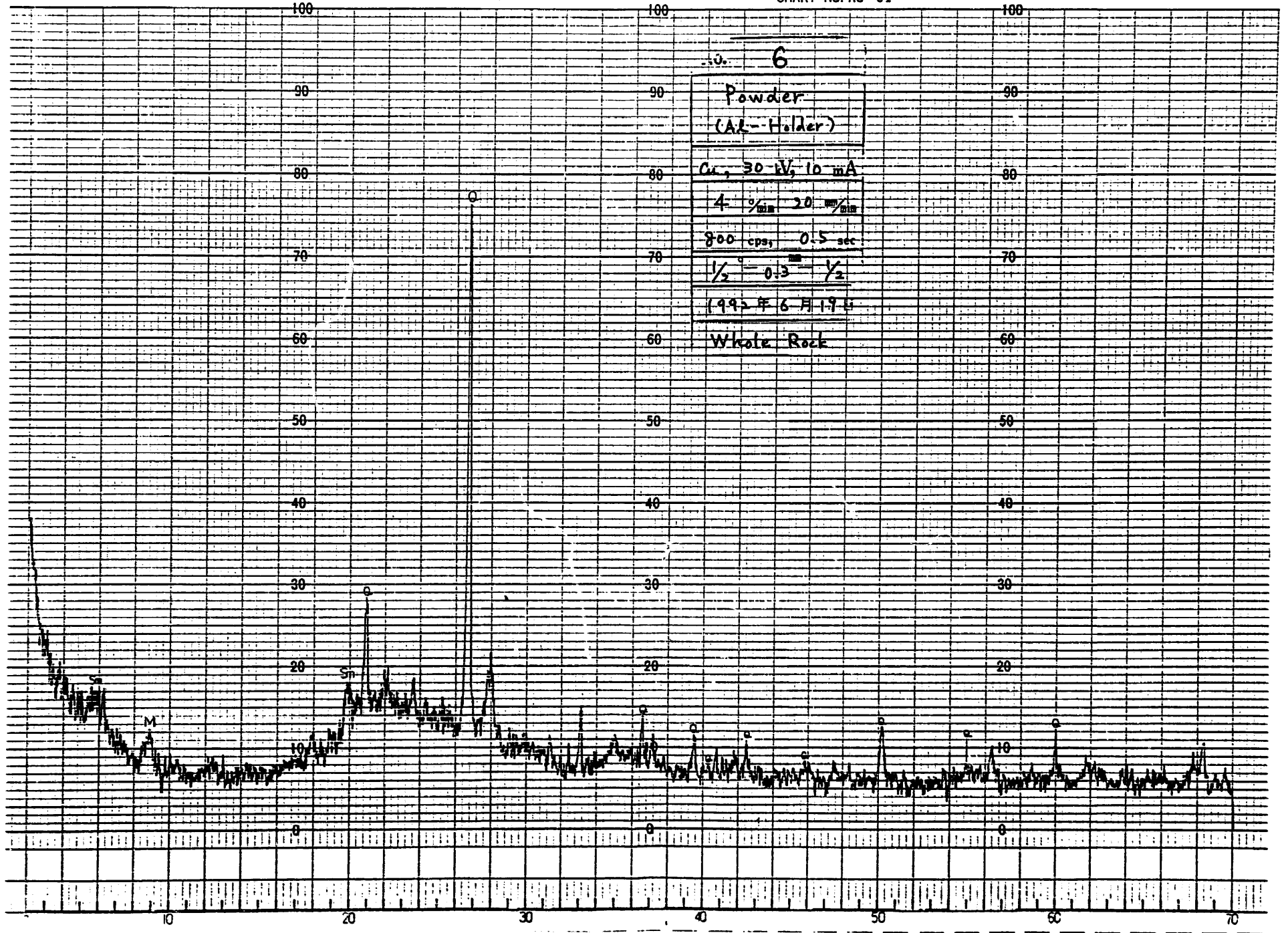


No. 3
 Powder
 (Al-Holder)
 Cu, 30 kV, 10 mA
 4 $\frac{\%}{min}$ 20 $\frac{\%}{min}$
 800 cps, 0.5 sec
 $\frac{1}{2}^\circ - 0.3^\circ - \frac{1}{2}^\circ$
 1992年6月19日
 Whole Rock

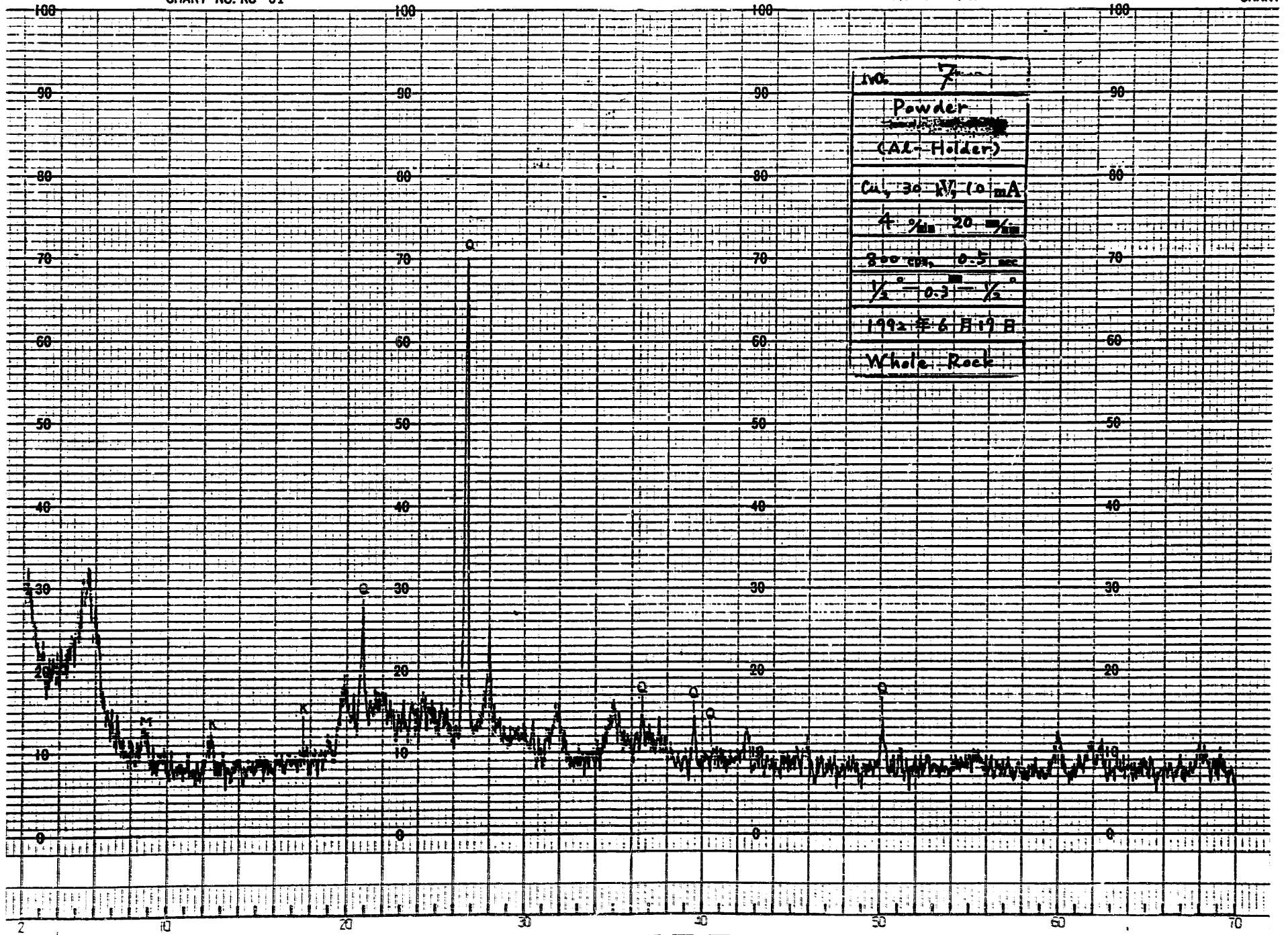
Cu 21211670

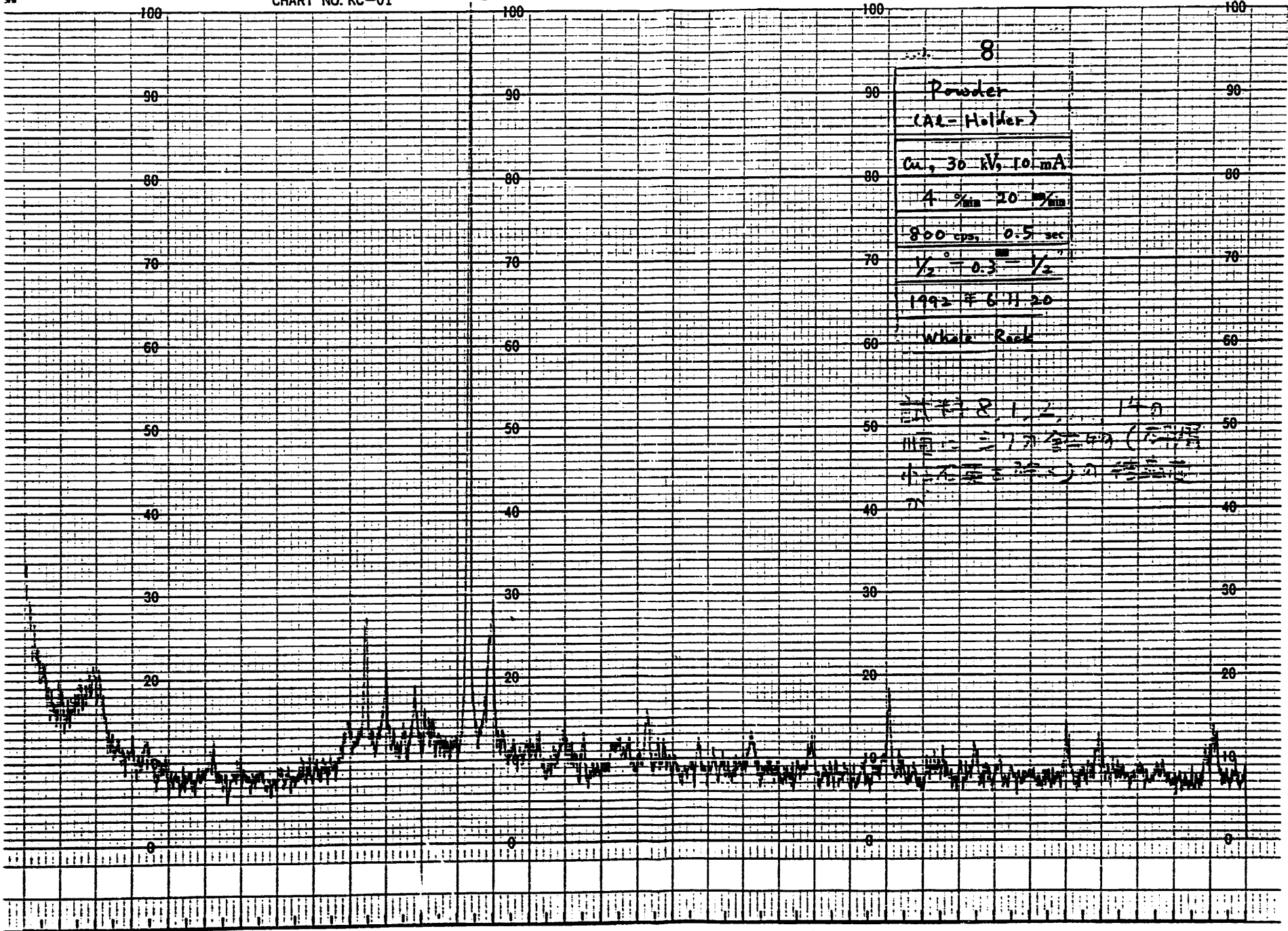






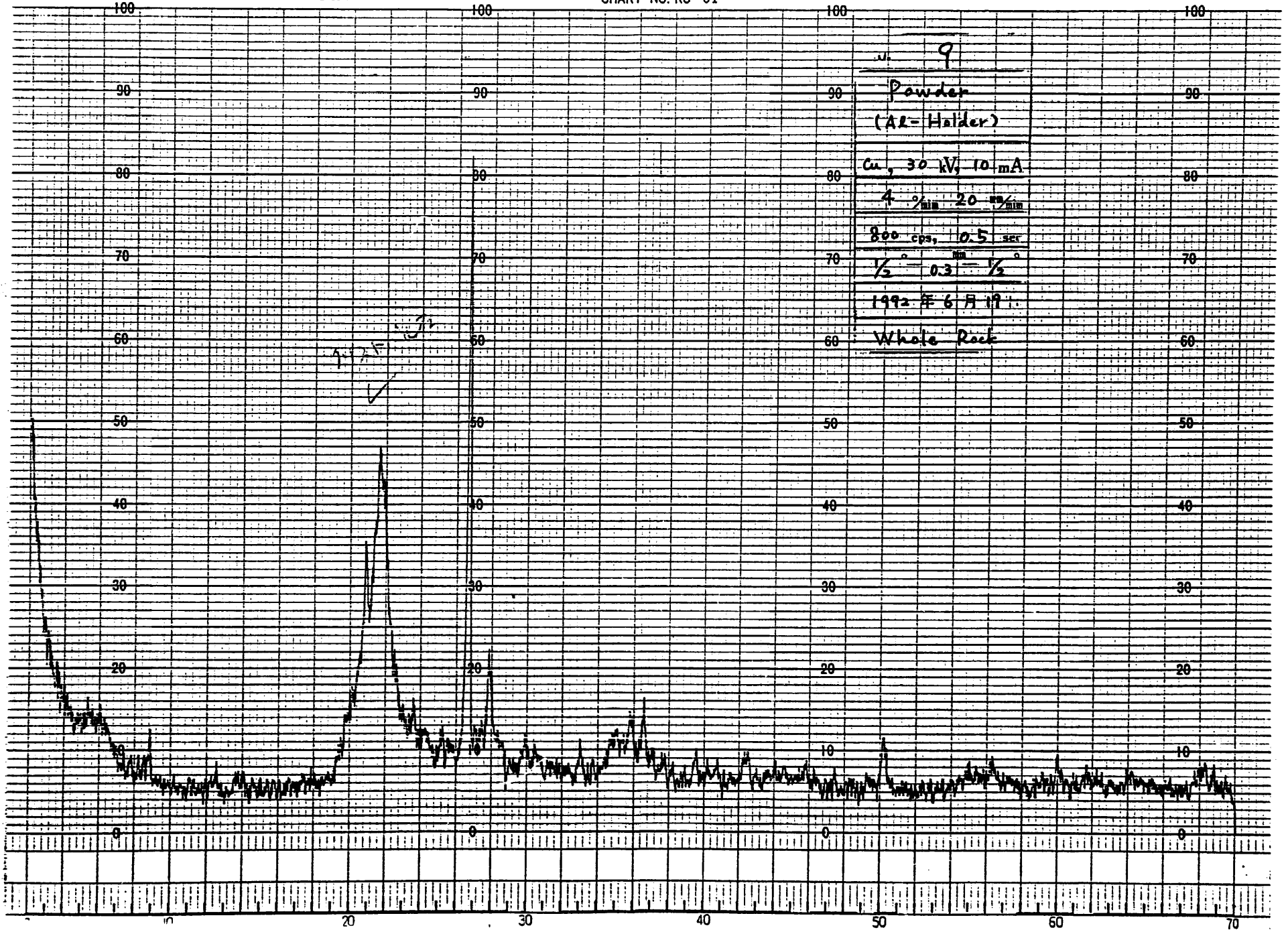
No. 6
Powder
(Al-Holder)
Cu, 30 W, 10 mA
4 $\frac{\mu\text{m}}{\text{min}}$ 20 $\frac{\mu\text{m}}{\text{min}}$
800 cps, 0.5 sec
 $\frac{1}{2} = 0.3 = \frac{1}{2}$
(1992年6月19日)
Whole Rock



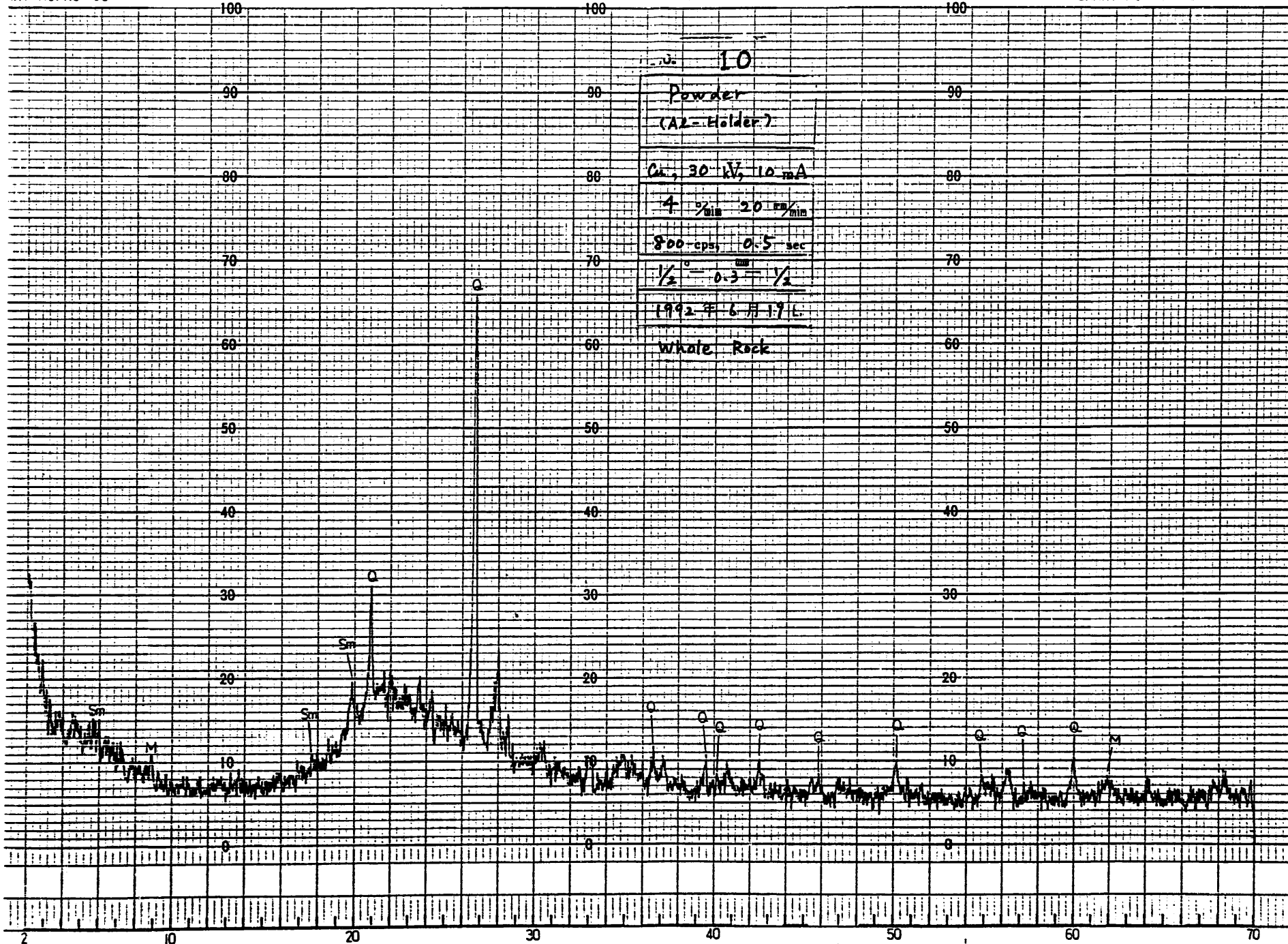


8
 Powder
 (Al-Holder)
 Cu, 30 kV, 10 mA
 4 %_{min} 20 %_{min}
 800 cps, 0.5 sec
 $\frac{1}{2} \div 0.3 = \frac{1}{2}$
 1992年6月20日
 White Rock

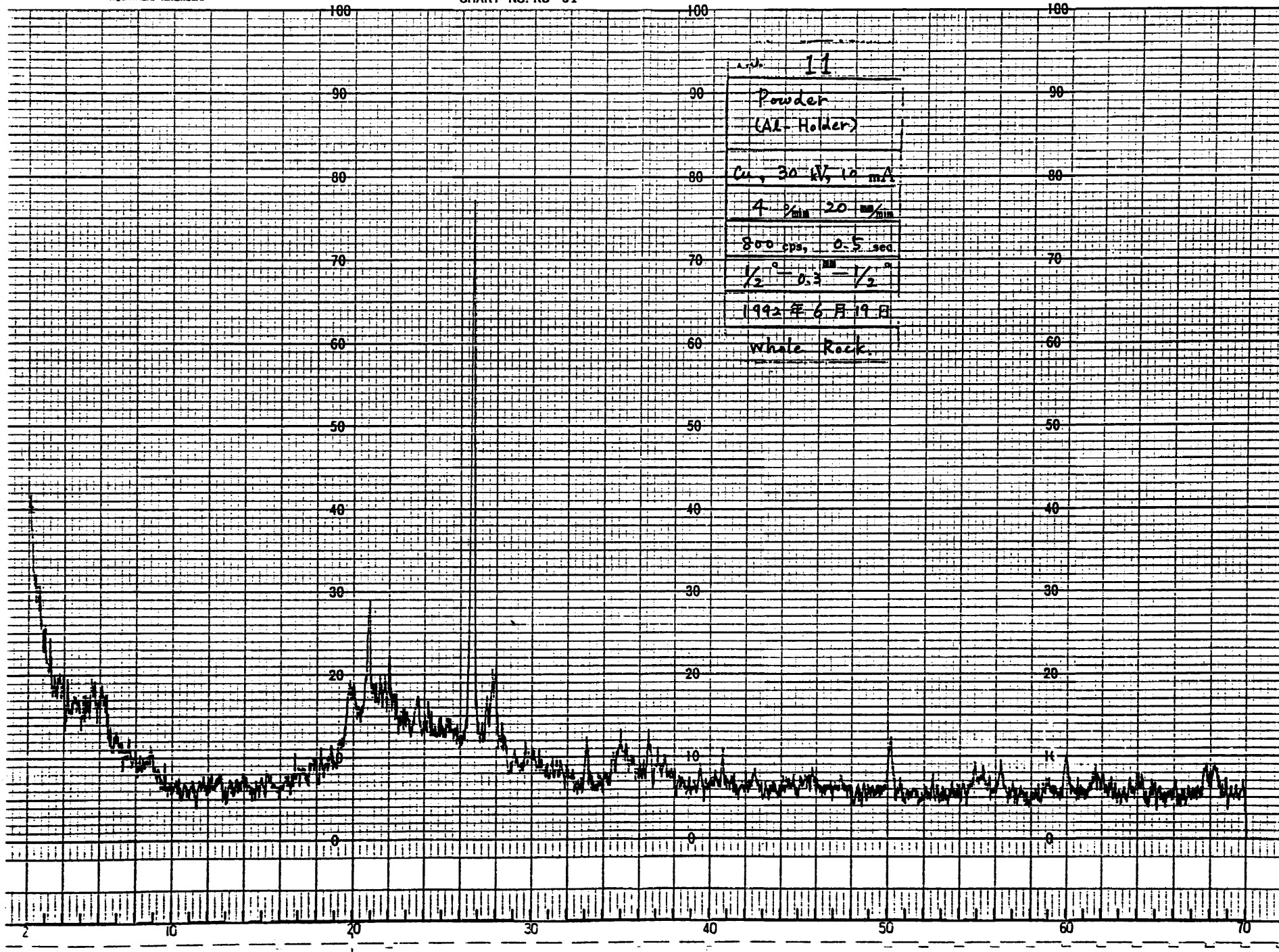
試料 8, 1, 2, 14
 測定条件: 37°C, 湿度 40% (湿度計)
 小気圧: 1013 hPa (気圧計)
 7)



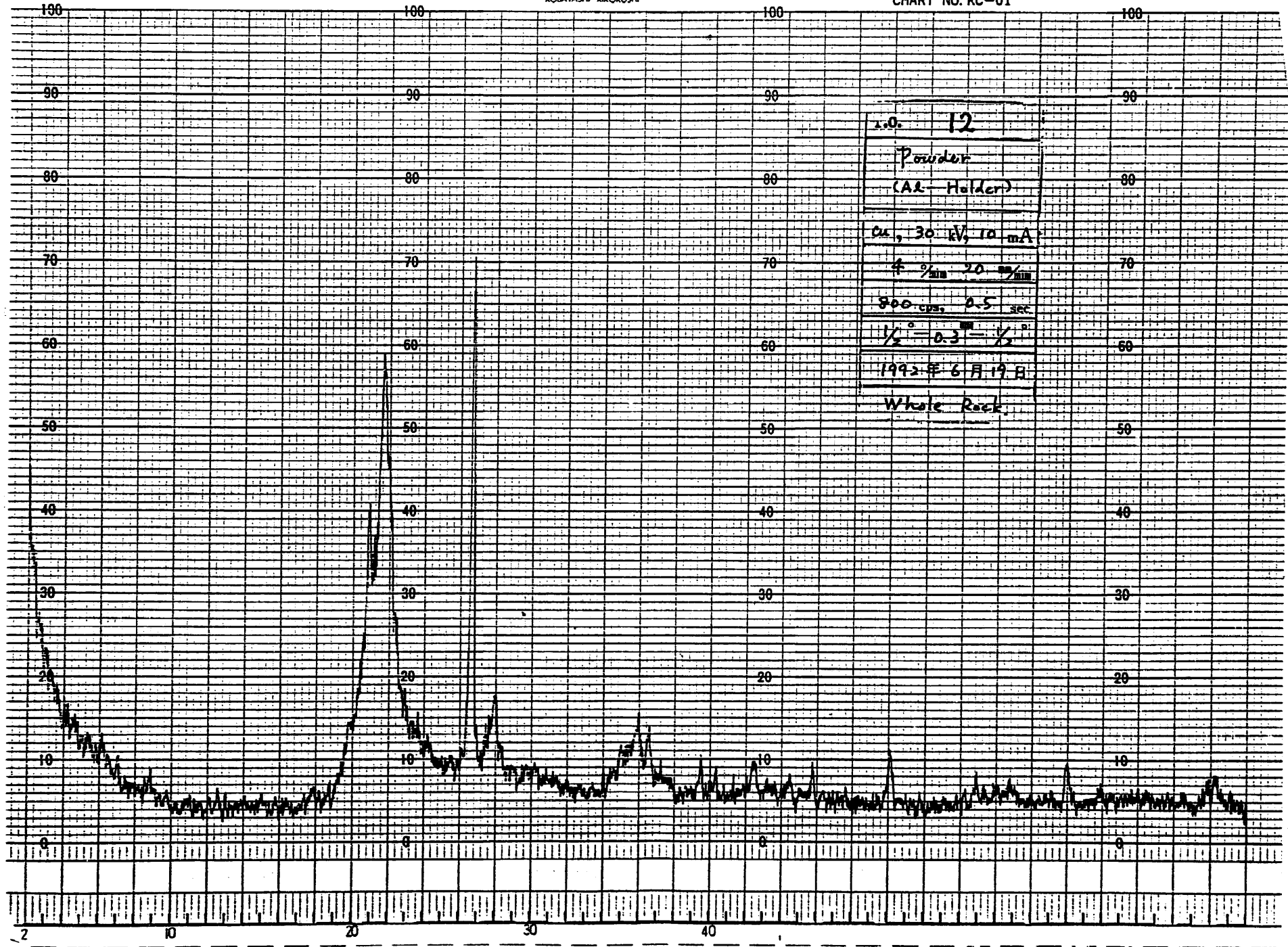
9
Powder
(AL-Holder)
Cu, 30 kV, 10 mA
4 %/min 20 %/min
800 cps, 0.5 sec
1/2 0.3 1/2
1992年6月19日
Whole Rock



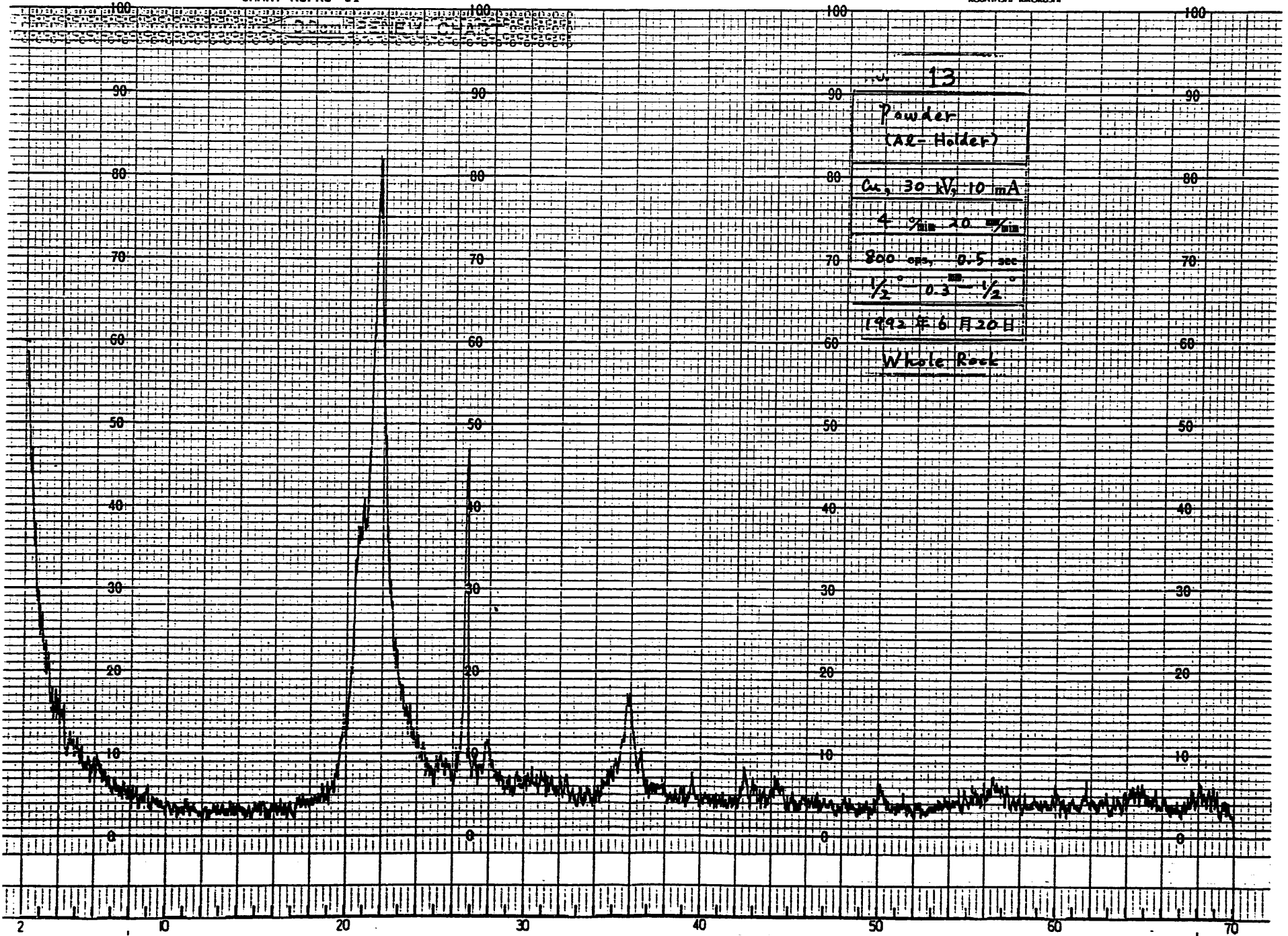
No. 10
 Powder
 (A2-Holder)
 Cu, 30 kV, 10 mA
 4 $\frac{1}{\text{min}}$ 20 $\frac{1}{\text{min}}$
 800-cps, 0.5 sec
 $\frac{1}{2} = 0.3 = \frac{1}{2}$
 1992年6月19日
 whale Rock

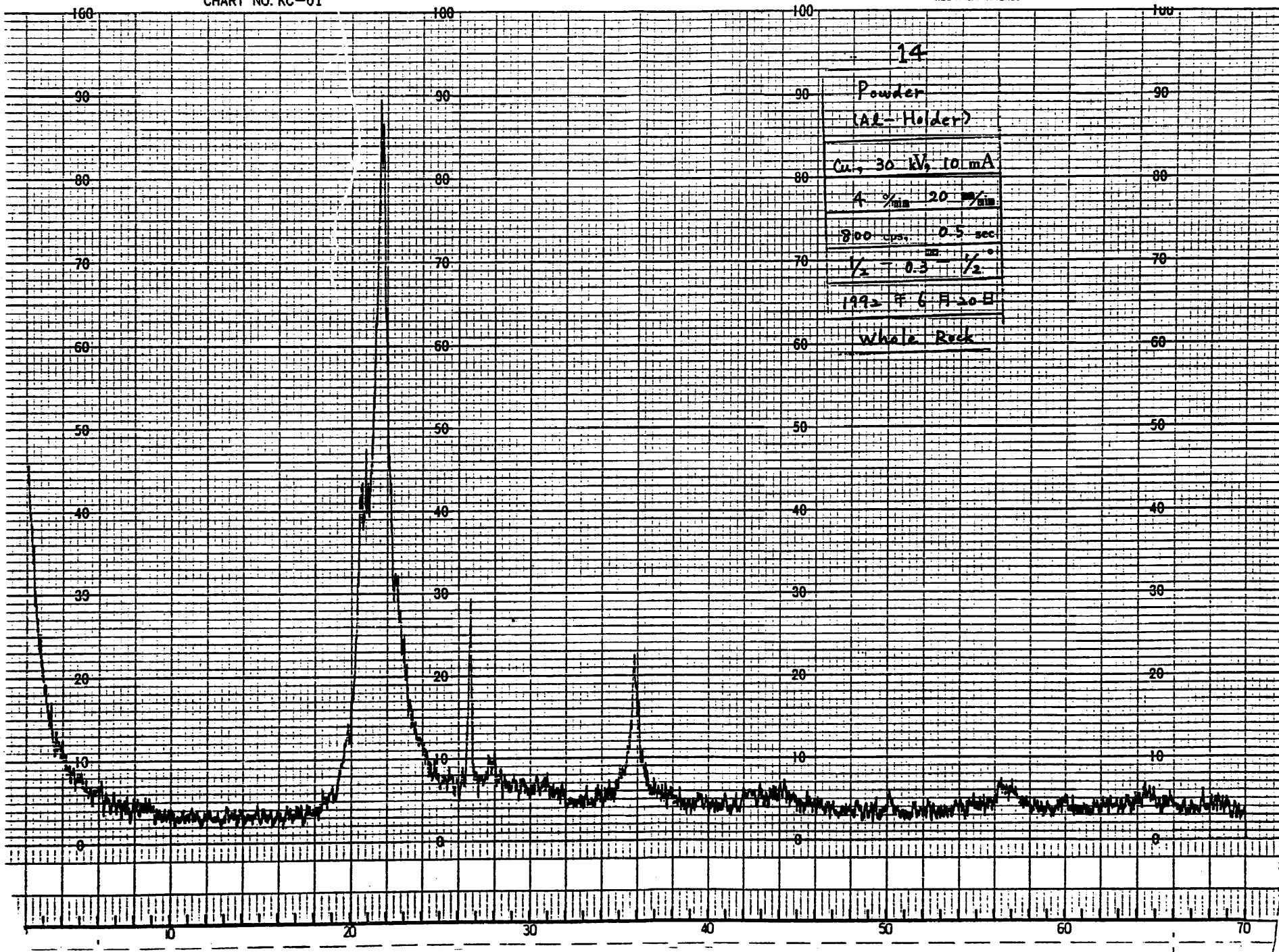


11
Powder
(Al-Holder)
Cu, 30 kV, 10 mA
4 $\frac{\circ}{\text{min}}$ 20 $\frac{\text{mm}}{\text{min}}$
800 cps, 0.5 sec.
 $\frac{1}{2}^\circ = 0.3^\circ = \frac{1}{2}^\circ$
1992年6月19日
Whole Rock.



1.0. 12
Powder
(AL-Holder)
Cu, 30 kV, 10 mA
4 %_{min} 20 %_{min}
800 cps, 0.5 sec
 $\frac{1}{2} = 0.3 = \frac{1}{2}$
1992年6月19日
Whole Rock





14

Powder
(A2-Holder)

Cu, 30 kV, 10 mA

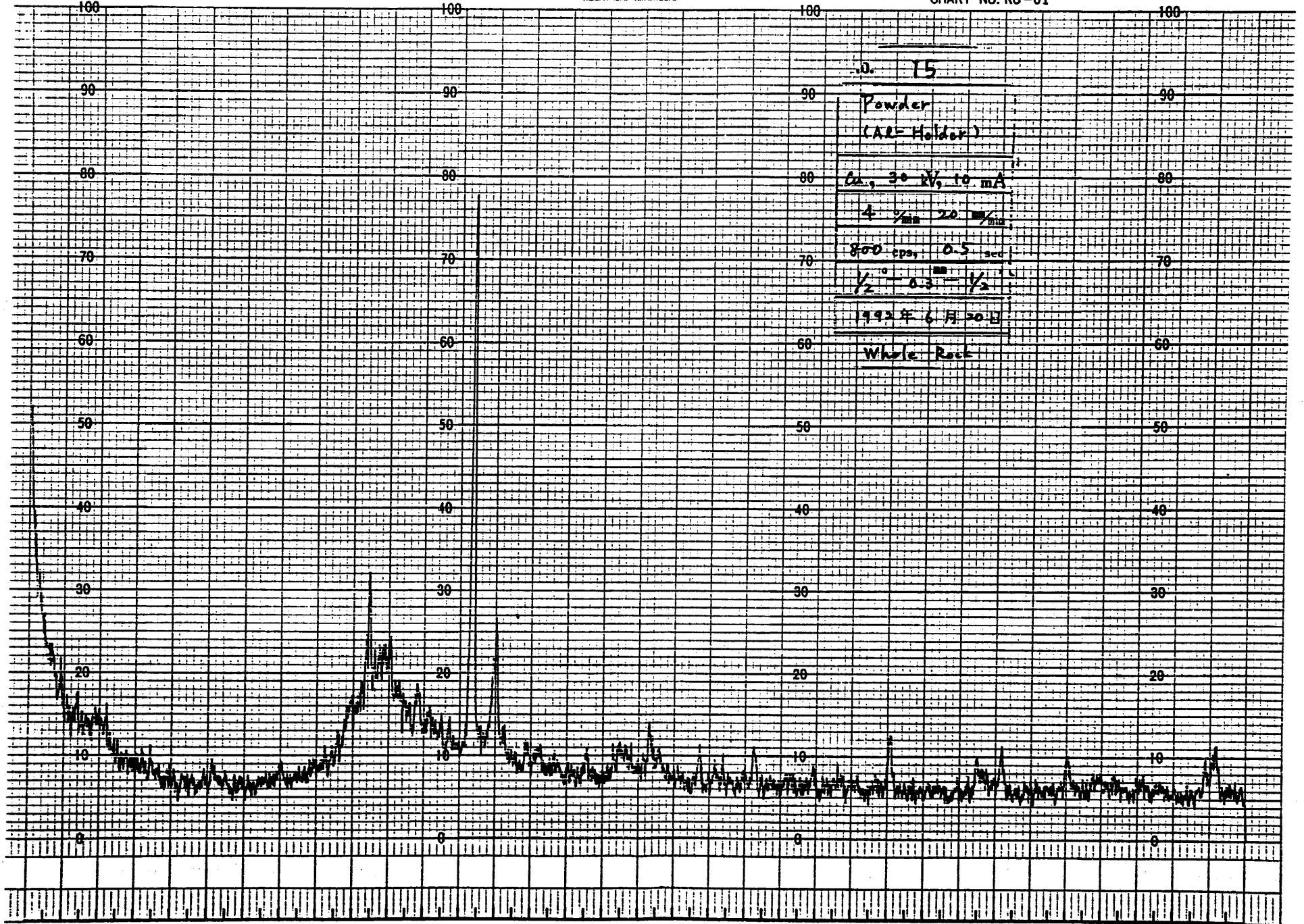
4 %_{min} 20 %_{min}

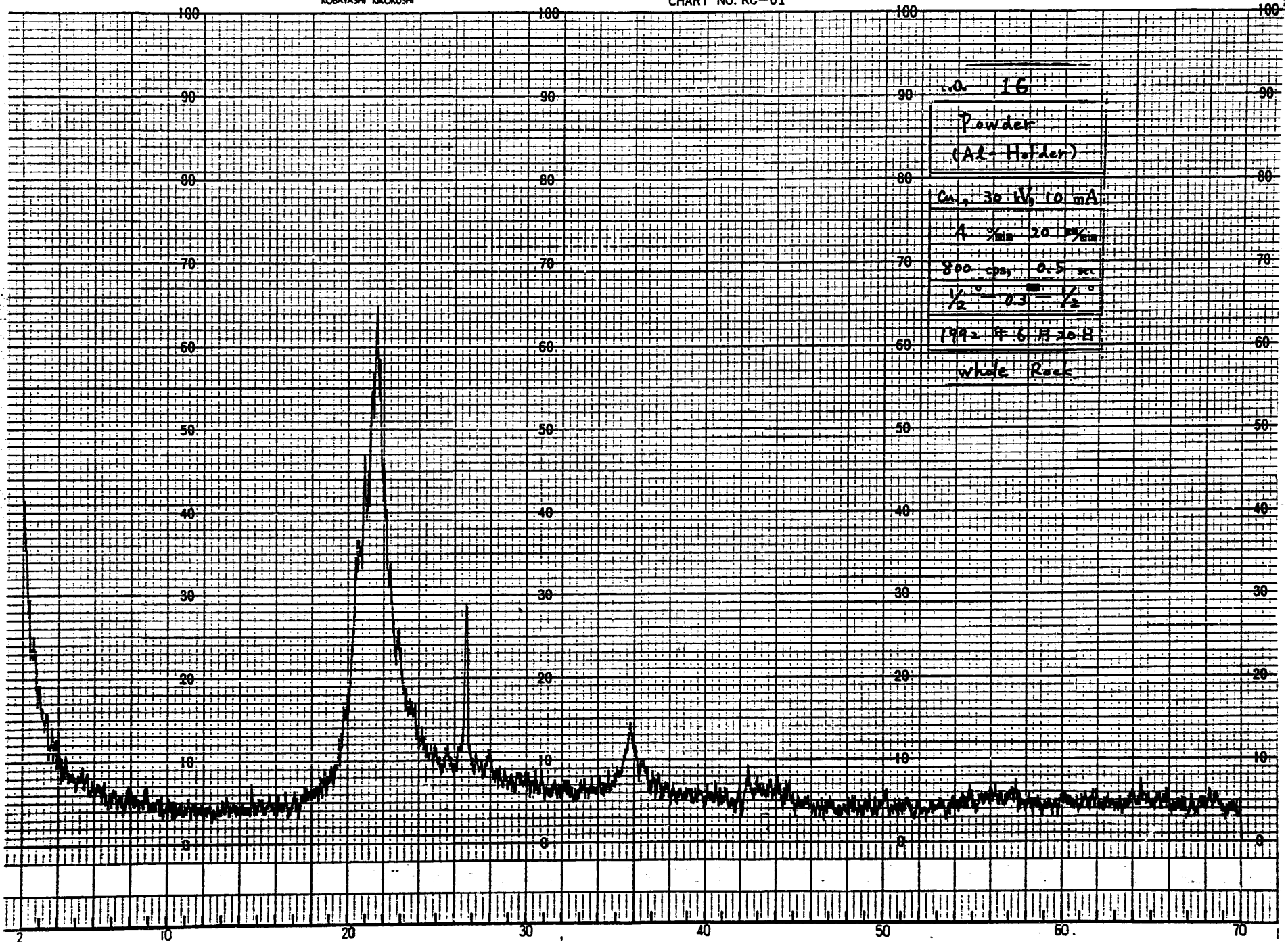
800 cps. 0.5 sec

1/2 - 0.3 - 1/2

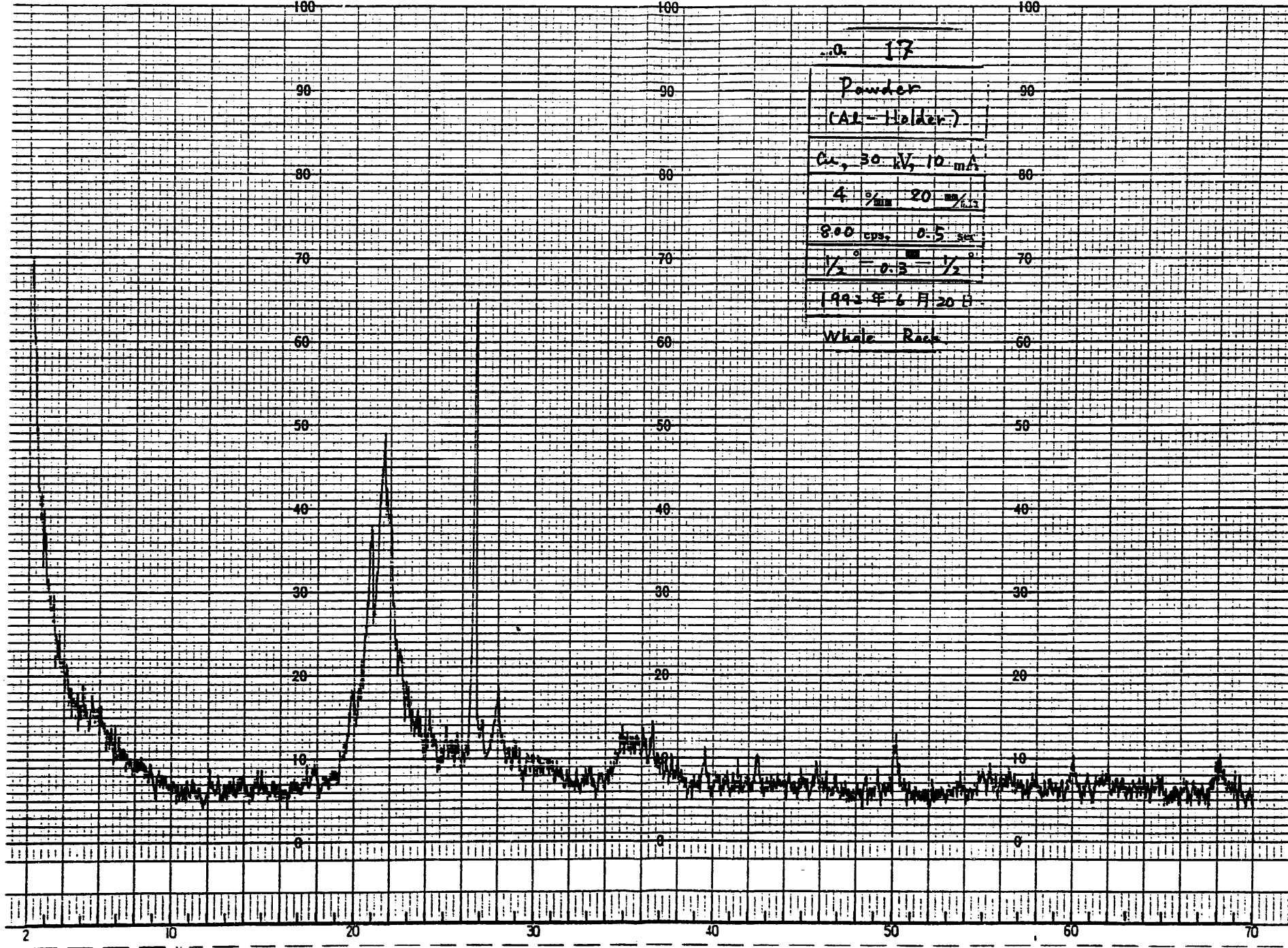
1992年6月30日

Whale Rock





2 10 20 30 40 50 60 70



17

Powder
(Al-Holder.)

Cu, 30 kV, 10 mA

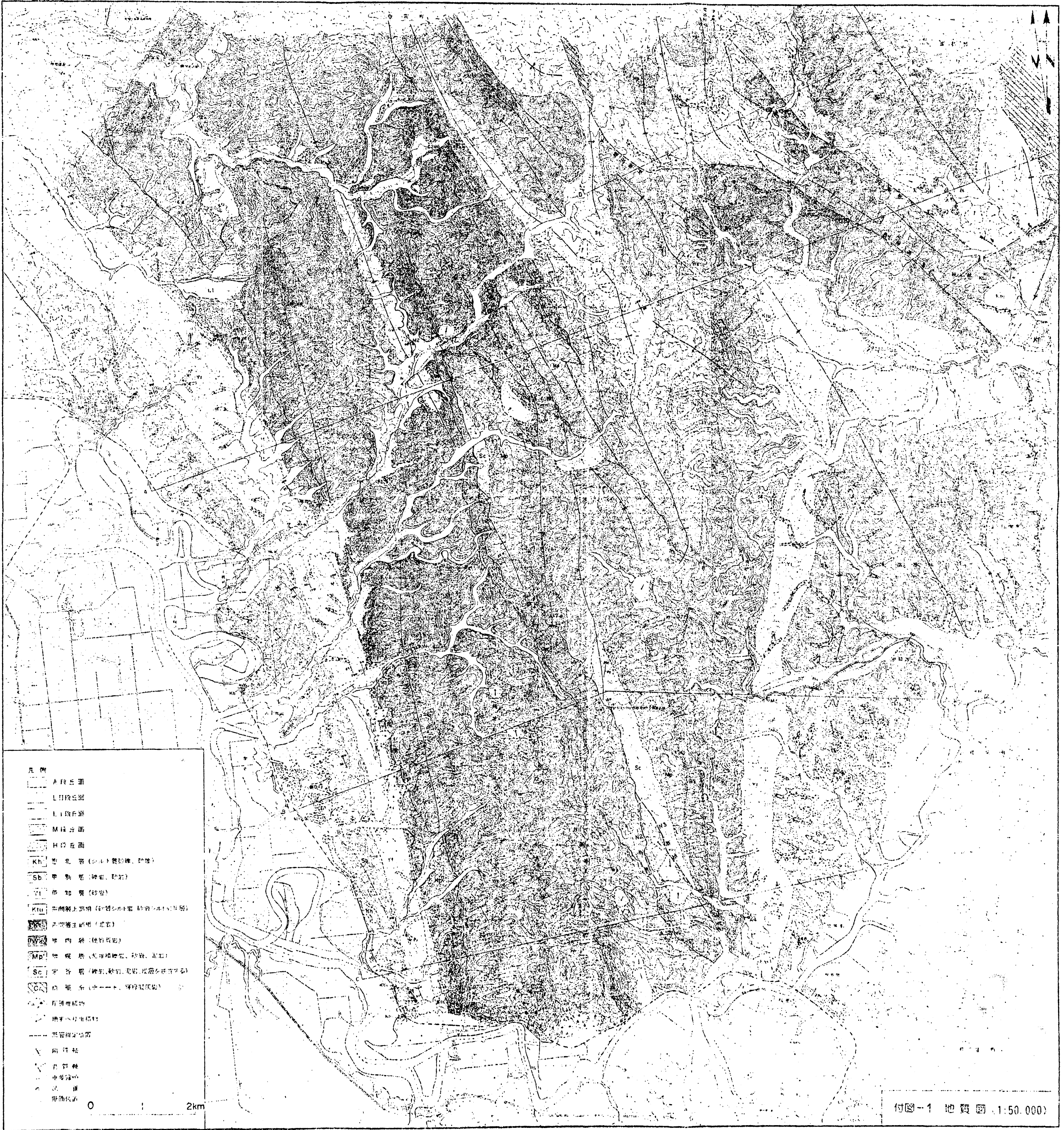
4 $\frac{\text{mm}}{\text{min}}$ 20 $\frac{\text{mm}}{\text{min}}$

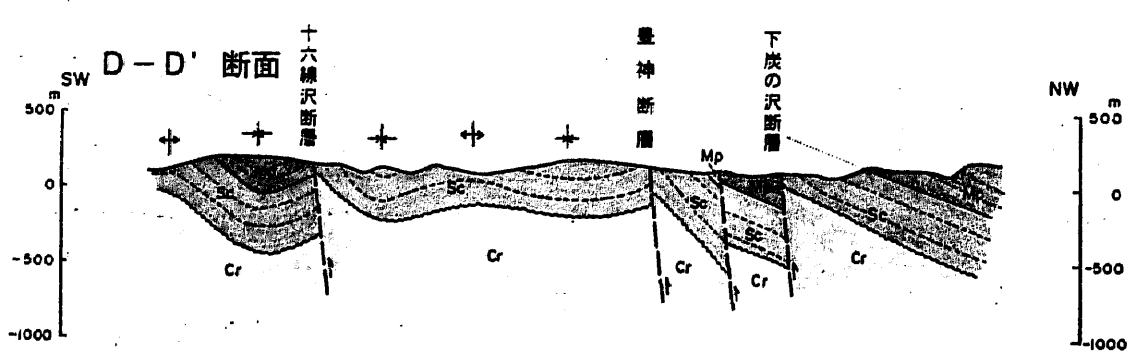
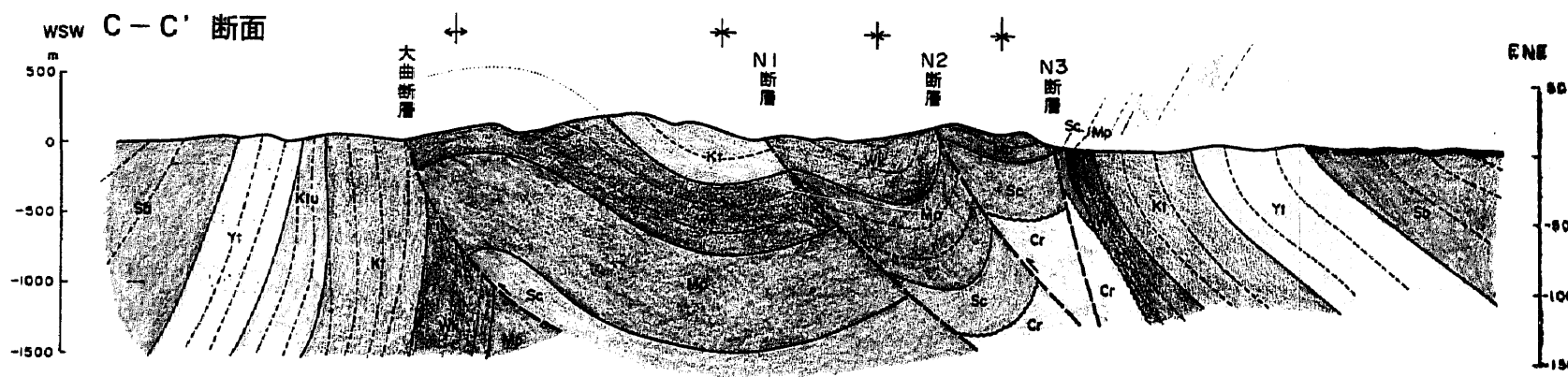
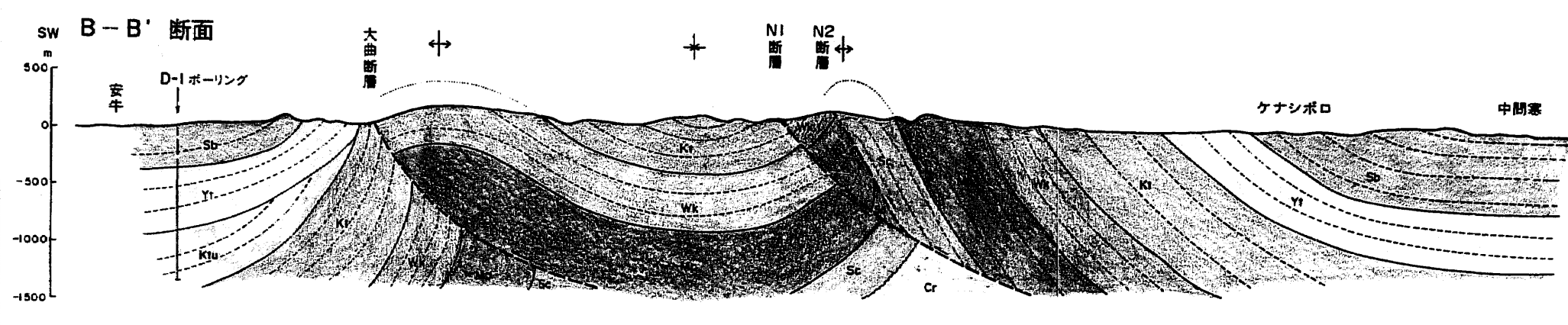
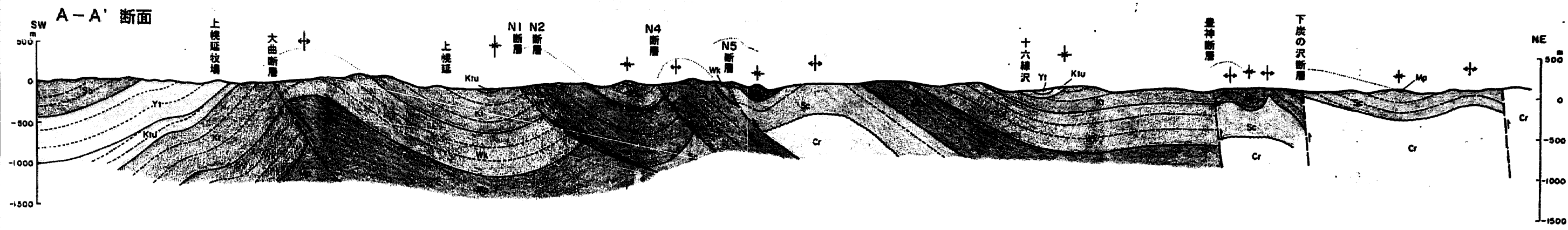
8.00 $\frac{\text{cps}}{\text{sec}}$ 0.5 $\frac{\text{sec}}{\text{mm}}$

$\frac{1}{2} = 0.3 = \frac{1}{2}$

1993年6月20日

Whole Rock





- 凡例
- 夏別層 (礫層、砂岩)
 - 真知層 (砂岩)
 - 声聞層上部相 (砂質シルト岩、砂岩シルト岩互層)
 - 声聞層主部相 (泥岩)
 - 維内層 (硬質頁岩)
 - 増候層 (乱地礫層、砂岩、泥岩)
 - 赤谷層 (礫層、砂岩、泥岩、炭層を挟在する)
 - 白亜系 (チャート、錐蝕凝灰岩)

0 1 2 km
1:50,000

付図-2 地質断面図