

【地質及び鉱床】

付近の地質は、イスカテペック層の千枚岩、流紋岩、凝灰岩と、流紋岩貫入岩からなる。地層の大局的な走向は、N-S、傾斜は70~80°で東傾斜である。鉱体の南方で流紋岩貫入岩が大規模に貫入しており、貫入方向はほぼN-Sである。同岩とその付近の岩石は珪化が著しい。鉱体の母岩は、ほとんど千枚岩であるが、西側近傍には石英の斑晶を伴う流紋岩貫入岩が観察される。

鉱体は、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱などからなる塊状鉱床で、採取された鉱石片には、鏡下で稀にエレクトラムらしい鉱物が微量認められる。黄鉄鉱には頻繁にコロフォーム組織やフランボイダル状をなすものが観察される。脈石はほとんど石英からなるが、時に石膏が肉眼で認められる。露頭で見られる鉱体は千枚岩の層理や葉理にほぼ整合的であるが、端部では不規則な形状をなす。鉱体の厚さは概略0.2~1.4m、延長は走向方向に5m以上である。

また、このような塊状鉱体と別に、流紋岩貫入岩の分布地とその付近では珪化と黄鉄鉱鉱染が広範に観察される。塊状鉱床の形成の後に、更に周辺一帯で流紋岩の貫入に伴う黄鉄鉱鉱染を受けていると考えられる。

今回の調査で採取された鉱石片の分析値は、高品位試料(M-1)で、Au 3.24 g/t、Ag 68.9g/t、Cu 0.04 %、Pb 3.00 %、Zn 20.04 %である。

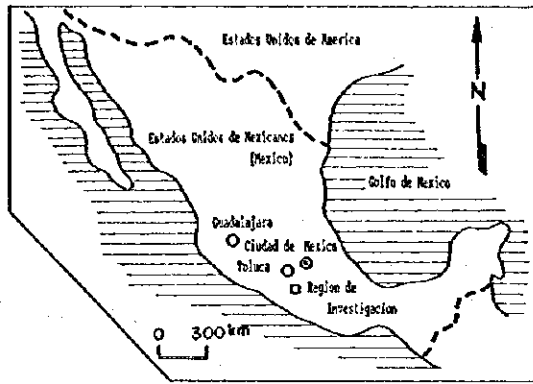
資料によれば、CRMによるボーリング調査結果の概略は以下のとおりである。

坑井名	掘削方向	掘進長	特記事項
BDW-T1	N79°W 65°	44.10 m	黒色粘板岩(千枚岩)。 随所で黄鉄鉱鉱染。
BDW-T2	N75°W 49°	48.96 m	粘板岩(千枚岩)。30.75~32.84mで Au 1.22g/tの鉱化部を捕捉。 随所で黄鉄鉱鉱染。
BDW-T3	N75°W 55°	70.34 m	黒色粘板岩(千枚岩)。 24.85-58.85 黄鉄鉱鉱染。ゴッサン。

3-2-1-5 同位体測定

1. 試料採取

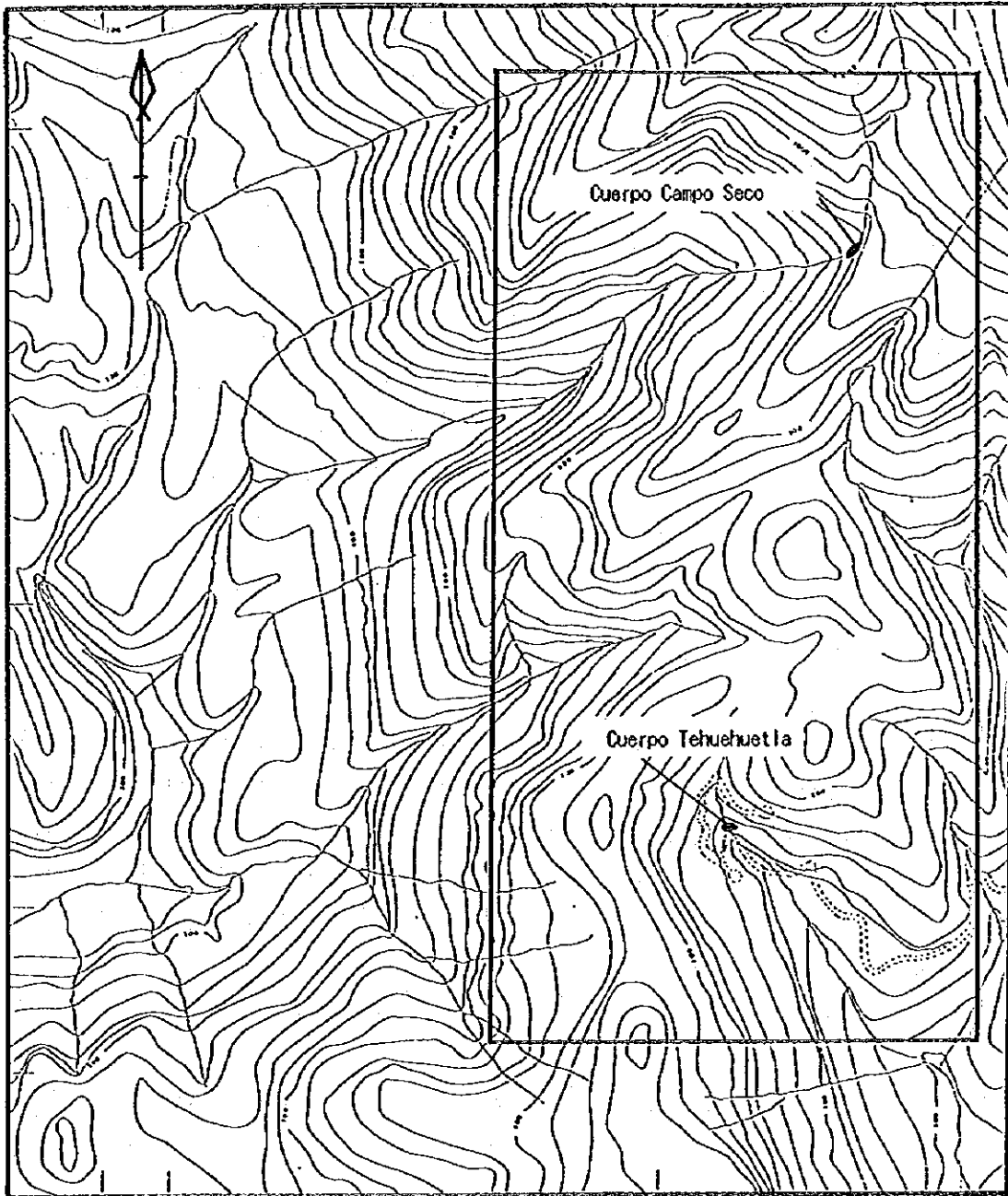
同位体調査位置図を図II-3-24に示す。また、試料は鉱石について代表的なものを採取した。岩石については、代表的な岩相のもの採取するとともに、鉱化帯と非鉱化帯での同位体組成のコントラストを検討するために、既知鉱体の周辺のもの、既知鉱体から距離



W100° 03' 07"

N100° 01' 55"

N18° 01' 02"



0 500m

圖 II - 3 - 24 同位体調査位置図

N17° 59' 40"

を置いたものを採取した。試料採取位置を第Ⅱ-3-25図に示す。また、同位体組成測定試料内訳表を表Ⅱ-3-9に示す。

2. 同位体測定方法

1) 水素同位体組成

全岩粉末試料40mgを200℃で加熱し吸着水を取り除いた後、石英管に試料を詰め、真空ラインに取り付けた後、バーナーにて1,000~1,200℃で20分間かけて脱水を行い、その結果得られた水蒸気と水素ガスの混合物を、加熱したウラニウムを通過させることで、水蒸気の還元を行い水素ガスを遊離させる。これを回収し、質量分析計で測定した。なお、含水量の少ない試料については、十分な水素ガスが得られず測定を行うことが出来なかった。測定が可能であった試料で最低の含水量は0.26 wt%であった(M. Kusakabe et al, 1990)。

2) 酸素同位体組成

全岩粉末試料を600℃でBrF₃と反応させ、O₂ガスを得た後、さらにこのガスを過熱した石墨と反応させCO₂ガスとして回収、質量分析計で測定した。(林私信、1995)

3) 硫黄同位体組成

測定前に全試料、元素分析計で硫黄含有量を見積もり、Kiba試薬で硫化物及び硫酸塩を抽出、Ag₂Sに置換、Cu₂Oと混合、1,050℃で真空中にて燃焼、SO₂ガスを得た後、質量分析計で測定した。なお、硫黄含有量の見積もり段階で、検出限界の0.01 wt%以下であった試料については、測定が可能な量のSO₂ガスを得ることが出来なかった(林私信、1995)。

4) ストロントリウム同位体組成

試料の分解方法は試料の種類によって異なる。変火山岩類は、粉砕した後、25 mgを秤量して計り取り、テフロン製分解容器に入れ、超音波洗浄機にて超純粋5 mlと10%希硝酸0.5 mlを加えて2時間反応させ、さらに45%フッ酸0.5 mlを加えて120℃で12時間かけて分解する。クリーンドラフトで乾燥固化後再び45%フッ酸0.5 mlと過塩素酸0.5 mlを加えてゼリー状にした後、容器にふたをして120℃で12時間1気圧以上の圧力をかけ、完全に分解する。その後冷却して、ふたを取り150℃でフッ酸、過塩素酸をとばす。過塩素酸の白煙が見えなくなった後、超純水と塩化水素から作った1.8規定の塩酸1 mlに溶解する。

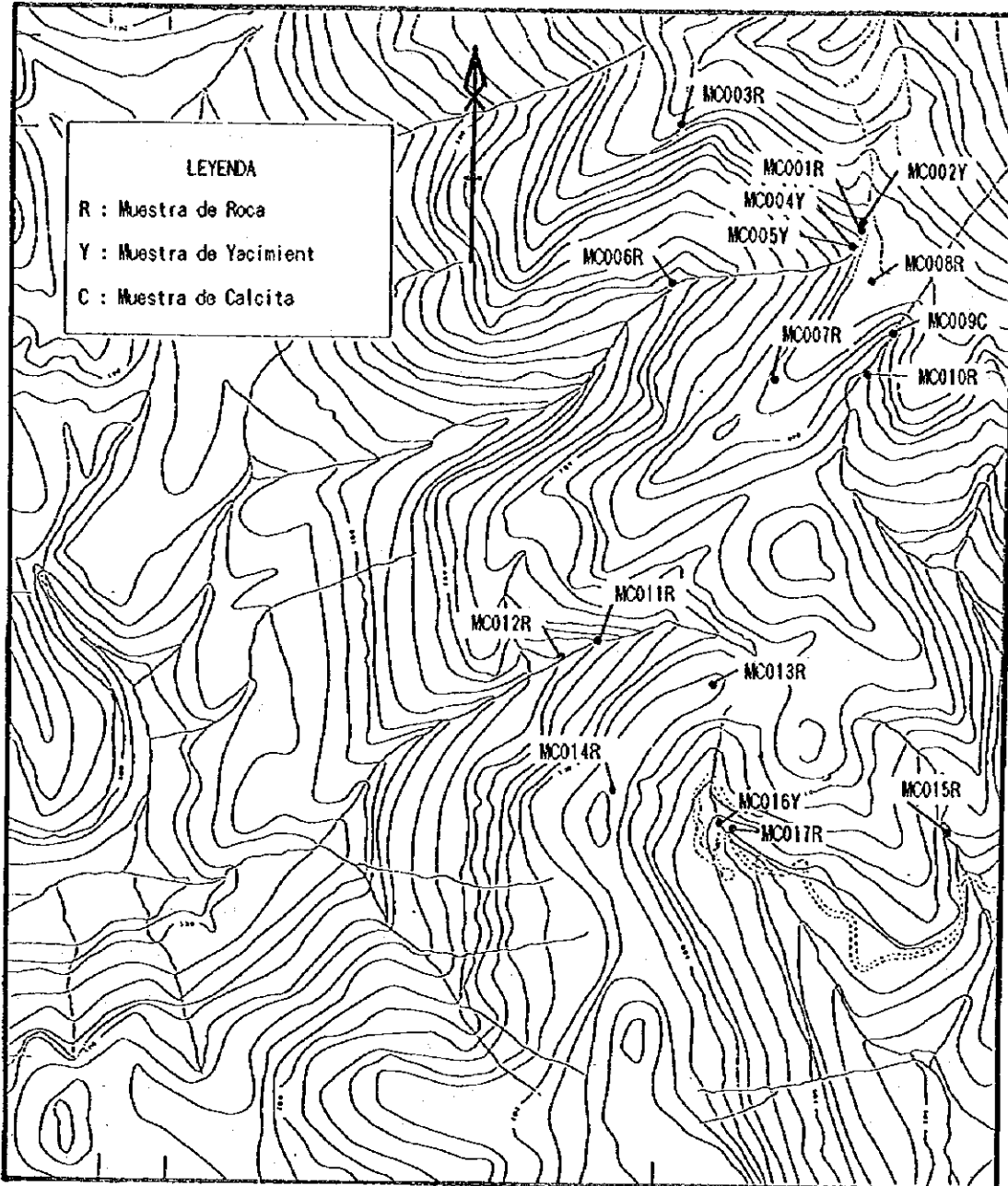
石灰岩及び方解石は、25mgを秤量してテフロン製分解容器に入れ、超純水に塩化水素ガスを吸わせて生成した、1.8規定の塩酸1 mlに溶解する。

鉍石は粉砕の後、250 mgを計り取り、セラミック耐熱容器に入れる。それを通常のドラフト内で、メッセルバーナーにより1時間は800℃で、次の1時間は900℃で徐々に加熱す

W100° 03' 07"

W100° 01' 55"

N18° 01' 02"



N17° 59' 40"

0 500m

图 II - 3 - 25 同位体試料位置图

表 II - 3 - 9 同位体組成測定試料内訳表

同位体組成測定				
試料	δD	$\delta^{18}O$	$\delta^{34}S$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
鈦石 (黄鉄鈦濃集部)	-	-	4	2
鈦石 (鉛・亜鉛濃集部)	-	-	2	-
片堆積岩	8	8	5	5
片火山岩	3	3	2	2
火山岩 (第三系)	1	1	1	1
方解石	1	1	-	1
計	13	13	14	11

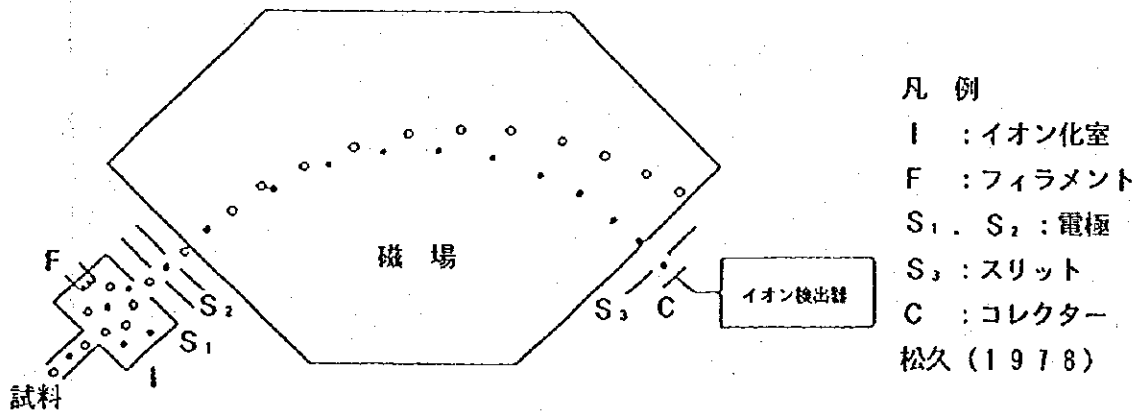


図 II - 3 - 26 質量分析計概念図

る。その次の4時間を1,000°Cで強熱し、硫化鉍物、硫酸塩鉍物の硫黄分を昇華させ、含まれている鉍物その他を可能な限り酸化物に変える。その後試料を容器から取り出し、焼結しているのを再度粉砕を行った後50 mgを計り取る。この後は変火山岩類と同じ方法で分解する。

ストロンチウムの抽出は、1.8規定1 mlの塩酸に溶けている試料を円心分離管に入れ、円心分離器にて、9,000回転/分出10分間円心分離する。上澄みを0.8~0.9 mlメスピレットで正確に吸い上げ、イオン交換コラムに載せる。内径5 mm、長さ60mmのテフロン製イオン交換コラムによりストロンチウムを抽出する。

ストロンチウムを含んでいる塩酸3 mlを回収し、クリーンドラフトで乾燥させる。これを0.3%硝酸0.03 mlに溶解し、タンタル製、幅約1.2 mm長さ15 mmのフィラメントの上に載せる。弱い電流を流し乾燥させた後、0.3%磷酸溶液を0.03 ml添加して再度乾燥させ、ストロンチウムを磷酸ストロンチウムと酸化ストロンチウムに変える。これを表面電離型固体用質量分析計に入れ、ストロンチウムの86/88比の絶対値を0.1194として87/86比の絶対値を測定した。(藤巻私信、1995)

5) 質量分析計

同位体組成測定の原理は以下のとおりである。ごく低圧の気体を入れた管の中で放電を起こさせると、気体の一部は正に帯電したイオンになる。このイオンを電場や磁場の中に通すと、その進路は一定の曲率半径を描いて曲がる。質量M、電荷e、速度vの粒子が磁場Hの中を進むとすると、その粒子の通る軌道の半径は $r = Mv / eH$ で表される。つまり、他の条件が一緒なら、質量の大きい粒子ほど大きな半径を描いて磁場の中を通過する。

質量分析計の概略を図II-3-26に示す。質量の異なる2種類の粒子(白丸と黒丸)の混合ガスからなっている試料を、試料導入系を経てイオン化室(I)に導く。試料はフィラメント(F)からの電流によってイオン化され、電極S₁とS₂の間にかかった高電圧で加速されて磁場に送り込まれる。イオン化された粒子は、磁場中で質量により半径の異なったイオン流に分かれて進む。スリットS₃を通った特定の質量を持つイオン流は、コレクター(C)に捕集され、検出器によってその電流強度が測定される。(松久、1978)

3. 同位体組成測定結果

1) 水素同位体組成

表II-3-10に測定結果の一覧を示す。図II-3-27に既知の値と測定結果を図示する。 δD は-80.0%から-54.8%の間の値を示す。-80.0%を示す試料を除くと、-67.6%から-54.8%の間の値を示す。

図II-3-27において既知の値と比較すると、変堆積岩は-80.0%から-61.2%を示し、堆積岩及び変成岩の値に相当する。第三系のデイサイト-67.6%を示し、火成岩及び変成岩

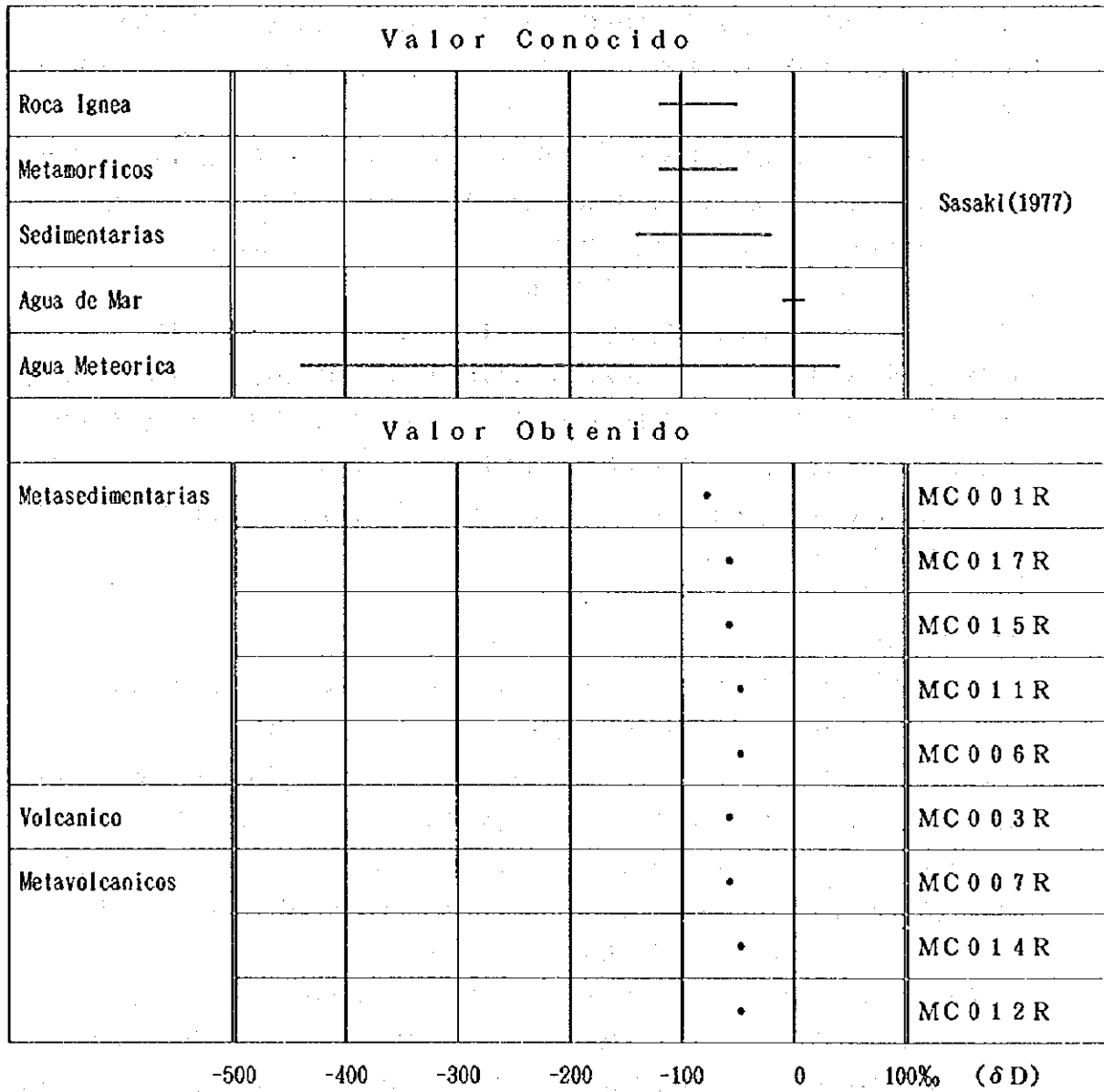


图 II - 3 - 27 水素同位体測定結果図

表 II-3-10 同位体組成測定結果一覧表

試料番号	試料	特徴	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{34}S$ (‰)	$^{87}Sr/^{86}Sr$
MC001R	黒色粘板岩	黄鉄鉱染	-80.0	16.2	-14.1	0.710443
MC002Y	硫化鉱石	第三系、弱変質	—	—	-0.7	—
MC003R	デイサイト	カンボセコ、黄鉄鉱濃集部	-67.6	17.1	—	0.709631
MC004Y1	硫化鉱石	カンボセコ、鉛・亜鉛濃集部	—	—	-5.2	0.711878
MC004Y2	硫化鉱石	カンボセコ、黄鉄鉱主体鉱石	—	—	-5.7	—
MC005Y	硫化鉱石	シリカ分結	—	—	-5.2	—
MC006R	シルト岩	シリカ分結	-61.2	18.8	—	—
MC007R	変デイサイト	緑泥石化、絹雲母化	-63.6	16.3	—	—
MC008R	黒色粘板岩	珪質、方解石細脈	n.o.	19.7	-18.9	0.709616
MC009C	方解石	粘板岩中のレンズ	—	15.3	—	0.705979
MC010R	黒色粘板岩	石灰質	n.o.	16.9	—	—
MC011R	黒色粘板岩	緑泥石化、絹雲母化	-65.3	17.8	-43.2	0.708355
MC012R	変安山岩	結晶度低い	-54.8	13.0	-18.3	0.718646
MC013R	石灰岩	絹雲母化顕著、緑泥石化	n.o.	17.6	n.o.	0.707192
MC014R	デイサイト質変凝灰岩	イライト濃集バンド伴う	-58.6	12.8	n.o.	0.726493
MC015R	砂岩	テウエウエトラ、黄鉄鉱濃集部	-66.1	16.9	-12.8	0.714703
MC016Y1	硫化鉱石	テウエウエトラ、鉛・亜鉛濃集部	—	—	-4.2	0.712169
MC016Y2	硫化鉱石	シリカ分結、黄鉄鉱伴う	—	—	-2.8	—
MC017R	黒色粘板岩	シリカ分結、黄鉄鉱伴う	-66.6	16.7	—	—
測定試料数			12	13	14	11

— : Muestra es no medido.

n.o. : Valor es no obtenido.

の値に相当する。変火山岩は-63.6%から-54.8%を示し、火成岩及び変成岩の値に相当する。

2) 酸素同位体組成

表 II-3-10 に測定結果の一覧を示す。図 II-3-28 に既知の値と測定結果を図示する。 $\delta^{18}\text{O}$ の測定結果は+12.8%から+19.7%の間の値を示す。変堆積岩類がやや相対的に変火山岩類より重い値を示す。

図 II-3-28 において既知の値と比較すると、変火山岩類の $\delta^{18}\text{O}$ は+12.8%から+16.3%を示し、花崗岩質岩の上限付近及び変成岩の値に相当する。変堆積岩類の $\delta^{18}\text{O}$ は+16.2%から+19.7%を示し、堆積岩及び変成岩の値を示す。第三系のデイサイトの $\delta^{18}\text{O}$ は+17.1%と変火山岩類より若干高い値を示し、変成岩の値に相当する。方解石の $\delta^{18}\text{O}$ は+15.3%を示し、変成岩及び堆積岩の値に相当する。当該方解石は変堆積岩中にレンズ状の産状を示すが、変堆積岩類より若干低い値を示す。

3) 硫黄同位体組成

表 II-3-10 に測定結果の一覧を示す。図 II-3-29 に既知の値と測定結果を図示する。 $\delta^{34}\text{S}$ は-43.2%から-0.7%の間の値を示す。

図 II-3-29 において既知の値と比較すると、変堆積岩類の $\delta^{34}\text{S}$ は-43.2%から-12.8%を示し、堆積岩及び変成岩の下限付近の値に相当する。変火山岩類の $\delta^{34}\text{S}$ は-18.3%を示し、変成岩の下限付近の値に相当する。鉱石の $\delta^{34}\text{S}$ は-5.7%から-0.7%の値を示し、鉄石英帯も含めた黒鉱の下限からほぼ平均の値に相当する。黒鉱の場合、鉄石英帯の $\delta^{34}\text{S}$ が-6%から-5%であり、硫化鉱物の $\delta^{34}\text{S}$ は+2%から+8%を示す(梶原, 1971)。

なお、ティサパ鉱床の黄鉄鉱の $\delta^{34}\text{S}$ について-5%から+1%、閃亜鉛鉱の $\delta^{34}\text{S}$ について-5%から-4%との報告があり(E. Gonzalez, 1984)、これに比較すると本地域の鉱石の値は、ティサパ鉱床の値とほぼ類似の値を示す。

4) ストロンチウム同位体組成

表 II-3-10 に測定結果の一覧を示す。図 II-3-30 に既知の値と測定結果を図示する。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は0.705957から0.726493の間の値を示す。

図 II-3-30 において既知の値と比較すると、方解石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は0.705957と白亜紀初頭の海水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ である0.708 (Faure and Powell, 1972) より低い値を示す。変堆積岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は0.707192から0.714703であり、これらの5試料のうち3試料は0.707192から0.709616と海水の値である0.708に近い値を示す。鉱石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は0.711878及び0.712169であり、黒鉱の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ より重い値を示す。第三系のデイサイトの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は0.709631を示し、後述の変火山岩類に比較して軽い値を示す。変火山岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は0.718646及び0.726493である。ジュラ紀~白亜紀の花崗岩質岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は0.704から

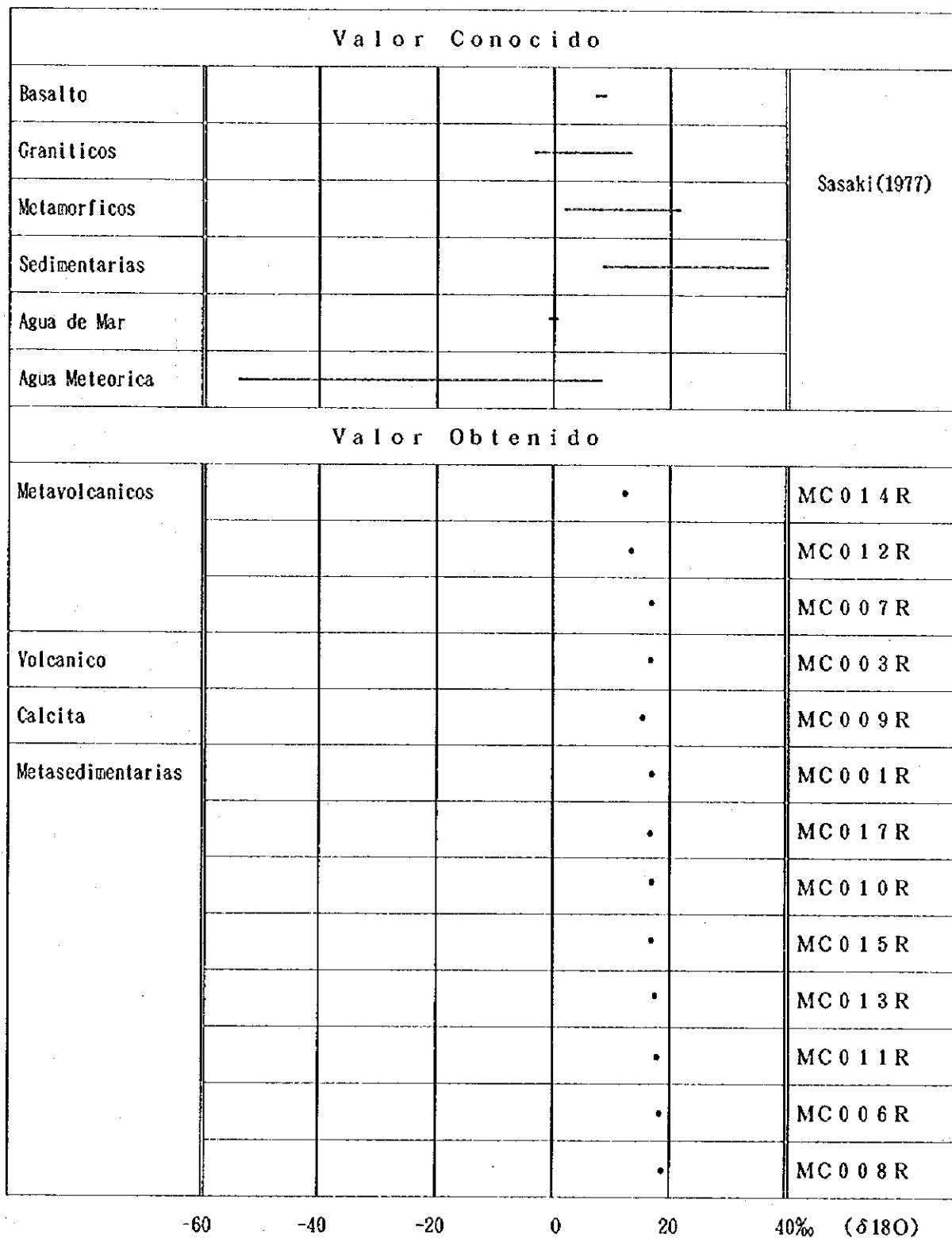
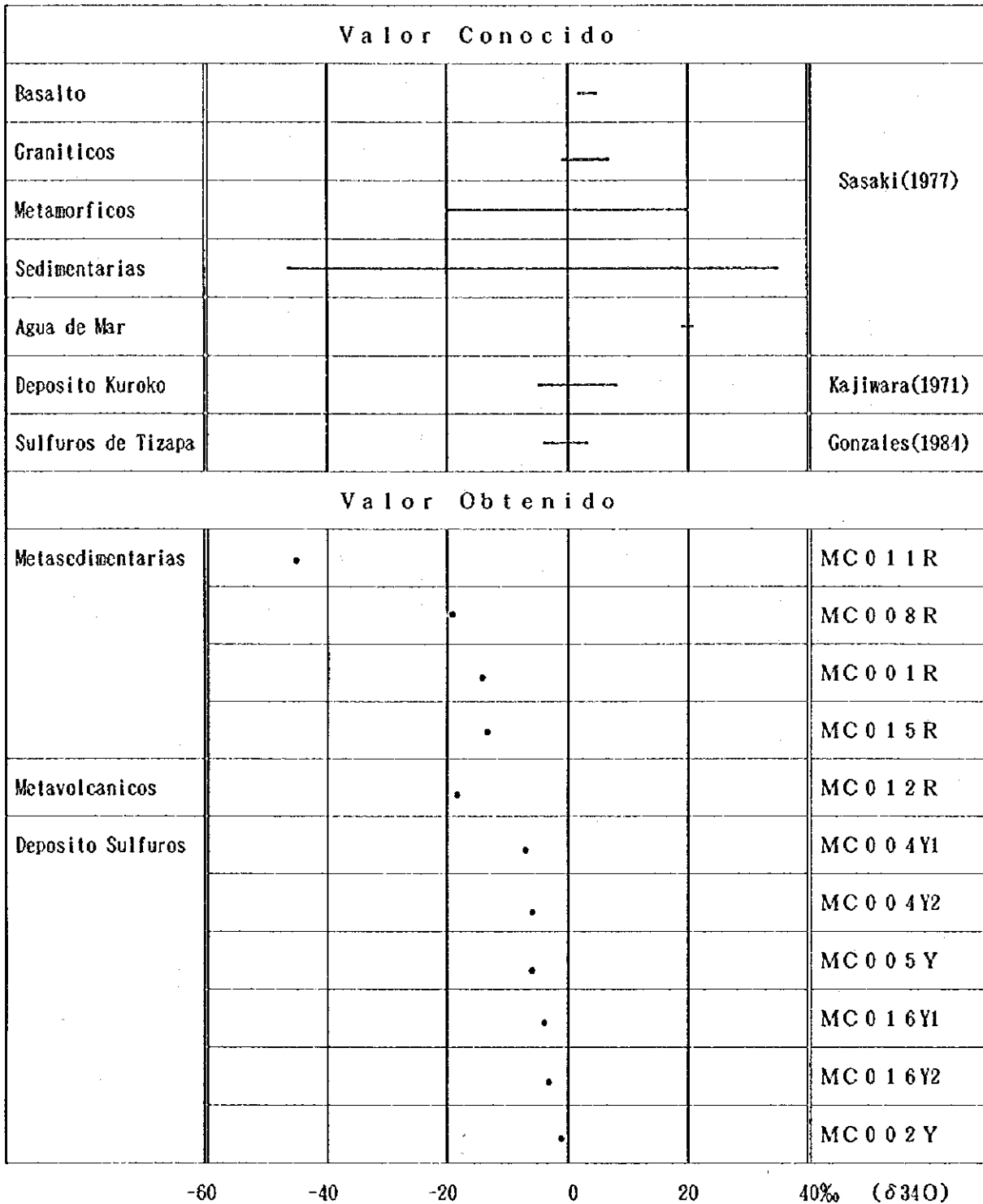


图 II - 3 - 28 酸素同位体測定結果図



* Deposito Kuroko : Zona Baritina y Ferrifero Cuarzo Incluido

** Sulfuros de Tizapa : Pirita y Blenda

图 II - 3 - 29 硫黄同位体测定结果图

Valor Conocido				
Graniticos	—————			
Agua de Mar	-			Faure and Powell (1972)
Deposito Kuroko	—————			Nakano(1987)
Valor Obtenido				
Calcita	•			MC 0 0 9 R
Metasedimentarias	•			MC 0 1 3 R
	•			MC 0 1 1 R
	•			MC 0 0 8 R
	•			MC 0 0 1 R
	•			MC 0 1 5 R
Deposito Sulfuros		•		MC 0 0 4 Y1
		•		MC 0 1 6 Y
volcanicos		•		MC 0 0 3 Y2
Metavolcanicos			•	MC 0 1 2 R
			•	MC 0 1 4 Y

0.700 0.710 0.720 0.730 (87Sr/86Sr)

‡ Graniticos : Jurásico ~ Cretácico

‡‡ Agua de Mar : Inicio de Cretácico

‡‡‡ Deposito Kuroko : Data de Baritina y Anhidrita de Kuroko

図 II - 3 - 30 ストロンチウム同位体測定結果図

0.725の範囲であり、変火山岩の1試料はこの上限を若干上回る。

なお、カンボ・セコ鉱体の近傍で採取した変堆積岩試料(MC001R)の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が0.710443と鉱石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の平均値である0.712024に最も近い値を示す。

4. 考察

図II-3-27~30に基づき、各同位体組成の測定結果と既知の値を対比しながら、以下の考察を行った。

δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 及び $\delta^{34}\text{S}$ において、変火山岩類及び変堆積岩類は、1試料を除いて変成岩の既知の値に相当し、変成作用に関与した粒間溶液によって水素、酸素及び硫黄の同位体交換作用があったものと考えられる。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ において、変堆積岩類のうち最も重い値はMC015Rの0.714703である。当該試料の採取位置の付近には時代末詳デイサイトの貫入岩が存在しており、この貫入の影響によって、重い値に交換されている可能性がある。この同位体交換のメカニズムとしては、貫入活動に伴われた熱水により、新たな炭酸塩鉱物が付加されたことが予想される。変堆積岩のうち次に重い値は、MC001Rの0.710443であるが、当該試料はカンボ・セコ鉱体の近傍の黄鉄鉱鉱染帯にて、鉱化作用の影響を検討するために採取したものである。よって、MC001R及びMC015Rを除いた3試料(MC008R, MC011R, MC013R)の値が、変堆積岩類の代表的な値と考えられる。これら3試料の平均値は0.708388と当時の海水の値である0.708にほぼ一致する。変堆積岩類において海水の値が保存されていることより、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の場合、変成作用の際の同位体交換の影響が無かった、或いはその影響が極めて小さかったものと考えられる。変成作用は基本的に総化学組成の変化しない閉鎖系での反応であり、粒間溶液が関与するものとされている。よって、粒間溶液にストロンチウムがほとんど含まれていなければ、水素及び酸素等の同位体交換が生じても、ストロンチウムの同位体交換は生じないものと考えられる。

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の値における変成作用の影響が無視できるとの仮定に基づくと、変火山岩類は相対的に重い値を示し、変堆積岩類は相対的に軽く、かつ海水と類似の値を示し、鉱石がこれらの中間的な値を示すことより、鉱化熱水の起源は海水と火山岩との反応に求められ、本地域の鉱化作用が黒鉱と同様に噴気堆積性のものであると考えられる。

鉱石の $\delta^{34}\text{S}$ は黒鉱と比較すると、鉱石英帯を含めた黒鉱の下限からほぼ平均の値に相当する。黒鉱の場合、Kajiwara (1971)にて平衡的解釈がなされ、その結果鉱液の $\delta^{34}\text{S}$ が+20%と第三紀以降の海水の $\delta^{34}\text{S}$ に相当することから、鉱液の起源が海水にあるとの議論がなされている。これに対し、本地域の場合は鉱石の $\delta^{34}\text{S}$ を測定しただけにとどまり、比較論的に黒鉱の $\delta^{34}\text{S}$ のレンジに相当するとの結論のみが可能である。しかし、鉱石の $\delta^{34}\text{S}$ は、ティサパ鉱床の $\delta^{34}\text{S}$ とほぼ類似の値を示すことから、ティサパ鉱床と同様の性質を有することの可能性が指摘される。

第三系のデイサイトについて、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が変火山岩類と比較して軽い値を示し、異なるマグマに起因するものと考えられるが、 $\delta^{18}\text{O}$ が変成岩の値を示すため、変火山岩類のメンバーである可能性が存在する。その場合、当該試料は粘板岩との境界部付近で採取したものであり、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ も変堆積岩類と類似の値を示すことより、溶岩流として活動した際に、変堆積岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ に交換されたものと説明され得る。

方解石については、変堆積岩中に分結によると思われるレンズ状の産状を示し、 $\delta^{18}\text{O}$ が変成岩の値に相当するのは整合的である。方解石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は海水に比較して、かなり軽い値を示す。前述のとおり、変成作用によるストロンチウムの同位体交換が無いものとする、軽いストロンチウムの供給を考える必要があり、これは変堆積岩の原物質が陸源物質として海水中に供給された際に、軽い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の炭酸塩が含まれていたことにより説明が可能であり、これが変成作用を経て分結によるレンズ状方解石になったものと考えられる。この方解石の採取地点の周囲の変堆積岩は石灰質であることより、本地域のある程度の炭酸塩鉱物の起源が陸源物質に求められる可能性がある。

その一方、カンボ・セコ鉱体の近傍の黄鉄鉱帯にて採取した変堆積岩のMC001Rが0.710443と海水より重い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を示す。前述のとおり、鉱化熱水の起源は海水と重い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を示す火山岩との反応に求められるのならば、鉱化熱水として海水中に供給された重い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ が海水に希釈されたことにより説明が可能である。MC001Rには方解石が伴われておらず、重い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は必ずしも炭酸塩鉱物に伴われるものではない。

先に述べた変堆積岩の代表的な3試料(MC008R, MC011R, MC013R)の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ について、これらの平均値が海水の値にほぼ一致しながら、 ± 0.0012 の変動があるの要因についても、陸源物質による軽いストロンチウムと鉱化熱水による重いストロンチウムの海水中における供給バランスによるものと考えることが可能である。表II-3-11に変堆積岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ に関する関係一覧表を示す。

よって、鉱化熱水の影響を受けた変堆積岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は、海水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の値である0.708より重い値を示し、鉱床に対し空間的に近づくほど、鉱石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の値である約0.712に近い値を示すものと考えられる。

5. 結論

各同位体組成の測定結果と文献によって既知の値を対比すると、 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 及び $\delta^{34}\text{S}$ において変堆積岩類及び変火山岩類は変成岩の既知の値にほぼ相当し、変成作用に伴う同位体交換作用があったことを示す。しかし、鉱石の $\delta^{34}\text{S}$ は、ティサパ鉱床の $\delta^{34}\text{S}$ とほぼ類似の値を示すことから、ティサパ鉱床と同様の性質を有することの可能性が指摘される。一方、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ において変堆積岩類は海水の値を保存しており、変成作用によるストロンチウムの同位体交換が無かった、或いはその影響が極めて小さかったものと考えられる。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ における変成作用の影響が無視できるとの仮定に基づくと、

表 II - 3 - 11 変遷積岩類及び方解石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

試料番号	試料	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	特徴	予想されるストロンチウムの起源
MC009C	方解石	0.705979	0.705979 < 0.708 (海水)	<ul style="list-style-type: none"> 陸源物質としての軽い値の炭酸塩の海水への供給。
MC013R	変石灰岩	0.707192	平均 0.708388 \approx 0.708 (海水)	<ul style="list-style-type: none"> 海水に溶存していたストロンチウム。
MC011R	黒色粘板岩	0.708355	海水の値が保存されており、変成作用の影響が無い。	<ul style="list-style-type: none"> 軽い値の陸源物質と重い値の鉍化熱水によるものの供給バランス。
MC008R	黒色粘板岩	0.709616		
MC001R	黒色粘板岩 (鉍化帯)	0.710443	0.710443 > 0.708 (海水) 鉍石の値である約 0.712 に最も近い値を示す。	<ul style="list-style-type: none"> 鉍化熱水による重い値のストロンチウムの供給と海水による希釈。
MC015R	砂岩 (黒色粘板岩中の薄層)	0.714703	0.714703 \gg 0.708 (海水)	<ul style="list-style-type: none"> 時代未詳デイスアイの貫入に伴う重い値の炭酸塩の付加。

変火山岩類は相対的に重い値を示し、変堆積岩類は相対的に軽く、かつ海水と類似の値を示し、鉍石がこれらの中間的な値を示すことより、鉍化熱水の起源は海水と火山岩との反応に求められ、本地域の鉍化作用が黒鉍と同様に噴気堆積性のものであると考えられる。

また、方解石及び変堆積岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ に関し、海水の値より軽いものは、変堆積岩の原物質として供給された陸原物質に軽いストロンチウムが含まれていたことによると考えられる。一方、海水の値より重いものは、鉍化熱水として供給された重いストロンチウムが海水に希釈されたことにより説明が可能である。よって、海水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ である0.708を基準にして、これより重い値を示す変堆積岩は鉍化作用の影響を受けているものと考えられ、鉍石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ である約0.712に近づくほど、鉍化作用の中心部、すなわち鉍床に空間的に近いとの探査指針が得られる。

3-2-2 地質概査

3-2-2-1 地質

概査地区とその周辺には、中生代に対比されるイスカテベック層が広く分布し、一部では新生代の火山砕屑岩及び貫入岩類がみられる。

イスカテベック概査地区には、中生代のイスカテベック層及び流紋岩と安山岩の貫入岩が分布する。イスカテベック層は、白亜系に対比される。イスカテベック概査地区の地表地質の大半を占める。同層は、大局的にNW-SEの走向を示し、南西側が上位である。本地区は、同層の千枚岩類と石灰岩が多く分布する地区に相当するが、北部には安山岩類、南西部には流紋岩が分布する。

アパストラ概査地区では、イスカテベック層が広く分布するほか、北部ではバルサス層の凝灰岩・砂岩が分布する。南西部にはティルサポトラ流紋岩類が分布する。また、中央南部には、比較的新期の安山岩類が分布する。アパストラ精査地区のアヨトチ安山岩類に対比されるので、本報告書では同一の名称を用いた。

地質図及び地質断面図を別添図Ⅱ-3-3に示す。模式地質層序図及び地区別模式柱状対比図は、前掲の図Ⅱ-3-3~4に示されている。試料採取位置図を別添図Ⅱ-3-4に示す。なお、岩石薄片観察結果は巻末の表Ⅱ-3-1に示した。。

1. イスカテベック層

本層は、変成作用を受けた、安山岩、千枚岩～粘板岩、石灰岩、千枚岩-凝灰岩互層、流紋岩～石英安山岩などからなる。

イスカテベック地区とアパストラ地区の両概査地区全体に、広く分布する。

層厚は、10,000m以上と見積もられる。

(1) 安山岩 (Ka)

【分布】

本岩はイスカテペック地区北西部及び北東部と、アパストラ地区の中央南部に分布する。

【岩相】

本岩は、暗緑灰色～暗褐灰色でやや脆質、同質火砕岩を頻繁に伴う。イスカテペック地区北西部では比較的変成度が高い。鏡下では、斑晶は斜長石、普通輝石、紫蘇輝石からなり、普通角閃石を伴うことがある。有色鉱物は緑泥石に交代している。石基は、斜長石、普通輝石、スフェーン、ガラスからなり、填間状組織を示す。変質鉱物として、珪化石英、絹雲母、緑泥石、黄鉄鉱が生成している。

(2) 千枚岩 (Kp)

【分布】

本岩は、概査地区全体に広く分布する。

【岩相】

本岩は、粒度や炭質物・石灰分の量比によって暗灰色～灰色など、色彩の変化が認められる。イスカテペック地区南西部のラ・リベルラ鉱床の付近では珪化・変質により淡灰色～白色を呈する箇所がある。塩酸で発泡する石灰質な箇所と発泡しない箇所がある。砂岩や凝灰岩の薄層を頻繁に伴う。アパストラ地区中央部のオストチトラン川の川底では石灰岩と互層する。概して変成度は低い、イスカテペック地区北西部では変成度が高くなり泥質片岩に移化する。地区全体でセグリゲーション石英を頻繁に伴う。鏡下では石英、炭質物のほか、方解石、黄鉄鉱を伴う。変質鉱物として絹雲母と緑泥石が観察されることがある。

(3) 石灰岩 (Kc)

【分布】

本岩は、概査地区全体に広く分布する。イスカテペック地区のアルモロヤ～アロヨセコ～セロゴルド～ラ・コロニアと、ロスリモス～イスカテペック、及びアパストラ地区中央部のオストチトラン側西方山稜部にまとまって分布する。石灰質千枚岩から漸移することがある。

【岩相】

本岩は、暗灰色～淡灰色で、硬質であるので千枚岩の上に本岩がのる箇所では断崖が形成されることがある。鏡下では方解石からなり、時に石英や黄鉄鉱を伴う。また、千枚岩の岩片を含むことがある。

(4) 千枚岩—凝灰岩互層 (Kpt)

【分布】

イスカテペック地区の北部と南西部、アパストラ地区の北西部と中央部にまとまって分布する。

【岩相】

本互層は、石英安山岩質、時に安山岩質な凝灰岩と千枚岩の互層からなる。砂岩や石灰岩の薄層を頻繁に伴う。凝灰岩は千枚岩、安山岩及び軽石の岩片含む。基質は石英と斜長石からなり、変質鉱物として絹雲母と緑泥石が認められる。

(5) 流紋岩～石英安山岩 (Kr)

【分布】

本岩は、イスカテベック地区の南西部のラ・トリニダド周辺に分布する。

【岩相】

本岩は、淡灰色～白色～帯紅白色で、全般に珪化・変質を受けており、随所で黄鉄鉱・鉄染が認められる。時に同質火砕岩を伴う。斑晶は長石からなるが、白色化している。石基部分は、珪化石英、絹雲母、緑泥石に交代している。

2. バルサス層

本層は、凝灰岩～砂岩 (Ts) からなる。調査地区内ではアパストラ地区北部のみに分布する。イスカテベック層を不整合に覆う。層厚は、200mと見積もられる。

(1) 凝灰岩～砂岩 (Ts)

【分布】

アパストラ地区北部の、オストチトラン周辺一帯の高原に分布する。

【岩相】

凝灰岩は一般に灰色～褐灰色、やや軟質であるが、安山岩質～砂質、火山礫凝灰岩～細粒凝灰岩やそれらの互層と岩相の変化が著しい。鏡下では、凝灰岩は、石英、斜長石、ガラスからなるが、脱ハリにより絹雲母が生成している。砂岩～凝灰質砂岩は、基質は石英、長石からなり、時に黒雲母と角閃石、方解石、絹雲母などの変質鉱物を伴う。安山岩、石英安山岩、凝灰岩などの岩片を含む。

3. ティルサポトラ流紋岩類

本岩類は、凝灰岩 (Tt) と流紋岩 (Tr) からなる。アパストラ地区南西部のみに分布する。イスカテベック層を不整合に覆い、分布の南東側では断層で接する。層厚は500mである。

(1) 凝灰岩 (Tt)

【分布】

アパストラ地区南西部の、セロ・エル・ブロ (C. El Burro) の周辺一帯に分布する。

【岩相】

本岩は、分布域の東部で卓越する。淡灰色～白色の軽石質凝灰岩～火山礫凝灰岩からなり、砂岩と凝灰角礫岩の層を挟む。肉眼では、岩片は主として流紋岩・軽石の本質礫からなり、基質はガラス質であるが、随所で粘土化が著しい。鏡下では、基質は粒状石英、斜

長石、ガラス、方解石、黄鉄鉱などからなるが、斜長石とガラスは絹雲母、緑泥石などに
変質している。

(2) 流紋岩 (Tr)

【分布】

アパストラ地区南西部の、セロ・エル・プロの西方に分布する。凝灰岩の分布域の西方
で卓越するが、一部では凝灰岩と錯綜する。

【岩相】

本岩は、淡灰色～暗灰色であるが、一部は黒色の黒曜岩となっている。肉眼では、非顕
晶質で随所で白色変質が認められる。鏡下では、斑晶は石英、斜長石及び黒雲母からなり、
石基は斜長石、方解石、燐灰石などからなる。絹雲母、緑泥石と共に、多量の珪化石英が
認められる。

4. アヨトチ安山岩類

本岩類は、安山岩溶岩 (Ta) からなる。アパストラ中央南部に分布する。イスカテペッ
ク層を不整合に被覆する。層厚は200m-と見積られる。岩相や推定される層準がカンボ・
セコ精査地区のアヨトチ安山岩類に類似するので、同一地層とした。

(1) 安山岩 (Ta)

【分布】

アパストラ地区の中央南部の プエルト・ラス・クルセス (Puerto Las Cruces) 東方に分
布する。

【岩相】

本岩は安山岩溶岩からなり、頻りに火山砕屑岩を伴う。エル・ガジト (El Guajito) の北
では、丘陵を構成し、火山地形の特徴を残している。緑灰色、サリックで、一般に塊状で
ある。肉眼では斜長石が観察されるがやや変質している。鏡下では、斑晶は斜長石と有色
鉱物からなるが、有色鉱物は緑泥石と方解石に交代されている。石基は斜長石、ガラス及
びスフェーンからなるが、ガラスは緑泥石化が著しい。変質鉱物は緑泥石、絹雲母、緑レ
ン石、方解石などである。充填状組織を示す。エル・ビエテ鉱床付近では火山砕屑岩が卓
越するが、白色変質・珪化が著しい。アパストラ地区の本岩類の噴出源は、分布状況や地
形から判断して、エル・ビエテ鉱床付近の小丘、または地区外東方のセロ・エル・シカル
(C. El Cical) と推定される。

5. 貫入岩

貫入岩は流紋岩～石英安山岩からなる。

(1) 流紋岩～石英安山岩貫入岩 (Ir)

【分布】

流紋岩～石英安山岩 (I_r) は、イスカテペック地区北西部のブエナビスタ周辺と、同地区南西部のビスタ・エルモサとその周辺に分布する。いずれもNW-SE方向の貫入方向を示す。また、イスカテペック地区北部のパラバ付近にも岩床状の分布が認められる。

【岩相】

ブエナビスタ (Buena Vista) 周辺の本岩は、淡灰色、で2mm前後の斜長石が観察され、珪化、白色化が観察される。一部はブエナビスタ鉱床の母岩となっている。鏡下では斑晶は斜長石からなるが絹雲母に交代されている。石基は変質鉱物である絹雲母、緑泥石、珪化石英、黄鉄鉱で充填されている。珪長岩質組織が認められる。

ビスタ・エルモサとその周辺の本岩は、NW-SE方向に大規模に貫入している。白色で、周囲の暗灰色千枚岩との対照が顕著であるので、高所からその分布状況が遠望できる。随所で変質が認められ、時にカオリン化し粉状を呈する。一部では弱い葉片状構造が観察される。鏡下では斑晶は斜長石、石英、カリ長石、白雲母からなり、石基は石英、斜長石、ガラス及び燐灰石からなるが、ガラスの一部は絹雲母化している。斑状組織を示す。

パラバ付近の本岩は、白色～淡灰色、弱い葉片状構造が観察される。岩質はビスタ・エルモサ周辺の本岩と類似し、珪化と白色化変質が認められる。

3-2-2-2 地質構造

イスカテペック地区では、イスカテペック層は、大局的にはNW-SE方向の走向を示し、平均25°程度のSW傾斜を示す。ただし、北部では下位の安山岩類の分布地が2地区に分散しており、北西部エル・カスカロテ周辺と北東部のエル・サビニト周辺の2地区では隆起による半ドーム構造が分布し、その中間に向斜軸が存在すると考えられる。地質図に表現される断層は多くはないが、小断層はNE-SW方向の横断断層とNW-SE方向の縦走断層が卓越する。南西部のソチトラを通過するNE-SW方向の推定断層に沿って小断層の集中や破砕帯が観察される。イスカテペック層流紋岩～石英安山岩が同断層の南西側に分布し、流紋岩貫入岩が同断層の北東側に平行して分布する。更に、後述するように同断層の南西側で鉱化作用が活発であったと考えられることから、地区南西部では、火成活動の場を長期にわたって規制したNW-SE方向の深部断裂の存在が示唆される。

アパストラ地区では、イスカテペック層の構造は、N-S方向ないしはNNW-SSE方向に軸を持つ複数の褶曲構造で特徴づけられる。地区中央北部にはNE-SW系の推定断層が、地区中央南部にはNW-SE方向の推定断層が存在する。それぞれ、第三系のバルサス層及びティルサポトラ流紋岩類の堆積の場を規制していると考えられる。

3-2-2-3 地化学探査

1. 概要

概査地区の地化学探査試料採取位置図を別添図Ⅱ-3-5に示す。採取した試料の総数は、イスカテベック地区とアパストラ地区を合わせて、714個で、このうち安山岩類は90個（中生界）、流紋岩～石英安山岩（中生界・貫入岩）は8個、千枚岩～粘板岩（中生界）は338個、凝灰岩（中生界）は90個、石灰岩（中生界）は145個、第三系は55個である。

試料は、精査地区と同様の分析方法及び検出限界で化学分析を行った。

2. 分析結果

統計処理は、前述のように探査精度の相違に配慮して、精査地区と概査地区は別個に実施した。分析結果一覧表を表Ⅱ-3-2（巻末）、基本統計量の一覧表を表Ⅱ-3-3（巻末）に併記されている。概査地区には中生界が広く分布するが、岩相（岩種）により地球化学的バックグラウンドは異なる可能性があると考えられるため、各岩相ごとに検討を行った。

分析を行った元素のうち、Au、Ag、Cu、Pb、Zn、K、Mgについては、第三系で低い傾向が認められる。また、Cu、Fe、Mn、Ca、Mgは流紋岩類で低く、安山岩類で高い傾向も認められる。一方、Kは流紋岩類で高く安山岩類で低い。SとCaは石灰岩で高い傾向が顕著である。Baは、石灰岩や流紋岩で低く、千枚岩～粘板岩で高い。Naは石灰岩で低い。

概査地区全体及び岩相別に作成したヒストグラム及び累積頻度曲線を図Ⅱ-3-6に併記する。Ag、Pb、Mnでは、鉱化作用を反映したと考えられる高異常値集団の存在が推定されるが、高異常値集団の個数は極めて少なく、概査地区内で鉱化作用を受けた範囲は小規模であることを示唆している。Ba、S、Na、Caでは、正規分布ではなく2つの集団から構成されるとみられるが、概査地区に広く分布する石灰岩が他の岩石と異なった地化学的特徴を持つことによると考えられる。

元素間の相関について相関係数一覧表を表Ⅱ-3-4に、代表的な元素間の散布図を図Ⅱ-3-7に併記する。

各岩石で、Cu-Zn-Fe-Mg、Mn-Ca-S及びK-Baで正の相関が認められる。

概査地区における各元素の濃度分布図を図Ⅱ-3-14～図Ⅱ-3-26に示す。濃度区分に際しては、各元素については、岩相ごとの幾何平均（ \bar{M} ）とその標準偏差値（ σ ）により区分して表した（流紋岩～石英安山岩は個数が少ないので凝灰岩と一括した。）。以下各元素ごとの特徴について述べる。

(1) Au

検出限界未満の試料が多いが、ヒストグラム及び累積頻度曲線からは、0.02g/t以上の分析値は鉱化作用を反映したと考えられる高異常値集団を構成すると推定される。イスカテベック地区では高異常値は、南西端部のラ・ルイサ鉱床、ラ・リベルラ鉱床の付近やアルモロヤ北に分布するほか、地区の北部や中央部に分布する。アパストラ地区では、

散点的に分布する。

(2) A g

ヒストグラムと累積頻度曲線から、1.5g/t前後に閾値が認められるが、それ以上の高濃度を示す試料は少ない。イスカテベック地区では、南西端部のラ・ルイサ鉱床、ラ・リベルラ鉱床の周辺及び南部に高異常値が分布する。アパストラ地区では、高異常値は南西部のごく一部に分布する。

(3) C u

ヒストグラムと累積頻度曲線から、100~200ppm前後に閾値が認められるが、高異常を示す試料は少ない。イスカテベック地区で高異常値の分布が認められ、地表における黄鉄鉱鉱染と対応している。アパストラ地区でも、イスカテベック層の分布地で高異常値が分布するが、小規模で散点的である。

(4) P b

ヒストグラムと累積頻度曲線から、80ppm前後に閾値が認められるが、高異常を示す試料は少ない。イスカテベック地区では、南西端部のラ・リベルラ鉱床の付近と、地区南東部のクルス・ブランカ周辺に高異常値が分布する。アパストラ地区では、南部に高異常値のまとまった分布が認められる。

(5) Z n

ヒストグラムと累積頻度曲線から、概査地区全体では閾値は認められないが、イスカテベック層凝灰岩では200ppm付近に閾値が認められる。高異常を示す試料は少ない。イスカテベック地区、アパストラ地区とも、高異常値の分布は散点的で、まとまりに乏しい。

(6) F e

ヒストグラムと累積頻度曲線からは、概査地区全体及び各岩相について、1~2%前後に閾値が認められる。地殻の一般の岩石のFe含有量は2~10%とされることから、低濃度側の集団が地化学的な異常と考えられる。低異常は、イスカテベック地区、アパストラ地区とも、一部で地表で珪化が観察される箇所と対応するが、散点的でまとまりに乏しい。

(7) M n

Mnはティサバタイプの鉱化作用に伴い減少する元素とされている。ヒストグラムと累積頻度曲線からは、概査地区全体及び各岩相について、400~500ppm前後に閾値が認められる。低異常は、イスカテベック地区のラ・リベルラ鉱床周辺で認められる。それ以外の低異常は、アパストラ地区のエル・ビエテ鉱床近傍などに分布するが、散点的でまとまりに乏しい。

(8) B a

鉱化作用に伴い添加されると考えられる元素であるが、ヒストグラムと累積頻度曲線は、不明瞭ながら1000ppm前後に閾値が存在すると推定される。

イスカテペック地区、アパストラ地区ともに、高異常値の分布は散点的でまとまりに乏しい。

(9) S

Sは、石灰岩で高濃度を示す傾向が顕著で、その理由は、海洋中の石灰岩の沈殿・堆積時における、微生物の作用及び化学反応が考えられる。精査地区の状況からも、熱水作用によって、Sは岩石から溶脱される可能性が考えられる。

イスカテペック地区南部のソチトラ(Xochitla)周辺で低異常が分布する。

(10) Na

精査地区内のNaは、岩種によってその濃度の変化が大きいが、概して0.08%前後に閾値が認められる。熱水作用によって溶脱する元素とされており、低濃度側が異常と考えられる。

低異常値は、イスカテペック地区のラ・リベルラ鉱床周辺及びアパストラ地区のエル・ピエテ鉱床付近など、地表の鉱微と対応するほか、イスカテペック地区南東部にまとまった低異常値の分布が認められる。

(11) K

概査地区全体のヒストグラムでは高異常側にシフトした濃度分布がみられ、試料数の多いイスカテペック層の千枚岩～粘板岩で概して濃度が高いことによると考えられる。

高濃度は、イスカテペック層で散点的に分布するのみで、まとまった分布は認められない。低濃度はラ・リベルラ鉱床付近やエル・ピエテ鉱床付近に分布する。

(12) Ca

地区全体のヒストグラムと累積頻度曲線からは、1%前後に明瞭な閾値が認められ、2つの集団が存在すると考えられる。石灰岩や石灰質千枚岩と火成岩類で、Ca分が大きく異なることによると考えられる。

Caは塊状硫化物鉱床の鉱化作用によって減少する元素とされる。低異常は、イスカテペック地区南西部のラ・リベルラ鉱床周辺で鉱化作用と対応してまとまった分布を示すが、その他は散点的である。

(13) Mg

地区全体のヒストグラムと累積頻度曲線からは、3%前後に明瞭な閾値が認められ、イスカテペック層安山岩類とその他の岩石で、Mg分が大きく異なることによると考えられる。

Mgは塊状硫化物鉱床の鉱化作用によって減少する元素とされる。低異常は、イスカテペック地区南西部のラ・リベルラ鉱床周辺で鉱化作用と対応してまとまった分布を示すほか、同地区のパロタ・ヌエバ付近やアパストラ地区のパレ・セコ周辺でまとまった分布を示す。

3. 地化学異常と鉱化作用

イスカテベック地区内で複数の元素の地化学異常が、まとまりをもって分布する地区の各元素の濃度分布状況は、以下のとおりである。

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Fe	Mn	Ba	S	Na	K	Ca	Mg
ラ・リベルラ	+	+	△	+	+	△	-	+	-	--	--	-	-
ブエナビスタ	+	△	△	△	△	△	+	△	+	△	-	△	△
アルモロヤ北	+	△	△	△	△	△	+	△	+	△	△	△	△

凡例： +：高異常
 -：低異常
 ±：高異常と低異常が分布
 △：異常なし

ラ・リベルラ周辺についてはKが低濃度であること以外は、ティサパタイプの鉱床の周辺に認められる地化学異常のパターンと共通している。Kについては、精査地区のカンボ・セコ鉱体やテウエウエトラ鉱体と同様に、鉱床の近傍で溶脱が起こった可能性が考えられる。鉱化帯が連続すると考えられる地区外西方の状況を調査したのち、再検討する必要がある。

ブエナビスタの地化学状況は、ティサパタイプのパターンと大きく異なっていること、地表で流紋岩～石英安山岩溶岩の分布が認められないこと、及びCuなどの直接鉱化に関わる元素の地化学異常が小規模であるか全く認められない。後述のよう地表で鉱化作用が認められ、旧坑もあるものの、鉱化作用は小規模であったことを示唆していると考えられる。

アルモロヤ北については、地化学パターンは、ティサパタイプの塊状硫化物鉱床を示徴するものとは考えられない。後述のように、イスカテベック層安山岩類に黄鉄鉱、黄銅鉱の小規模な鉱染が散在することと対応する。

アバストラ地区では、エル・ビエテ鉱床とソカポステック周辺で複数の元素の地化学異常の重複が認められる。それらの箇所の各元素の濃度分布状況は、以下のとおりである。

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Fe	Mn	Ba	S	Na	K	Ca	Mg
エル・ビエテ	△	△	△	△	△	△	-	△	△	-	-	△	-
ソカポステック	△	△	△	+	△	△	+	△	+	△	△	△	--

凡例： +：高異常
 -：低異常
 △：異常なし

エル・ピエテ鉱床付近の地化学異常の分布は、極めて小規模で、各元素の低濃度側の異常が際だっている。エル・ピエテ鉱床で珪化が強く、造岩鉱物が珪化石英によって置換されたことによると考えられる。付近にAu、Agの高異常が認められないことから、鉱化作用は小規模であったと推定される。

ソカボステック周辺の地化学異常は、Pbの高異常が広く分布すること、及び黄鉄鉱の鉱染が観察されることから、鉱化作用によるものと推定される。ただし、地化学異常のパターンはティサパタイプの塊状硫化物鉱床で見られるものとは大きく異なる。地質状況からも、ティサパ鉱床やカンボ・セコ鉱床などでみられるような流紋岩～石英安山岩が分布しないことから、ティサパタイプの塊状硫化物鉱床の鉱化を示徴するものとは考えられない。

3-2-2-4 鉱化作用

A. イスカテベック地区

本地区には、南西部に塊状硫化物鉱床のラ・ルイサ鉱床とラ・リベルラ鉱床が分布する。これらの坑内図を図II-3-31及び図II-3-32に示す。イスカテベック層の流紋岩の火成活動に関連した鉱化作用によるものと推定される。

また、北東部のブエナビスタ付近には、黄鉄鉱鉱染を伴う小規模な旧坑があり、第三紀の流紋岩などの貫入岩の活動に関連した鉱化作用を受けているものと推定される。

1. ラ・ルイサ 鉱床

【位置】

地区南西部、ラ・トリニダ(La Trinidad)南方約600m、標高約1,100m付近。

【沿革】

タ・トリニダの住人の談によれば、1900年頃に開山し、米国人によって稼行された。1910年頃休山したとされる。

【現況】

旧坑が1箇所現存し、S10Eに向けて掘られており、約50m入坑可能である。坑口前には約1000m³の廃石が残存している。

その北東方約200mの地点に小規模な立坑の跡があるが、廃石はほとんど見られない。

【地質及び鉱床】

付近の地質はイスカテベック層の流紋岩と千枚岩からなる。地層の一般的走向はNW-SE、傾斜はSWに25°～60°である。

鉱床の母岩は流紋岩で、同岩は鉱床付近で珪化が著しく黄鉄鉱鉱染も認められる。また、坑内の試料では緑泥石が多く検出され、北東の立坑の試料では絹雲母が多く検出される。

鉱床は、流紋岩中の剪断帯に沿った塊状硫化物鉱床で、一部は細脈状をなす。鉱体の主

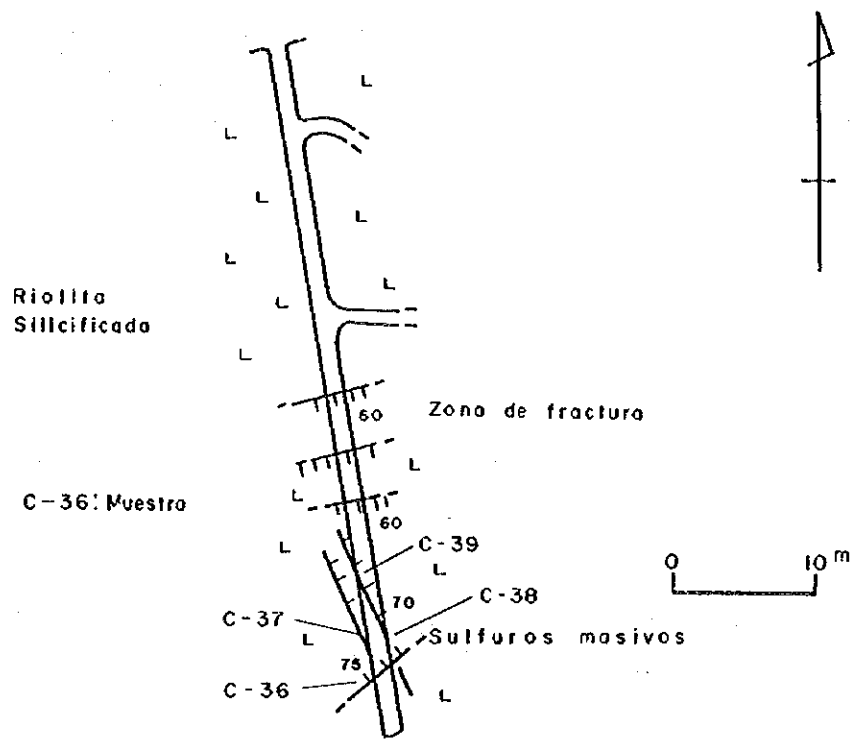


図 II - 3 - 31 ラ・ルイサ鉱床坑内図

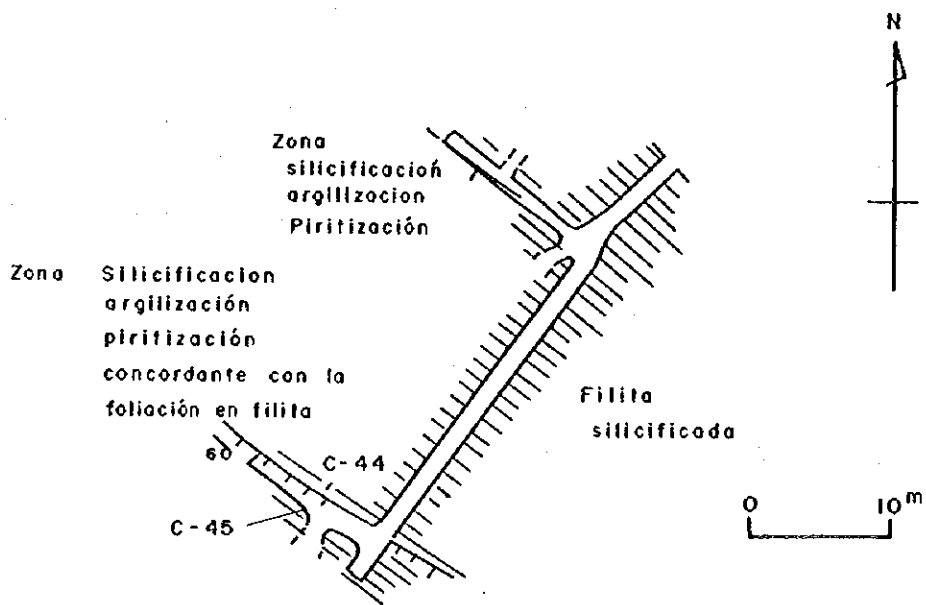


図 II - 3 - 32 ラ・リベルラ鉱床坑内図

要な方向はN70E60S, N15W70E, N20E75Wなどで、地層の層理や葉理と必ずしも調和しない。坑内で見られる鉱体の幅は、最大30cmで膨縮が著しい。東に分岐する坑道の状況や廃石量が比較的多いことから、鉱床の主要部は坑口の南東方に賦存したと推察される。鉱石は、黄鉄鉱と黄銅鉱を主体とし、時に閃亜鉛鉱を伴う。二次鉱物として銅藍と輝銅鉱が見られることがある。脈石は石英からなる。鉱石の分析値は、Au \leq 0.8g/t、Ag \leq 32g/t、Cu \leq 0.4%、Pb \leq 0.1%、Zn \leq 0.2%である。

2. ラ・リベルラ 鉱床

【位置】

地区南西部、ラ・トリニダの約500m西方。

【沿革】

La Trinidadの住人の談によれば、1890年頃に開山し、一時はかなりの盛況をみたものごとであるが、1910年頃休山したとされる。

【現況】

旧坑が2箇所現存するが、下流側の旧坑は崩壊により入坑不能である。上流側の旧坑はm入坑可能である。同坑口の南には約300m³の廃石が残存している。

【地質及び鉱床】

付近の地質はイスカテペック層の流紋岩と千枚岩からなる。地層の走向はNW-S E、傾斜はSWである。

鉱床の母岩は千枚岩で、同岩は鉱床付近で珪化及び白色変質が著しい。坑内の試料ではカオリンが検出される。

鉱床は、千枚岩の葉理に調和的な塊状硫化物鉱床である。坑内に現存する鉱体の幅は、10cm前後であるが、採掘跡の形状から推定すれば、富鉱部ではそれ以上と考えられる。鉱石は、黄鉄鉱を主体とし、時に閃亜鉛鉱を伴う。鏡下では黄銅鉱や方鉛鉱が認められる試料もある。脈石は石英からなる。今回採取した鉱石の分析値は、Au \leq 5.0g/t、Ag 15~101g/t、Cu \leq 0.5%、Pb \leq 3.1%、Zn \leq 0.2%である。

3. フェナピスタ 鉱床

(エル・レトルノ (El Retorno) 鉱床)

【位置】

地区北東部のフェナピスタ北。

【沿革】

不明。

【現況】

旧坑が2坑残っている、1坑はS10°Wに向けて掘削されており約100mの入坑が可能であ

る。残る1坑は西に向けて掘削されており約20mの入坑が可能である。

【地質を及び鉱床】

付近の地質は、イスカテベック層の安山岩類と千枚岩、流紋岩貫入岩からなる。

鉱床は安山岩類と流紋岩貫入岩の接触部付近の鉱染帯である。露頭で観察できる箇所では、N25~50°E、45~60°NW傾斜の鉱染帯である。鉱石鉱物は黄鉄鉱からなり、脈石は石英からなる。鏡下では微量の閃亜鉛鉱が認められることがある。今回採取された鉱石片4試料の分析値は、概略Au <0.03g/t, Ag 0.5~1.4g/t, Cu≤0.01%, Pb≤0.01%, Zn≤0.01%と低品位である。

4. その他の鉱化帯

地区南西部のヌエボ・レオン(Nuevo Leon)など、ソチトラ断層付近とその南西側では、ラ・ルイサ鉱床とラ・リベルラ鉱床の付近以外でも、イスカテベック層千枚岩中の随所に黄鉄鉱の鉱染が観察される。

また、地区北部、アルモロヤ北、チノ山及びエル・クルステルでは、イスカテベック層安山岩類中に黄鉄鉱と黄銅鉱の細脈が観察されるがCu <0.5%と低品位である。地区北東部のエル・テスカルでは、イスカテベック層の千枚岩及び凝灰岩中の断裂帯に沿った黄鉄鉱の鉱化が認められる。

8. アバストラ地区

本地区には、休止鉱山は、アバストラ南方にエル・ピエテ鉱床が分布するのみである。そのほかの鉱化帯としては、南部の第三紀層の分布域に黄鉄鉱鉱染が観察される。

1. エル・ピエテ鉱床

【位置】

本地区中央部の、プエルト・ラス・クルセスの東。

【沿革】

詳細な沿革は不明である。かつて金を対象に探鉱及び採鉱されたが、低品位のため休止した模様である。

【現況】

東方に向けて掘削された旧坑が1坑残っており、約30mの入坑が可能である。植生により、正確な廃石量は不明である。

【地質を及び鉱床】

付近の地質は、イスカテベック層の千枚岩と、アヨトチ安山岩類に対比される安山岩と火砕岩からなる。鉱床は安山岩と火砕岩からなるドーム状小丘の西側に胚胎する。

鉱床は強珪化した火砕岩中の断層に沿った鉱染帯と鉱脈である。坑内では、N70°E、70~

80°NW傾斜の2条の断層が東西に雁行し、これらの断層が鉱脈をなす。鉱脈と母岩の境界は不明瞭である。今回坑内で採取した鉱石片は主として石英からなり、鏡下観察では、黄鉄鉱と、時に微量の黄銅鉱または白鉄鉱が認められる。採取された鉱石片2試料の分析値は、概略Au < 0.01g/t, Ag ≤ 0.2g/t, Cu < 0.01%, Pb < 0.01%, Zn < 0.01%と低品位である。

2. その他の鉱化帯

地区南部のセロ・エル・コロナ(C. La Corona)では、ティルサポトラ流紋岩類に黄鉄鉱の濃集部が観察される。また、地区南部のサカポステック(Zacapostec)周辺ではイスカテベック層の火砕岩や安山岩類の中に黄鉄鉱鉱染が観察される。

3-3 考察

当調査地域北方には、ティサパ鉱床、サンタ・ロサ鉱床、アスラケス鉱床はじめ、多くの塊状硫化物鉱床が分布する。本調査地域はこれらの鉱床が胚胎される二疊系～白亜系の変成岩類が広く分布する地域にあたる。これらの鉱床を含め、カンボ・モラド鉱床、レイ・デ・プラタ鉱床などの塊状硫化物鉱床近傍には、フェルシクな火山岩を起源とする岩石がすべて分布しており、これらの火成活動と塊状硫化物鉱床は密接な関係を有していると判断される。

また、ティサパ鉱床やサンタ・ロサA鉱床などは二疊系～白亜系に対比されるタスコ片岩類中に胚胎しているが、本地域の鉱床は層準的にはその上位の白亜系中に胚胎しており、母岩の変成度が弱い。ティサパ鉱床からサンタ・ロサ鉱床、カンボ・モラド鉱床及びカンボ・セコ鉱床と南方向に行くに従い、鉱床の生成時期がやや新しくなると推定される。

本調査地域には、白亜系のイスカテベック層の粘板岩、千枚岩などの弱変成岩類が広く分布している。

精査地区であるカンボ・セコ地区には、これらの岩石以外に流紋岩～デイサイト溶岩及び火砕岩が分布し、カンボ・セコ鉱体及びテウエウエトラ鉱体はこの変流紋岩類が卓越している層準の最上部に鉱体は賦存している。また、これらの流紋岩類の多くの部分は白色化変質及び珪化変質が認められるほか、部分的にゴッサンが認められ、黄鉄鉱などの硫化物が存在したことを示している。よって、これらの変流紋岩類を生成した火成活動とカンボ・セコ精査地区の塊状硫化物鉱床とは密接な関係を有していると考えられる。

概査地区のイスカテベック地区の地区南西端部には、ラ・リベルラ鉱床及びラ・ルイサ鉱床がある。ラ・リベルラ鉱床の坑内では、イスカテベック層の千枚岩～粘板岩の地層に規制された鉱床賦存状況が観察される。一方、ラ・ルイサ鉱床坑内では、鉱体はイスカテベック層の流紋岩中に塊状鉱体として認められるが、鉱体は断裂帯に規制された形状をしている。これら2鉱床はCampo Morado鉱床の連続帯に地域的にも属し、鉱床近傍には関係火成岩の可能性のある流紋岩が分布しているほか、地表の一部は珪化変質及びゴッサンが

認められ、塊状硫化物鉱床胚胎のポテンシャルの高い地区と判断される。

概査地区内には、プエナピスタ鉱床及びエル・ビエテ鉱床などの鉱脈型鉱床も認められたが、鉱石の分析結果及び地表の地質状況から判断すると、鉱脈及び鉱化帯は小規模であると判断される。

また、地質調査と並行して行った地化学探査結果では、カンボ・セコ地区では鉱体付近では、Auの異常値が認められたが、他の元素においてはAg, Cu, Pb, Zn, Sなどの直接鉱化作用を示すと考えられる元素の添加が認められず、むしろ溶脱している。これらの結果については不明な点が多く、再検討を要すると考えられる。

一方、同位体組成の測定により、鉱床胚胎層準の特定などの探査指針が得られる可能性を検討した結果、海水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ である0.708を基準にして、これよりも重い値を示す片堆積岩は、鉱床に対し空間的に近づくほど、鉱石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の値である約0.712に近い値を示すものと考えられる。

第4章 物理探査

4-1 調査方法

物理探査は、カンボセコ地域における深部の比抵抗構造を明らかにし、室内試験の結果と併せて、地質構造を解釈するために必要なデータを取得することを目的として、アレイ式CSAMT法を行った。

1. 調査内容

調査内容は下記のとおりである。図II-4-1に調査範囲図を示す。

・アレイ式CSAMT法

測線数 : 15 測線

測線 A、B、C、D、E、F、G、H、I、J、K、L、M、N、O

測線長 : 全測線 1,000m/測線、 延べ測線長 : 15.0 km

測定点数 : 10点/測線、 延べ測点数 : 150点

測線方向 : 全測線 N51° E

・物性測定（室内試験） : 比抵抗測定 57個

4-1-1 測定方法

1. 測線設定、測量

測線の設定は、上述のとおりである。図II-4-2に測線及び測点位置図を示す。

テウエウエトラ鉱床ボーリングサイトの真北25mの地点に基点を置き、この基点から140m間隔でN方向に10点、S方向に4点の準基点を設定した。各測線の設定は、この準基点より展開した。測量は、ポケットコンパス及びエスロンテープを使用し、全測線について東より1~10の測点を設定した。また、電流電極は、調査地域の南南東約6.5kmのバルサス川の川岸沿いに約1.7kmに渡り敷設した。

2. 測定方法

CSAMT法は、1.5~2.0km長の電流双極子より可聴周波数領域の電流を大地に流し、この電流双極子と平行な電場E及びそれに直交する磁場Hを測定し、地下の比抵抗分布を求める方法である。

CSAMT法の測定方法の概略を図II-4-3に示す。送信部と受信部の距離は、受信部において平面電磁波の仮定が近似的に成立すると考えられる表皮深度(δ : skin depth)の3倍(3δ : 通常4~8 km)以上にする必要がある。これより送信部に近い領域はnear fieldと呼ばれ、この領域では平面電磁波の仮定が成立せず、データの解析が困難となる。表皮深度は、均質な大地(比抵抗 ρ)に入射した電磁波が $1/e$ (37%)にまで減衰す

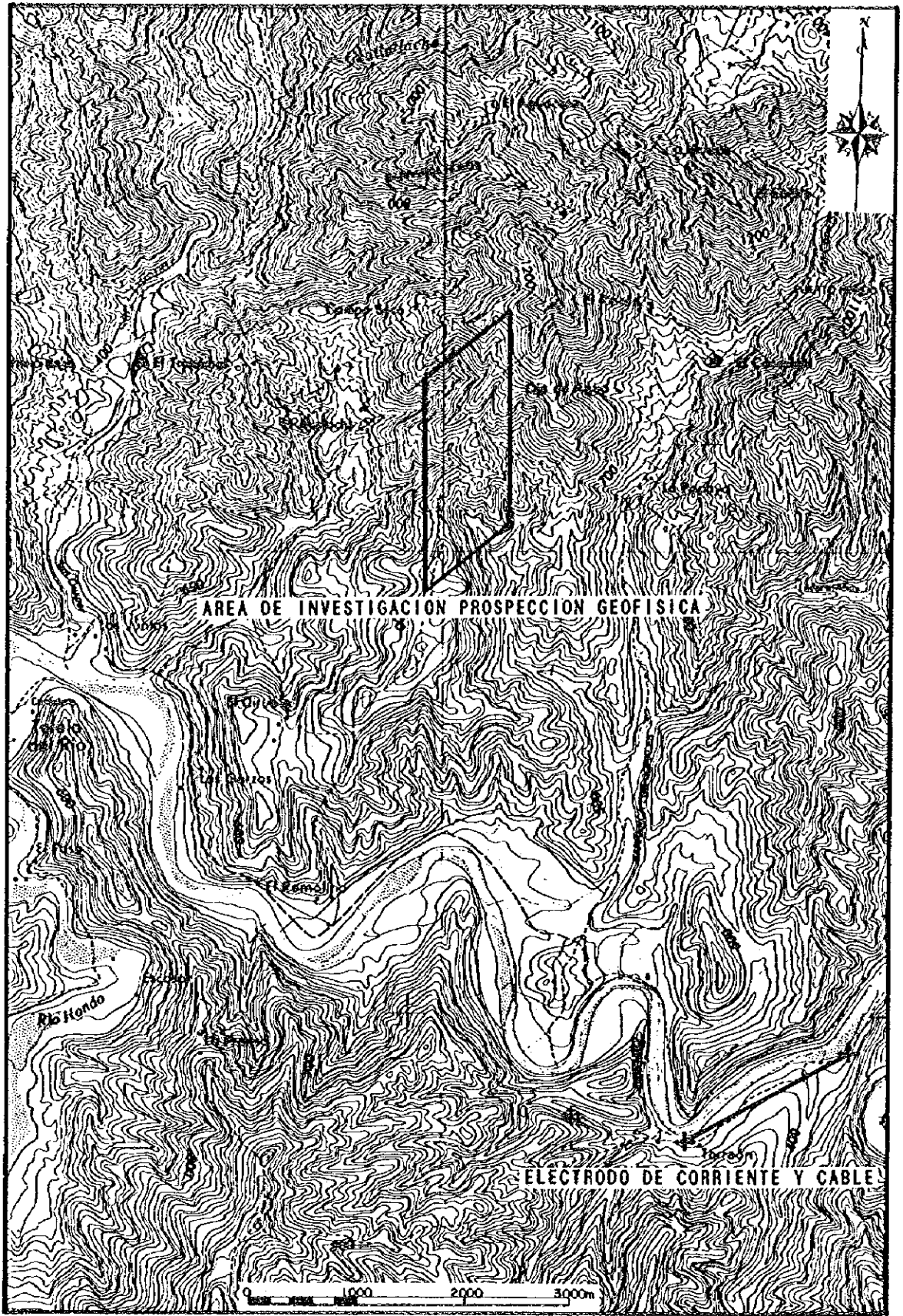


图 II - 4 - 1 物理探查調查範圍圖

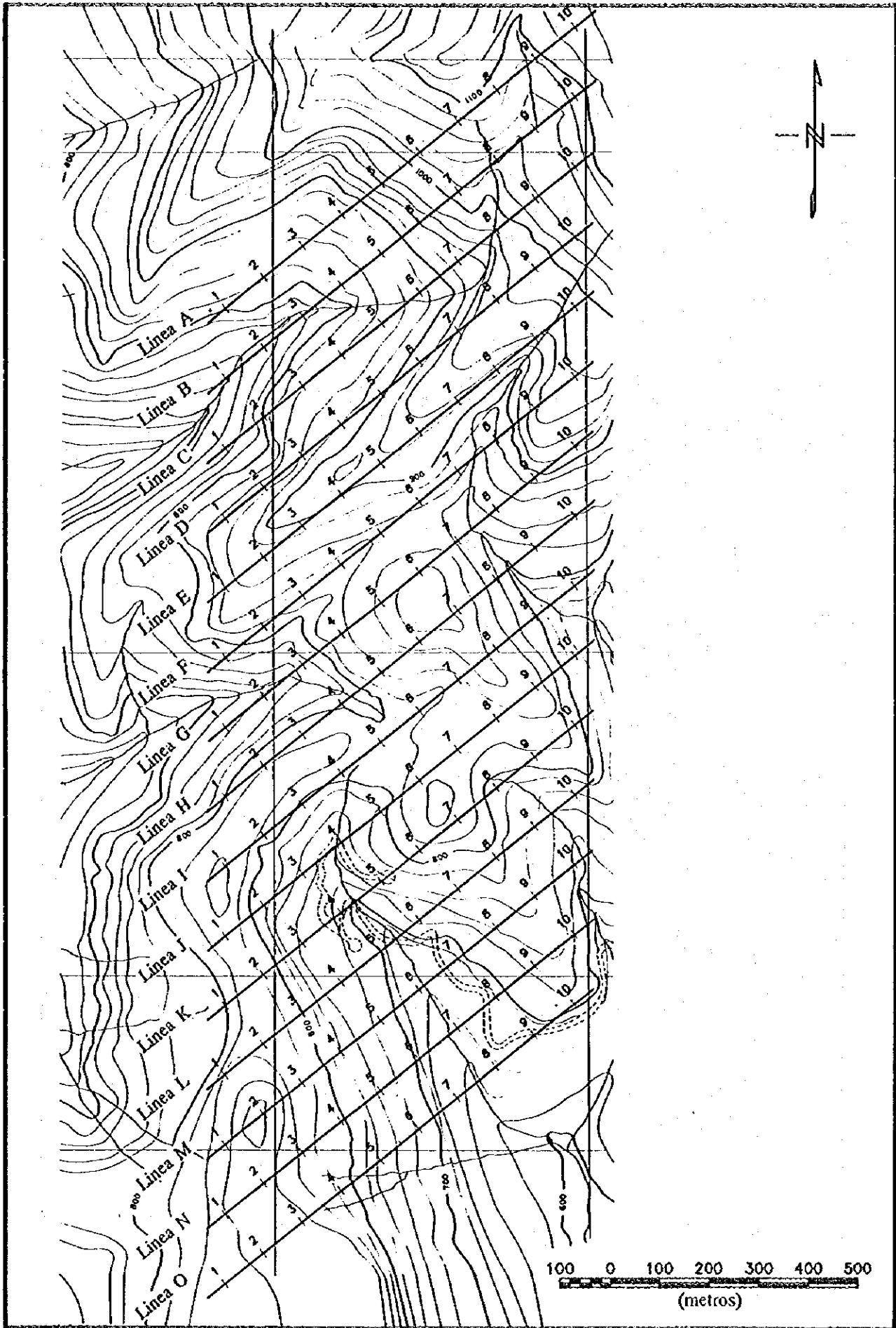


图 II - 4 - 2 物理探查测线及测点位置图

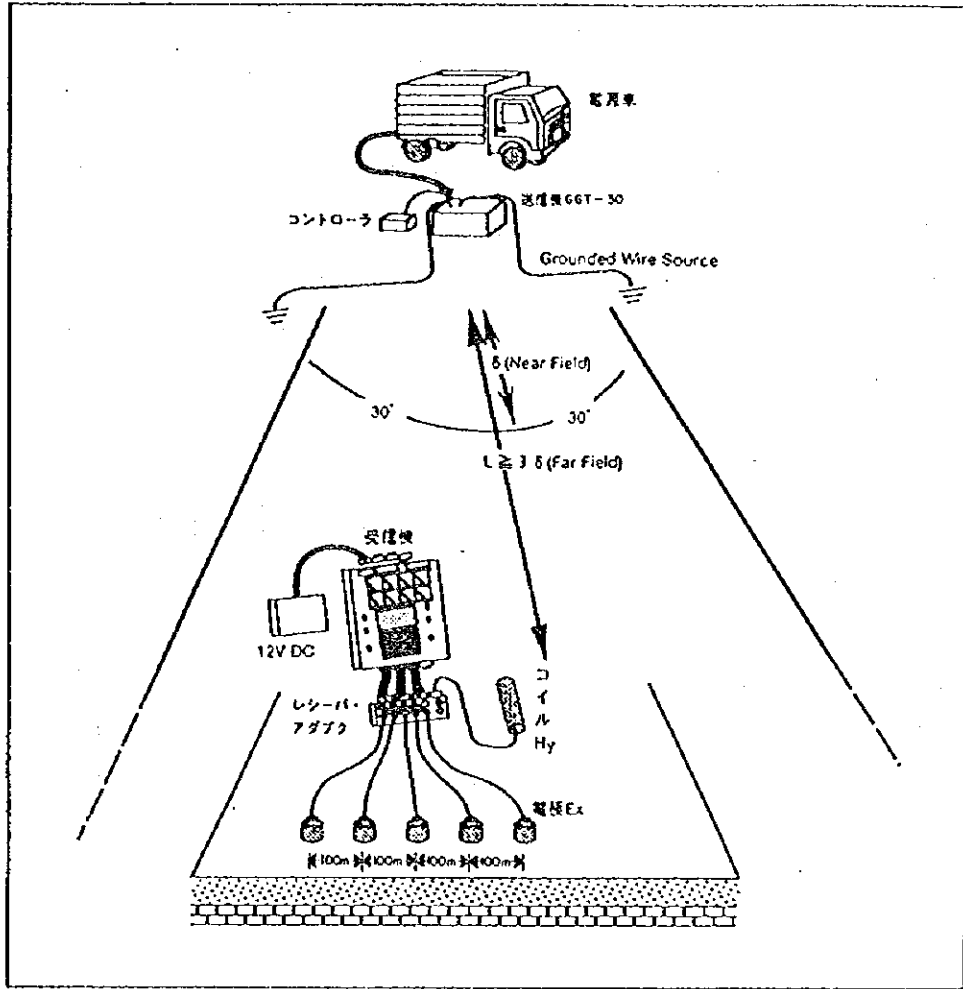


図 II - 4 - 3 CSAMT法の測定概念図

る深度で、調査深度の日安として利用される。

表皮深度は次の式により与えられる。

$$\delta = 503 \left| \frac{\rho}{f} \right|^{1/2} \dots\dots\dots (1)$$

δ : skin depth

ρ :均質媒質の比抵抗($\Omega \cdot m$)

f:周波数(Hz)

(1)式から明らかに表皮深度は周波数と比抵抗の関数であり、高比抵抗地域では near field の影響を軽減するために、送受信間距離を十分に離すことが必要になる。

流電電極には銅網電極を使用し、接地抵抗の低下に努めた。また、S/N比を上げるため、送信機の最大出力を越えない範囲で各周波数での最大送信電流を設定し、送信した。送信電流の周波数は、4,096, 2,048, 1,024, 512, 256, 128, 64, 32, 16, 8, 4, 2及び 1Hzの13周波数である。

電界の測定には、電位電極としてステンレス棒を使用した。また、磁界の測定には誘導コイル磁気アンテナを使用し、電界ダイポールから約10m離し、受信ダイポールと直交する方向に設置した。

電界と磁界の信号は受信機内で処理され、電界強度、電界位相、磁界強度、磁界位相、見掛比抵抗及び位相差が算出される。これらのデータは、受信機のディスプレイに表示され、アンプゲイン、スタッキング回数等の測定条件とともにメモリーに記録される。

本調査では各周波数について3回以上の測定を行い、再現性のあるデータ取得に努めた。

3. 測定装置及び機材

測定に使用した装置及び機材を 表 II-4-1 に示す。

4-1-2 解析方法

本調査で実施したCSAMT法の解析手順を 図 II-4-4 に示す。

CSAMT法調査において、near fieldの影響を避けるためには送受信間距離を表皮深度の3倍以上離す必要がある。しかし、現実には調査地の平均的な比抵抗を事前に把握するのは困難であり、また S/N比の制約により流電電極をあまり遠くに設定できない。

本調査では、near fieldの影響をできるだけ軽減するために、調査地区中央から約 6.5km離れた場所に流電電極を設置した。

受信機に記録したデータから、電界、磁界、位相差のそれぞれの平均値及び見掛比抵抗

表Ⅱ-4-1 CSAMT法の測定装置及び機材一覧表

種類	名称	仕様	数量
送信機システム	ソング社製 GGT-30型 トランスミッター	出力電圧：50~1000V 出力電流：0.5~45A 出力波形：矩形波 出力周波数：1/1.024~8.192Hz 重量：93kg	1台
	ソング社製 XMT-16型 送信制御器	制御周波数：1/1.024~8.192Hz 重量：5.8kg 電源：12Vバッテリー	1台
エンジン付 発電機	ソング社製 ZMG-30型 発電機	最大出力：32KW 周波数：400Hz 定格電圧：120/208V エンジン：4気筒空冷	1台
受信機システム	ソング社製 GDP-16型 レシーバー	信号入力：8チャンネル 受信周波数帯域：0.001~8KHz 受信電圧感度：0.03μV メモリー：896Kbyte I/O:RS232-C A/D:16bit 重量：23kg 電源：12V内部バッテリー	1台
	テクトロニクス社製 212型 オシロスコープ	感度：1mV/div~50V/div 電源：12Vバッテリー 重量：1.6Kg	1台
	ソング社製 ANT/1B型コイル	周波数特性：FC=1.1Hz 全長：61cm 直径：110mm 重量：4.5Kg	1台
電極	電流電極	銅網	1式
	電位電極	ステンレス棒電極	33本
電線	藤倉電線㈱ (受信) 京三電線㈱ (送信)	VSF×1.25mm ビニール電線 CVV1×3.5mm ビニール電線	3,000m 2,000m
測量機材	牛方ポケットコンパス 100mエスロン間縄		2台
トランシーバー	KENWOOD㈱TH-42	出力：4.5W	4台

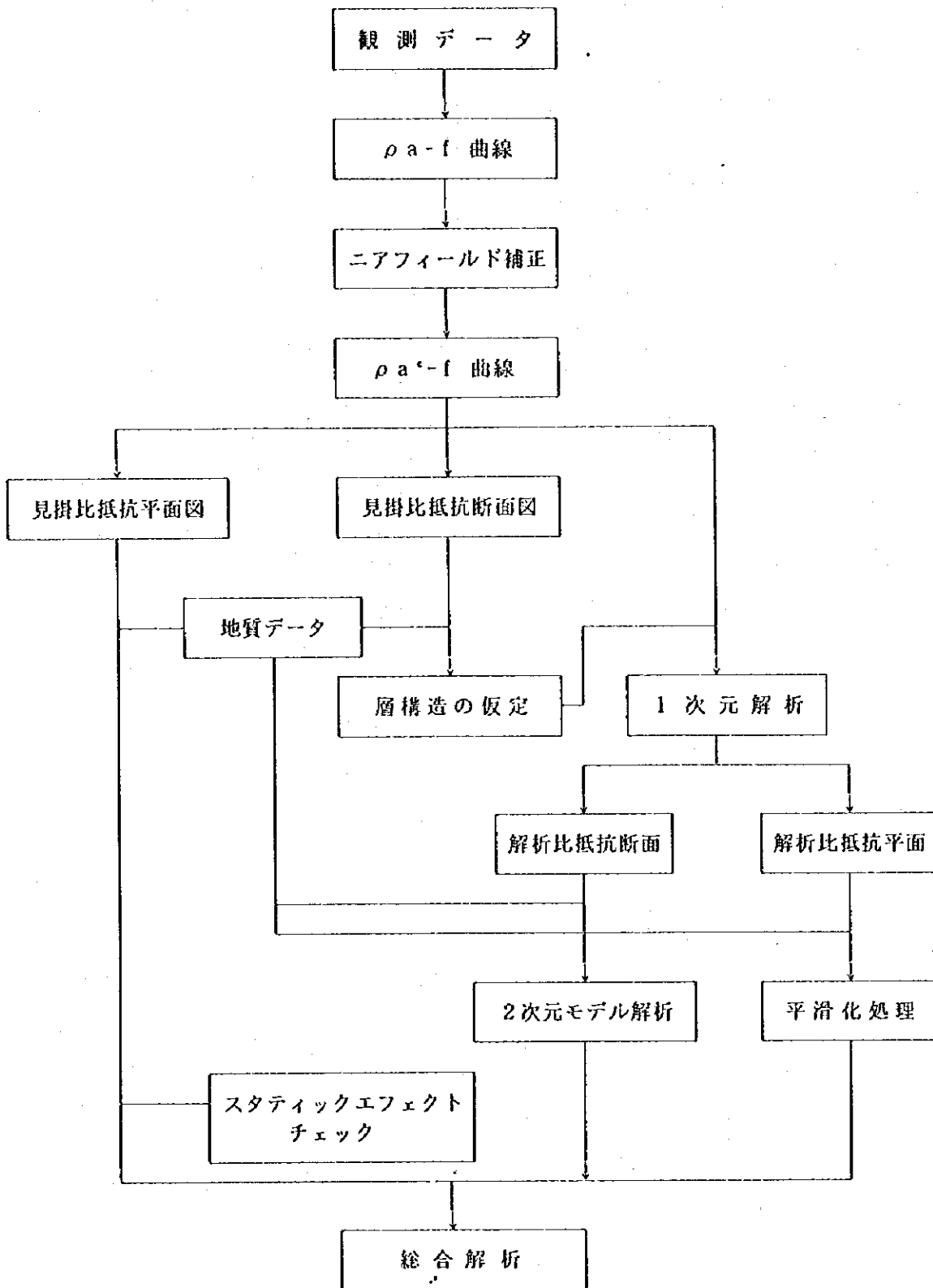


図 II-4-4 CSAMT法の解析フローチャート

値が計算される。見掛比抵抗値の計算式としては、通常のMT法で用いられる次式を適用した。

$$\rho_a = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \dots\dots\dots (2)$$

- ρ_a : 大地の見掛比抵抗 ($\Omega \cdot m$)
- f : 流電電極の周波数 (Hz)
- E_x : 電界 ($\mu V/m$)
- H_y : 磁界 (γ)

この見掛比抵抗値を用いて、各周波数ごとに見掛比抵抗平面図を作成した。

見掛比抵抗断面図は、測線ごとに見掛比抵抗値を周波数の高い方から順に上から下へ等間隔に記入し、等見掛比抵抗線を描いたもので、縦軸と深度は一対一に対応するものではなく一種の擬似断面図である。

観測された見掛比抵抗値は、表皮深度までの比抵抗情報を含んでいると考えられる。適正な比抵抗モデルを得るために、地下構造を水平多層構造と仮定して1次元解析を実施した。

(1次元多層構造解析)

解析には、明らかにノイズの影響を受けていると考えられるものについては除外した。解析は水平多層構造の層数、層厚及び比抵抗値をパラメーターとし、初期モデルについて後述の(3)式~(8)式に基づいて $\rho_a - f$ 曲線を計算し、観測値から得た $\rho_a - f$ 曲線に近づくようにパラメーターを修正する対話型シミュレーション手法により行った。

以下に、水平多層構造モデルの場合のCSAMT法の $\rho_a - f$ 曲線の計算法について述べる。

($n + 1$) 層水平多層構造 (各層の比抵抗値が $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n, \rho_{n+1}$) 各層の下底面の深度が z_1, z_2, \dots, z_n に対する表面インピーダンス ($Z(z_0)$) は、次式で表される。

$$Z(z_0) = \frac{E_x}{H_y} \Bigg|_{z=z_0} = \frac{i\omega(A_0 + B_0)}{D_0(A_0 + B_0)} \dots\dots\dots (3)$$

ここで

$$A_0 + B_0 = A_1 + B_1 \quad \text{----- (4)}$$

$$\begin{aligned} \theta_0 (A_0 - B_0) &= \theta_1 (A_1 + B_1) \\ A_1 \exp(-\theta_1 z_1) + B_1 \exp(\theta_1 z_1) \\ &= A_{j+1} \exp(-\theta_{j+1} z_j) + B_{j+1} \exp(\theta_{j+1} z_j) \\ \theta_j [A_j \exp(-\theta_j z_j) - B_j \exp(\theta_j z_j)] \\ &= \theta_{j+1} [A_{j+1} \exp(-\theta_{j+1} z_j) + B_{j+1} \exp(\theta_{j+1} z_j)] \\ &\quad (j = 1, 2, \dots, n) \end{aligned} \quad \text{----- (5)}$$

$$A_n = \frac{\theta_{n+1} + \theta_n}{2\theta_n} \exp[-(\theta_{n+1} - \theta_n)z_n]$$

$$B_n = \frac{\theta_{n+1} - \theta_n}{2\theta_n} \exp[-(\theta_{n+1} + \theta_n)z_n] \quad \text{----- (6)}$$

ここでは cgsemu 単位系を用いており、 θ は波数である。

$$\begin{aligned} \theta_j &= \left(\frac{4\pi i \omega}{\rho_j} \right)^{1/2} \quad (j = 1, 2, \dots, n) \\ \omega &= 2\pi f \end{aligned}$$

一方、 $1\text{mV/Km} = 1\text{emu}$ 、 $1\Omega \cdot \text{m} = 10^{11}\text{emu}$ 、 $1\gamma = 10^{-5}\text{emu}$ なる関係より、(2)式で示した見掛比抵抗計算式を cgsemu 単位系で表現すると次式のようなになる。

$$\rho_a = \frac{2}{f} \left| z_{(0)} \right|^2 \quad [\text{e. m. u.}] \quad \text{----- (7)}$$

よって (3)~(6)及び(7)式より、見掛比抵抗 ρ_a が求まる。 ρ_a の単位を $\Omega \cdot \text{m}$ とする場合の表現式は次式となる。

$$\rho_a = \frac{2}{f} \left| z_{(0)} \right|^2 / 10^{11} \quad [\Omega \cdot \text{m}] \quad \text{----- (8)}$$

(2次元構造解析)

解析は1次元解析比抵抗断面図を初期モデルとして、有限要素法により各測点で13周波数の見掛比抵抗値を計算して得られた見掛比抵抗断面図を、観測値から得られた見掛比抵

抗断面図に近づくような比抵抗モデルの分布域及び比抵抗値を修正した。

MT法 (Magnetotelluric method) のような平面波ソースの場合、走向方向に場が変化しない2次元構造を仮定すると、マクスウェルの方程式は、TMモード及びTEモードの2つに分けられる。本調査の2次元モデル計算は、電界を測線方向に測定しているので、TMモードでの解析となる。

4-2 調査、解析結果

4-2-1 調査結果

各測点において4,096Hzから1Hzまでの13周波数においてデータを取得したが、ここでは4,096Hz、64Hz及び2Hzの見掛比抵抗平面図を図II-4-5～図II-4-7に示す。一方、見掛比抵抗断面図についてはカンボセコ鉱床近傍を通る測線B、テウエウエトラ鉱床直上を通る測線K及びこれら両測線の間際に位置する測線Fについて図II-4-8～図II-4-9に示す。その概要を以下に述べる。

1. 見掛比抵抗平面図

(1) 4,096 Hz

全般的に $200 \sim 500 \Omega \cdot m$ の比抵抗分布域が広範囲に分布する。調査地域北側及び中央部の東西方向、南北方向に $50 \sim 200 \Omega \cdot m$ の比抵抗分布域が帯状に見られるが、これらは沢沿いに分布しており地表付近の伏流水の影響の可能性が考えられる。また、調査地域南西部には $500 \sim 1,000 \Omega \cdot m$ の高比抵抗域が南北方向に分布しており、概ね流紋岩 (貫入岩) 及び変流紋岩の分布域に対応している。

(2) 64 Hz

4,096 Hzに比較して、 $200 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗分布域が縮小し、調査地域北西部に点在する他、同中央部東側に南北方向に帯状に、また測線Oの測点5より測線Iまで帯状に延びる地域に限定される。この高比抵抗帯は、流紋岩 (貫入岩) と千枚岩の境界部に位置する。 $50 \sim 100 \Omega \cdot m$ の比抵抗分布域が全体的に広がり、 $20 \sim 50 \Omega \cdot m$ の局所的な低比抵抗分布域が点在する。この低比抵抗部は千枚岩の分布域に対応する。

(3) 2 Hz

$200 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗域は、測線Cの測点1付近よりNW-SE方向に測線Mの測点10まで続き、64Hzの見掛比抵抗分布図のものより連続性が見られる。また、前記周波数において調査地域南部に見られた南北方向の帯状の高比抵抗帯は、同様の規模の分布域を示す。一方、 $20 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯が、調査地域北東部、南東部及び測線D-2付近に点在している。

2. 見掛比抵抗断面図

(1) 測線B

測線西側では各周波数において $100\sim 200\Omega\cdot m$ のほぼ一様な見掛比抵抗値を示す。測線東側の高周波数帯で $200\Omega\cdot m$ 以上の高比抵抗値を示し、低周波数帯ほど見掛比抵抗値の低下が見れる。測点7の低周波数帯では $10\Omega\cdot m$ 以下の局所的な低比抵抗域が見られる。この測点の東南東約75mの付近にカンボセコ鉱床が位置する。

(2) 測線F

測線西側では周波数の低下にともない見掛比抵抗値も低下する傾向が見られ、測点2、3については、 $50\Omega\cdot m$ 以下の低比抵抗域が高周波数帯より認められる。測線東側は周波数の低下にともない見掛比抵抗値が高低高と変化する傾向が見られる。

(3) 測線K

高周波数帯では、 $200\Omega\cdot m$ 以上の高比抵抗値が全体を占め、測点3、4、9については低周波数帯までこの傾向が続く。その他の測点については周波数の低下とともに見掛比抵抗値も低下する。測点2と3、4と5、8と9の間で見掛比抵抗値の急変化部が見られる。測点4と5の中間点は、テウエウエトラ鉱床露頭部に位置する。

3. 物性測定結果

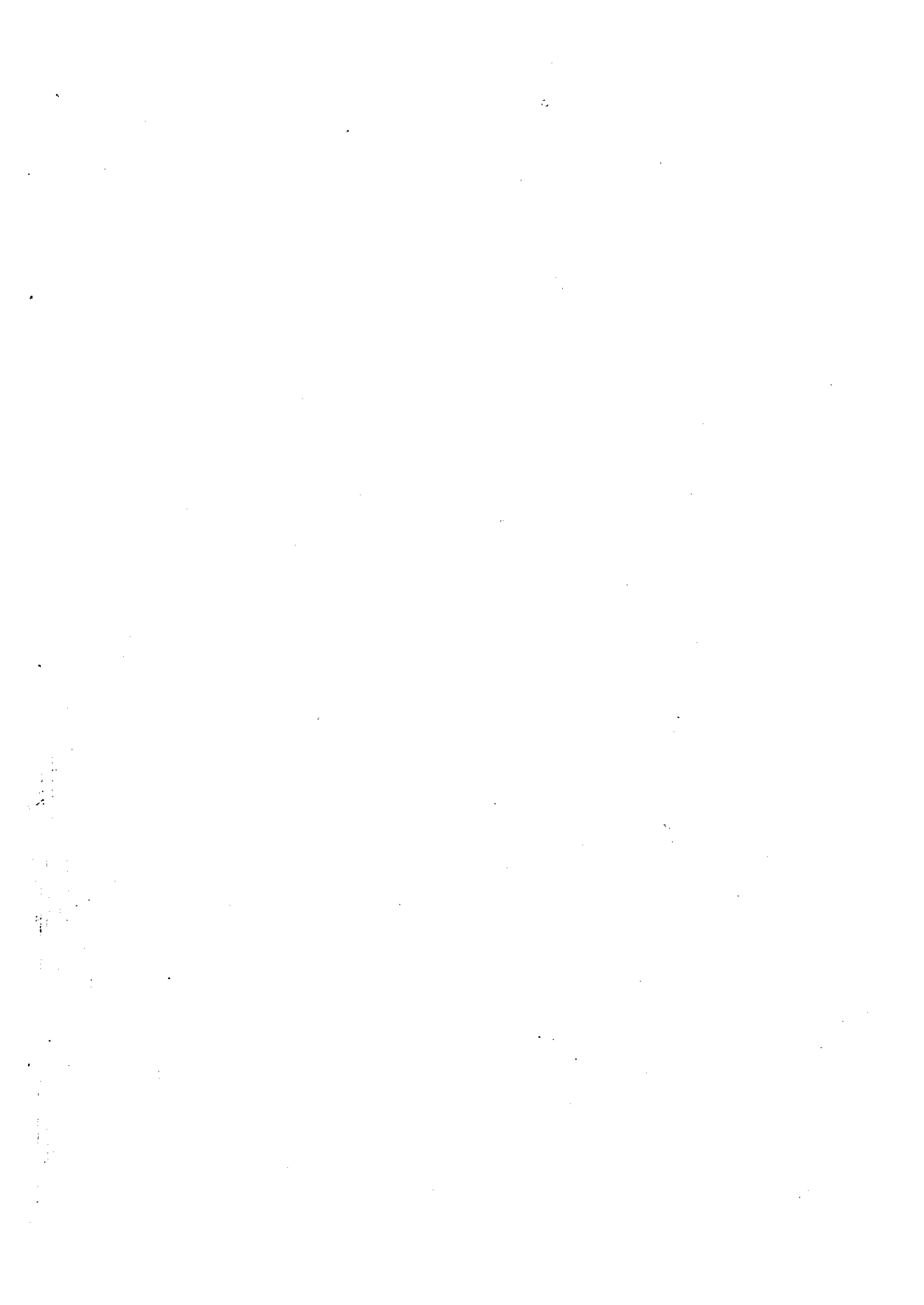
物理探査調査地域及びその周辺から計55個の岩石資料を採取し、整形、浸水した後室内において比抵抗測定を行った。その結果を表II-4-2の物性測定結果一覧表に示す。(サンプル位置図参照。)

岩種別の比抵抗レンジ確認のため、岩石と比抵抗の関係図を作成した。これを図II-4-10に示す。さらに地質及びサンプリング位置図を参考に、かつ各岩石資料の性状を十分考慮しつつ各地層毎の特徴(無変質あるいは変質時の比抵抗の変化)の抽出に努めた。ただし、本測定値は野外調査におけるそのものとは本質的に異なる部分もあるので、野外測定の結果解析にそのまま用いるには問題がある。

上記の検討結果を以下に述べる。

1) 各種岩種別の比抵抗のレンジは岩石比抵抗対比表に見られるように一部の例外を除きI~IVのグループに大別することができる。

2) Iグループ: どの岩種においても珪化を受けた岩石は一般に $900\Omega\cdot m$ 以上の高比抵抗を示す。特に珪岩及び変安山岩(珪化)は極めて高い値を示す。珪化を受けた地層は高比抵抗値で互いにオーバーラップしているのでその分類は難しいが、地表変質を基に珪



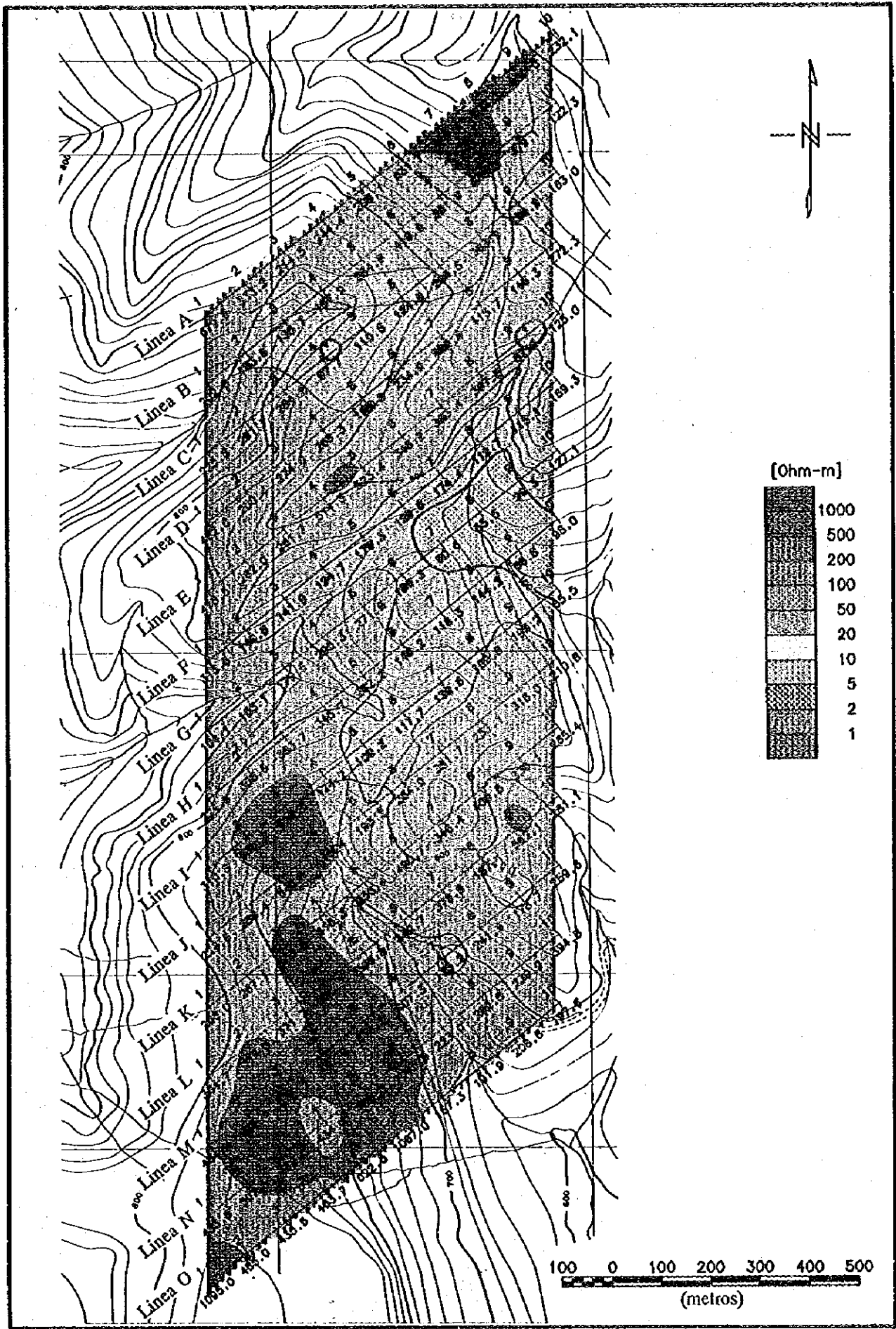


圖 II - 4 - 5 見掛比抵抗平面圖 (4.096 Hz)

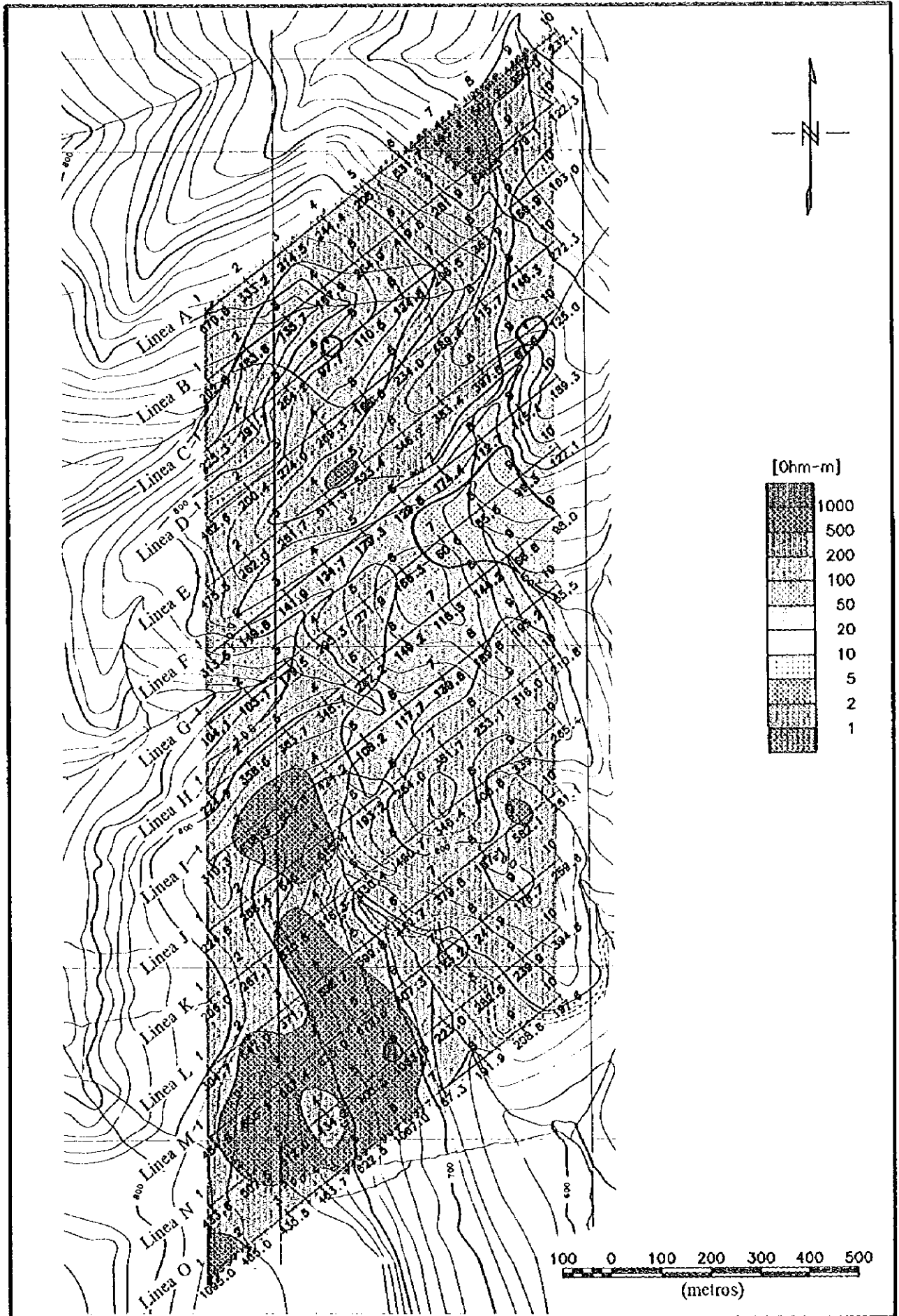


图 II - 4 - 5 見掛比抵抗平面図 (4,096 Hz)

0

0

0

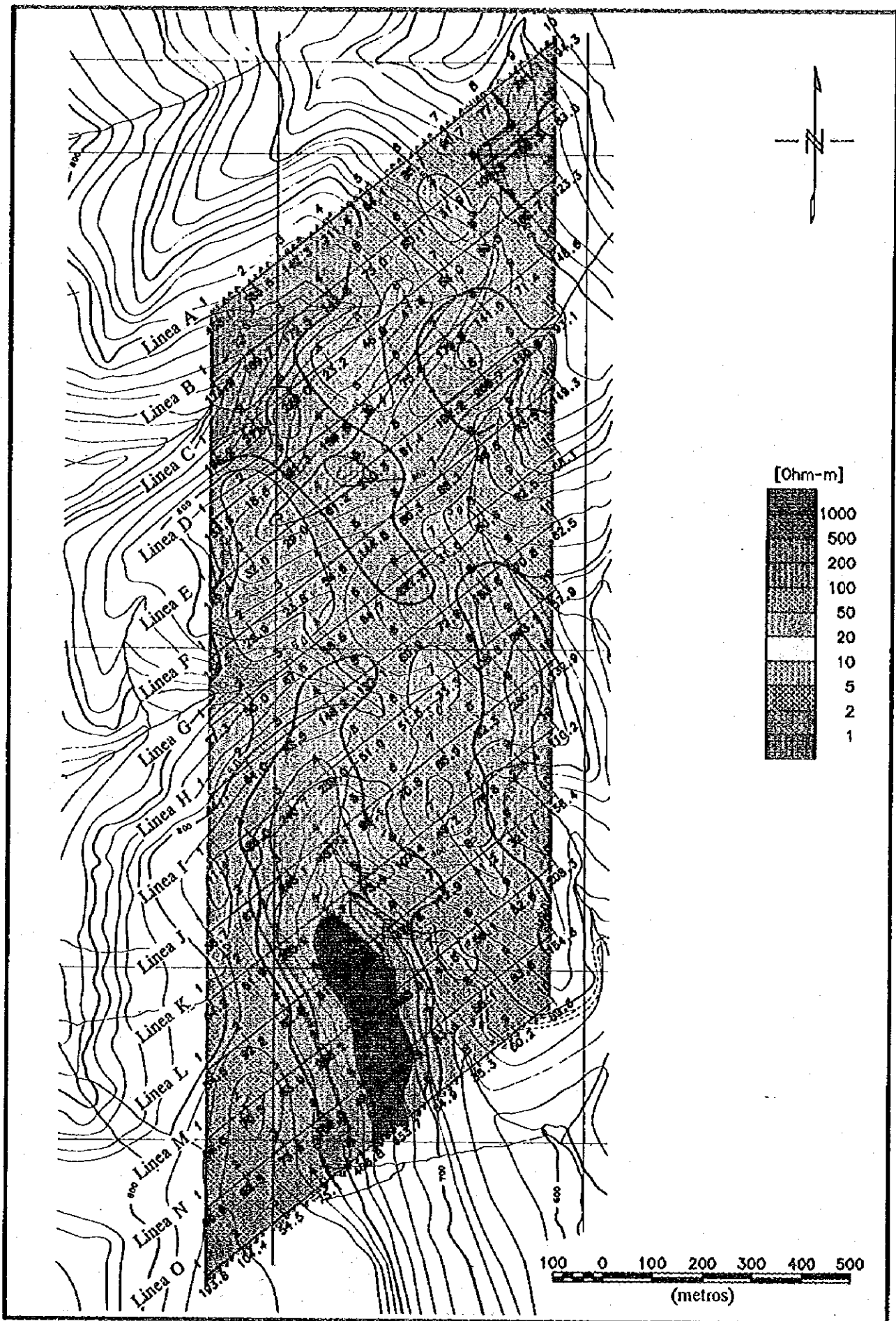


圖 II - 4 - 6 見掛比抵抗平面圖 (64 Hz)

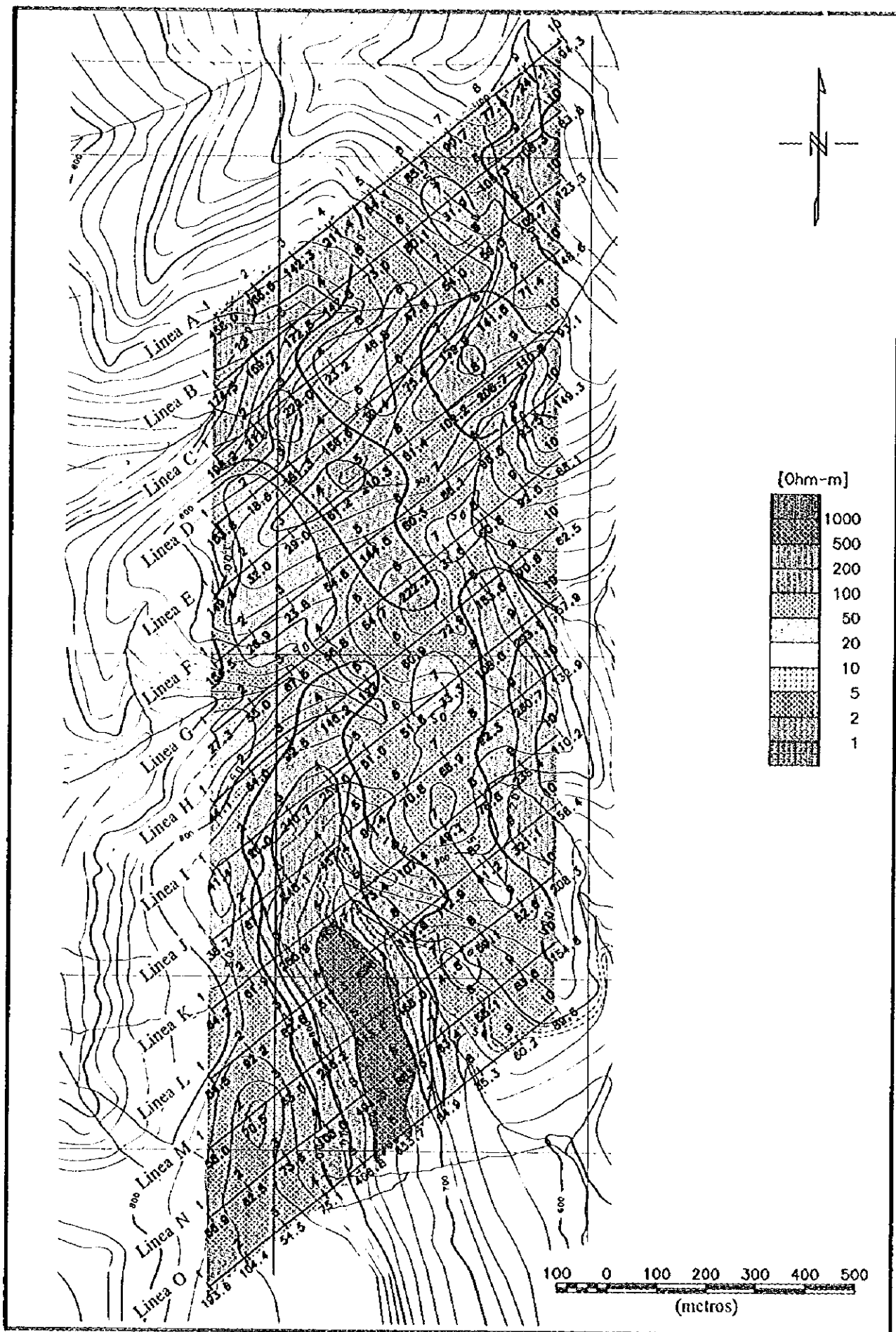


圖 II - 4 - 6 見掛比抵抗平面圖 (64 Hz)

0

0

0

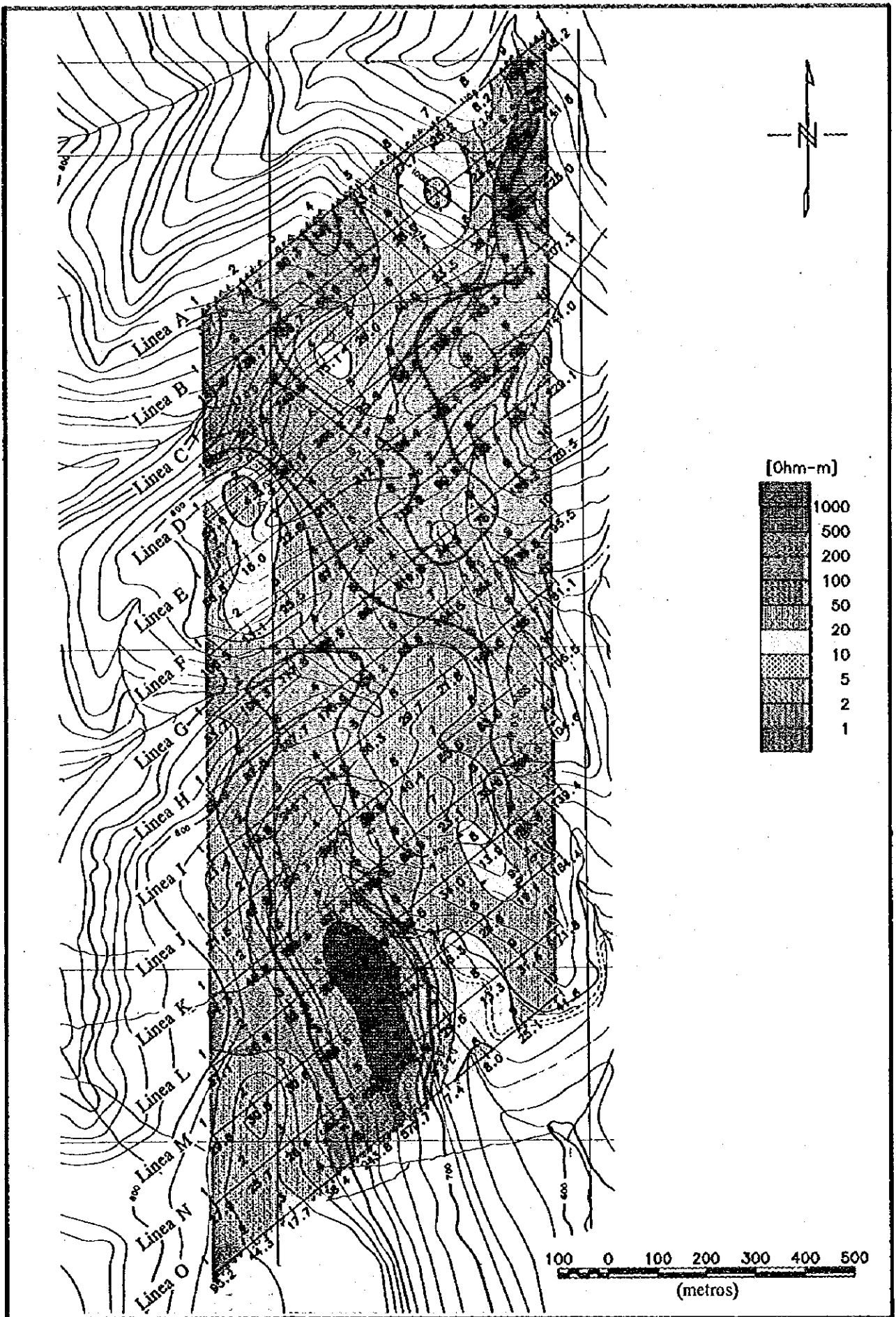


圖 II - 4 - 7 見掛比抵抗平面圖 (2 Hz)

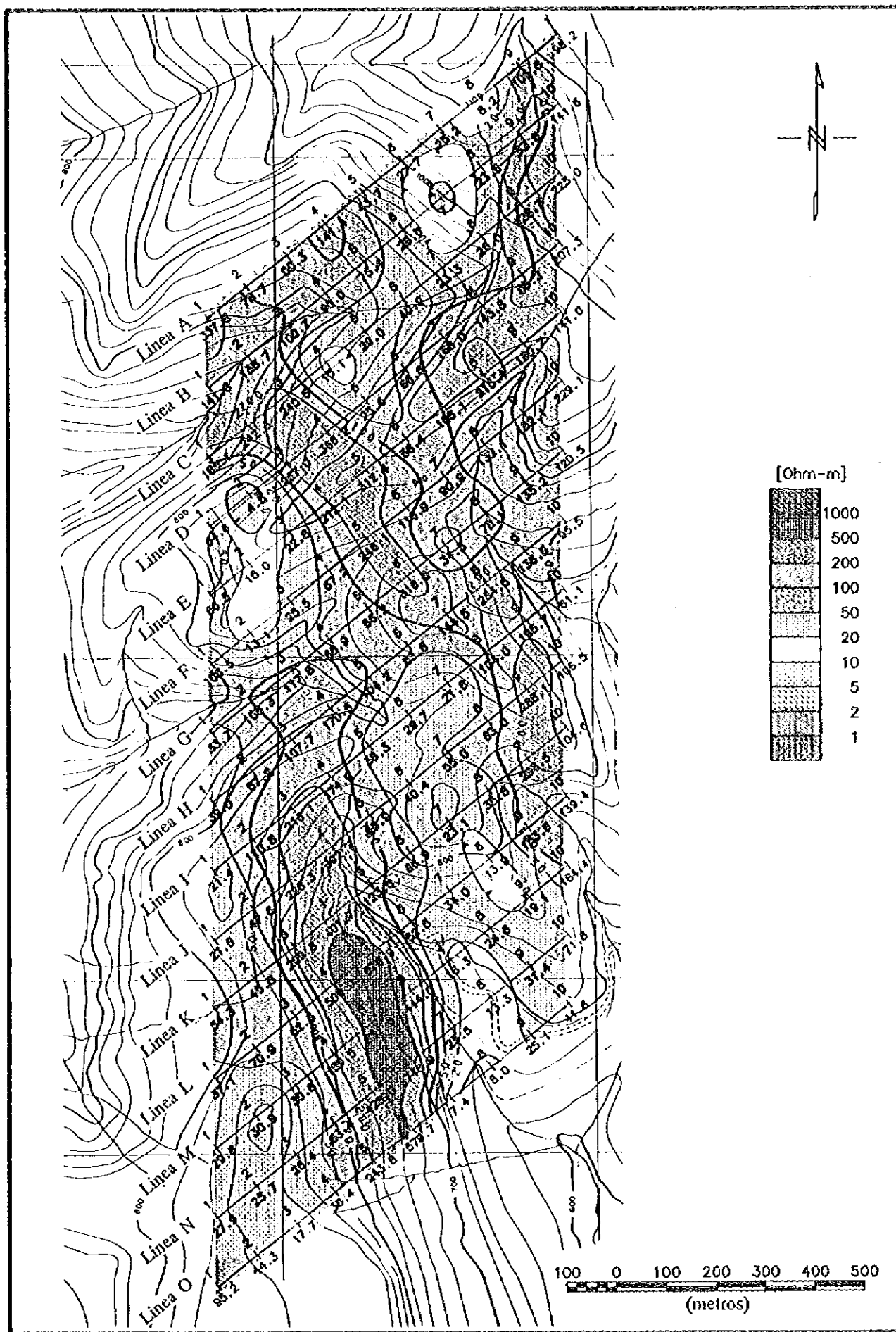


図 II - 4 - 7 見掛比抵抗平面図 (2 Hz)

0

0

0

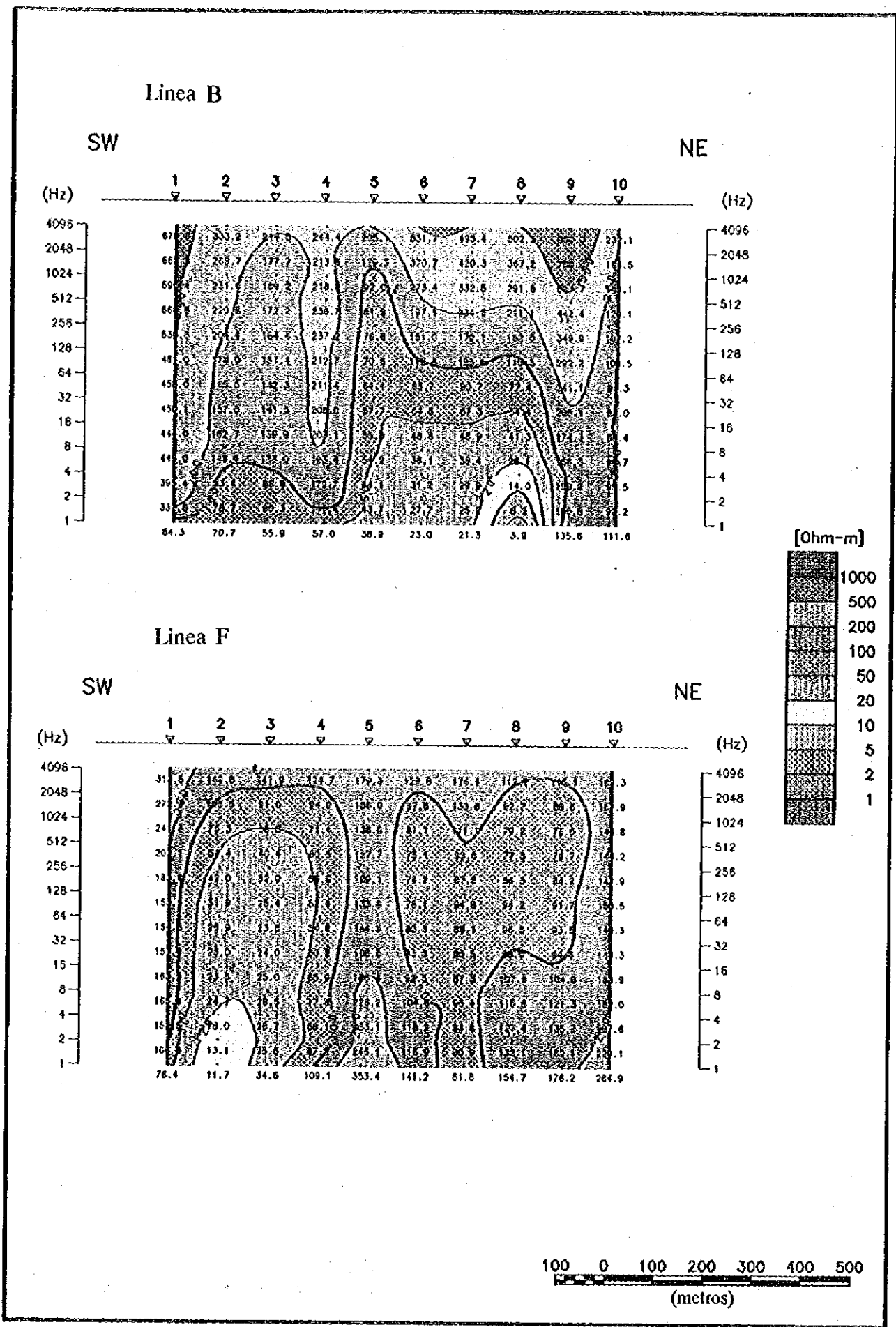
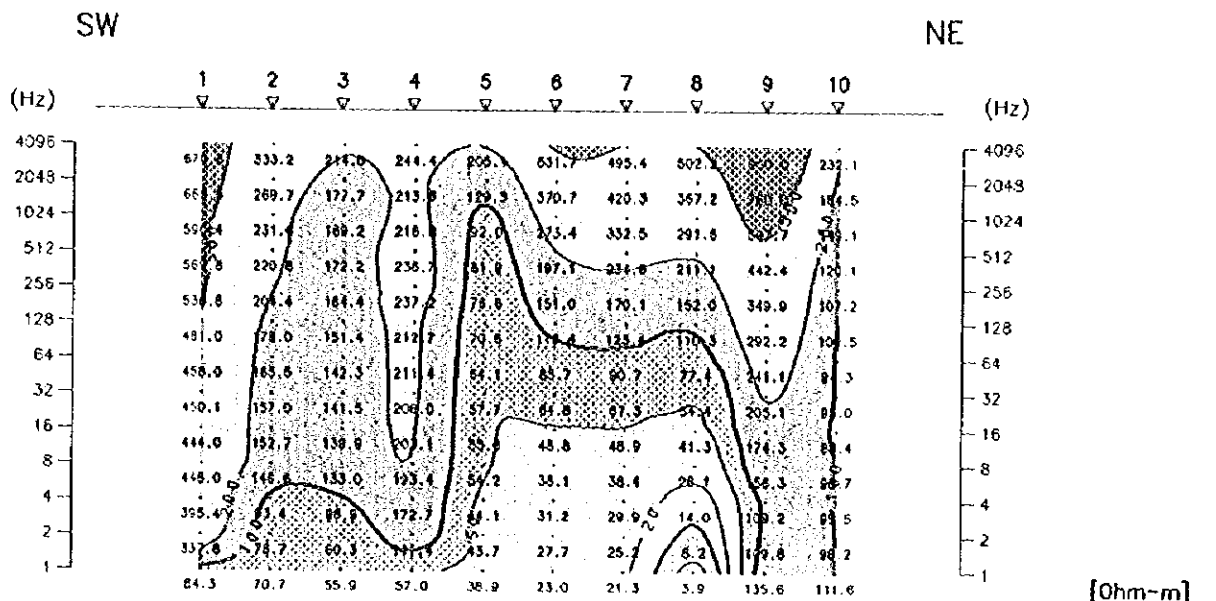


圖 II - 4 - 8 見掛比抵抗断面圖 (B、F測線)

Linea B



Linea F

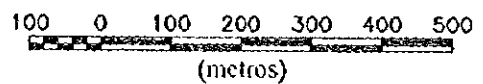
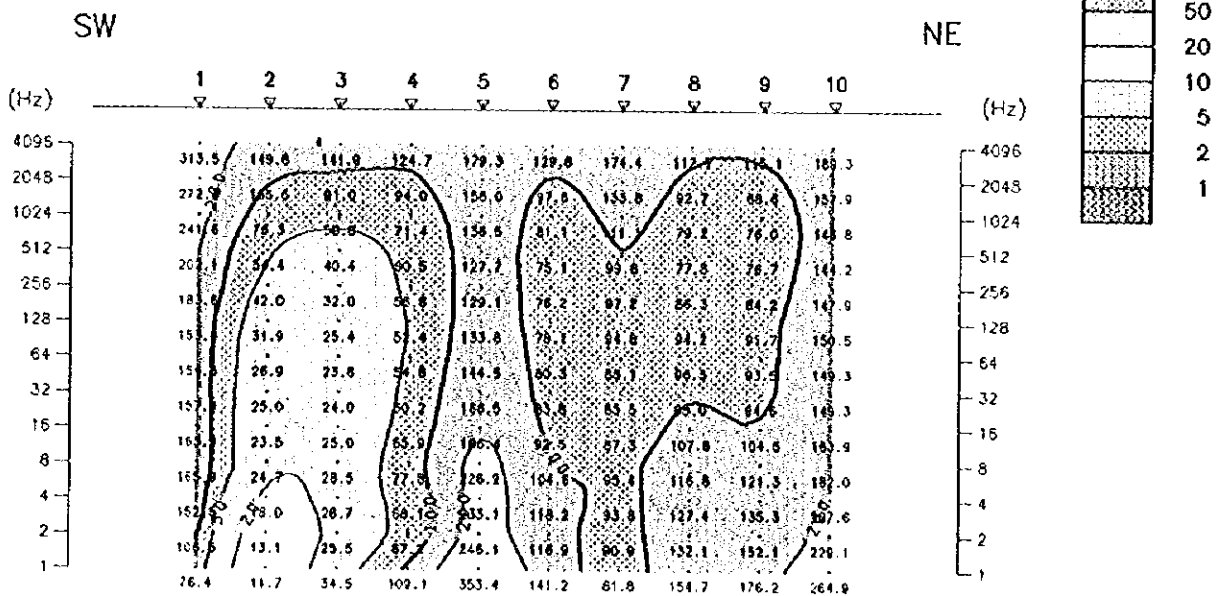


圖 II - 4 - 8 見掛比抵抗断面図 (B、F測線)

0

0

0

Linea K

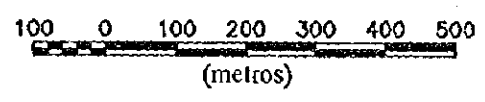
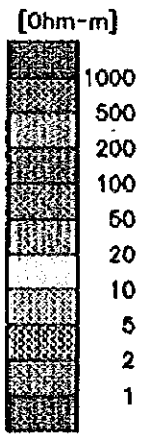
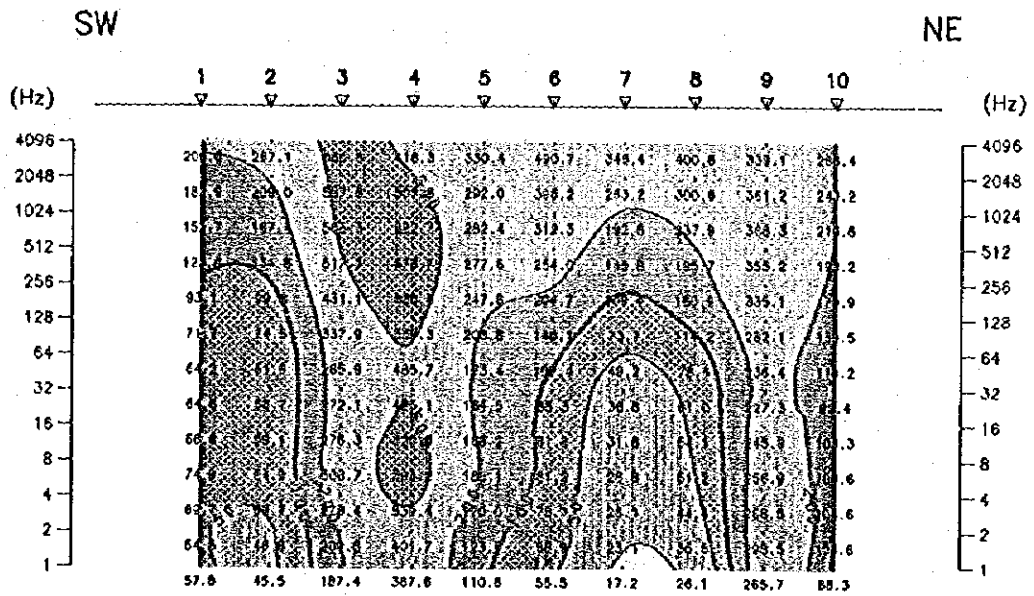
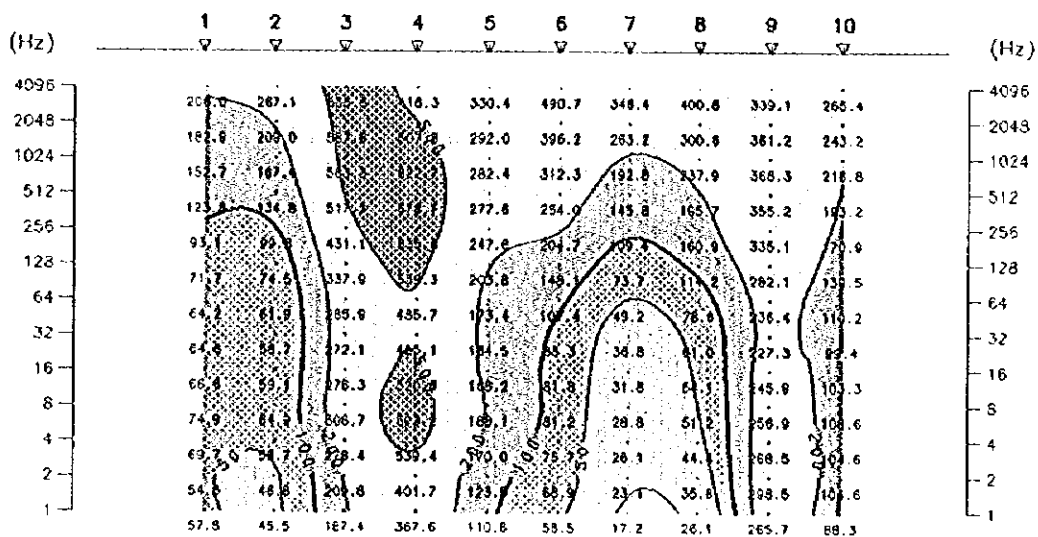


圖 II - 4 - 9 見掛比抵抗断面図 (K 測線)

Linea K

SW

NE



[Ohm-m]

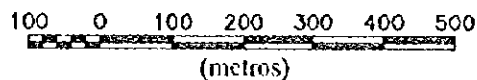
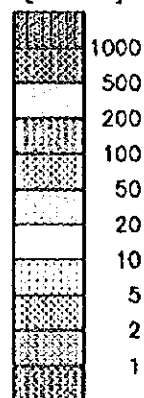


図 II - 4 - 9 見掛比抵抗断面図 (K測線)

0

0

0

表 II - 4 - 2 岩石物性試験結果一覧表

No.	Sample No.	Description	R (ohm-cm)	備考
1	M-4	鉾石	3.5	
2	M-5	鉾石	4.0	
3	H-3	鉾石	4.4	
4	H-4	鉾石	2.3	
5	H-5	鉾石	2.6	
		平均値	3.4	
6	E-54	安山岩 (新生代)	342.0	
7	E-51	安山岩 (新生代)	335.9	
8	E-52	安山岩 (新生代)	145.6	
9	E-65	安山岩 (新生代)	359.5	
10	E-45	安山岩質凝灰角礫岩	1913.0	
		平均値	619.2	
11	E-10	流紋岩 (貫入岩)	1037.1	珪化
12	E-35	流紋岩 (貫入岩)	316.4	珪化
13	H-63	流紋岩 (貫入岩)	1044.6	珪化
14	U-25	流紋岩 (貫入岩)	456.7	
15	H-60	流紋岩 (貫入岩)	1186.8	
16	H-136	流紋岩 (貫入岩)	466.2	
17	E-50	流紋岩 (貫入岩)	2619.2	固状
18	H-51	流紋岩 (貫入岩)	495.5	
19	H-52	流紋岩 (貫入岩)	705.4	ヤケあり
20	E-87	流紋岩 (貫入岩)	2142.3	珪化
21	H-112	流紋岩 (貫入岩)	446.4	
		平均値	993.5	
22	E-74	千枚岩	1070.1	珪化
23	U-27	千枚岩	238.5	
24	U-37	千枚岩	5171.1	石灰質
25	U-66	千枚岩	1224.1	
26	H-7	千枚岩	368.0	鉾床近傍の変質岩
27	H-10	千枚岩	187.2	鉾床近傍の変質岩
28	H-16	千枚岩	134.8	鉾床近傍の変質岩
29	H-31	千枚岩	3551.7	珪化
30	H-40	千枚岩	93.6	
31	H-45	千枚岩	3834.0	
32	H-71	千枚岩	256.1	
33	H-80	千枚岩	149.0	
34	H-87	千枚岩	59.6	ヤケあり
35	H-110	千枚岩	130.6	
36	H-116	千枚岩	1132.0	
		平均値	1173.4	
37	E-28	凝灰岩	284.9	
		平均値	284.9	
38	E-31	凝灰岩	298.4	石灰質
39	E-41	凝灰岩	171.1	鉾床近傍の変質岩
40	U-23	凝灰岩	930.4	
41	H-23	凝灰岩	1897.3	ヤケあり
		平均値	824.3	
42	E-44	凝灰岩	80.8	やや石灰質
43	E-88	凝灰岩	556.4	珪化
44	U-5	凝灰岩	34.6	
45	E-32	凝灰岩	590.0	
46	E-70	凝灰岩	1354.4	珪化
47	U-41	凝灰岩	429.5	
48	H-48	凝灰岩	1617.2	ヤケあり
49	H-67	凝灰岩	964.4	珪化
		平均値	703.4	
50	U-16	凝安山岩	15890.6	固状
51	U-17	凝安山岩	7838.0	固状, 珪化
		平均値	11864.3	
52	U-64	珪化岩	8273.8	
53	H-49	珪化岩	6719.0	
54	H-101	珪化岩	1008.9	
55	H-158	珪化岩	10826.1	
		平均値	6707.0	

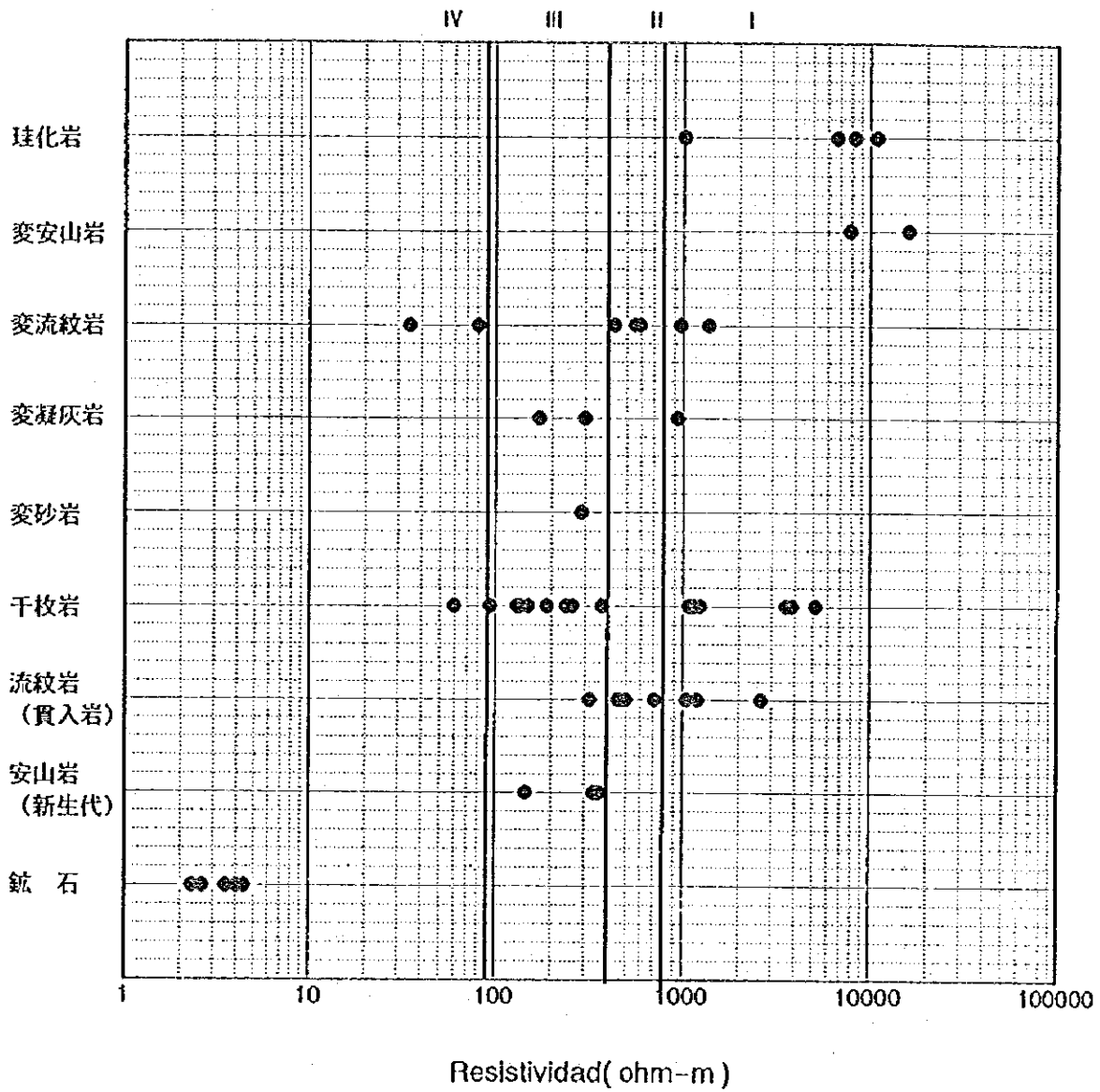


図 II - 4 - 10 物性測定における岩種と比抵抗の関係図

質岩として追跡可能であることを示唆している。

3)IIグループ：変流紋岩は上記珪質岩につぐ $400\sim 800\ \Omega\cdot m$ の高比抵抗値を示すが他の岩石とのオーバーラップ部が少ないので地層の追跡あるいは地層の判定に利用し得る可能性も考えられる。しかし、サンプリングの片寄りの疑いもないわけではない。

4)IIIグループ： $90\sim 400\ \Omega\cdot m$ 範囲に多くの岩種がオーバーラップして分布し、鉱床近傍の変質岩もこれに含まれることから地層の判別は困難と見られる。

5)IVグループ： $90\ \Omega\cdot m$ 以下の岩石は、鉱石を除き主にヤケあるいは粘土化変質を伴うことに起因する比抵抗低下と考えられる。

6)地質図及びサンプリング位置図を概観し、それから予想される事柄を次に列記する。

- ・ 調査範囲外ではあるが、新生代の安山岩は $146\sim 360\ \Omega\cdot m$ の間にあり比較的まとまった値を示すことから、原岩の値を示す可能性が大きいものと考えられる。
- ・ カンボセコ及びテウエウエトラ鉱化帯の西側ではほぼ南北方向に延びる断層に沿って分布する変流紋岩は、この断層を境にして南側では $930\sim 16,000\ \Omega\cdot m$ の高比抵抗値を、また北側では $300\sim 590\ \Omega\cdot m$ の比較的低い比抵抗値を示しており、その原因の一つとして変質の相違が考えられる。
- ・ テウエウエトラ鉱化帯及びその周辺部に分布する千枚岩あるいは流紋岩類には $500\ \Omega\cdot m$ 以下の比較的低い比抵抗値を示す岩石が多く分布し、全体としてテウエウエトラ鉱化帯を包含し南北方向に配列するような傾向が見られる。

4-2-2 解析結果

全測線について1次元解析を実施し、この結果から地表下深度100m、200m、300m、400m及び500mの比抵抗構造平面図をまた全測線の比抵抗構造断面図をそれぞれ作成した。図II-4-11～図II-4-15、図II-4-16～図II-4-30にこれらの結果を示す。

2次元構造解析は、カンボセコ鉱床近傍を通る測線A、B、C及びテウエウエトラ鉱床直上とその近傍を通る測線J、K、L及び測線Fについて実施した。この結果を図II-4-31にパネルダイアグラムとして示す。

1. 比抵抗構造平面図

(1) 地表下100m

測線Hより南側では、 $200\ \Omega\cdot m$ 以上の高比抵抗域が広く覆う。特に測線O-6から測線I-3にかけては $500\ \Omega\cdot m$ 以上の高比抵抗帯が南北方向に帯状に分布する。この高比抵抗帯

は、地質図より流紋岩（貫入岩）と千枚岩との境界部に位置する。一方、測線Hより北側の地域は、 $100 \sim 200 \Omega \cdot m$ の比抵抗帯が主流となり、 $200 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗帯は調査地域北東端から測線D-7~8へ伸びるNNE方向に帯状に並ぶもの及び調査地域北西端に局所的に見られる。

$20 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯は、測線C-4、測線D-2~測線F-3まで南北方向に帯状に分布するもの及び測線N-1~3にかけて分布するものに限られる。

(2) 地表下200m

地表下100mの比抵抗構造平面図において測線Hより南側で広く分布していた $200 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗帯は、測線I-3~測線O-6にかけて南北方向に伸びる帯状の分布域と測線H~測線Kの東端にかけて南北方向の帯状の分布域に限定される。後者の高比抵抗帯は、測線A-1の方向へNNW方向に伸びる傾向が見られる。一方、調査地域北東端に見られた $200 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗帯は縮小する。上記両高比抵抗帯に挟まれるように $50 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯が分布するようになる。また、調査地域南西側にも南北方向に $50 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯が分布する。測線D-2~測線F-3にかけて分布する $20 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯は地表下100m深より続いて分布する。新たな低比抵抗帯として測線N-8~測線O-7にかけて $10 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯が出現する。

(3) 地表下300m

本深度の比抵抗は地表下200m深の比抵抗構造平面図とほぼ同様な分布を示す。測線B-7に局所的な $10 \Omega \cdot m$ 以下の低比抵抗帯が出現す。調査地域北東端に見られた $200 \Omega \cdot m$ 以上の高比抵抗帯が消滅する。

(4) 地表下400m

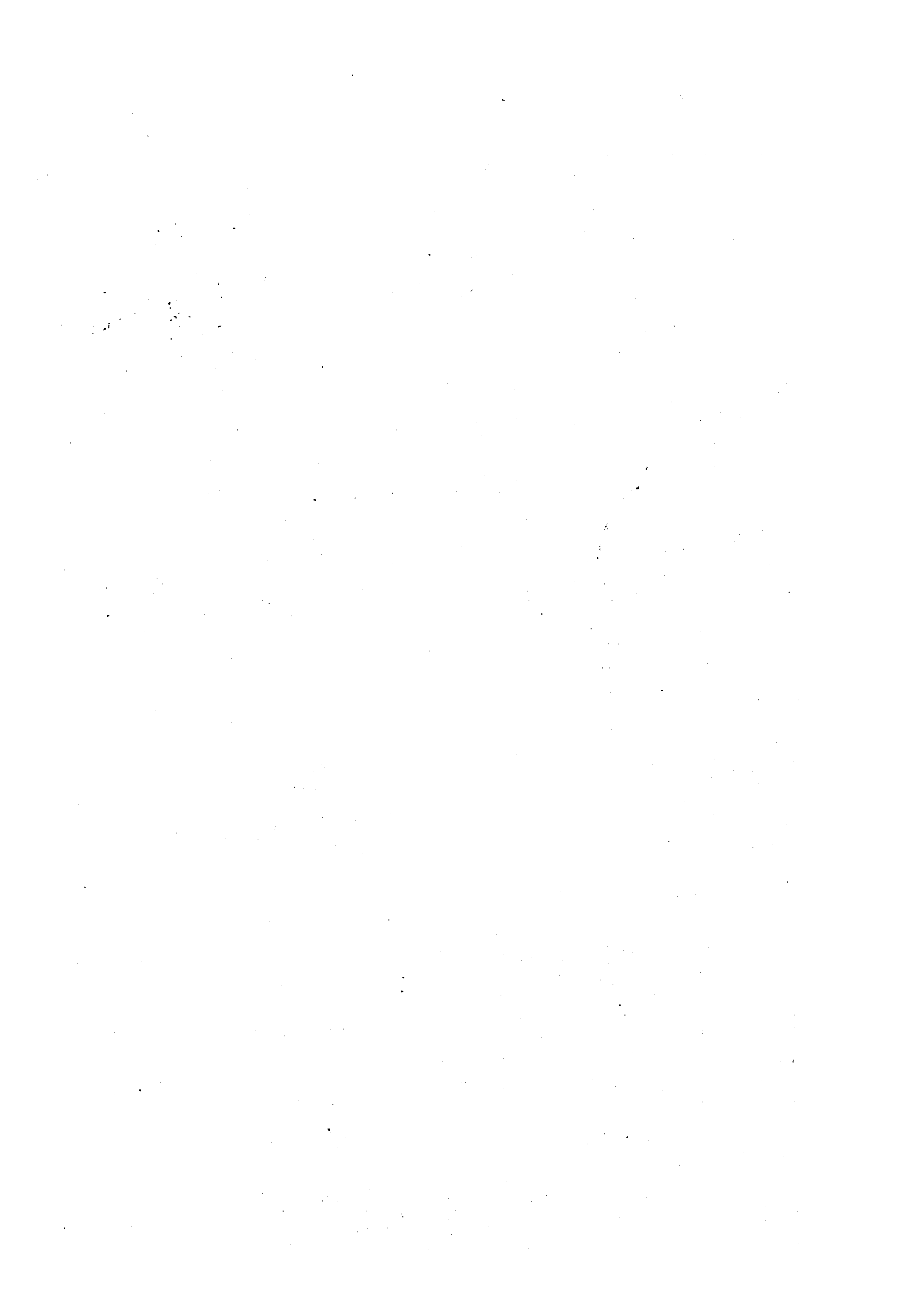
本深度の比抵抗は地表下300m深の比抵抗構造平面図とほぼ同様な分布を示す。測線B-7に見られた局所的な低比抵抗帯が測線C-8まで拡大する。

(5) 地表下500m

本深度の比抵抗は地表下300m深の比抵抗構造平面図とほぼ同様な分布を示す。測線B-7~測線C-8の低比抵抗帯がNW方向へ移動する。測線D-2では局所的ではあるが著しい低比抵抗帯が見られる。

各地表下深度の比抵抗構造平面図を総合的に概観すると以下の様な傾向が伺える。

・測線I-3~測線O-6へ続く帯状の高比抵抗帯は地表付近より地下深部まで連続することが分かる。この高比抵抗帯は、流紋岩（貫入岩）と千枚岩との境界部に位置し、地質



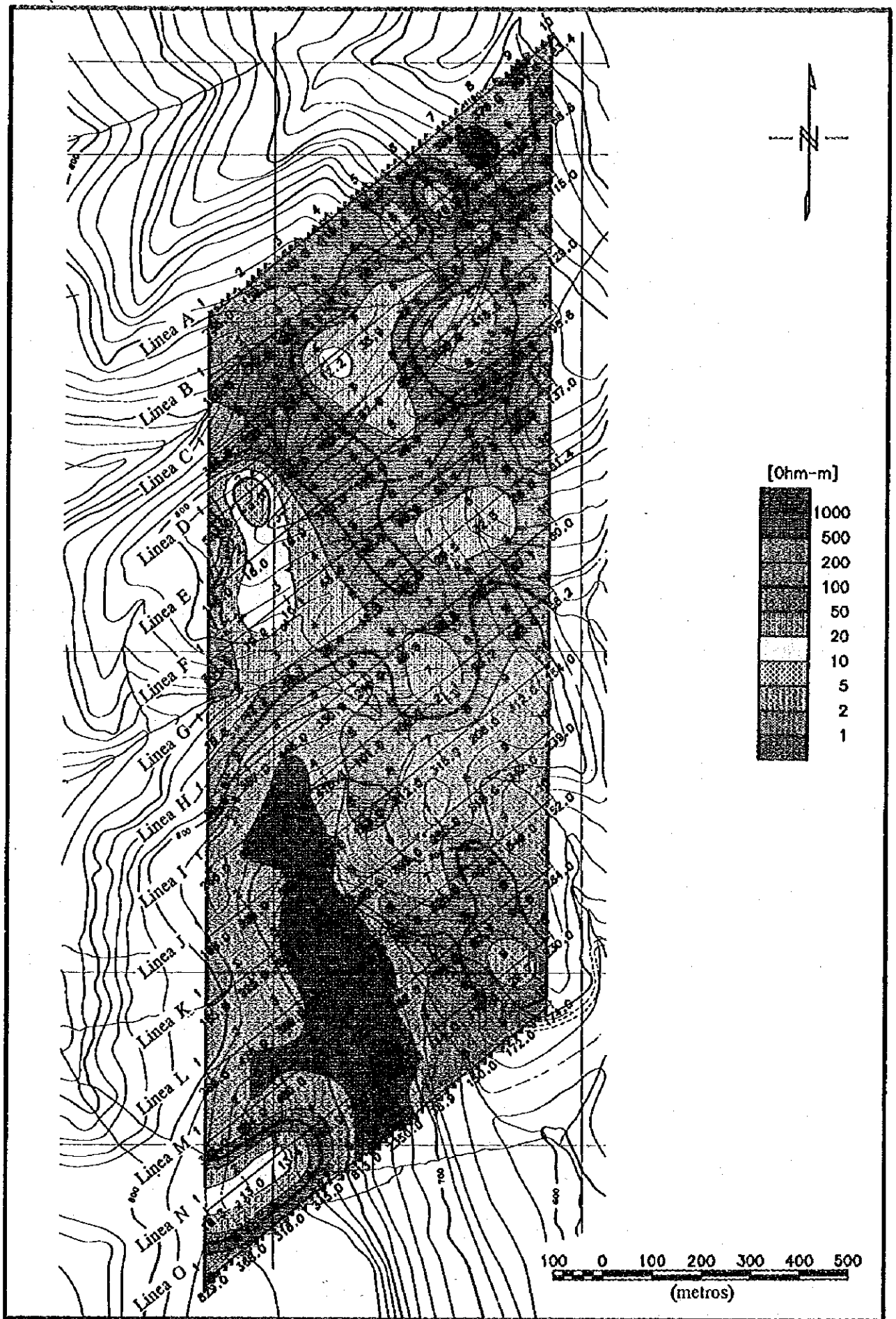


图 II - 4 - 11 比抵抗构造平面图 (地表下100m)

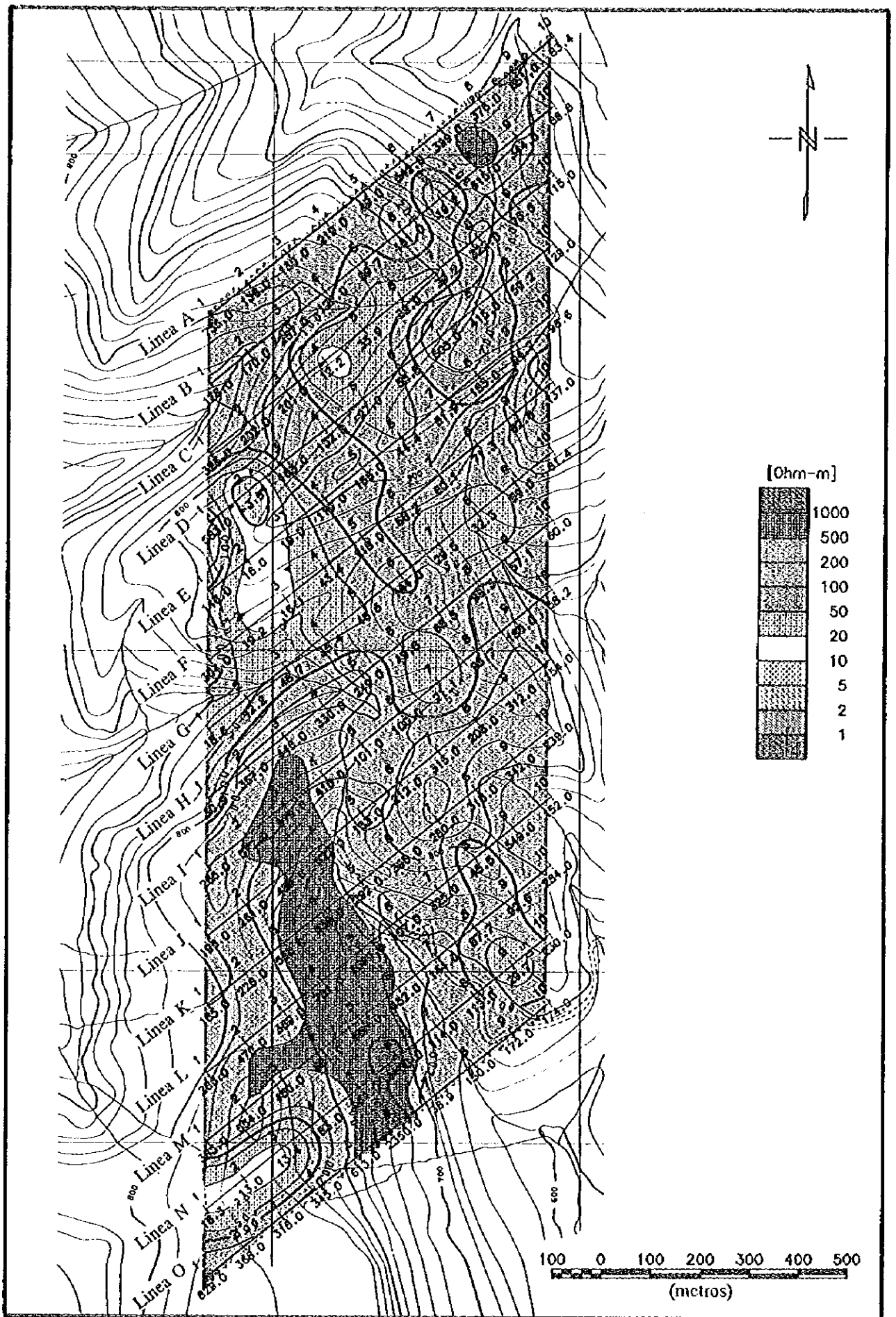


图 II - 4 - 11 比抵抗构造平面图 (地表下100m)

0

0

0

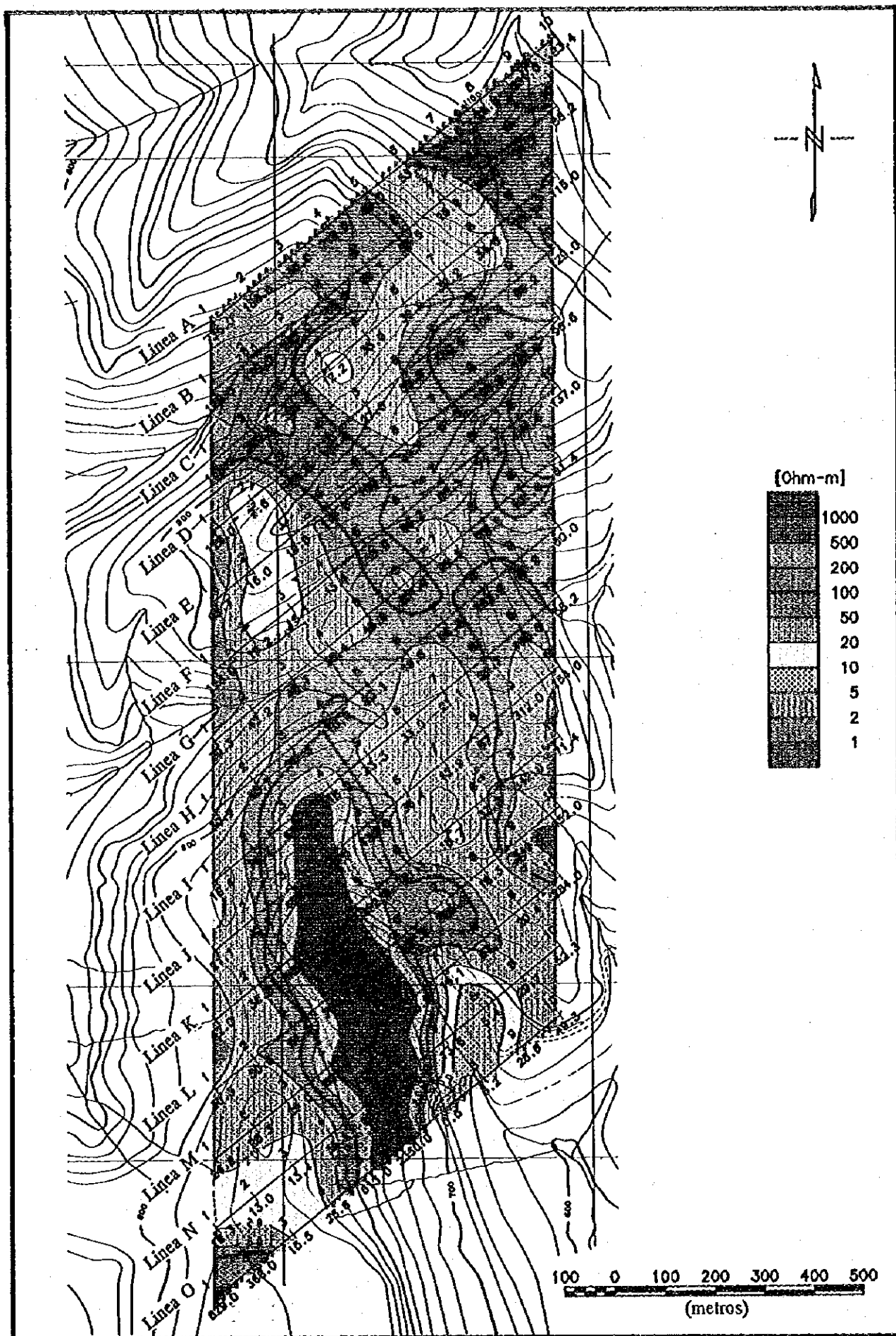


图 II - 4 - 12 比抵抗构造平面图 (地表下200m)

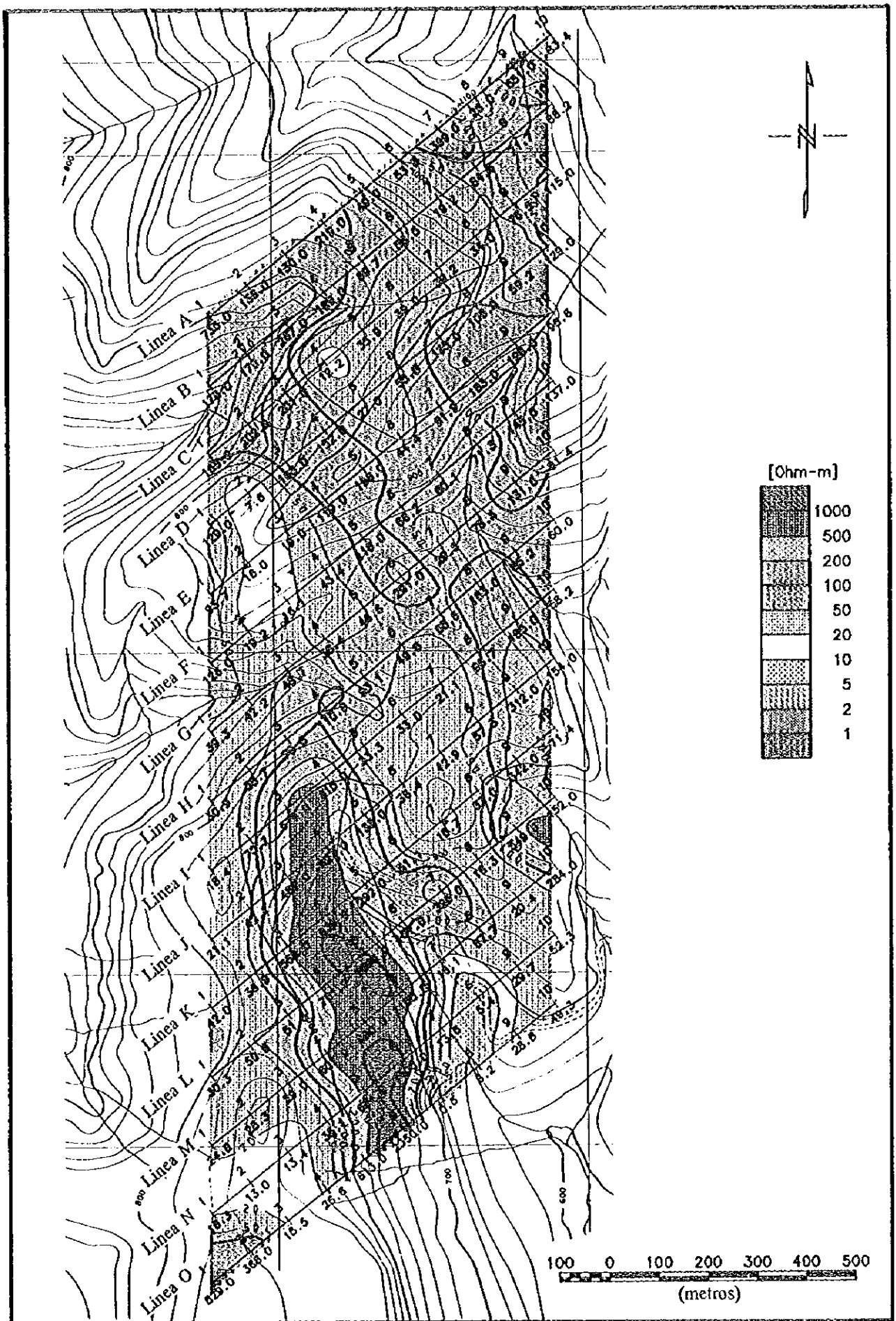


图 4-12 比抵抗构造平面图 (地表下200m)

0

0

0

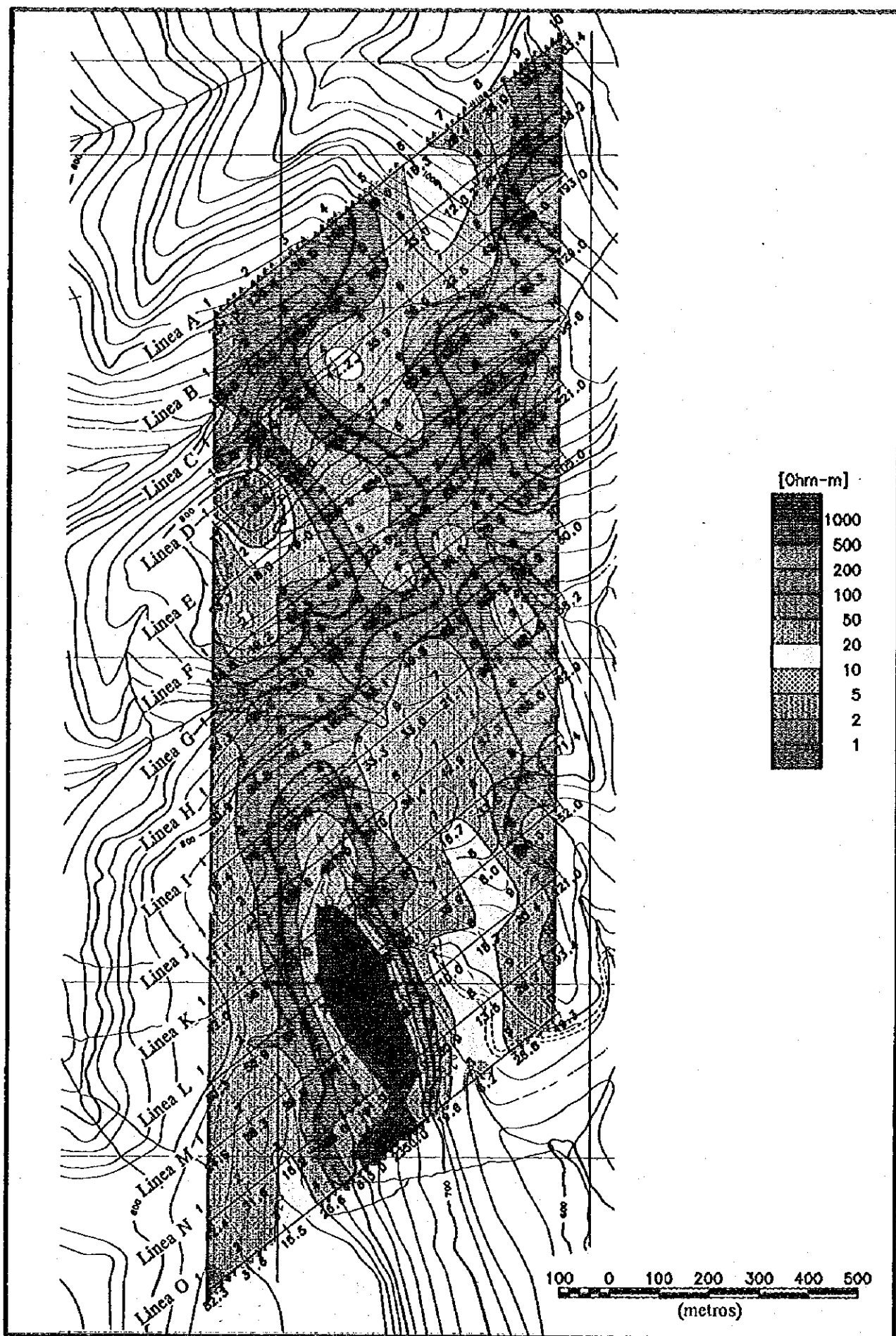


图 II - 4 - 13 比抵抗构造平面图 (地表下300m)

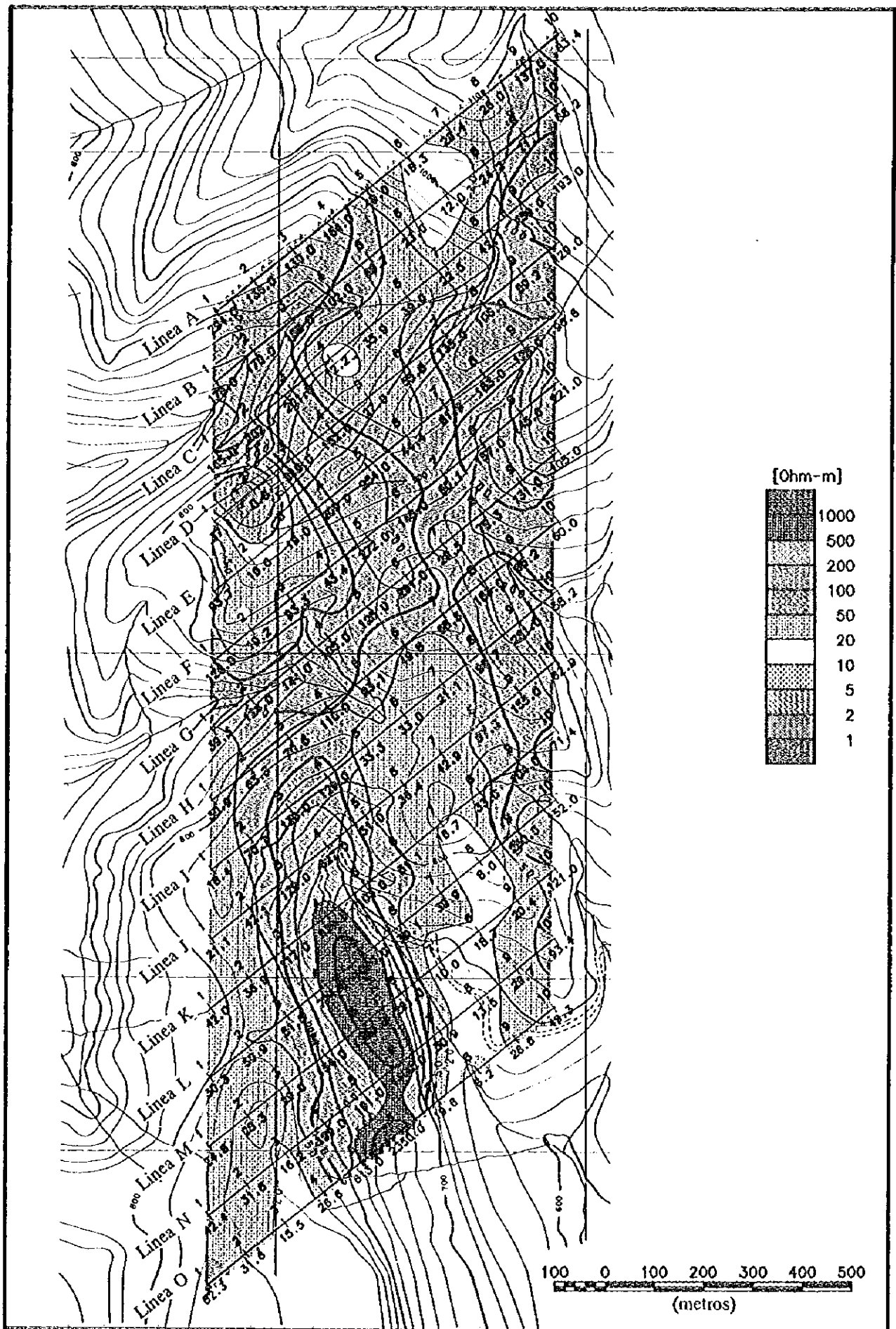


图 II - 4 - 13 比抵抗构造平面图 (地表下300m)

0

0

0