

1.5 鉱量試算

1.5.1 銅鉱体とモリブデン鉱体

北鉱床の銅鉱体及びモリブデン鉱体についてカットオフ品位及び可採厚を変化させて簡便法による鉱量試算を行った。可採厚は2mまたは15mとし、その品位は深掘りボーリングコアの分析値を海水準に合わせて加重平均して求め、カットオフ品位以上のものを全て鉱体とした。ただし、厚さがその1/2未満の場合にはカットオフ品位以上でも鉱体から除いた。1つの鉱画はボーリング孔を中心とする四角形とし、銅鉱体とモリブデン鉱体とは銅カットオフ品位を優先させて区分した。なお、鉱石比重は2.6を用いている。カットオフ品位別埋蔵鉱量試算を表1-11に示す。

表1-11 銅鉱体とモリブデン鉱体（北鉱床）

鉱体区分	可採厚 (m)	カットオフ 0.2%Cu					カットオフ 0.4%Cu				
		鉱量 (1,000,000t)	品位 (%)		金属量(1,000t)		鉱量 (1,000,000t)	品位 (%)		金属量(1,000t)	
			Cu	Mo	Cu	Mo		Cu	Mo	Cu	Mo
銅	① 2	321	0.335	0.023	1,075	74	72	0.534	0.021	385	15
	② 15	319	0.310	0.023	989	73	55	0.480	0.019	264	10
	(②÷①)%	(99)	(93)	(100)	(92)	(99)	(76)	(90)	(90)	(69)	(67)

鉱体区分	可採厚 (m)	カットオフ0.02%Mo					カットオフ0.05%Mo				
		鉱量 (1,000,000t)	品位 (%)		金属量(1,000t)		鉱量 (1,000,000t)	品位 (%)		金属量(1,000t)	
			Cu	Mo	Cu	Mo		Cu	Mo	Cu	Mo
モリブデン	① 2	595	0.081	0.048	482	286	218	0.109	0.080	238	175
	② 15	622	0.085	0.045	529	280	234	0.119	0.069	279	162
	(②÷①)%	(105)	(105)	(94)	(110)	(98)	(107)	(109)	(86)	(117)	(93)

1.5.2 銅換算鉱体

銅換算品位 (Eq. Cu(%)) = Cu(%) + 2.5Mo(%) で区分した鉱体についても同様の概算を行った。カットオフ別埋蔵量試算を表1-12に示す。

表1-12 銅換算鉍体(北鉍床)

カットオフ (Eq. Cu %)	可採厚 (m)	鉍量 (1,000,000t)	品位(%)			金属量(1,000t)	
			(1) Eq. Cu	Cu	Mo	Cu	Mo
0.2	① 2	636	0.331	0.231	0.040	1,469	254
	② 15	674	0.307	0.215	0.037	1,448	249
	(②÷①) %	(106)	(93)	(93)	(93)	(99)	(98)
0.3	① 2	287	0.437	0.322	0.046	924	132
	② 15	270	0.402	0.305	0.039	822	105
	(②÷①) %	(94)	(92)	(95)	(85)	(89)	(80)
0.4	① 2	138	0.535	0.408	0.051	562	70
	② 15	111	0.490	0.395	0.038	440	42
	(②÷①) %	(80)	(92)	(97)	(75)	(78)	(60)

(1) Eq. Cu(%) = Cu(%) + 2.5Mo(%)

参考(表1-11より)

カットオフ	可採厚 (m)	鉍量合計 (1,000,000t)	品位(%)		
			Cu	Mo	Eq. Cu
0.2% Cu } 0.02% Mo }	2	916	0.170	0.039	⁽¹⁾ 0.560
	15	941	0.161	0.037	0.531
0.4% Cu } 0.05% Mo }	2	290	0.214	0.065	⁽²⁾ 0.734
	15	289	0.187	0.059	0.659

(1) Eq. Cu(%) = Cu(%) + 10.0Mo(%)

(2) Eq. Cu(%) = Cu(%) + 8.0Mo(%)

1.5.3 カットオフ品位・可採厚の変化と鉍量・品位

(1) 銅鉍体・モリブデン鉍体

表1-11からわかるように、可採厚の変化による銅鉍体の鉍量は、カットオフ0.2% Cuでは大差ないが、同0.4% Cuでは可採厚2mに比べて15mの場合は24%減となっている。さらに可採厚2mまたは15mのいずれの場合でもカットオフが0.2% Cuから0.4% Cuへ変化すると平均品位は0.5% Cu前後に上昇するが鉍量は大幅に減少している。以上のことから鉍量の多く(約80%)が0.3% Cu ~ 0.4% Cuの品位で占められていること及び0.4% Cu以上の部分も上下に小刻みな品位変化することを示す。

可採厚の変化によるモリブデン鉍体の鉍量はカットオフ0.02% Mo及び同0.05% Moのいずれの場合でも鉍量は可採厚15mの方が増加している。さらに、可採厚15mの鉍量の銅品位も0.081% Cuから0.085% Cuへ上昇していることも認められる。このことは、モリブデン品位の在り方が局部的に高品位部が存在すること及びモリブデン鉍体で銅品位の分布がモリブデン品位のよ

うに局在せず、極く低品位ながらまとまっていることを示す。カットオフ品位が0.02%Mo から0.05%Mo へ変化すると平均品位は約50~60%増となるが鉱量は約60%減となり、モリブデン鉱量の大半は0.02%Mo ~0.05%Mo の品位で占められていることを示す。

(2) 銅換算鉱体

表1-12からわかるように可採厚を変化させるとカットオフ品位が0.2%Eq. Cu の場合には、可採厚15mの品位は可採厚2mに比べ銅・モリブデン共に93%に低下し、鉱量は106%と増加するが、その影響は少ない。しかしながら、カットオフ品位が0.3%Eq. Cu と上昇するにつれて、可採厚15mの鉱量、品位はCu品位を除き同2mのそれらに比べて低下が著しく、可採厚の変化による影響が大きい。また、カットオフ品位の変化と鉱量との関係は、カットオフ品位の上昇とともに鉱量は可採厚の変化にもかかわらず、大幅に減少している。品位は、銅品位が可採厚2m及び15mのいずれの場合でも上昇しているがモリブデン品位は可採厚2mでは上昇、可採厚15mではほぼ一定である。

1.5.4 カットオフと可採厚

銅鉱体・モリブデン鉱体の計算基準は、カットオフ品位を銅では0.2%Cu, 0.4%Cu, モリブデンでは0.02%Mo, 0.05%Mo とした。この基準ではモリブデン品位が銅品位の10~8倍(0.2/0.02~0.4/0.05)相当とみなすことになる。一方、銅換算品位鉱体ではモリブデン品位を銅品位の2.5倍という基準に設定しており、逆にいえば0.2%Cuは0.080%Mo, 0.4%Cuは0.160%Moに相当する。また、可採厚については、本鉱体が大型低品位鉱床であり、開発方式は露天掘りなどの大型採掘法によると考えられるので、可採厚2mの場合では可採鉱量ではあっても、可採厚15mの採掘ではかなりの部分が不可採鉱量になっている。このようなモリブデン評価及び可採厚の取り方の違いが、それぞれの鉱量試算に反映されている。

G640

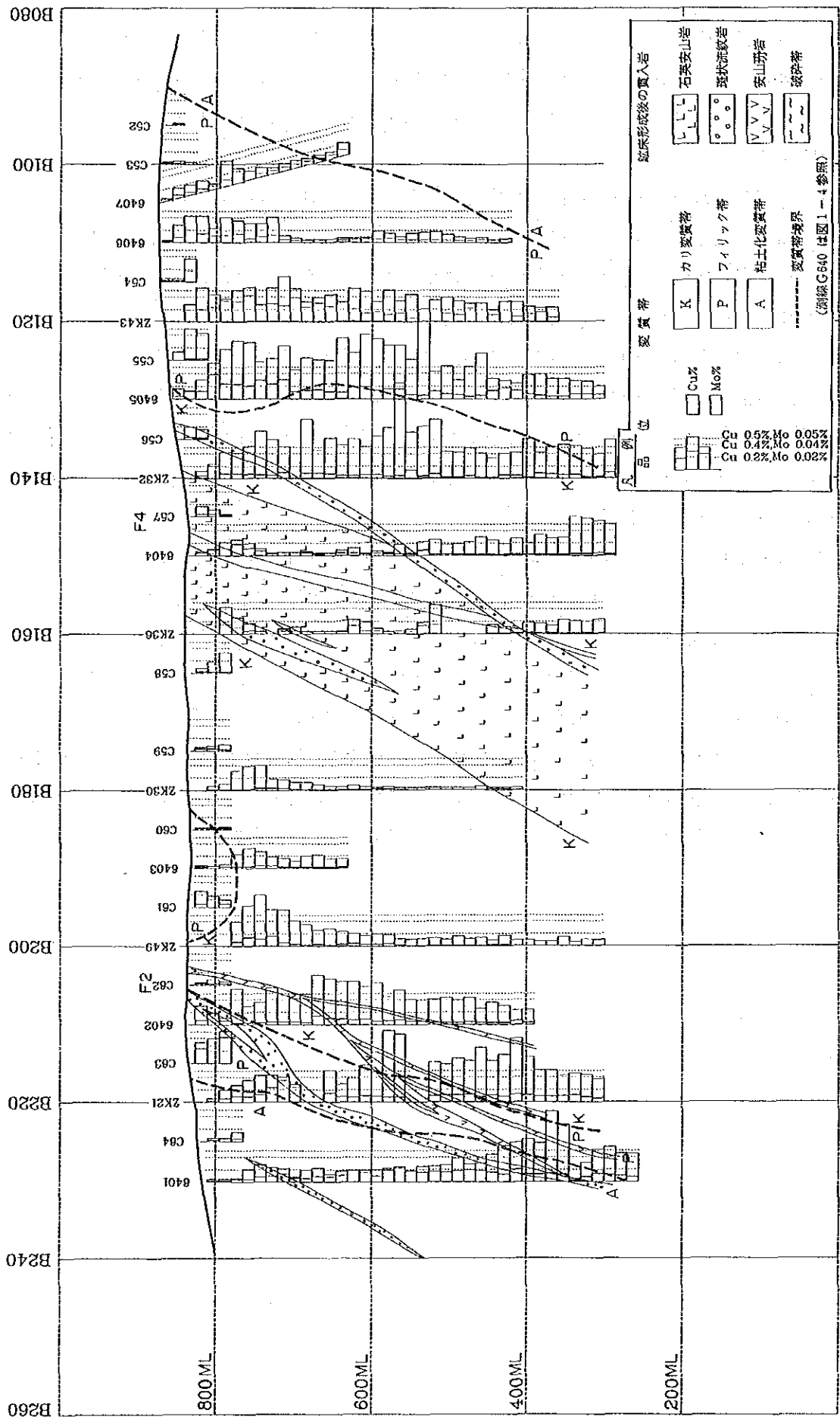


図1-19 品位断面図 (可採厚15m) (1)

B210

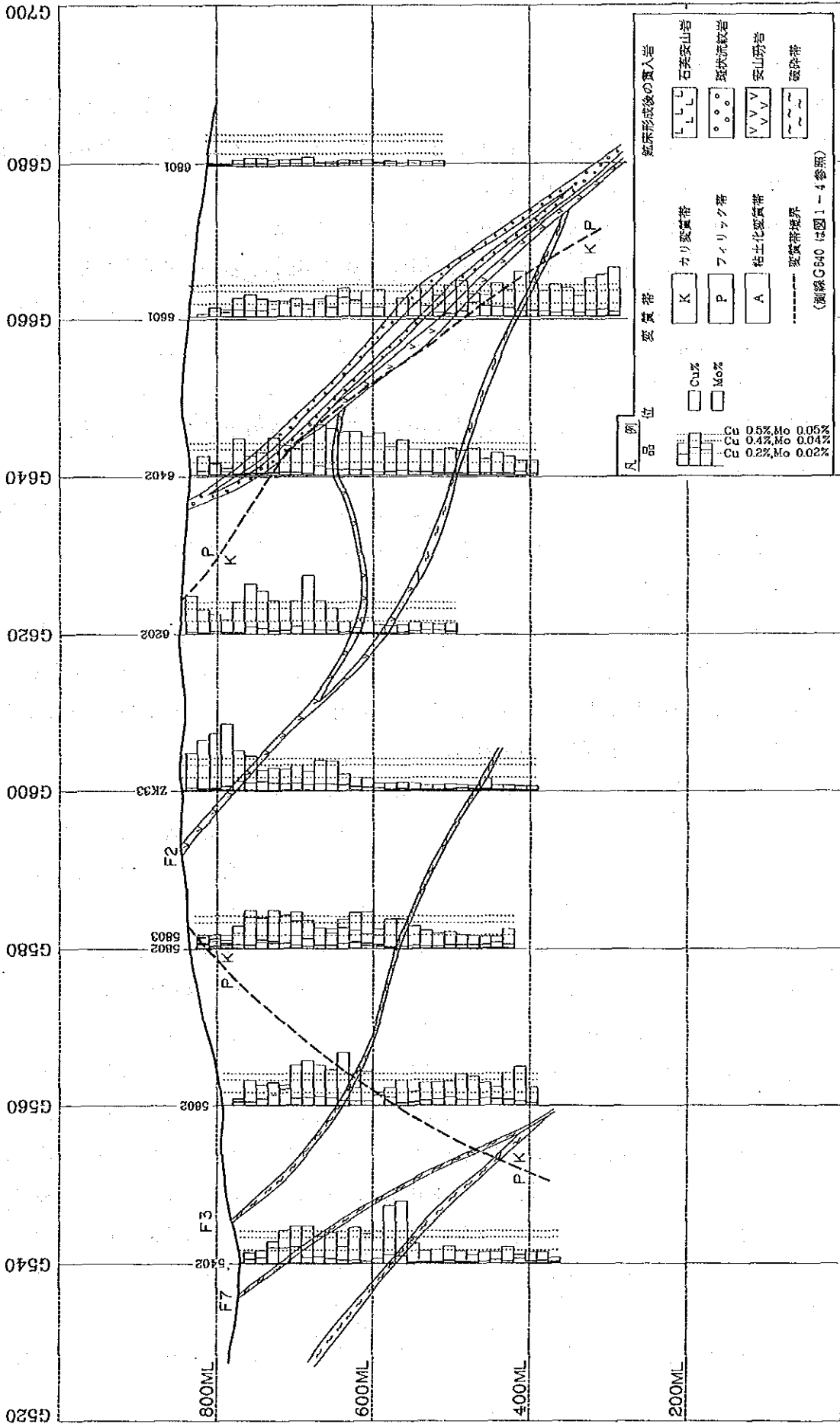


図1-19 品位断层面 (可採厚15m) (2)

1.6 考 察

1.6.1 地質と鉍化作用

本区域にはジュラ紀～白亜紀の火成活動による燕山期の貫入岩類が広く分布し、貫入時期により黒雲母花崗岩、アプライトからなる燕山早期貫入岩類と流紋岩、花崗斑岩、石英安山岩、安山玢岩などからなる燕山後期貫入岩類に区分される。

本区域内の貫入岩の配列や断裂系にはNE-SW方向の構造が発達している。これは本区域のすぐ東方をNE-SW方向に通る額爾古納-呼倫湖断裂帯の影響を示すと考えられる。

烏奴格吐山鉍床は黒雲母花崗岩、流紋岩を母岩とする斑岩型銅・モリブデン鉍床で、主として黒雲母花崗岩中に胚胎している。鉍化に関係したとみられる花崗斑岩は岩株状を呈し、岩体の末端部は岩枝状岩脈となり、黒雲母花崗岩中に貫入している。この花崗斑岩の貫入に伴って熱水活動が生じ、岩石の境界部付近、特に黒雲母花崗岩中に硫化物の沈殿を引き起こしたと推定される。鉍化作用は地表下 600m (200ML)以深まで連続している。

鉍化変質は変質鉍物の組み合わせにより、(1)カリ変質帯、(2)フィリック帯、(3)粘土化変質帯に区分され、花崗斑岩岩株を中心にして、内側から外側へ(1)～(3)の順で累帯分布している。

1.6.2 鉍床の賦存状況

烏奴格吐山鉍床は、南北 2,000m、東西 2,500mの範囲に分布し、中央部を通るWNW-ESE走向のF7断層により北鉍床と南鉍床に分断されている。北鉍床は南北 1,300m、東西 1,700mの範囲に分布し、南に開いた馬蹄型を呈している。鉍床は下部より上部へ初生鉍化帯、二次硫化物富化帯、酸化帯及び溶脱帯に区分される。

初生硫化物は黄銅鉍、輝水鉛鉍、黄鉄鉍を主とし、少量の閃亜鉛鉍、方鉛鉍などを伴っている。産状的には主として鉍染状ならびに細脈状の場合が認められ、前者は黄銅鉍、黄鉄鉍からなり、後者は主に輝水鉛鉍、石英脈からなっている。その性状を見ると細脈状のものは鉍染状のものを切っており、輝水鉛鉍の晶出時期は黄銅鉍、黄鉄鉍より遅かったと考えられる。

初生鉍化帯は銅・モリブデン品位により高品位銅鉍体、低品位銅鉍体、高品位モリブデン鉍体、低品位モリブデン鉍体に区分される。モリブデン鉍体は鉍床の内半部を構成し、主としてカリ変質帯中に賦存し、銅鉍体は鉍床の外半部を構成し、主としてフィリック帯に賦存している。

流体包有物のデータによれば本鉍床の生成温度は鉍床の内側から外側へ、すなわち、モリブデン鉍体から銅鉍体にかけて低下し、一般的な斑岩型鉍床の傾向として一致している。しかしX線回折の結果では変質鉍物の絹雲母はカリ変質帯よりフィリック帯、すなわち鉍床の内側より鉍床の外側の方がポリタイプは高温型であり、かつ結晶度も高いという結果が得られた。さらに全岩分析の結果も鉍床の内側より外側でNa₂O含有量の減少がみられた。このX線回折及び全岩分析の結果は液体包有物による生成温度の結果とは矛盾するものとなっている。この理由については次の2通りのことが考えられる。

- i) 岩株状の花崗斑岩岩体に石英安山岩が貫入し、これに伴って低温の熱水活動が生じた。

ii) 鉍化作用の直後に別の花崗斑岩が貫入し、これに伴って新たな鉍化作用が生じた。

上記の2通りの考えはいずれも貫入岩体に伴って北鉍床の内側に低温の熱水活動が生じたとするものである。この熱水活動により、カリ変質帯に微量の Na_2O が添加するとともに、カリ変質帯中の絹雲母が結晶度が高く、高温型の2M₁から、結晶度が低く低温型の1Mdへ再結晶したと推定される。

二次硫化物富化帯と地下水面の関係をみると両者は必ずしも一致していない。そのことから二次硫化物富化帯は地下水位の変動などにより断続的に形成したと推定される。

1.6.3 ボーリング密度

第4年次のボーリング調査に先立ち、1989年に入手した既存ボーリング資料(56本、Cu・Mo分析品位8,494件)を基礎に、地質統計学的手法により(クリッキング法、Kriging法)第4年次追加ボーリングの最適ボーリング密度の検討を行った。その結果、追加ボーリングは既存の200m×200格子のうち、鉍床短軸方向格子の中間点で実施することが最も効果的で、ボーリングパターンを200m×100m格子にすると年間出鉍量500万t~11,000万tに見合う鉍量の品位推定誤差は現状(200m×200m格子)の18%~16%から13%~10%に向上することが考えられた。

これに基づき、深掘りボーリング31本を北鉍床に追加し、さらに既存及び追加ボーリング資料を整備して、再度、北鉍床を対象に地質統計学的検討を行った。その結果、第4年次の短軸方向への追加ボーリングは極めて有効で、バリオグラムが改善され、クリッキング法による推定誤差が当初の13%~10%から10.8%~7.0%へ向上することがわかった。今後、さらにボーリングを追加して100m×100m格子にしても、推定誤差は10.0%~6.1%にしか向上しないので、北鉍床での追加ボーリングの効果は極めて低く、現時点でのボーリング密度で十分であり、かつ、北鉍床全体を網らしていると考えられる。

1.6.4 まとめ

第4年次の地質調査及びボーリング調査の結果、烏奴格吐山北鉍床の鉍化・変質作用が明らかになり、鉍床規模の概要が把握された。さらに、ボーリング資料の地質統計学的検討からは、今後、さらに追加ボーリングを行ってもその効果は極めて低く、現時点でのボーリング密度・作業量で十分であることが示された。

第2章 満洲里地区黄花菜溝区域

2.1 調査方法

黄花菜溝区域では、地質調査、地化学探査及びIP法による物理探査を実施した。調査量を表1に示す。

2.1.1 地質調査

地質調査は、縮尺1:25,000の地形図を拡大して作製した縮尺1:5,000の地形図を使用して実施した。踏査ルートは、400m間隔、12本、計34kmの物理探査測線上に掘削されたピット・トレンチに沿うルート及び物理探査測線の間掘削されたピットに沿うルートである。調査区域は岩石露出が極めて少ないために、調査はこれらのピット及びトレンチの観察を主とし、またルート上の転石調査も合わせて実施した。ピット及びトレンチの位置を図2-3に示す。重要な地質現象が認められたトレンチでは縮尺1:100でスケッチした。ピット・トレンチ及び転石の観察は、本調査区域内に銅・モリブデン斑岩型の鉱化作用の賦存が期待されることから、特に花崗岩を主とする貫入岩類の岩相区分及び変質区分に重点を置いた。また、岩石の肉眼観察と同時に、地質及び鉱化作用の詳細を室内試験により究明するために各種室内試験用の岩石試料を採取した。試料の採取位置を図2-3に示す。また、中国側が既に調査区域内で実施したボーリング4本のコア計1,220mも観察の対象とした。

2.1.2 地化学探査

地化学探査は400m間隔の物理探査測線上で50mごとにB層相当の土壌試料を採取し(図2-5)、Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, Hg, Asの8成分を分析した。分析結果はコンピュータを用いて、単一変量解析及び主成分分析を行った。また、土壌地化学探査を補完するために、トレンチ・ピットより岩石試料も採取し(図2-3)、土壌地化学探査と同一成分の分析を行った。

2.1.3 物理探査

物理探査は周波数領域によるIP法(Induced Polarization法)電気探査を実施した。調査測線は本区域の主構造にほぼ一致したN48°E方向の基準線(1本)を設定し、これに直交する14本の測線を400m間隔(一部では200m)に配置した(図2-9)。測定は双極子電極配置(dipole-dipole)を用い、電極間隔 $a=100\text{m}$ 、電極隔離係数 $n=1\sim 5$ (深度100m~300mに相当)とし、見掛比抵抗値及びFE(Frequency Effect; IP効果)値を測定した。調査結果を平・断面について解釈して異常帯を抽出し、これについてモデル計算を行った。

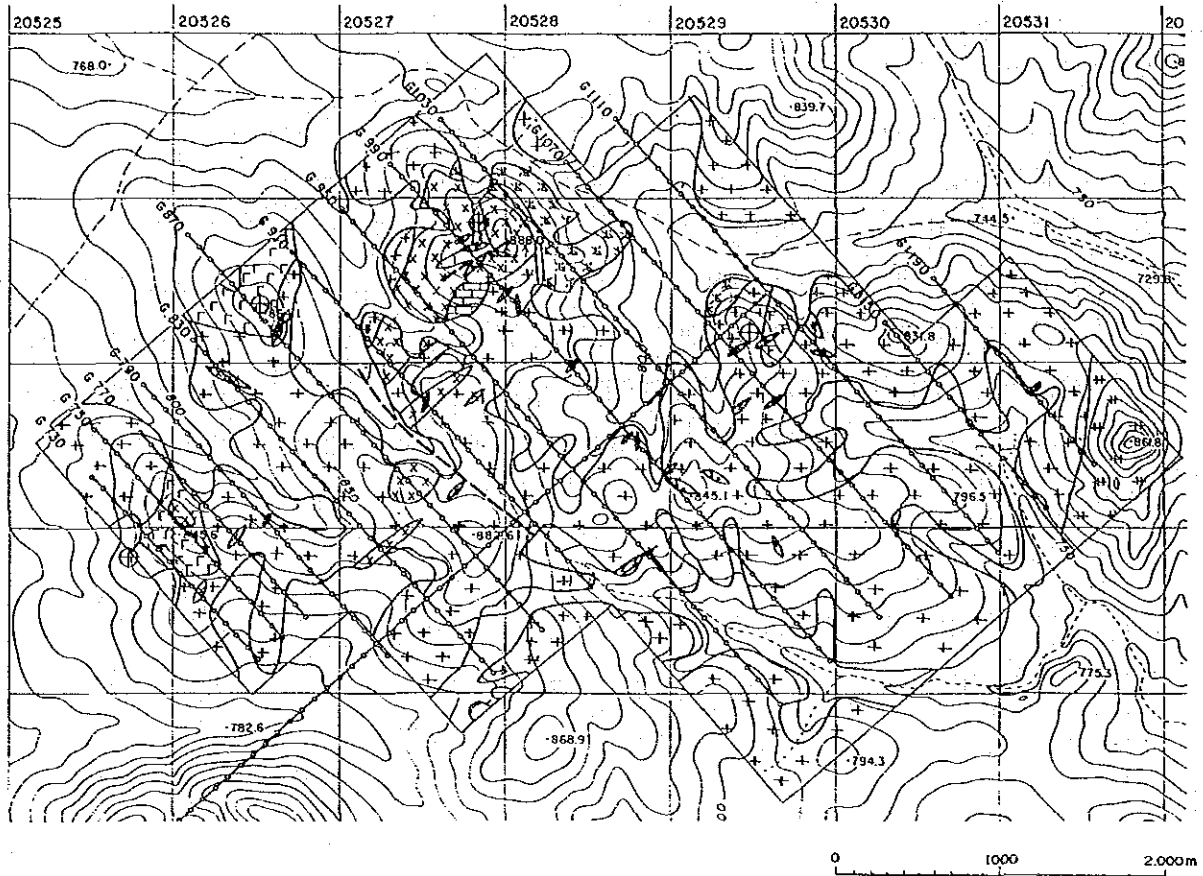
2.2 地 質

2.2.1 地質概要

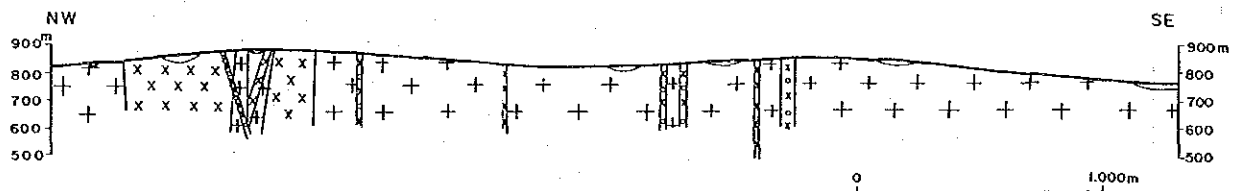
黄花菜溝区域の地質は、ジュラ紀前期、燕山早期の貫入岩類である黒雲母花崗岩・花崗岩とこれらに岩株状あるいは小規模岩脈状に貫入するジュラ紀後期、燕山晩期の貫入岩類であるアルカリ長石花崗岩、斑状花崗岩、花崗斑岩、流紋岩、細粒花崗岩、花崗閃緑斑岩、安山岩からなる。黒雲母花崗岩中に石炭系の岩石が捕獲岩としてわずかにみられる。また、ジュラ系が区域北部にわずかに分布している。水系沿いに第四系沖積層が分布する。本区域はNE-SW方向の額爾古納-呼倫湖断裂帯の影響を受け、燕山晩期の貫入岩類がNE-SW方向の岩株・岩脈状に分布している。また、NE-SW方向と斜交するNW-SE方向の断層も推定される(図2-1, 図2-2)。

年代	時 代	地層名	模 式 柱 状 図	貫 入 岩	鉱 微 ・ 変 質	
Ma 2	第四紀	喜 馬 拉 雅 期	沖積層	泥・砂・礫	燕山晩期貫入岩類 細粒花崗岩 ($\gamma\tau_3$) 安山岩 (α) 花崗閃緑斑岩 ($\gamma\delta\pi$) 流紋岩 ($\lambda\pi$)	・黄鉄鉱輝水鉛鋳石石英脈 黄銅鉱・黄鉄鉱石英脈 輝水鉛鋳黄鉄鋳石石英脈 黄鉄鋳鋳染 珪化 絹雲母化 加水雲母化 碳酸塩化
	第三紀					
65	白亜紀	燕山期			細粒花崗岩 ($\gamma\tau_2$) 花崗斑岩 ($\gamma\pi$) 斑状花崗岩 ($\pi\gamma$) アルカリ長石花崗岩 ($\xi\gamma$)	
	136					
195	三疊紀	印支期	竜江層	流紋岩 (J_3l) 流紋岩質・凝灰岩	燕山早期貫入岩類 細粒花崗岩 ($\gamma\tau_1$) 黒雲母花崗岩・花崗 岩 ($\gamma\beta$)	
225	二疊紀	海西期				
280	石炭紀		莫尔根 河 層	結晶質石灰岩 (C_{1m})		

図2-1 黄花菜溝区域地質模式層序図



測線G990地質断面



凡例

堆積岩類及び火山岩類

第四紀 沖積層	Q	泥・砂・礫
ジュラ紀 竜江層	J ₃ l	流紋岩・ 流紋岩質凝灰岩
石炭紀 莫爾根河層	C ₁ m	結晶質石灰岩

貫入岩類

燕山期晩期 貫入岩類	a	V V V V V V	安山岩
	γ δ π	X O X O X O	花崗閃綠斑岩
	λ π	O O	流紋岩
	γ z ₂	γ γ γ γ γ γ	粗粒花崗岩
	γ π	X X X X X X	花崗閃岩
	π γ	Γ Γ Γ Γ Γ Γ	斑状花崗岩
ε γ	F F F F F F	アルカリ長石 花崗岩	

貫入岩類

燕山早期 貫入岩類	γ z ₁	井 井 井 井 井 井	細粒花崗岩
	γ β	++ ++ ++ ++	黒雲母花崗岩・花崗岩

- — — 推定断層
- ⊕ ボーリング孔位置 (4本)
- ~ 地質境界
- G990 地質断面線 (物理探査IP測線)

図2-2 黄花菜溝区域地質図・地質断面図

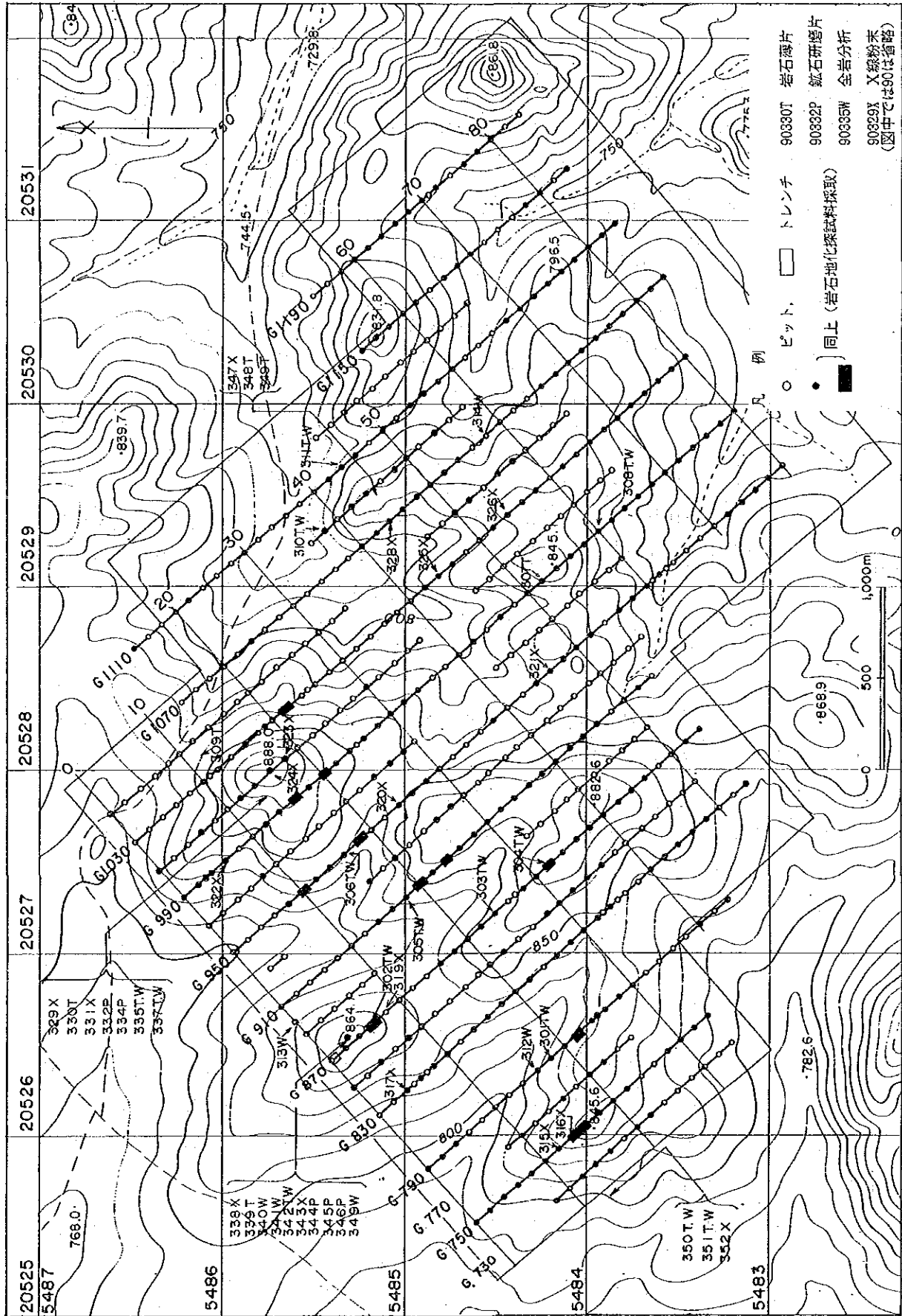


図2-3 ピット・トレンチ位置図及び岩石試料採取位置図

2.2.2 地質層序

(1) 石炭系 (C1m)

白色～淡白色を呈し、塊状で、珪質礫を含む結晶質石灰岩からなり、黒雲母花崗岩と花崗斑岩の境界部に認められる。本区域の北東部に分布する莫尔根河層に対比される。花崗斑岩との境界部には透輝石様の淡黄色スカルンが認められ、花崗斑岩の貫入によりスカルン化作用が生じたと考えられる。このスカルンは金属鉱物を伴わない。結晶質石灰岩の分布から、本岩は花崗岩貫入時の捕獲岩であると推定される。

(2) ジュラ系 (J3l)

流紋岩及び流紋岩質凝灰岩からなり、区域北部に小規模に分布している。岩相からジュラ紀の酸性火山岩類からなる竜江層に対比される。

流紋岩は、灰色～灰桃色を呈し、斜長石を斑晶とする緻密な石基の斑状岩である。顕微鏡観察結果(試料番号90310)では、斜長石斑晶は絹雲母化し、石基は微粒の石英、長石、黒雲母、燐灰石、磁鉄鉱からなることが認められる。

流紋岩質凝灰岩は、安山岩、石英安山岩、流紋岩などの角礫を含み、灰色、堅硬、緻密な基質からなる。顕微鏡観察結果(試料番号90309)では、石英安山岩、流紋岩の岩片が多く、少量の安山岩を含み、結晶片として石英、斜長石があり、隠微晶質の膠結物からなる。二次的な緑泥石が認められる。

今回の調査では、ジュラ系と燕山期貫入岩類の関係が明らかになる地質現象を認めることはできなかったが、ジュラ系は黒雲母花崗岩・花崗岩を不整合に覆って、燕山晚期貫入岩の花崗斑岩により貫かれているものと考えられる。

(3) 第四系 (Q)

区域内の水系付近の低地部に分布し、暗灰色の砂、黒褐色や赤褐色の土壌及び火成岩類の礫からなる。

2.2.3 貫入岩類

本区域の貫入岩類はジュラ紀～白亜紀の燕山期の貫入岩類で、貫入時期は燕山早期と同晩期に分けられる。

(1) 燕山早期貫入岩類

燕山早期の貫入岩類は、黒雲母花崗岩、花崗岩及びこれらよりやや遅れて貫入した細粒花崗岩からなる。貫入岩類のうち黒雲母花崗岩が区域の広い範囲を占め、花崗岩及び細粒花崗岩は僅かな分布を示すだけである。また、黒雲母花崗岩と花崗岩は漸移関係であり、地質図では一括して表示してある。以下に各岩石について述べる。

黒雲母花崗岩・花崗岩 ($\gamma\beta$) : 区域全域に分布する。岩相は灰白色～淡桃色で、中粒～粗粒の等粒状、一部斑状の組織を示し、石英、カリ長石、斜長石を主とし、少量の細粒黒雲母を含む。黒雲母の量が極めて少ないものを花崗岩としている。ボーリングコアでは変

質を受け、鉍染状の黄鉄鉍が認められる。これら貫入岩類は石炭系に貫入したものと考えられ、その貫入方向は区域及びその周辺の分布からNE-SW方向と推定される。

顕微鏡観察では半自形等粒状組織で、カリ長石（または微斜長石）28~35%、斜長石30~38%、石英25~40%、黒雲母微量~4%を主とし、燐灰石、磁鉄鉍、ジルコンなどが認められる。また黒雲母より変質した白雲母、斜長石中の二次炭酸塩鉍物も一部に認められる。

細粒花崗岩（ $\gamma\tau 1$ ）：区域北東端の高地に狭く分布する。岩相は灰白色を呈し細粒等粒状で極めて堅硬な岩石で、変質は認められない。

(2) 燕山晚期貫入岩類

燕山晚期貫入岩類は、岩株状または岩脈状のアルカリ長石花崗岩、斑状花崗岩、花崗斑岩、流紋岩、細粒花崗岩、花崗閃緑斑岩、安山岩からなる。以下、各貫入岩について述べる。

アルカリ長石花崗岩（ $\xi\gamma$ ）：831 高地西部、中央部に分布し、864 高地のボーリングZK8102にも認められる。桃色を呈し中粒、等粒状組織の岩石で、黒雲母花崗岩・花崗岩中に岩株状に貫入していると考えられる。

顕微鏡観察では半自形等粒状で、カリ長石55%、斜長石25%、石英20%を主とし、極微量の黒雲母、加水雲母、褐鉄鉍を含む。

斑状花崗岩（ $\pi\gamma$ ）：864 高地、845.6 高地に分布する。桃色~灰白色を呈し、石英、長石の斑晶を含み、中粒~細粒の石基を有するアプライト質花崗岩である。斑晶の石英、石基の桃色カリ長石を特徴とし、斑状構造を呈する。ボーリングZK8102では石英-絹雲母化変質が見られる。貫入関係は黒雲母花崗岩・花崗岩中に岩株状に貫入していると考えられる。花崗閃緑斑岩に貫入されている。

顕微鏡観察では斑状組織で、石英、斜長石、カリ長石を斑晶とし、細粒の石英、カリ長石、斜長石、絹雲母、加水雲母、褐鉄鉍を石基とする。絹雲母と加水雲母は、斜長石の変質である。

花崗斑岩（ $\gamma\pi$ ）：888 高地から南側に広く分布するほか、区域中央部から西部にかけて小規模に分布する。灰白色~桃色を呈し、石英、長石、黒雲母を斑晶とする斑状岩である。変質を受けているものは、白色を示す。岩体の周縁では石英斑晶だけとなり、隠微晶質石基となる。888 高地では、NE-SW方向に伸長した岩株状に、他の区域では岩脈状に黒雲母花崗岩・花崗岩に貫入している。

顕微鏡観察では、斑状組織で、石英5~15%、斜長石15~25%、白雲母2~3%、黒雲母0~3%の斑晶及び隠微晶質の石英・長石質の石基からなる。白雲母斑晶は黒雲母の変質で、一部の長石斑晶は絹雲母に変質している。燐灰石、ジルコンを含む。

細粒花崗岩（ $\gamma\tau 2$ ）、（ $\gamma\tau 3$ ）：小規模に分布し、灰白色~淡桃色を呈する細粒等粒状の岩石である。岩脈状に黒雲母花崗岩・花崗岩、または安山岩中に貫入している。

流紋岩 ($\lambda \pi$) : 区域東部及びボーリングZK8101にみられる。灰色～淡褐色を呈する緻密塊状の岩石で緑泥石が点在する。黄鉄鉱が鉍染状に認められる。岩脈あるいは岩株状に黒雲母花崗岩・花崗岩及び花崗斑岩に貫入していると考えられる。

顕微鏡観察では、斑状組織で、斑晶は斜長石であり、石基は石英・長石質で加水雲母、炭酸塩鉍物が認められる。石英脈が発達し、黄鉄鉱が鉍染状及び石英脈中にある。

花崗閃緑斑岩 ($\gamma \delta \pi$) : 864 高地とボーリングZK8102にみられる。青灰色を呈し斜長石、黒雲母の斑晶を含む斑状岩で、黄鉄鉱が鉍染状に認められる。岩脈状に斑状花崗岩に貫入している。

顕微鏡観察では、斑状組織で、斑晶は斜長石25%、黒雲母3%及び少量の石英で、石基は斜長石、緑泥石化黒雲母、石英、カリ長石からなり、不透明鉍物、炭酸塩鉍物、緑簾石を含む。変質は弱い、斜長石の炭酸塩化、緑簾石化また黒雲母の緑泥石化が認められる。

安山岩 (α) : 中央部、888 高地のボーリングZK8101にみられる。灰黒色を呈する斜長石斑晶の斑状岩である。石英脈、鉍染状黄鉄鉱が認められる。岩脈状に黒雲母花崗岩・花崗岩、または流紋岩中に貫入している。

顕微鏡観察では斑状組織を呈し、斑晶として斜長石を25%含む。石基は多量の斜長石、緑泥石、炭酸塩鉍物、微量の磷灰石、黄鉄鉱からなる。炭酸塩鉍物、黄鉄鉱を伴う石英脈が存在する。斑晶の斜長石は一部加水雲母化している。変質は、緑泥石化と炭酸塩化が明瞭である。

2.2.4 地質構造

本区域の地質構造は区域の東方約30kmを走るNE-SW方向の額爾古納-呼倫湖断裂帯の影響を受け、NE-SW方向の構造が発達している。このため区域の北東部及び北部に分布する石炭系はNE-SW方向の背斜構造で、NE-SW方向に伸長した分布を示している。

岩株及び岩脈状の燕山晩期の貫入岩類の分布及び方向は、NE-SW方向、WNW-ESE方向及びN-S方向で、このうち、NE-SW方向が卓越している。岩脈のうち、最も多い花崗斑岩はNE-SW方向を示すことが多い。安山岩と花崗閃緑斑岩はNNE-SSW方向を示す。区域中央部の岩株状花崗斑岩の分布からWNW-ESE方向の断層の存在が推定される。また、地形図から判読されるリニアメントには、NE-SW方向、NW-SE方向、N-S方向、E-W方向がある。NE-SW方向の構造は、周辺の地質構造を反映しており、本区域では古い構造であると考えられるが、NW-SE方向の構造は烏奴格吐山鉍床を切る断層と同一方向であることから鉍化作用後の活動により形成されたものと考えられる。

2.2.5 鉍徴・変質

区域内の主要な鉍徴・変質は、燕山晩期の岩株状を呈する斑状花崗岩、花崗斑岩及び付近に分布する、同前期の花崗岩中に認められる。鉍徴は、地表では細脈状に発達する石英脈及び節理に

沿う褐鉄鉱の存在及び局所的な鉍染状黄鉄鉱からなるが、ボーリングコア調査の結果により地表下では、黄鉄鉱を伴い網状及び細脈状に発達する石英脈と鉍染状黄鉄鉱からなり、黄鉄鉱の他に黄銅鉱あるいは輝水鉛鉱を伴う石英脈、鉍染状黄銅鉱、鉍染状輝水鉛鉱も認められている。研磨片の顕微鏡観察結果を資料 2 に示す。石英脈の周辺では珪化変質及び絹雲母化変質を特徴とする石英－絹雲母－加水雲母化変質帯が形成され、その周囲では斜長石、黒雲母の変質による絹雲母－加水雲母化変質帯が発達している。その他の変質には、炭酸塩化作用、緑泥石化作用、緑れん石化作用がある。X線回折結果及び全岩分析結果をそれぞれ表 1－3、表 1－7 に示す。

区域内の主な鉍徴・変質帯は 845.6 高地、864 高地、888 高地、831 高地西部、831 高地、845.1 高地北東部などである。また、小規模な鉍徴・変質帯が花崗岩及び花崗斑岩中に認められる。これらの鉍徴・変質帯を表 2－1 にまとめ、位置を図 2－4 に示す。

表 2 - 1 黄花草溝区域鉄鉱・変質帯一覽表 (1)

鉄鉱・変質帯名	地 表		地 下		産 状	規 模 ・ 品 位	変 質 帯 ・ 規 模	母 岩	物理探査結果 (I P 異常)
	褐鉄鉱	黄鉄鉱	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱・方鉛鉱 (ZK55による)	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱・方鉛鉱 (ZK55による)					
1 845.6 高地	褐鉄鉱	黄鉄鉱	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱・方鉛鉱 (ZK55による)	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱・方鉛鉱 (ZK55による)	石英脈中 鉄染状	地表褐鉄鉱分布域 400m(NS)×250m(EW) 石英脈幅 (最大 5 cm) 細脈帯 (最大 4 m 厚さ)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 絹雲母-加水雲母化帯 500m×500m	花崗岩・斑状 花崗岩・花崗 斑岩	845.6高地異常帯 ・中F E, 帯~中比抵抗 ・地表浅部より北東傾斜を示して分布 ・貫入岩との境界部及びその周辺に分布 ・変質帯と調和的な分布
2 864 高地	褐鉄鉱	黄鉄鉱	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱・方鉛鉱 (ZK8102による)	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱・方鉛鉱 (ZK8102による)	石英脈中 鉄染状	地表褐鉄鉱分布域 500m (NW-SE)×300m (NE-SW) 石英脈幅 (最大 5 cm) 細脈帯 (最大 6 m 厚さ) 深度 96.88 - 106.07m (9.24m) Cu 0.12% Mo 0.005% 深度 246.43 - 292.78m (46.35m) Cu 0.07% Mo 0.021%	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 絹雲母-加水雲母化帯 500m×500m	花崗岩 アルカリ長石 花崗岩 斑状花崗岩	864高地異常帯 ・中F E, 中比抵抗 ・地表下150m (n=2) より分布 ・異常帯は中程度の硫化鉄物の鉱染 ・貫入岩との境界部及びその周辺に分布 ・変質帯と調和的な分布 ・北方向に伸長する
3 888 高地	褐鉄鉱・黄鉄鉱	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱 (ZK8101による)	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱 (ZK8101による)	黄鉄鉱・黄銅鉱・銅水鉛鉱 (ZK8101による)	石英脈中 鉄染状	地表褐鉄鉱分布域 500m(NS)×500m(EW) 石英脈幅 (最大 30cm) 深度 44.50 - 69.98m (25.49m) Cu 0.05% Mo 0.023% 深度 78.01 - 119.86m (41.85m) Cu 0.15% Mo 0.016%	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 絹雲母-加水雲母化帯 800m×800m	花崗岩 花崗斑岩 細粒花崗岩 流紋岩 安山岩	888高地異常帯 ・中F E, 中比抵抗 ・地表下150m (n=2) 以深に分布 ・異常帯は硫化鉄物の鉱染 ・地表浅部の低~中比抵抗帯は硫化鉄物 ・分布域は地表異常帯と対応する ・分布方向はNE-SW方向である。 ・最大700m~800mの分布幅である。
4 831 高地西部	褐鉄鉱	黄鉄鉱・銅水鉛鉱 (ZK8103による)	黄鉄鉱・銅水鉛鉱 (ZK8103による)	黄鉄鉱・銅水鉛鉱 (ZK8103による)	石英脈中 鉄染状	地表褐鉄鉱分布域 300m(NS)×300m(EW) 石英脈幅 (最大 2 cm)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 絹雲母-加水雲母化帯 500m(NS)×600m(EW)	花崗岩 花崗斑岩	G1110線深部異常帯 ・中F E, 中比抵抗 ・地表下150m (n=2) 以深に分布 ・分布方向はNE-SW方向 ・SW方向には規模小さくなる。 ・小規模異常帯の集合かもしれない。
5 831 高地	褐鉄鉱	不明	不明	不明	石英脈中	地表褐鉄鉱分布域 300m(NB-SW)×500m (NW-SE)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 絹雲母-加水雲母化帯 500m×500m	花崗岩	
6 845.1 高地北東部	褐鉄鉱	不明	不明	不明	石英脈中	地表褐鉄鉱分布域 300m(NB-SW)×700m (NW-SE)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 絹雲母-加水雲母化帯 800m(NS)×1000m(EW)	花崗岩 花崗斑岩	

表 2-1 黄花草蓐区域鈳微・變質帶一覽表 (2)

鈳微・變質帶名	鈳石鈳物		産状	規模・品位	變質帶・規模	母岩	物理探査結果 (I.P.異常)
	地	地					
7 6/830	褐鉄鈳	不明	石英脈中	地表褐鉄鈳分布域 150m(NW-SE) × 50m (NE-SW)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 50m × 50m 絹雲母-加水雲母化帯 200m(NW-SE) × 100m (NE-SW)	花崗斑岩	<ul style="list-style-type: none"> ・中F.E. 中比抵抗異常 ・中比抵抗分布域は褐鉄鈳分布域と調和 ・深部異常である
8 11/850	褐鉄鈳・黄鉄鈳	不明	石英脈中 鈳染状	地表褐鉄鈳分布域 100m(NS) × 100m(EW)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 50m × 50m	花崗岩 花崗斑岩	<ul style="list-style-type: none"> ・高F.E. 高比抵抗異常 ・地表下 150m (n=2) より分布する深部異常 ・やや真傾斜を示す ・888 高地異常帯の西部延長に相当
9 18/910	褐鉄鈳・黄鉄鈳	不明	鈳染状	地表褐鉄鈳分布域 200m(NS) × 300m(EW)	絹雲母-加水雲母化帯 300m × 300m	花崗斑岩	<ul style="list-style-type: none"> ・低F.E. 高比抵抗異常 ・分布方向はNW-S.E.方向、長さ 400m
10 24/910	褐鉄鈳・黄鉄鈳	不明	鈳染状	地表褐鉄鈳分布域 200m(NW-SE) × 300m (NE-SW)	絹雲母-加水雲母化帯 300m × 300m	花崗斑岩	<ul style="list-style-type: none"> ・低~中F.E. 高比抵抗異常 ・小規模な分布域
11 30/850	褐鉄鈳	不明	節理中	地表褐鉄鈳分布域 150m(NS) × 150m(EW)	絹雲母-加水雲母化帯 500m × 500m	花崗岩 花崗斑岩	<ul style="list-style-type: none"> ・高比抵抗分布域 ・I.P.異常は認められない
12 10/1070	褐鉄鈳・黄鉄鈳	不明	石英脈中 鈳染状	地表褐鉄鈳分布域 200m(NS) × 200m(EW)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 50m × 50m 絹雲母-加水雲母化帯 200m × 200m	花崗岩	<ul style="list-style-type: none"> ・測定値なし
13 22/1030	褐鉄鈳	不明	石英脈中	地表褐鉄鈳分布域 100m(NW-SE) × 200m (NE-SW)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 50m × 50m	流紋岩	<ul style="list-style-type: none"> ・低~中F.E. 中比抵抗異常 ・小規模な分布 ・方向性不明
14 22/990	褐鉄鈳・黄鉄鈳	不明	石英脈中	地表褐鉄鈳分布域 50m(NS) × 50m(EW)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 50m × 50m	花崗岩	
15 28/890	褐鉄鈳	不明	節理中	地表褐鉄鈳分布域 200m(NW-SE) × 100m (NE-SW)	絹雲母-加水雲母化帯 200m × 200m	花崗岩	<ul style="list-style-type: none"> ・中F.E. 高比抵抗異常 ・局部的な異常
16 845.1 高地	褐鉄鈳	不明	石英脈中	地表褐鉄鈳分布域 50m(NS) × 50m(EW)	石英-絹雲母-加水 雲母化帯 50m × 50m	黒雲母花崗岩	<ul style="list-style-type: none"> ・中F.E. 中比抵抗異常 ・深部異常 ・異常源は弱い硫化鈳物鈳染

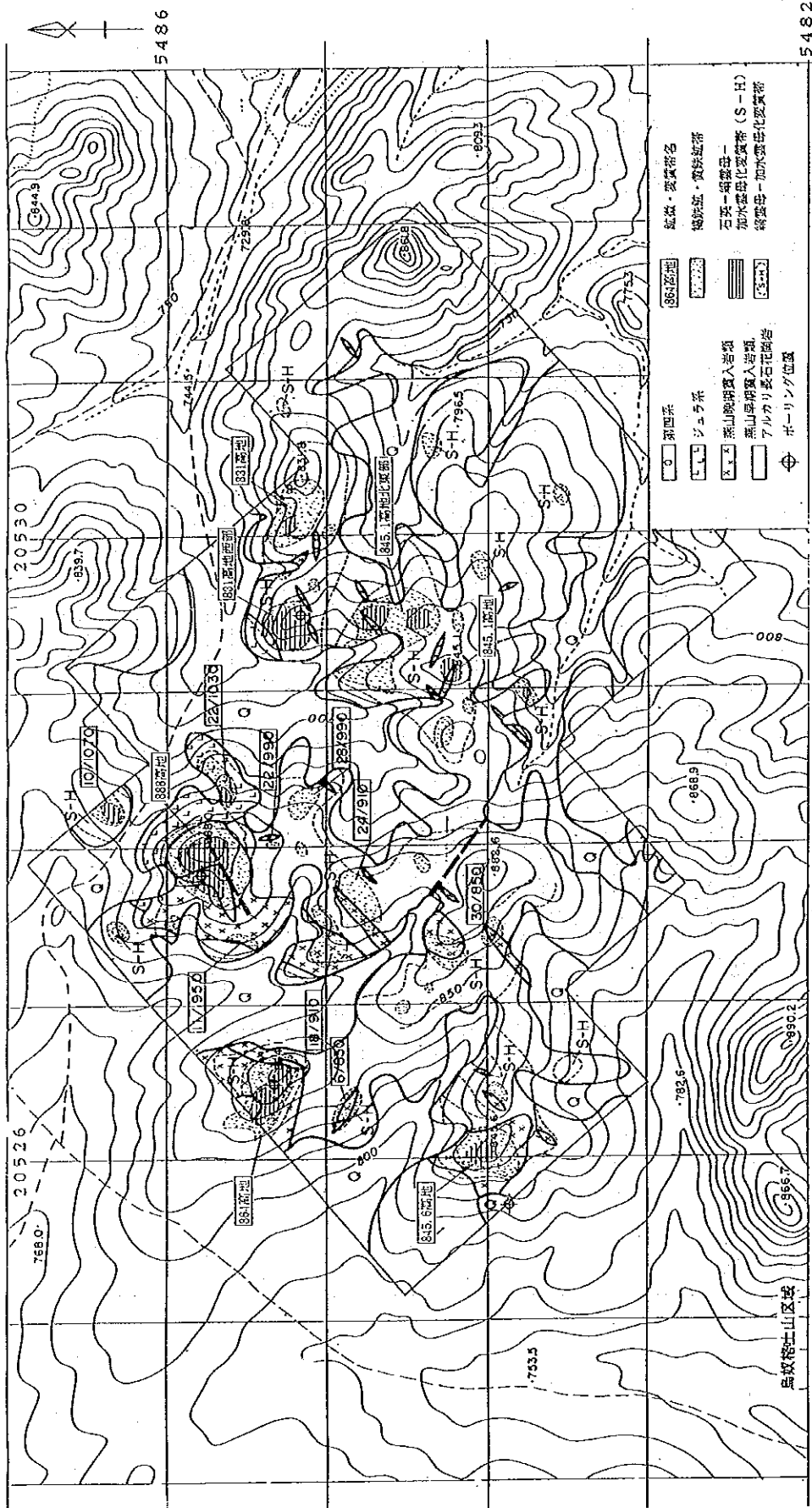


図2-4 黄花草溝区域地質・鉱徴・変質図

2.3 地化学探査

2.3.1 地化学探査概要

地化学探査は 400m 間隔の物理探査測線上で、50m ごとに B 層相当の土壤試料を合計 737 個採取した。分析は哈尔滨の地質調査局にて銅 (Cu)、鉛 (Pb)、亜鉛 (Zn)、モリブデン (Mo)、金 (Au)、銀 (Ag)、砒素 (As) 及び水銀 (Hg) の 8 成分を分析した。分析方法は Cu, Pb, Zn, Au, Ag は原子吸光分析法, Mo, Mg は比色法, As は原子蛍光分析法によった。これら分析による各元素の検出限界は Cu : 3 ppm, Pb : 5 ppm, Zn : 5 ppm, Mo : 0.5 ppm, Au : 0.1 ppb, Ag : 0.05 ppm, As : 0.5 ppm, Hg : 0.03 ppm である。分析結果の解析は単一変量解析及び多変量解析の主成分分析を行った。

また、土壤による地化学探査を補完するために、物理探査測線上に掘られたピット及びトレンチより 388 個の岩石試料を採取 (図 2-5)、土壤試料と同じ 8 成分を分析し、単一変量解析を行って土壤地化学探査結果と対比した。

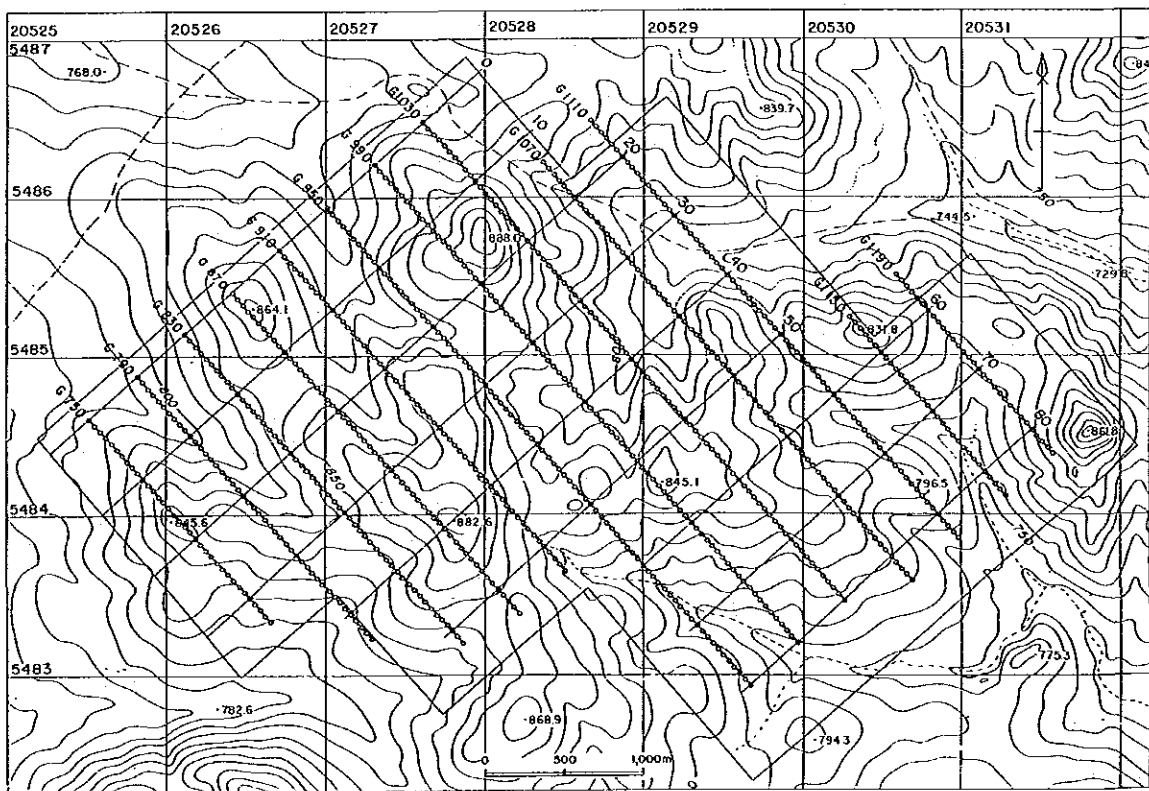


図 2-5 土壤試料採取位置図

2.3.2 単一変量解析

(1) 地化学異常の区分

分析8成分の分析値の分布特性を把握するために、各元素ごとにヒストグラム、頻度分布図、累積頻度分布図を作成した(図2-6)。Cu, Pb, Zn, Asの4元素は分析値が分析方法の検出限界品位以上を示すものが大部分であるので、これらの累積頻度分布曲線がほぼ直線に近く、単一母集団を示すと考えられる。一方、Au, Ag, Mo, Hgの4元素は累積頻度分布曲線の低品位部に乱れを生じているが、これはこれら4元素の分析値が検出限界品位に近いものが比較的多いことに起因すると考えられるので、これら4元素も単一母集団と考えてよい。従って737個の全分析値より各元素の平均値(\bar{x})、標準偏差(σ)、最小値、最大値を計算した(表2-2)。これらの数値に基づき、元素別の地化学異常を区分した。

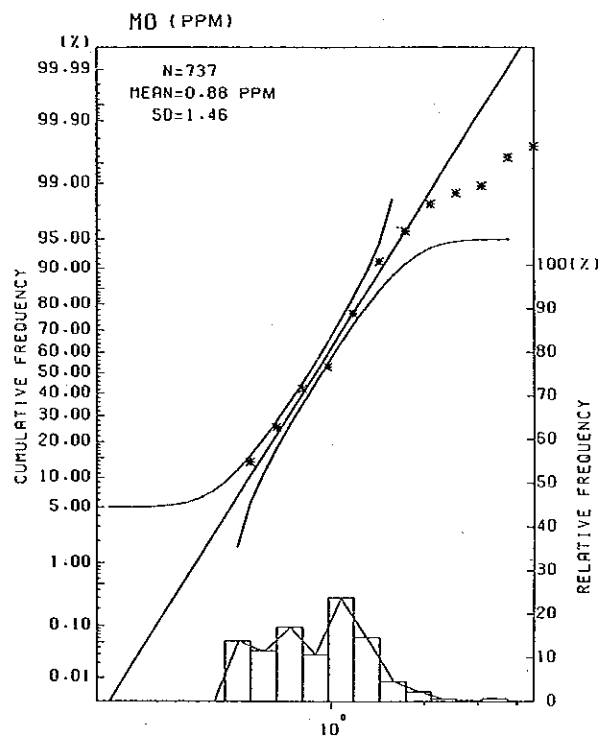
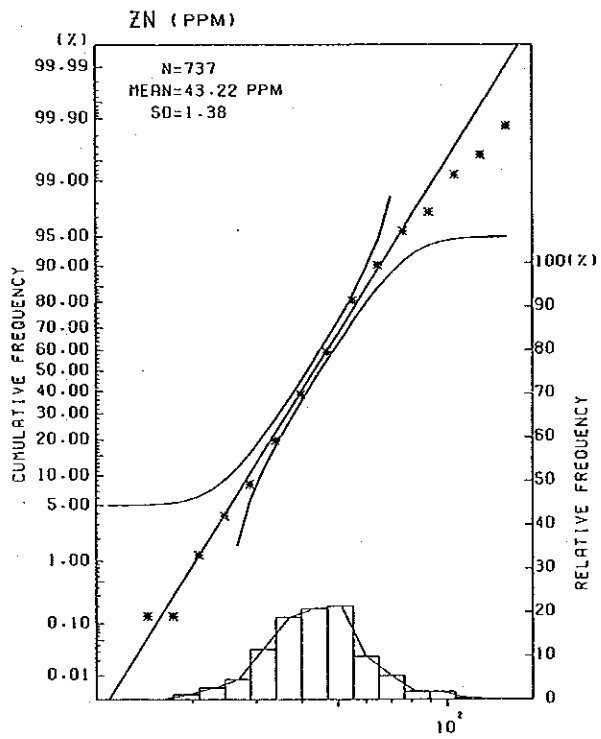
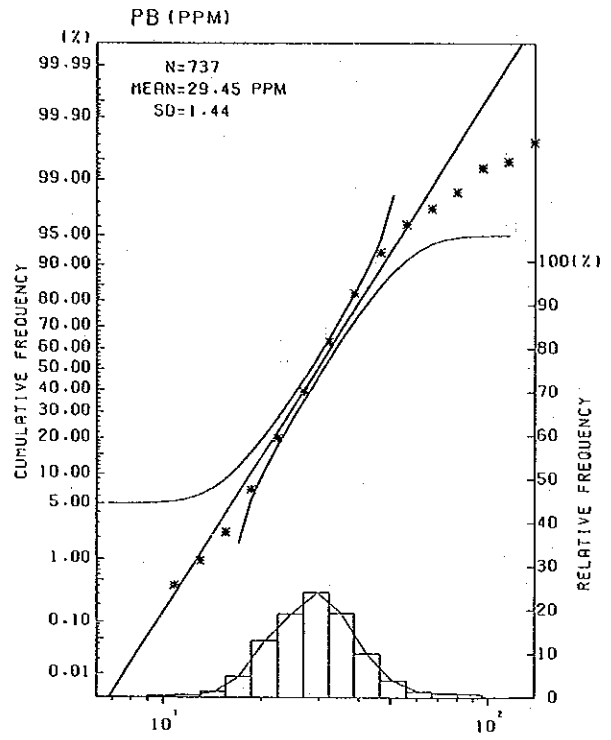
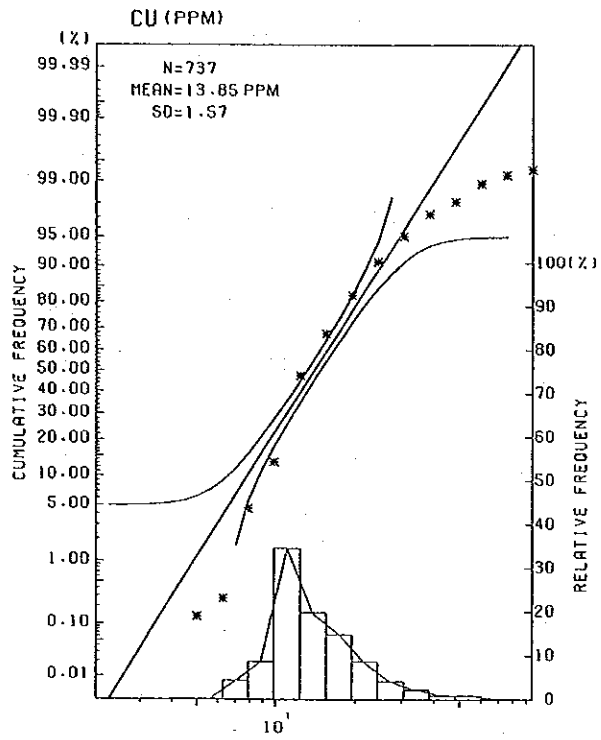


図 2-6 ヒストグラム・頻度分布及び累積頻度分布図 (1)

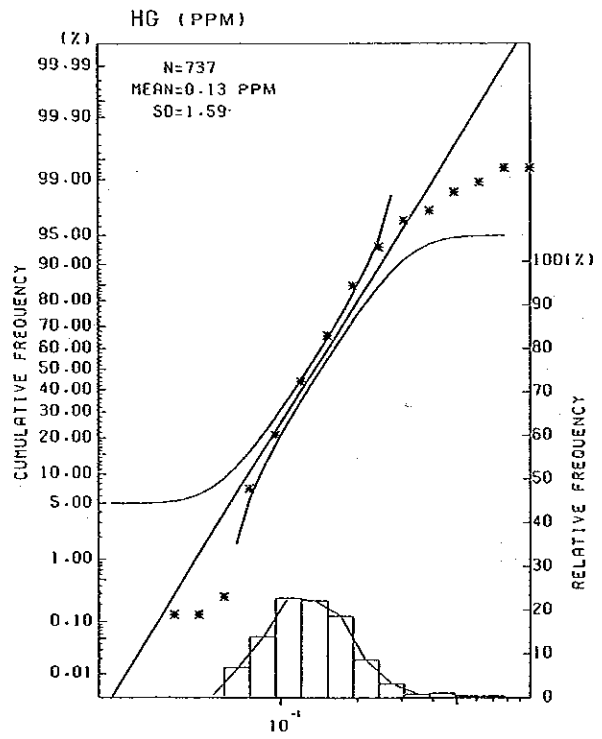
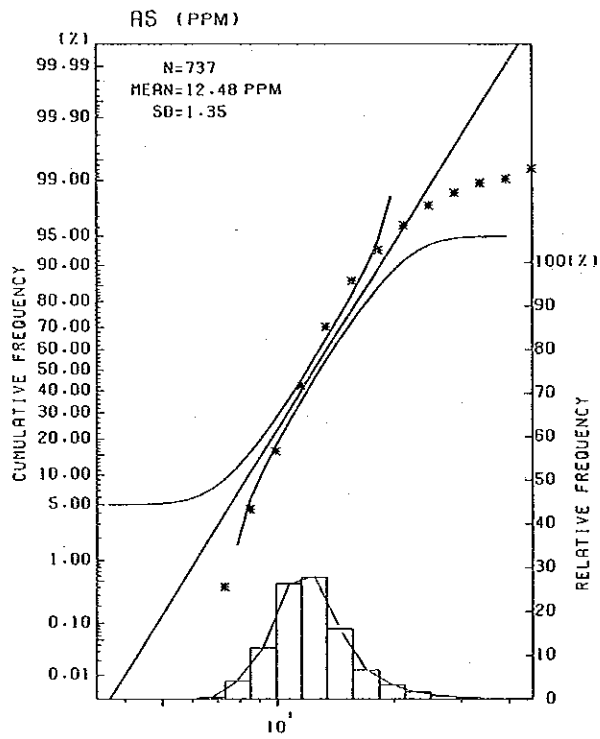
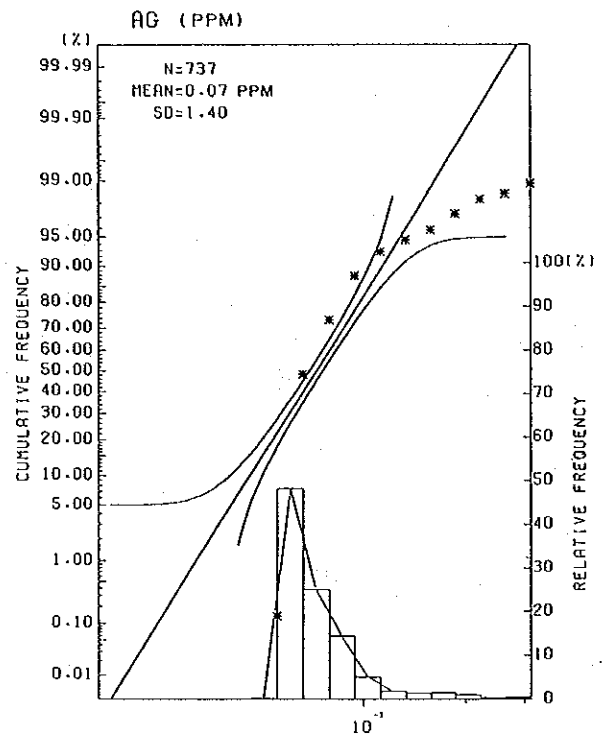
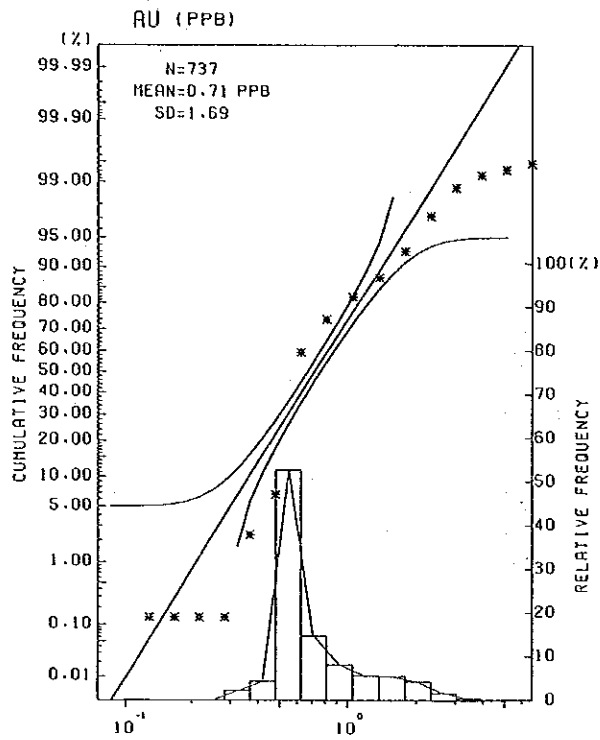


図 2 - 6 ヒストグラム・頻度分布及び累積頻度分布図 (2)

表2-2 地化学探査単一変量解析統計量

	最小値	最大値	算術平均 (\bar{x})	幾何平均	標準偏差 (σ)	標準偏差 (対数)	$\bar{x} + 1.0\sigma$	$\bar{x} + 1.5\sigma$	$\bar{x} + 2.0\sigma$
Cu	5.00	206.00	15.87	13.85	13.35	0.20	29.22	35.90	42.57
Pb	10.00	353.00	31.82	29.45	17.81	0.16	49.63	58.54	67.44
Zn	15.00	156.00	45.61	43.22	16.06	0.14	61.67	69.70	77.73
Mo	0.50	4.70	0.96	0.88	0.46	0.17	1.42	1.65	1.88
Au	0.10	32.00	0.89	0.71	1.52	0.23	2.41	3.17	3.93
Ag	0.05	1.19	0.08	0.07	0.07	0.15	0.15	0.19	0.22
As	6.90	165.30	13.40	12.48	9.57	0.13	22.97	27.76	32.54
Hg	0.03	3.18	0.16	0.13	0.20	0.20	0.36	0.46	0.56

単位 (Au : ppb, その他 : ppm) (n = 737)

(2) 地化学異常の分布 (図2-7)

銅 (Cu) : $\bar{x} + \sigma$ (異常値) がまとまって分布するのは 864.1高地の南西斜面, 880高地の北～西斜面, 845.1高地の北斜面及び831.8高地の南西斜面である。このうち $\bar{x} + 2\sigma$ (高異常値) が比較的広く分布するのは 864.1高地と 880.0高地の西斜面である。

鉛 (Pb) : 異常値がまとまって分布するのは 845.1高地及び 882.6高地の北の測線G910沿いの2個所で 845.1高地には高異常値が比較的広く分布している。880.0高地周辺には散点状に分布している。

亜鉛 (Zn) : 異常値が比較的まとまって分布するのは 864.1高地の南西斜面, 880.0高地の周囲, 882.6高地の北の測線G910沿い・南西斜面及び 845.1高地である。高異常値がみられるのは 882.6高地周辺に多い。

モリブデン (Mo) : 異常値がまとまって分布するのは 864.1高地, 880.0高地の周囲及び 831.8高地の西方である。

金 (Au) : 異常値が比較的まとまって分布するのは 888.0高地と 882.6高地の間及び 845.1高地と 861.8高地の間である。

銀 (Ag) : 異常値が比較的まとまって分布するのは 864.1高地南西斜面及び 888.0高地と 882.6高地の間で, 845.1高地及びその東方には散点状に分布している。

砒素 (As) : 異常値がまとまって分布するのは 882.6高地で, そのほかにはここを中心として北側に半円状に点々と分布している。

水銀 (Hg) : 異常値がまとまって分布するのは 888.0高地の南斜面, 845.1高地の北斜面, 831.8高地の南西斜面及び 888.0高地の東方である。このうち 831.8高地の南西斜面の異常値域には高異常値が広く分布するのが認められる。

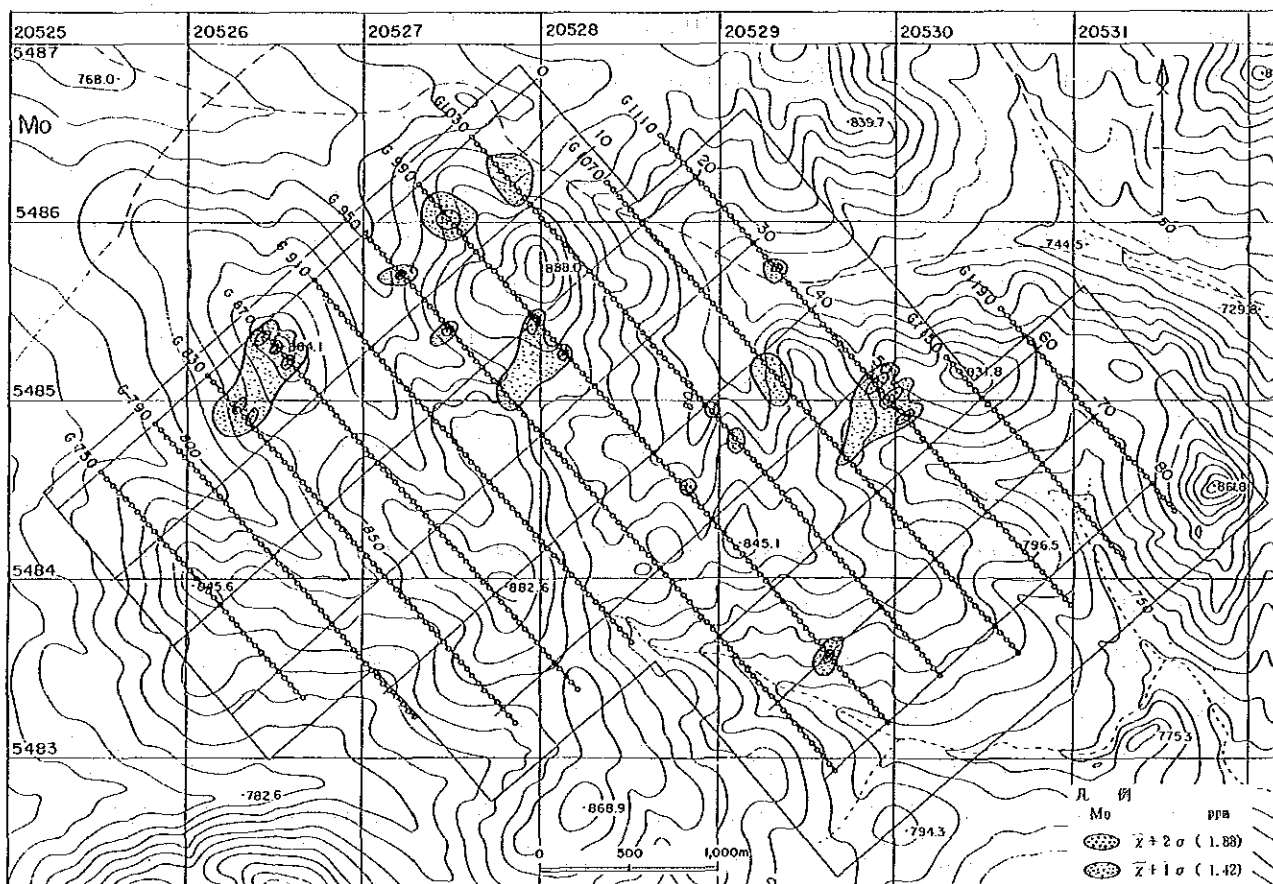
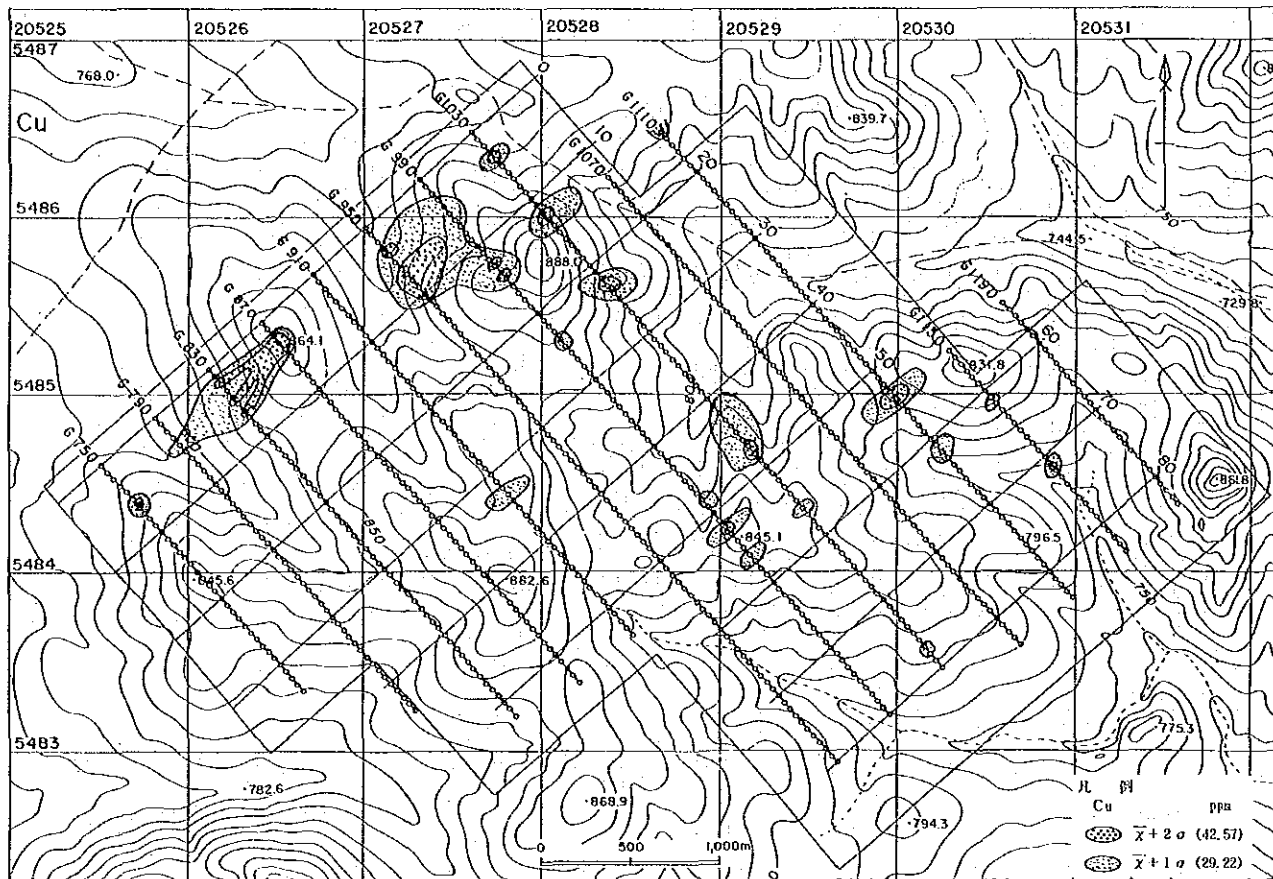


图 2-7 地化学探查单一变量解析结果图 (1)

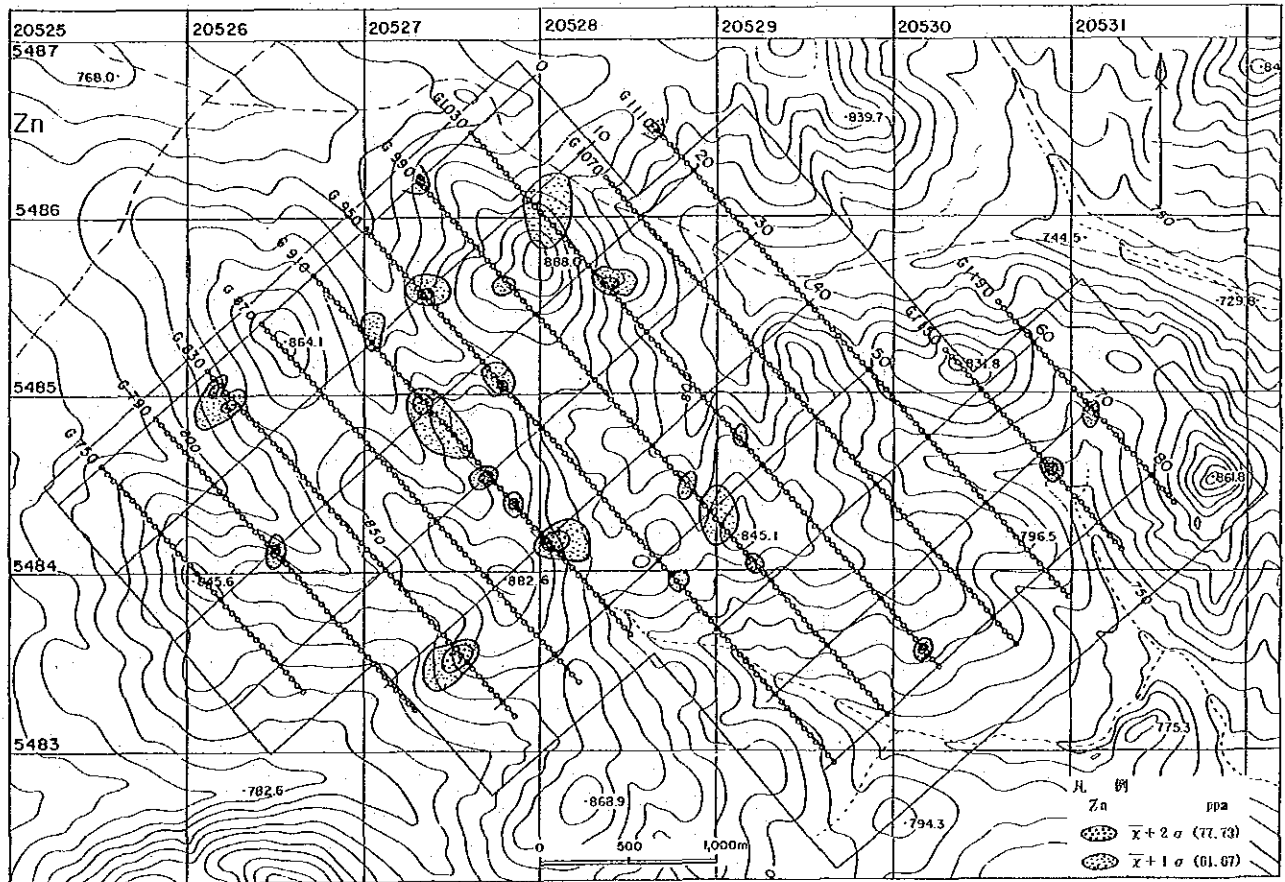
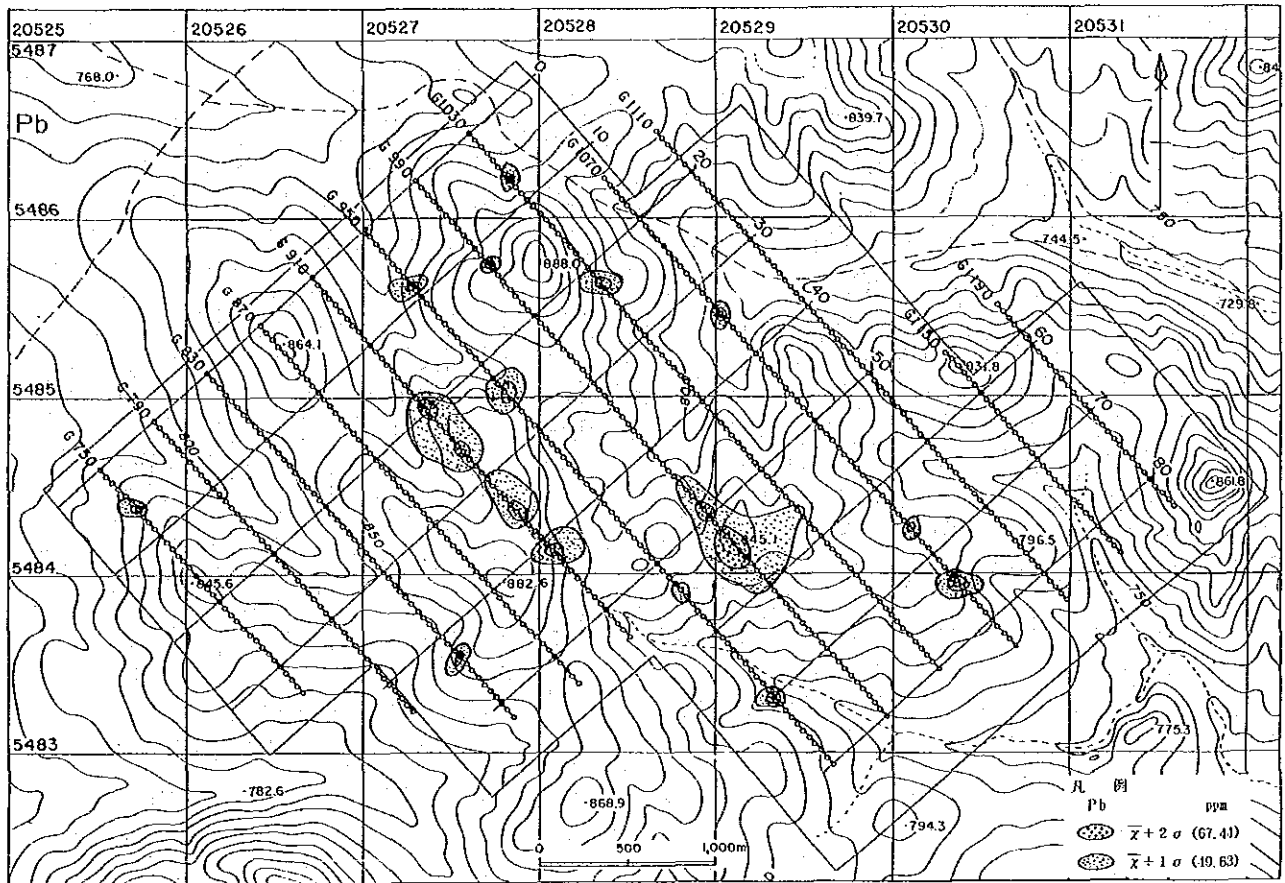


图 2-7 地化学探查单一变量解析结果图 (2)

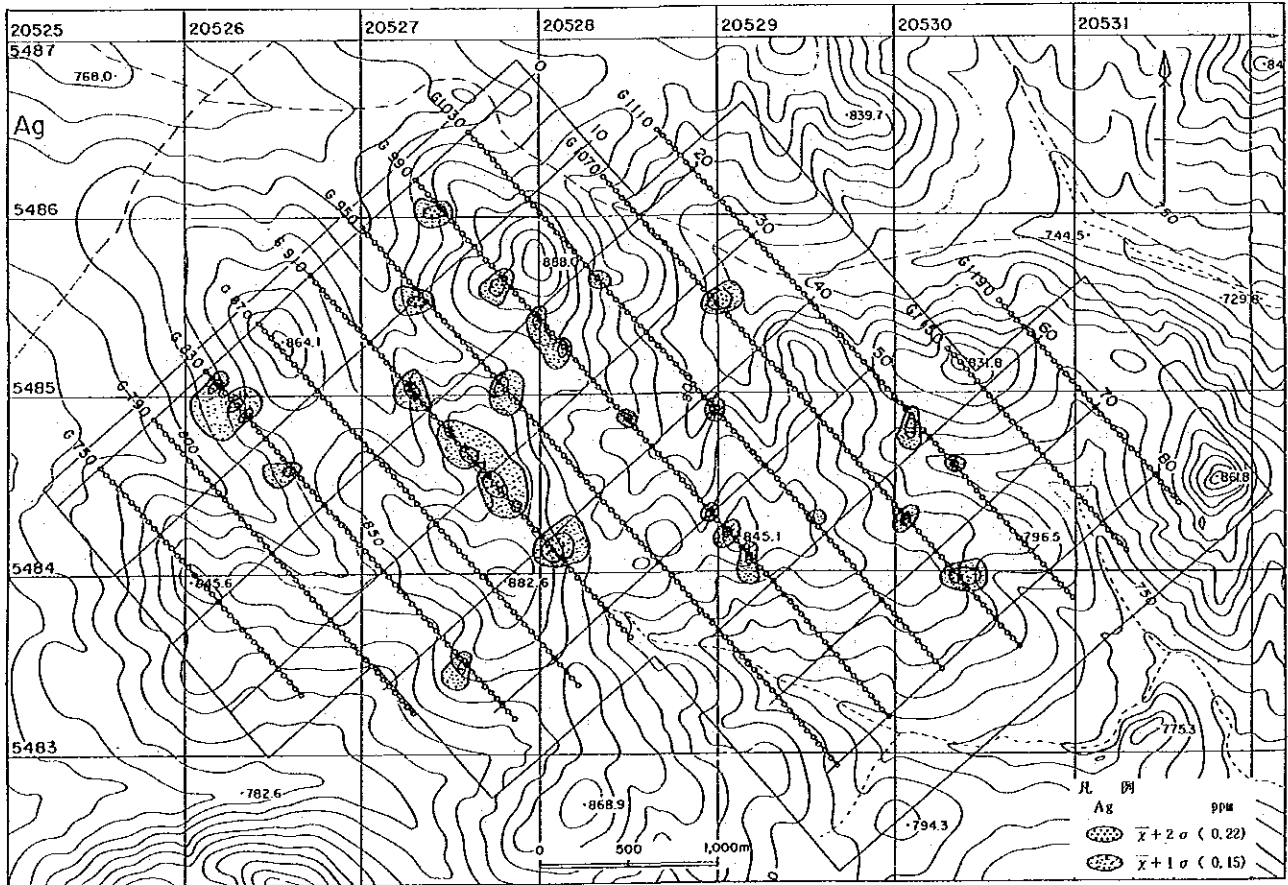
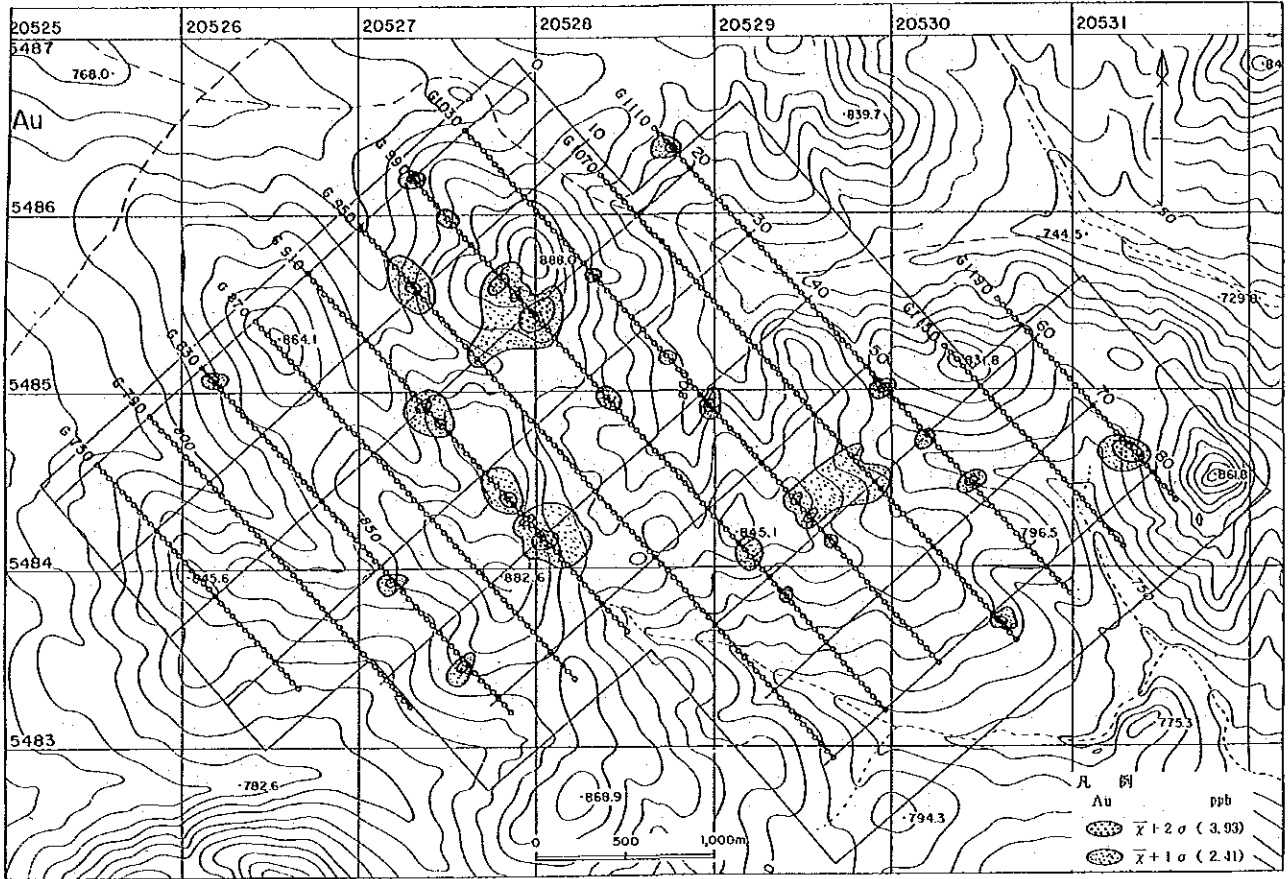


图 2-7 地化学探查单一变量解析结果图 (3)

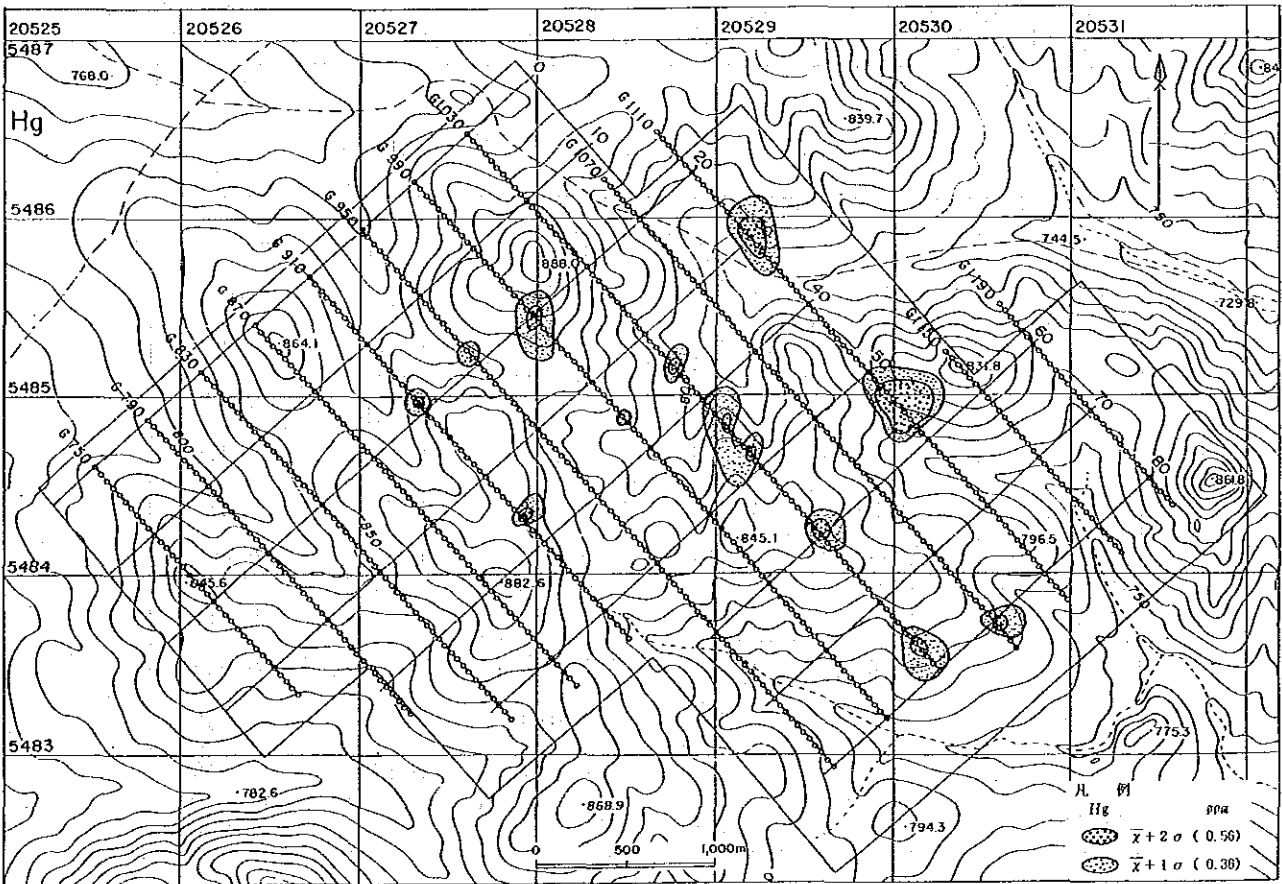
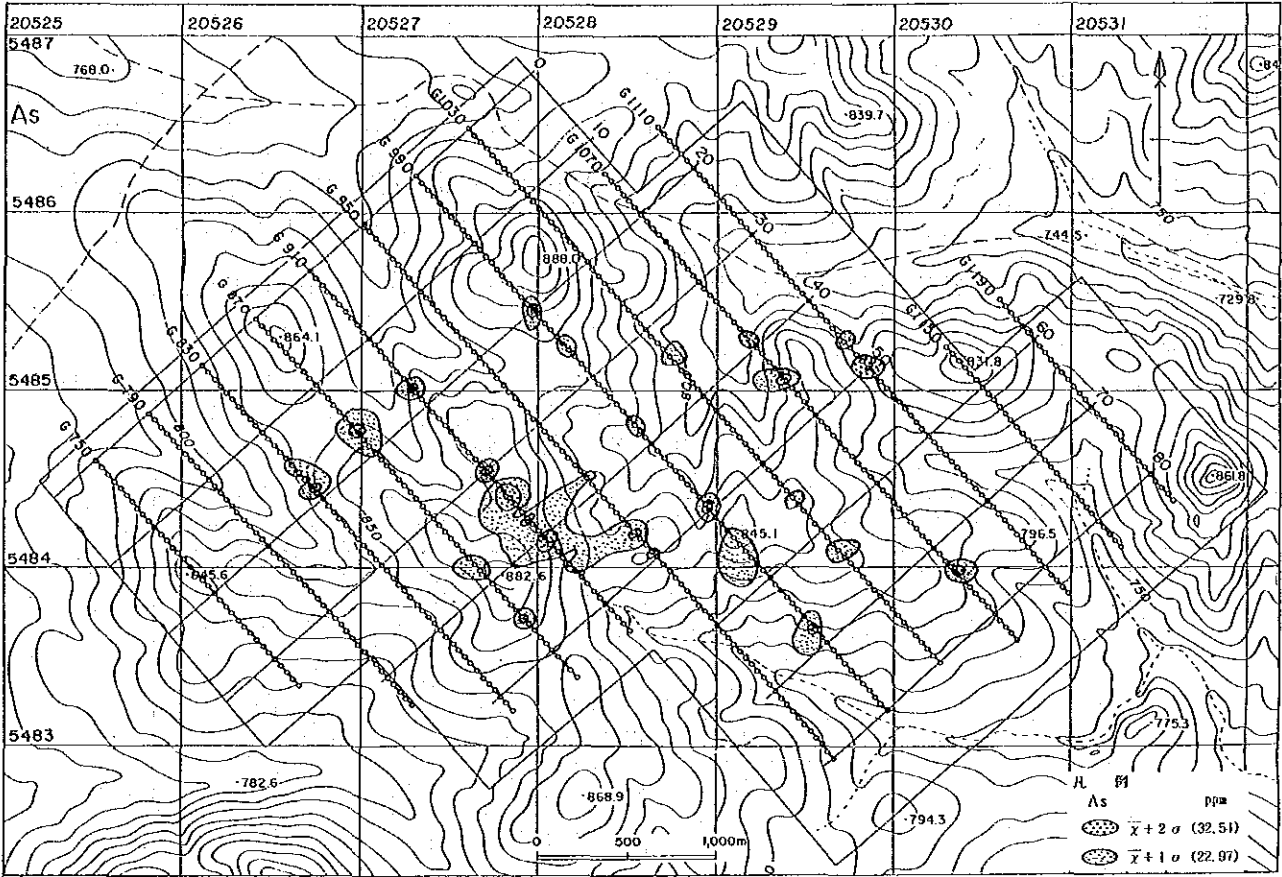


图 2-7 地化学探查单一变量解析结果图 (4)

2.3.3 主成分分析

(1) 主成分の選定

主成分の選出のため、8変量（8成分の指示元素）を標準化して相関行列を用いた主成分分析を行った。各変量の相関行列を表2-3に示す。この相関行列の固有値問題を解き、固有値と固有ベクトルを求めると表2-4が得られる。本表から、第3主成分までの累積寄与率は76.2%で、第4主成分及び第5主成分の固有値はそれぞれ0.930、0.766と小さいので、第3主成分までを採用することとする。

表2-3 相 関 行 列

	Cu	Pb	Zn	Mo	Au	Ag	As	Hg
Cu	1.000							
Pb	0.334	1.000						
Zn	0.482	0.499	1.000					
Mo	0.347	0.225	0.120	1.000				
Au	0.214	0.213	0.290	0.054	1.000			
Ag	0.248	0.374	0.416	0.107	0.339	1.000		
As	0.140	0.370	0.456	0.027	0.382	0.507	1.000	
Hg	0.159	0.101	0.237	0.159	0.172	0.094	0.256	1.000

(n=737)

表2-4 固有値及び固有ベクトル

	主 成 分				
	第 1	第 2	第 3	第 4	第 5
Cu	0.246	0.737	0.001	- 0.175	- 0.509
Pb	0.487	0.317	- 0.416	0.481	0.427
Zn	0.646	0.342	- 0.138	- 0.336	- 0.271
Mo	0.145	0.634	0.155	- 0.537	0.478
Au	0.832	- 0.325	0.156	- 0.249	- 0.077
Ag	0.902	- 0.153	- 0.025	- 0.075	0.096
As	0.867	- 0.295	0.099	- 0.108	- 0.010
Hg	0.088	0.179	0.872	0.433	0.093
固有値	3.002	1.410	1.010	0.930	0.766
寄与率	0.422	0.198	0.142	0.130	0.108
累積寄与率	0.422	0.620	0.762	0.892	1.000

(2) 主成分の解釈

第1主成分：寄与率は 0.422 (42.2%) である。固有ベクトルの係数は Au, Ag, As がそれぞれ 0.832, 0.902, 0.867 の大きな正の値, Pb, Zn が 0.487, 0.646 の正の値, Cu, Mo が 0.246, 0.145 の小さな正の値をとり, Hg の絶対値は無視できるほど小さい。このように第1主成分の係数は Au・Ag・As → Pb・Zn → Cu・Mo の順に減少しているため、外から内への斑岩型の鉱化・変質分帯を表わすものと解釈される。

第2主成分：寄与率は 0.198 (19.8%) である。固有ベクトルの係数は Cu, Mo がそれぞれ 0.737, 0.634 の大きな正の値, Pb, Zn が 0.317, 0.342 の正の値, Hg が 0.179 の小さな正の値, Au, Ag, As が負の値をとる。このように第2主成分の係数は第1主成分のそれとは逆に Cu・Mo → Pb・Zn → Hg → Au・Ag・As の順に減少しているため、第2主成分も斑岩型の鉱化・変質分帯を表わすものと解釈される。

第3主成分：寄与率は 0.142 (14.2%) である。固有ベクトルの係数は Hg が 0.872 の非常に大きな正の値をとり、そのほかには Zn を除き絶対値が小さいため、第3主成分は、Hg の全体的なハローを表わすものと解釈される。

2.3.4 岩石試料の分析

分析に供した全試料から、各元素の平均値及び標準偏差を求め、元素別の地化学異常を区分すると共に、それぞれの元素間の相関係数を求め、土壤地化学探査結果と比較、検討した。

その結果、各元素の異常値 ($\bar{x} + \sigma$) の分布は、土壤地化学探査の異常値分布域と同様の分布傾向を示した。平均値及び標準偏差は Hg を除く 7 元素ではともに岩石試料分析値の方が高く、地表での溶脱作用が働いていることがわかった。一方、Hg は逆に土壤に捕集される傾向のあることが認められた。各元素間の相関係数は、土壤地化学探査結果と同一傾向を示している。

表 2-5 地化学探査単一変量解析統計量 (岩石試料)

元 素	平均値 (\bar{x})	標準偏差 (σ)	$\bar{x} + \sigma$	$\bar{x} + 1.5\sigma$	$\bar{x} + 2\sigma$
Cu	62.52	115.98	179	237	295
Pb	53.92	95.29	149	197	244
Zn	93.83	130.92	225	291	356
Mo	5.21	13.18	18.4	25.0	31.6
Au	2.39	9.57	12.0	16.8	21.6
Ag	0.41	1.08	1.5	2.1	2.6
As	28.20	56.48	84	112	140
Hg	0.07	0.07	0.14	0.18	0.21

単位 (Au : ppb, その他 : ppm) (n = 388)

表 2 - 6 相 関 係 数 (岩石試料)

	Cu	Pb	Zn	Mo	Au	Ag	As	Hg
Cu	1.00							
Pb	0.24	1.00						
Zn	0.54	0.47	1.00					
Mo	0.35	0.01	0.20	1.00				
Au	0.30	0.08	0.15	0.13	1.00			
Ag	0.35	0.31	0.35	0.26	0.65	1.00		
As	0.11	0.30	0.21	-0.03	0.26	0.27	1.00	
Hg	0.13	0.10	0.21	0.16	0.34	0.40	0.36	1.00

(n = 388)

2.3.5 地化学探査異常

主成分分析の結果、本区域の地化学異常は斑岩型の鉍化・変質分帯を表わすものと解釈されており、この解釈に基づき単一変量異常の分布を検討した。その結果、Cu と Mo, Pb と Zn, Au と Ag と As のそれぞれが重複または密接に関連して分布することが判明した。そこで地化学異常を Cu・Mo 異常, Pb・Zn 異常及び Au・Ag・As 異常の 3 つに区分し、その分布を検討したところ、Cu・Mo → Pb・Zn(Au・Ag・As) の分帯を示す 4 個所の異常域が抽出された (図 2 - 8)。

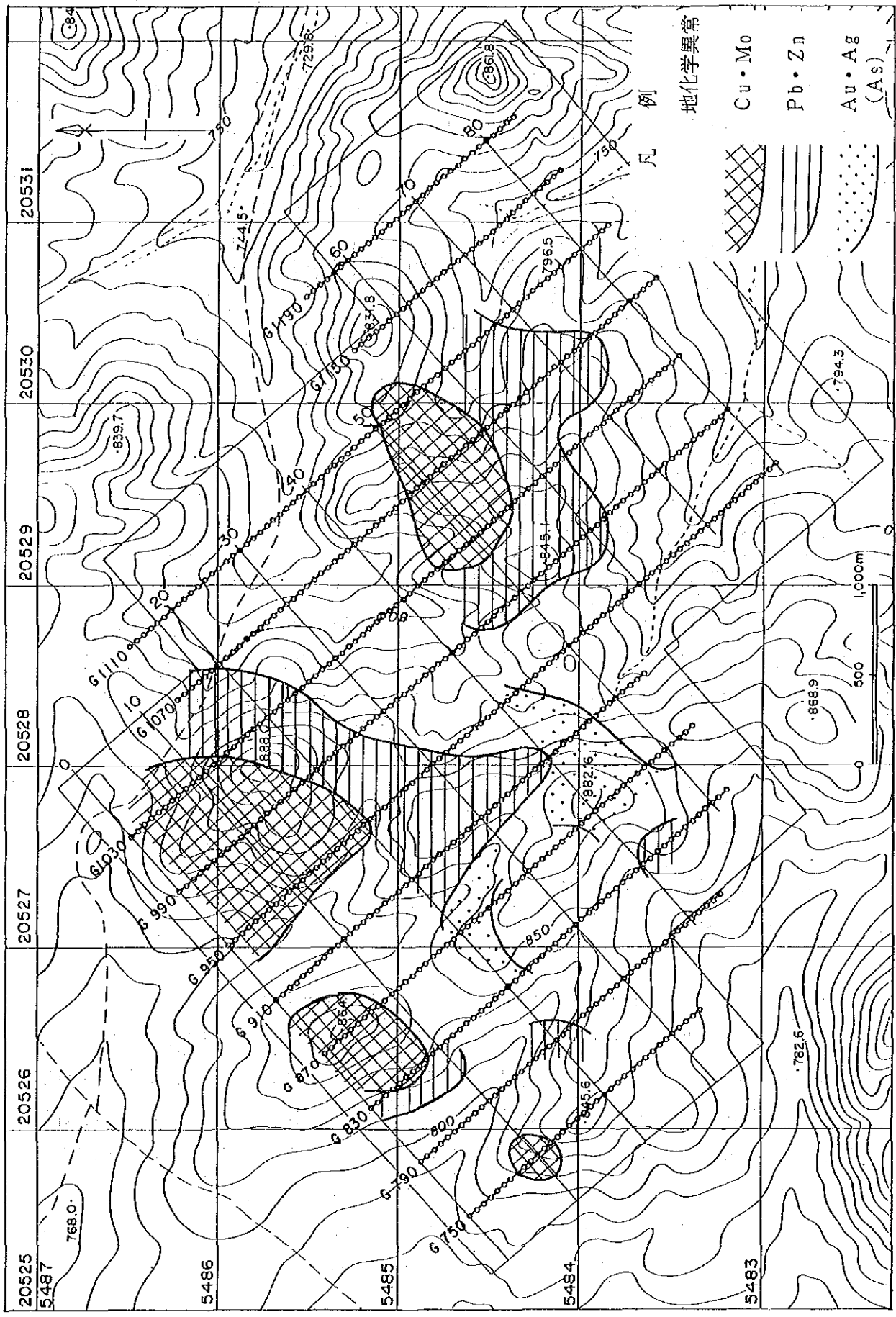


图2-8 地化学探查解析结果图

2.4 物理探査

2.4.1 調査結果の解釈

物理探査結果の解釈は、見掛比抵抗値及びF E値を高・中・低に区分し、14本の測線と1本の基線の断面について解釈の後、n = 1, 2, 3, 4の4つの平面について解釈した。

見掛比抵抗 (AR) 値		F E 値	
高見掛比抵抗	1,000 Ω・m以上	高F E異常	4.0%以上
中見掛比抵抗	500~1,000 Ω・m	中F E異常	3.0~4.0%
低見掛比抵抗	500 Ω・m以下	低F E異常	2.0~3.0%

見掛比抵抗の算出は次式によった。

$$\rho_{AC} = k \frac{V_{ac}}{I_{AC}} \quad (\Omega \cdot m)$$

I_{AC} = 供給電流 (3 Hz), V_{ac} = 測定電位

ρ_{AC} = 見掛比抵抗

k : 電極配置係数

n = 1 の時 k = 1.885 n = 2 の時 k = 7.540 n = 3 の時 k = 18.850

n = 4 の時 k = 37.700 n = 5 の時 k = 65.970

F E値は 3.0Hzの電流を大地に流し、受信機により電位 V_{ac} を測定した後、電流値を一定にして周波数を 0.3Hzに切り替えることにより、見掛比抵抗の周波数による変化率として次式で算出した。

$$F E = \frac{V_{DC} - V_{AC}}{V_{AC}} \times 100 = \frac{\rho_{DC} - \rho_{AC}}{\rho_{AC}} \times 100(\%)$$

ρ_{AC} = 見掛比抵抗 (3 Hz) ρ_{DC} = 見掛比抵抗 (0.3 Hz)

以下に主要断面及び平面の見掛比抵抗及びF Eについて記述する。

(1) 断面図の解釈 (図 2-10)

a) G-1110測線

見掛比抵抗値は 202 ~ 2,667 Ω・mの範囲で分布する。断面図の中央部では比抵抗変化が大きい。このため、断面中央部では強い比抵抗コントラストを示す。顕著な高見掛比抵抗は測点18-20間の地表浅部から深部に、測点22~30間では n = 2 ~ 4 付近に分布する。また、測点56~82間には局部的に中見掛比抵抗が点在する。低見掛比抵抗は測点30~42間の n = 1 ~ 2 までの地表浅部、測点44~46間の n = 3 以深及び測点48~50間の地表浅部にそれぞれ分布する。この3者間には比抵抗不連続線が発達し、地質の境界あるいは断層構造の分布を示すものと考えられる。

F E値は、-0.9 ~ 5.3%の範囲で分布する。低F E異常は、断面図のほぼ全域の n = 3 以深に認められる。高F E異常は測点26~50間の n = 4 以深に分布する。

b) G-990 測線

見掛比抵抗値は、 $150 \sim 3,114 \Omega \cdot m$ の範囲で分布する。断面図の西側（測点32以西）には見掛比抵抗以上が分布する。東側には強い比抵抗コントラストが測点34~42間及び測点56~62間の2個所に認められる。これらは、高見掛比抵抗分布域を分割するが、地表浅部に分布する低見掛比抵抗の影響を反映しているものと考えられる。

FE値は、 $-1.5 \sim 5.2\%$ の範囲で分布する。FE異常は測点2~18間、測点20~42間および測点48~66間の $n=2$ 以深に認められる。このうち、測点2~18間のものは典型的な“ハの字”型示徴を呈するが、他は低~中FE異常が一般的である。

c) G-950 測線

見掛比抵抗値は、 $173 \sim 3,562 \Omega \cdot m$ の範囲で分布する。本図の中央部では比抵抗不連続線が卓越し、低比抵抗の“ハの字”型示徴の重複部では比抵抗の低下が著しい。低見掛比抵抗は測点6~8間、測点34~42間の浅部（ $n=1$ ）に分布する。強い比抵抗コントラストをもたらす中見掛比抵抗は測点20~26間、測点50付近、測点56~62間及び測点68~70間に分布する。

FE値は、 $-2.5 \sim 4.7\%$ の範囲で分布する。IP異常は測点2~24間、測点38~50間、測点52~62間及び測点66~74間に認められる。このうち、測点2~24間のものは中~高FE異常の“ハの字”型FE示徴を示す。

G-910 測線については、見掛比抵抗値は、 $73 \sim 2,897 \Omega \cdot m$ の範囲で分布する。断面図の両側には強い比抵抗コントラストが認められる。断面図の中央部には $1,000 \Omega \cdot m$ 以上が分布する。

測点4~8間及び測点36~44間は地表浅部に分布する低見掛比抵抗を反映し、“ハの字”型低見掛比抵抗示徴を呈する。特に測点4~8間では地表浅部に $100 \Omega \cdot m$ 以下が分布する。

FE値は、 $-0.9 \sim 3.8\%$ の範囲で分布する。FE異常は測点4~12間、測点20~28間、測点32~40間に認められる。測点32~40間では、測点38~40間の地表より測点32~34の深部に単傾斜で分布する。測点4~12間のものはG-950断面図から連続するものと推定され、G-950から連続する異常源を反映していると考えられる。

d) G-870 測線

見掛比抵抗値は、 $88 \sim 2,919 \Omega \cdot m$ の範囲で分布する。見掛比抵抗分布は地表付近に分布する低比抵抗を反映して、強い比抵抗コントラストを示す。低見掛比抵抗は、測点-2以西、測点2~14間、測点34付近及び測点46~50間に認められる。測点-2以西では分布の全貌を把握するに至っていないが、他のものは“ハの字”型示徴を示す。

FE値は、 $-2.6 \sim 4.6\%$ の範囲で分布する。FE異常は測点10以西及び測点20~26間に認められる。前者は測点2~4間を中心とする $n=2$ より分布する中~高FE異常であり、 $n=2$ より分布する“ハの字”型示徴を呈する。

e) G-770 測線

見掛比抵抗値は、 $189 \sim 2,955 \Omega \cdot m$ の範囲で分布する。

低見掛比抵抗は測点4～16間の浅部に分布する低比抵抗層を反映していると考えられる“ハの字”型示徴を呈する。また、測点20～30間では地表浅部に分布する中見掛比抵抗が高見掛比抵抗のブロック化を促進している。

F E値は 0.2～ 5.8%の範囲で分布する。F E異常は、断面図のほぼ全域に亘って、 $n = 2$ 以深に分布する。5.0 %以上の高F E異常は、測点10～16間の高見掛比抵抗分布域に認められる。

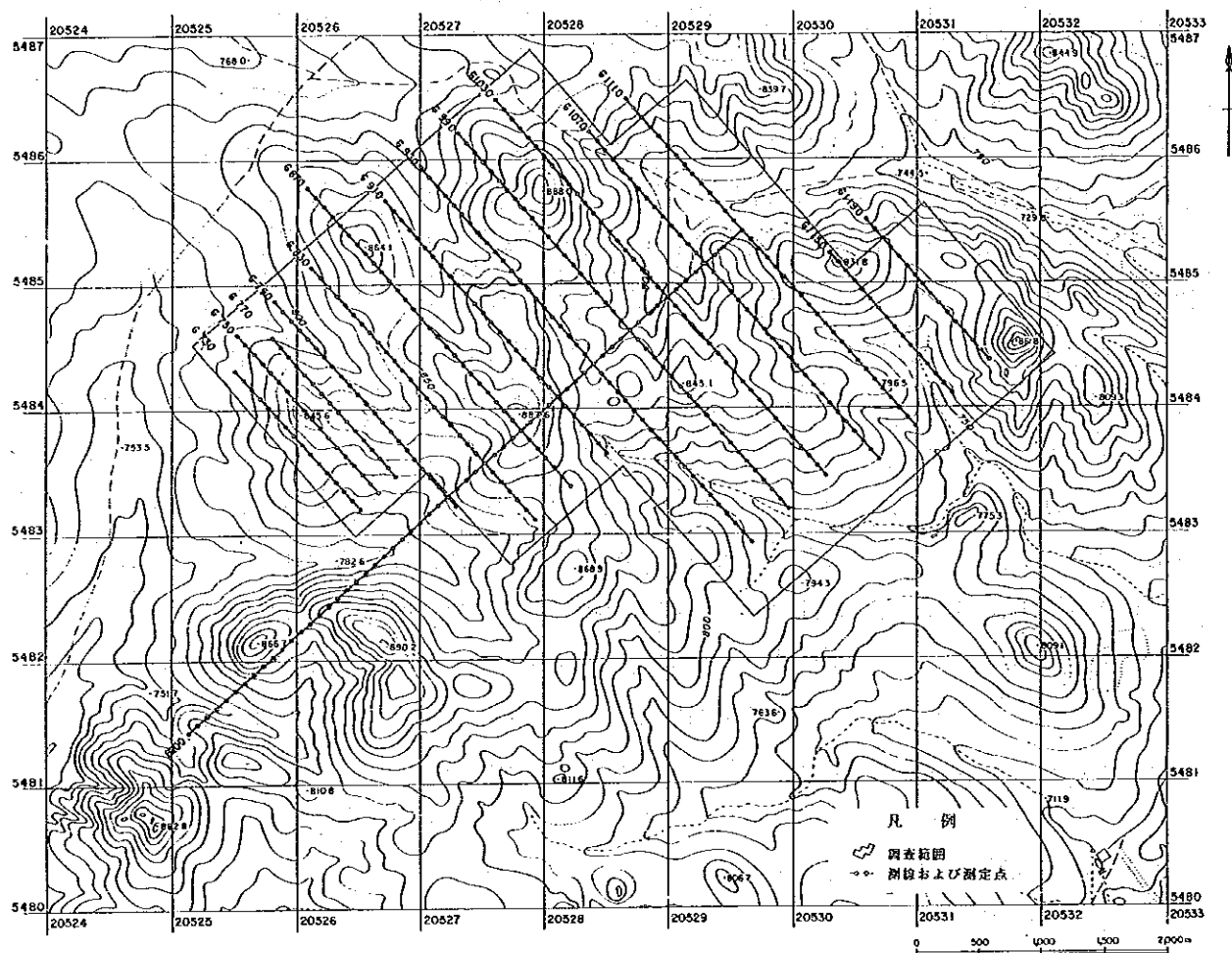
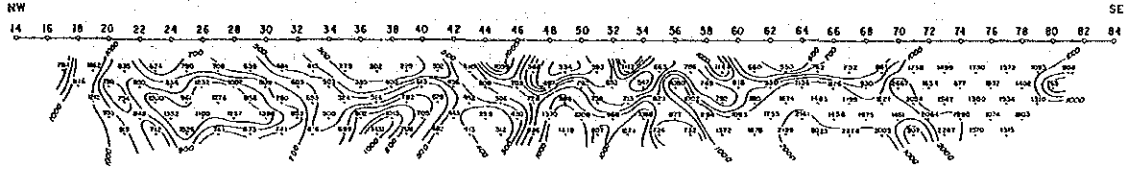


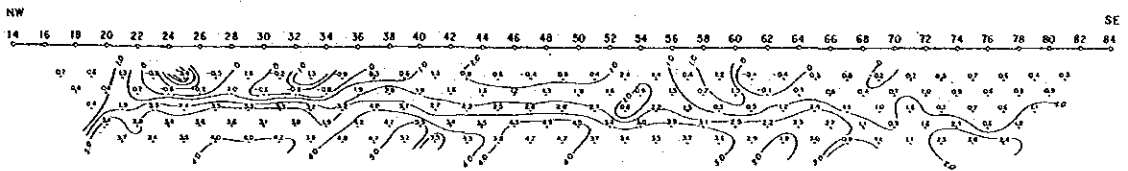
図2-9 物理探査測線・測点配置図

G-1110

Apparent resistivity (ohm-m)



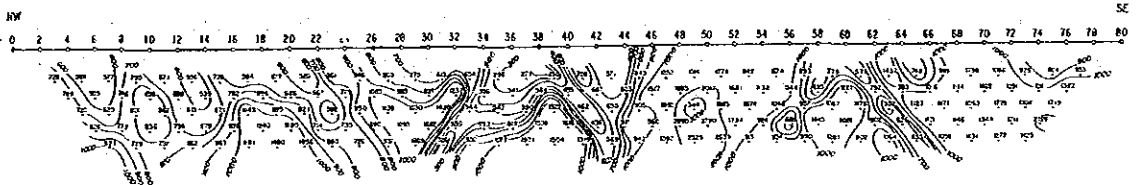
Frequency Effect (%)



AR · FE 断面图 (G - 1110)

G-990

Apparent resistivity (ohm-m)



Frequency Effect (%)

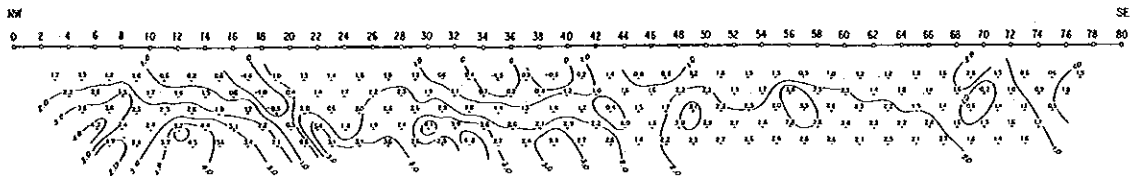
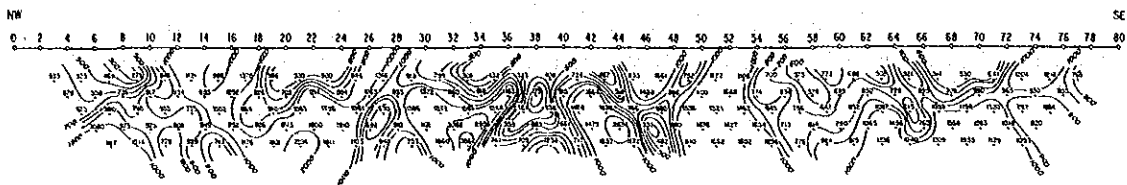


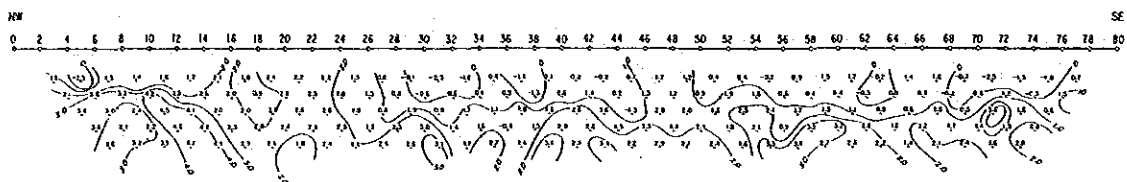
图 2-10(1) AR · FE 断面图 (G - 990)

G-950

Apparent resistivity (ohm-m)



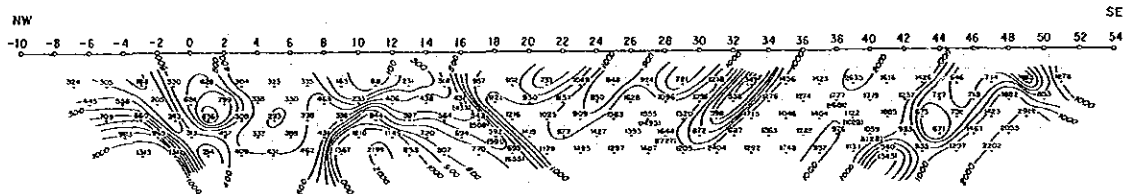
Frequency Effect (%)



A R · F E 断面图 (G-950)

G-870

Apparent resistivity (ohm-m)



Frequency Effect (%)

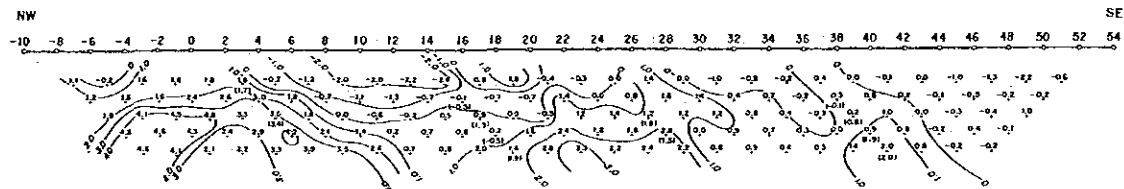
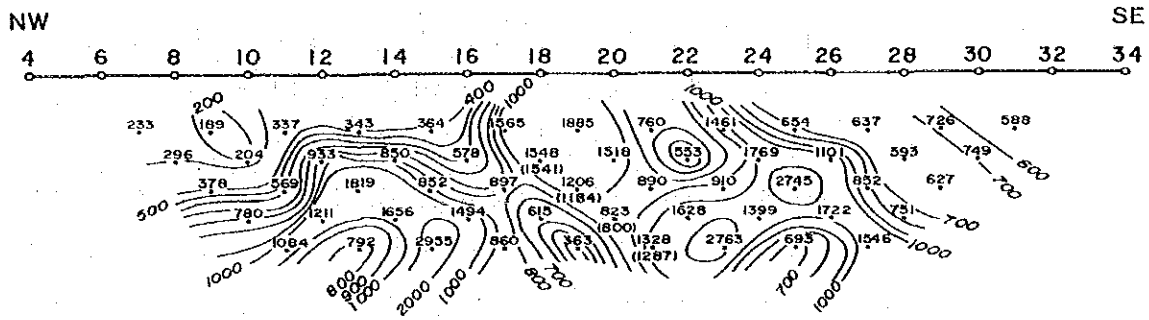


图2-10(2) A R · F E 断面图 (G-870)

G-770

Apparent resistivity (ohm-m)



Frequency Effect (%)

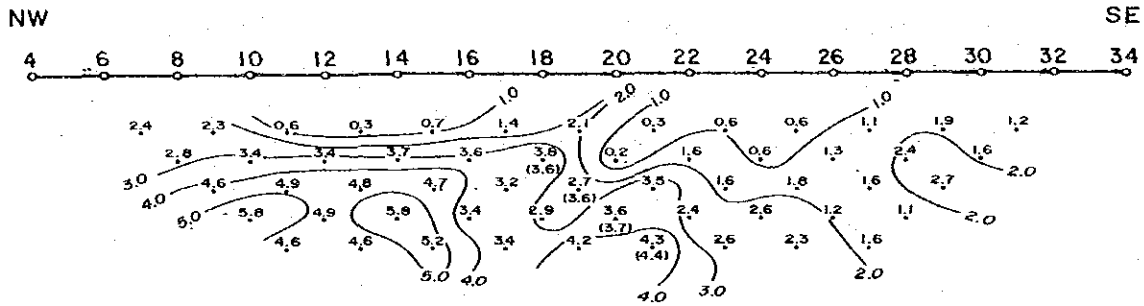


図 2-10(3) A R · F E 断面図 (G-770)

(2) 平面図の解釈 (図 2-11, 図 2-12)

平面図は、 $n = 1, 2, 3, 4$ について見掛比抵抗値及び F E 値について作成した。平面図の解釈では、見掛比抵抗の分布域を“見掛比抵抗帯”と称する。

a) $n = 1$ 見掛比抵抗平面図

高見掛比抵抗は、区域のほぼ全域に局部的に点在するが、 $1,000 \Omega \cdot m$ の等見掛比抵抗線で描かれる高見掛比抵抗帯は、測線 B-200 線の北西側と南西側に比較的広範囲に分布する。測線 B-200 線の北西側では、高見掛比抵抗は測線 G-1110~G-1070 の測点 20 付近を中心とする NE-SW 方向の比抵抗帯である。一方、南東側では測線 G-1110~G-870 の測点 50 付近を中心とするものと測線 G-1110~G-950 の測点 70~75 付近を中心とするものが顕著な高比抵抗帯であり、いずれも、NNE-SSW 方向に分布する。両者は、N-S 方向の低見掛比抵抗帯により分離されている。

顕著な低見掛比抵抗帯は、区域中央部、864 高地の北東部、845.6 高地周辺及び区域北東部に分布する。区域中央部では NE-SW~N-S の方向性を示す。864 高地の北東部及び 845.6 高地周辺ではほぼ N-S 方向に分布する。区域北東部では高見掛比抵抗帯を分割するようにほぼ N-S 方向に分布する。これらの低比抵抗帯のうち調査区域中央部及び区域北東部のものは、比抵抗不連続面を反映してると考えられる分布を示す。

b) $n = 2$ 見掛比抵抗平面図

高見掛比抵抗は、調査区域の中央部及び北東部に広く分布する。中央部のものは、NE-SWの方向性を示し、B-200線の両側に帯状分布する。B-200線の西側ではG-950線～G-790線間に認められ、南西方向の延長部では分布範囲が減少する。東側では、分布範囲は西側より狭いが、G-1030線～G-830線間に分布する。一方、北東部では、区域中央部の高比抵抗帯とほぼ同値を示し、区域南東部に連続する傾向を呈する。

低見掛比抵抗は区域北部、北西部、南西部及び中央部に分布する。北部では888高地の北東麓に東西系で分布する。北西部では、864高地周辺に分布する。南西部では、864高地周辺のものと同連続する傾向を示し、G-790線及びG-770線の測点4～10付近を中心としてNE-SW方向に帯状分布する。中央部では、B-200線の西側に断続的ではあるがNE-SWの方向性をもって帯状に分布する。

以上のことから、本平面図の高見掛比抵抗帯はNE-SW方向に帯状分布する低見掛比抵抗帯の規制を受けており、低比抵抗帯はNE-SW系の構造線を強く反映したものであると考えられる。

c) $n = 3$ 見掛比抵抗平面図

高見掛比抵抗は、NE-SW方向に発達する低～中見掛比抵抗帯により分割されている。このため、 $n = 2$ の平面図に比べ、高見掛比抵抗帯のブロック化はより顕著である。

高見掛比抵抗は区域の北東部、中央部及び北部に分布する。これらは、いずれも $n = 2$ の平面図より分布域を拡大するが、分布方向に変化は認められない。高見掛比抵抗帯の拡大に伴い、低見掛比抵抗帯は減少している。特に、888高地周辺の低見掛比抵抗帯の減少が著しい。(これは、 $n = 2$ の平面図では888高地の北東部麓から東方へ伸長分布する傾向を示すものである。)同様に、846高地の低見掛比抵抗分布帯の減少も顕著である。

以上のことから、本平面図の比抵抗構造は、大局的には $n = 2$ の平面図に類似する構造を示すと考えられる。しかし、高見掛比抵抗帯は拡大する傾向を示すため、低比抵抗を示す第四紀の低比抵抗地層及び風化変質の影響は深部では少ないと推定される。したがって、 $n = 2$ 以深の低～中見掛比抵抗帯は、構造線や鉍化変質による可能性がある。

d) $n = 4$ 見掛比抵抗平面図

本平面図では高見掛比抵抗帯はさらに拡大し、低見掛比抵抗帯がNE-SW及びN-S方向に帯状に分布して、高見掛比抵抗帯を分離しているようにみえる。

低見掛比抵抗帯のうち注目されるものは、864高地周辺(G-870線の測点0～8間)からG-730線(測点8～14間)に連続する低見掛比抵抗帯、区域北部の中見掛比抵抗帯およびG-1110～G-1030線の中央部の低～中見掛比抵抗帯である。これらは、鉍化作用による比抵抗値の低下であると考えられるが、その他は地質構造を反映している可能性が強い。

e) $n = 1$ F E 平面図

中～高 F E 異常帯は、測線 G-1030 の測点 0～10 間及び測線 G-790 以南に認められる。前者は小規模であり、また前後の測線への連続性が認められない。後者はほぼ N-S 方向に分布し、南へ向って分布幅を拡大する傾向を示す。負の F E 異常は、測線 B-200 線の西側に多く分布する。そのうち、顕著な負の F E 異常は 864 高地周辺、測線 G-1110～G-950 の測点 30～40 間及び測線 G-910～G-790 間の測点 40～54 間に分布する。前二者は低見掛比抵抗帯に分布するが、後者は高見掛比抵抗帯に分布する。負の F E 異常帯には顕著な方向性は認められない。

f) $n = 2$ F E 平面図

本平面図では 13 箇所の F E 異常 (2.0% 以上) 帯が抽出された。これらのうち、重要と考えられる異常帯は、888 高地 (G-1030 線～G-950 線の測点 20 以西) 周辺、864 高地 (G-870 線の測点 0～2) 周辺、845.6 高地 (G-790 線以南) 周辺および区域南部、北部に分布する。888 高地周辺では、ほぼ NE-SW 方向に分布し、抽出した各異常帯の中では最大である。864 高地周辺では 2.0～3.0% の低 F E 異常帯である。845.6 高地周辺では分布範囲が 888 高地周辺の異常帯より狭いが、F E 値は 5.0% 以上を示し、888 高地周辺の異常帯より強い。また、異常帯はさらに南方へ伸長する傾向を示す。区域南部には、845.6 高地周辺の異常帯の南東部に隣接する 3.0% 以上の異常帯がある。北部では NE-SW 方向に分布する 2 つの異常帯よりなる。

g) $n = 3$ F E 平面図

$n = 2$ の平面図で抽出された各 F E 異常帯は、本平面図では区域北部から北西部及び南部に半円状に断続的に分布する。また、G-1110 線の中央部には $n = 2$ の平面図では認められない異常帯が抽出されている。さらに、北部の異常帯は、 $n = 2$ の平面図では NE-SW 方向に分布する 2 つの異常帯よりなるが、本平面図ではバックグラウンド値が高くなったことにより一つの異常帯に変化している。

888 高地周辺の異常帯は E-W 方向に伸長し、その東方延長部は G-1110 線の中央部の異常帯に連続し、西方延長部は 864 高地の異常帯に連続分布する傾向を示す。845.6 高地周辺の異常帯は $n = 2$ の平面図と同様、異常帯の南への伸長傾向に変化は認められないが、異常は強い。このように、深部ほど F E 値が大きくなる傾向は、他の異常帯においても同様である。

h) $n = 4$ F E 平面図

F E 異常はほぼ NE-SW の方向性をもって広範囲に分布する。3.0% 以上の中～高 F E 異常は、各異常帯の中心と考えられ、G-1110 線の中央部、888 高地周辺、864 高地周辺及び周辺に分布する。これら 4 つの F E 異常帯は調査区域を代表し、調査区域北部-西部-南西部に弧状に配列する傾向を示す。

このような見掛比抵抗帯及び F E 異常の解釈から、4 つの異常帯が識別され、今後これらを下記の通り呼称する。

異常帯	分布中心	分布測線・測点
① G-1110深部異常帯 (831高地異常帯)	831高地	G-1110の44~60間
② 888 高地異常帯	888高地	G-1030の6~20間 G-990の4~24間 G-950の0~20間
③ 864 高地異常帯	864高地	G-870の(-6)~8間
④ 845.6 高地異常帯	845.6高地	G-770の6~18間 G-750の6~20間 G-730の10~26間

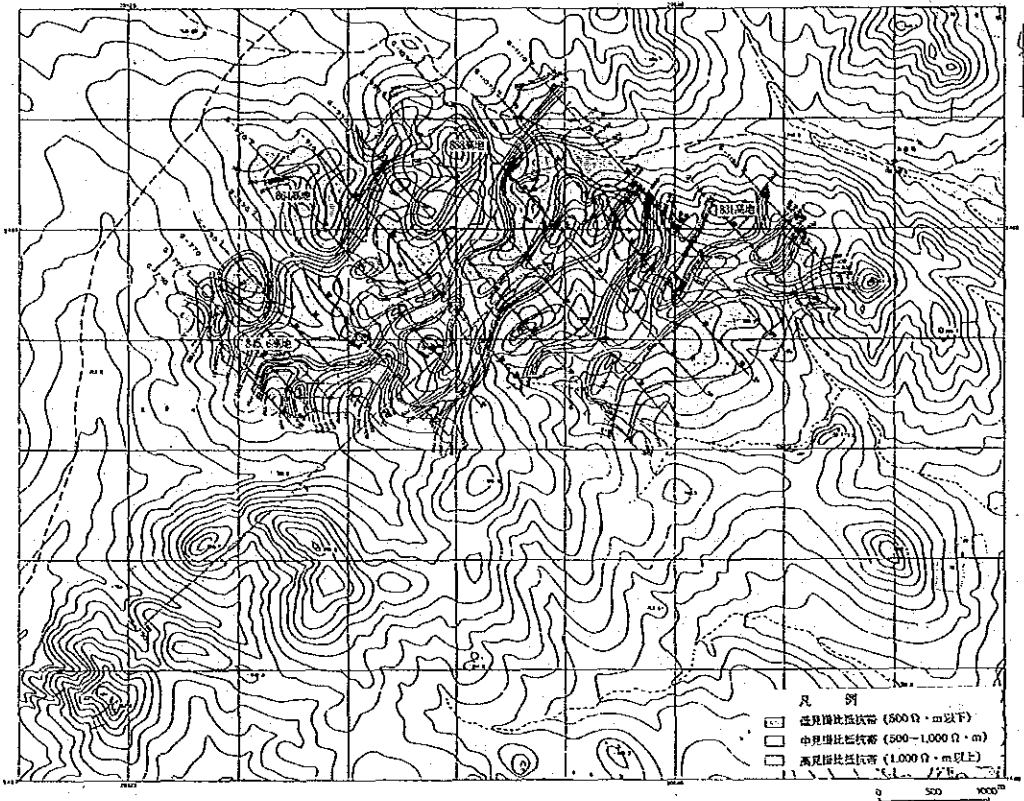


图 2-11(1) AR 平面图 ($n = 1$)

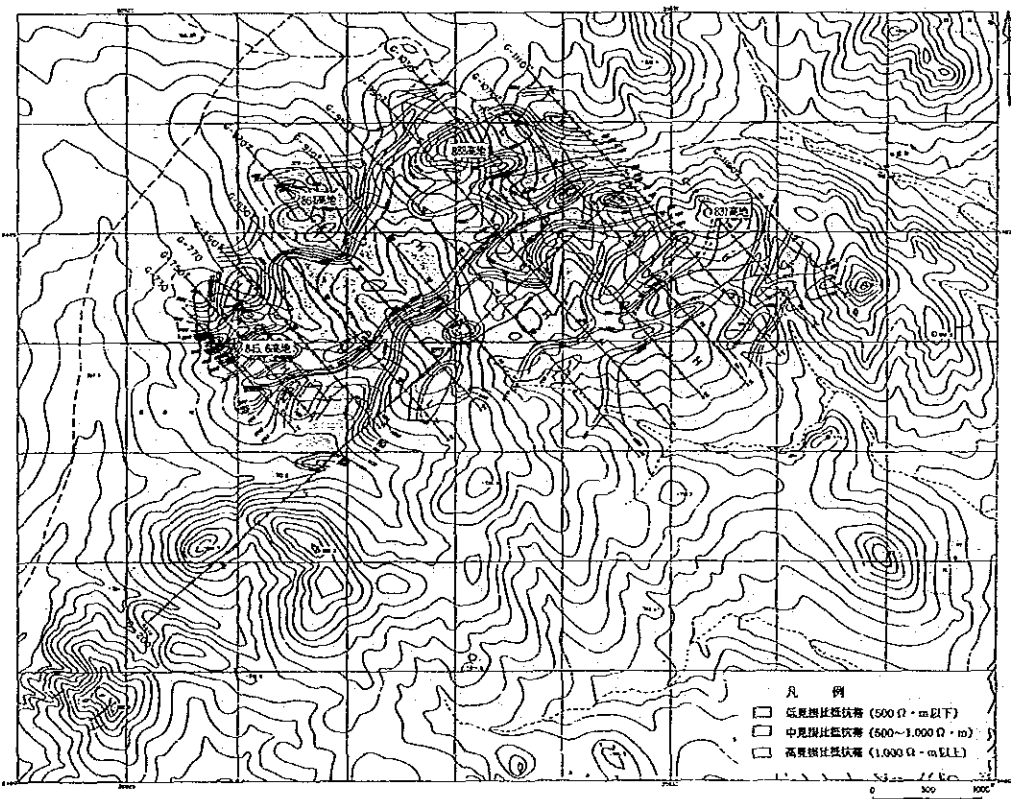


图 2-11(2) AR 平面图 ($n = 2$)

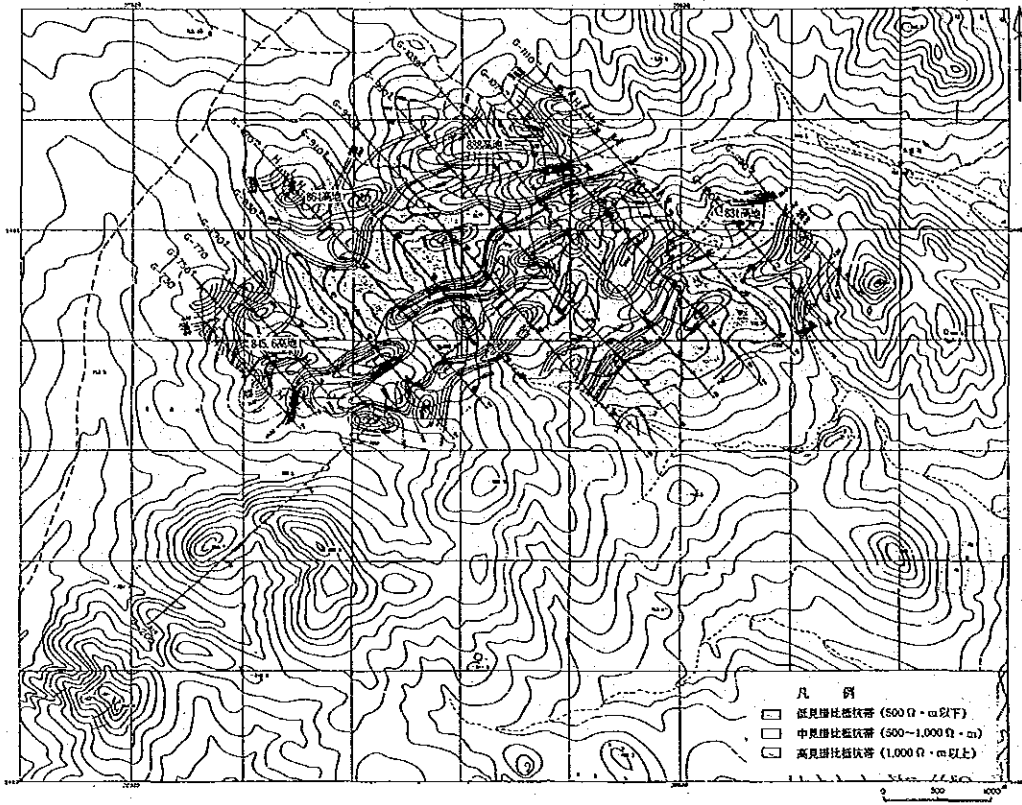


图 2-11(3) AR 平面图 ($n = 3$)

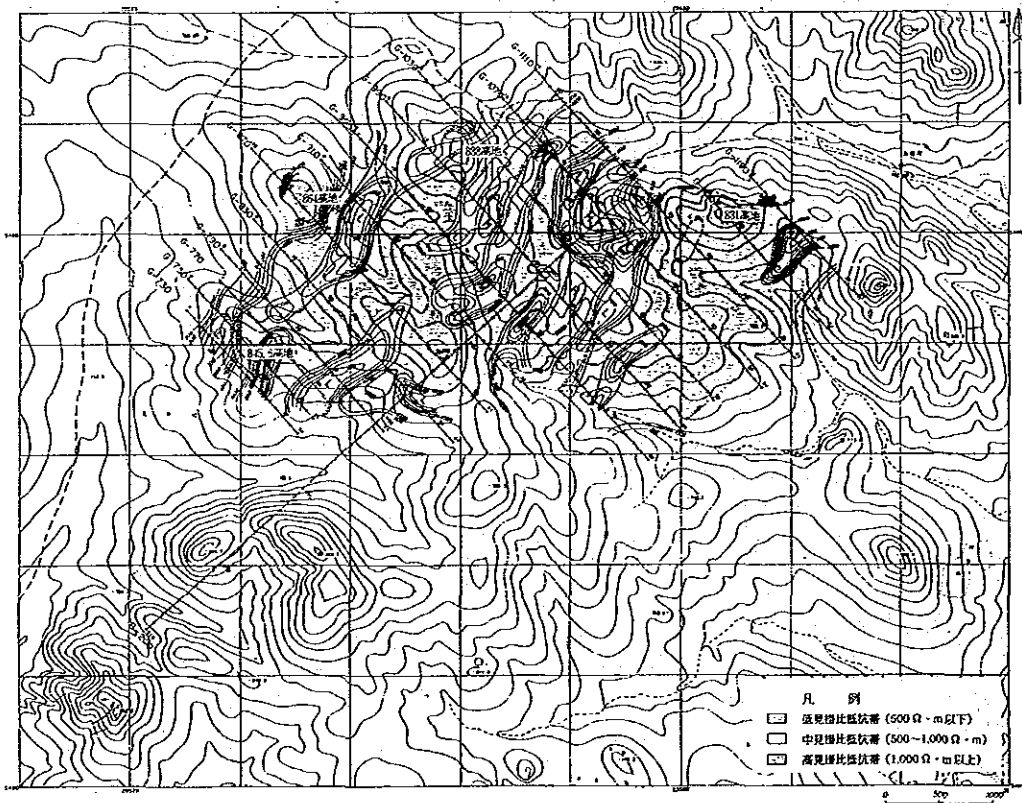


图 2-11(4) AR 平面图 ($n = 4$)

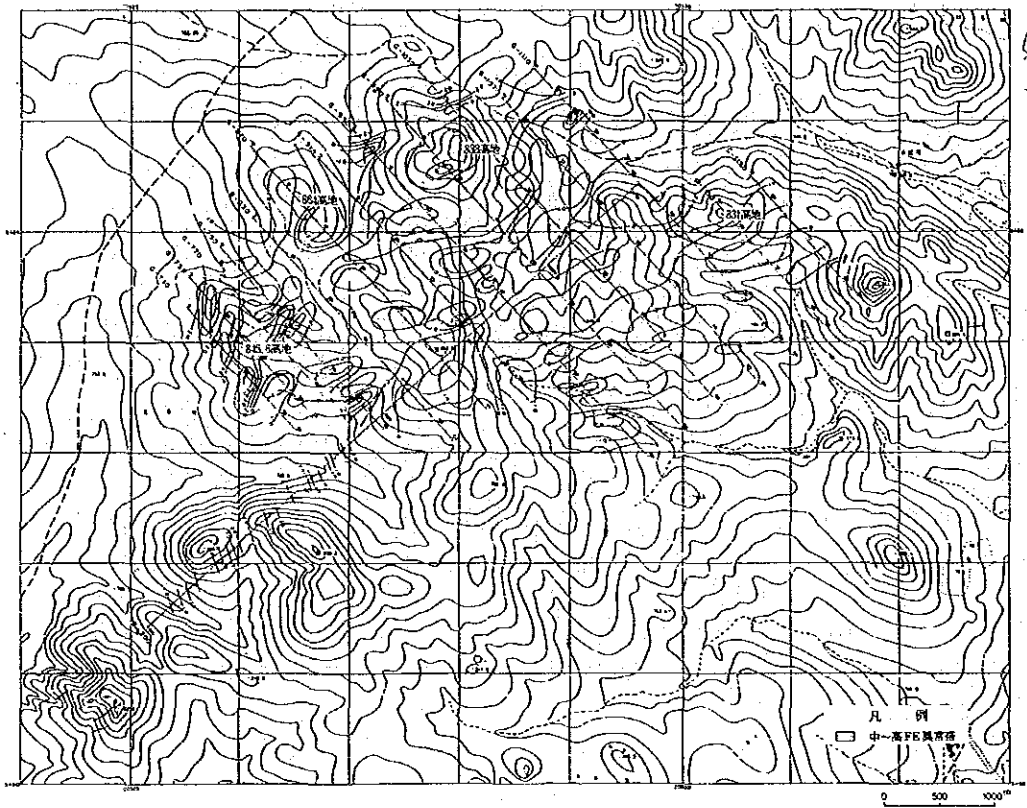


图 2-12(1) FE 平面图 (n = 1)

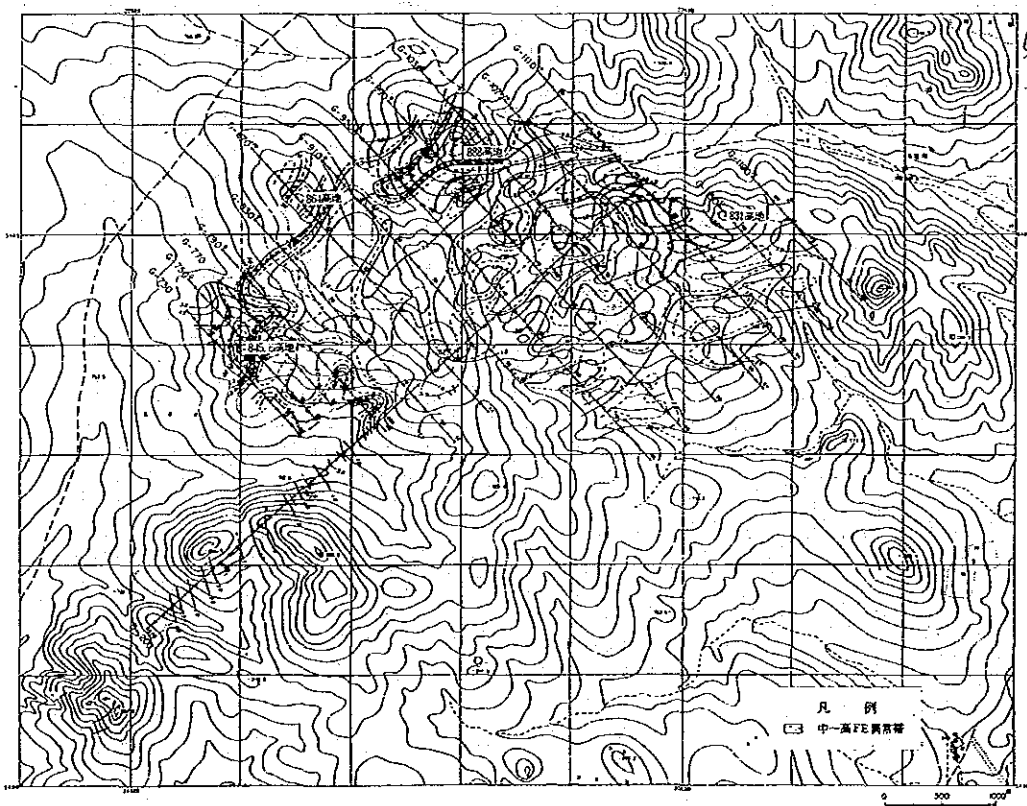


图 2-12(2) FE 平面图 (n = 2)

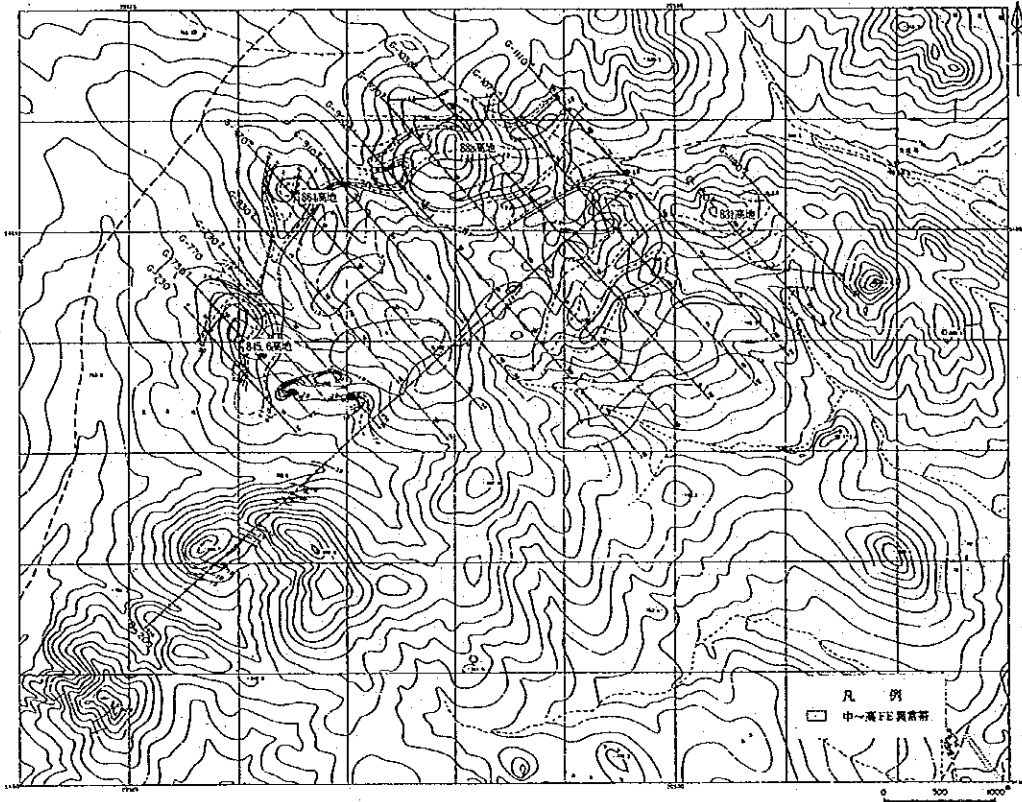


图 2-12(3) FE 平面图 (n = 3)

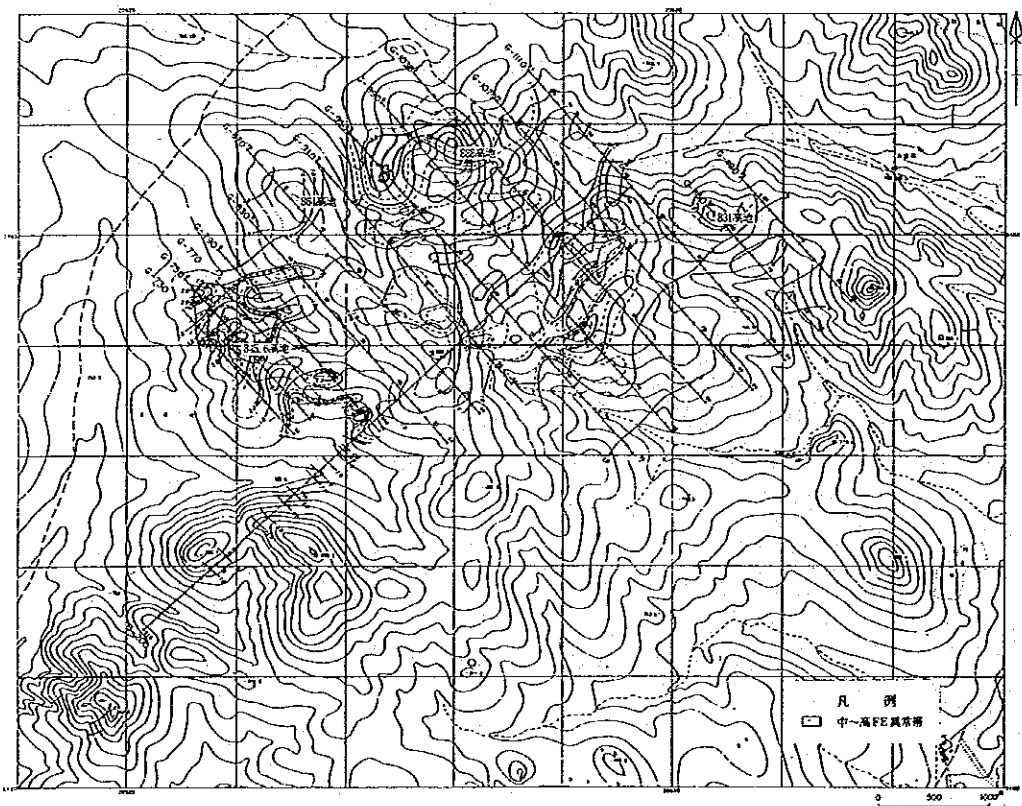


图 2-12(4) FE 平面图 (n = 4)

2.4.2 室内物性測定

地表で測定された物理量は、地下の岩体及び鉱床の真の物性値を表すことは少ないので、見掛比抵抗及びF E値を解析して地下構造を推定するためには、調査区域内に分布する岩石の真の比抵抗及びF E値を知ることが必要である。このため、地表及びボーリング・コアから採取した花崗岩6個、花崗斑岩7個、斑状花崗岩3個、黒雲母花崗岩5個、流紋斑岩1個、合計23個の試料について物性測定を行った。

岩石試料の比抵抗は試料を自然状態に近付けるため10日間蒸留水に浸して含水飽和状態にした後、次式により岩石試料の比抵抗(ρ)を求めた。

$$\rho = \frac{2 \pi r^2}{l} \times \frac{V}{I} \quad (\Omega \cdot m)$$

l : ボーリング・コア長
r : ボーリング・コアの半径
V : 電位差 I : 電流値

花崗岩の比抵抗値は 2,652~41,826 $\Omega \cdot m$ 、F E値は 0.2~ 8.9%の範囲にあり、その平均値は10,758 $\Omega \cdot m$ 、4.1%である。花崗斑岩の比抵抗値は 702~ 4,004 $\Omega \cdot m$ 、F E値は 0.4~ 4.4%の範囲にあり、平均値は 2,135 $\Omega \cdot m$ 、1.43%である。斑状花崗岩の比抵抗値は 807~ 3,280 $\Omega \cdot m$ 、F E値は 0.2~ 3.4%の範囲にあり、その平均は 1,979 $\Omega \cdot m$ 、F E値は 1.8%である。黒雲母花崗岩の比抵抗値は 473~ 8,540 $\Omega \cdot m$ 、F E値は 1.0~29.0%の範囲にあり、その平均値は 3,605 $\Omega \cdot m$ 、11.5%である。測定結果を表2-7に示す。

測定結果は以下のようにまとめられる。

- ① 一般に、黄鉄鉱鉱染の認められる試料は、2.0%以上のF E値を示す。
- ② 黒雲母花崗岩は、珪化、絹雲母化変質及び黄鉄鉱鉱染をうけている試料が多い。このため、比抵抗値及びF E値は高い値を示している。特に、90364の試料は黄鉄鉱鉱染が強く、29.0%のF E値を示す。また、ZK19孔から採取した試料は平均14.1%の高F E値を示す。
- ③ 測定した各岩石の比抵抗値は 1,000 $\Omega \cdot m$ 以上を示す試料が多く、測定に供された試料は物性的に大きな差はないと考えられる。しかし、1,000 $\Omega \cdot m$ 以下の値を示す試料には黄鉄鉱鉱染及び変質が強く見られる。
- ④ 烏奴格吐山鉱床北鉱床と黄花菜溝区域で採取した試料では両者間には比抵抗差はほとんどないが、F E値は烏奴格吐山鉱床北鉱床では6.75% (平均値)、黄花菜溝区域では2.73% (平均値) であり、烏奴格吐山鉱床北鉱床は黄花菜溝区域の試料より約3倍高い値を示す。
- ⑤ 野外調査の結果と物性測定の結果との比較では、烏奴格吐山鉱床北鉱床から採取した試料は比抵抗値及びF E値とも物性測定結果の方が野外調査の結果より大きい値を示す。しかし、ZK19孔の試料を除けば、野外調査の結果の方が高い値を示す。したがって、ZK19孔周辺は最も強い鉱化帯であると考えられる。一方、黄花菜溝区域では比抵抗値及びF E値とも野外測定の結果とほぼ同程度の値を示す。

表2-7 物性測定結果一覽表

試料番号	野外試料名	採取深度 (m)	比抵抗値 ($\Omega \cdot m$)	F. E (%)	岩石名及び鉱徴
90361	ZK-19-1	55.70	1848	7.2	黒雲母花崗岩 (石英-絹雲母化) Py中鉱染・脈状, 黄銅鉱鉱染
90362	ZK-19-2	115.00	8540	11.3	黒雲母花崗岩 (石英-絹雲母化) Py中鉱染, Py網状脈
90363	ZK-19-3	196.00	926	9.0	黒雲母花崗岩 (石英-絹雲母化) Py中鉱染, Py脈, 石英の珪化強い
90364	ZK-19-4	314.00	6239	29.0	黒雲母花崗岩 (石英-絹雲母化) 細粒Py強鉱染, Py網状脈
90359	ZK-20	97.00	8700	1.5	流紋斑岩
90357	ZK-49-1	50.00	702	1.0	花崗斑岩 (石英粘土絹雲母化) Py極弱鉱染, Cp極弱鉱染, 網状石英脈
90358	ZK-49-2	440.00	3470	1.2	花崗斑岩 (石英粘土絹雲母化) 網状石英脈
90354	ZK-50-1	51.40	1195	0.8	花崗斑岩 (石英粘土絹雲母化) 網状石英脈
90355	ZK-50-2	113.70	2652	1.0	花崗斑岩 (石英粘土絹雲母化) Py極弱鉱染, Cp極弱鉱染, 網状石英脈
90350	ZK-55-1	42.00	5881	5.9	花崗岩 Py中鉱染, フィルム状Pyを含む
90353	ZK-55-2	333.90	41826	8.9	花崗岩 Py中鉱染, フィルム状Pyを含む
90333	ZK-8101	100.50	5591	7.0	花崗岩 (石英-絹雲母化) Py鉱染, 黄銅鉱中鉱染
90339	ZK-8102-1	61.00	3280	3.4	斑状花崗岩 (石英-絹雲母化) Py中鉱染
90341	ZK-8102-2	151.50	9967	2.2	アルカリ長石花崗岩 Py弱鉱染, フィルム状Pyを含む
90348	ZK-8103	33.10	3815	1.6	花崗岩 Py弱鉱染
90376	12/G730		1851	0.7	斑状花崗岩 (多孔質・珪化)
90372	22/G730		1373	0.4	花崗斑岩 (多孔質・珪化)
90365	28/G850		4783	0.2	花崗岩
90375	00/G870		807	1.2	斑状花崗岩 (多孔質)
90374	20/G910		1549	4.4	花崗斑岩 (多孔質・褐鉄鉱) Py弱鉱染
90367	40/G930		473	1.0	黒雲母花崗岩
90370	18/G950		4004	1.2	花崗斑岩 (多孔質・褐鉄鉱) Py弱鉱染
90308	70/G990		7643	0.2	花崗岩

2.4.3 モデル計算結果

モデル計算は、G-1110線深部異常帯、888高地異常帯、864高地異常帯及び845.6高地異常帯の4個所の異常帯について行った。

G-1110線深部異常帯ではG-1110線の測点32~52間、888高地異常帯では測線G-990の測点4~24間、測線G-950の測点0~20間、864高地異常帯では測線G-870の測点0~16間、845.6高地異常帯では測線G-770測点4~24間についてそれぞれ計算した(図2-12)。

各異常帯に共通することは、地表浅部の低比抵抗層の影響が、その下部に分布する異常源を制御していることで、したがって、FE断面図では見掛上100~150m以深に異常源が分布するという結果が得られている。しかしながら、モデル計算の結果、低比抵抗地層は一部100m以上の層厚を有する場所も認められるが、一般的には約30~50m程度であることが判明した。

(1) G-1110線深部異常帯

計算は測線G-1110の測点42を中心とする測点32~52間について行った。使用したコードは、1(1000Ω・m, 1.01%)、2(100Ω・m, 8.0%)、3(200Ω・m, 0.5%)の3コードであり、コード2を異常源として設定した。その結果、FE異常は実測に類似する分布を示した。したがって、コード2の形状から推定される異常源は黒雲母花崗岩・花崗岩-アルカリ長石花崗岩中にほぼ一様に分布する鉍染状硫化鉍物であると判断される。また、測点36~42間に地表下30mに設定したコード1、3は第四系及び風化層に対応する異常源と思われるが、平面図からは小規模異常帯の集合である可能性も考えられる。

(2) 888高地異常帯

測線G-950は888高地異常帯の南西部に位置する。使用したコードは、1(1000Ω・m, 1.0%)、2(100Ω・m, 10%)であり、コード2を異常源として設定した。その結果、FE示徴は実測のパターンに類似する分布を示した。異常源は60~70m以深に分布し、水平あるいは南東へ傾斜しており、厚さは、30~80mと判断される。異常源は低比抵抗・高FEである。

測線G-990は888高地異常帯のほぼ中心部に位置する。計算は測点4~24間を対象に行った。使用したコードは、1(1000Ω・m, 0.5%)、2(500Ω・m, 6.0%)、3(500Ω・m, 0.0%)の3種類である。コード2を異常源として設定した。その結果、異常の分布形態は実測パターンに類似するものが得られている。この異常源の形態は測線G-950の異常源の形態に類似する。したがって、888高地異常帯は、コード2の形態を保ちながら北東部の深部へ分布することが予想される。

(3) 864高地異常帯

測線G-870は864高地異常帯のほぼ中央部に位置し、異常帯は測点0~16間に分布する。

使用したコードは、1(1000Ω・m, 1.0%)、2(100Ω・m, 10.0%)、3(100Ω・m, 1.0%)の3種類で、コード2を異常源として設定した。コード2は地表下約100m以深に設定した水平モデルと北西に傾斜したモデルとの複合である。水平モデルは約50mの層厚、長さ約300m、傾

斜したモデルは幅約 100m、長さは 200m以上と推定される。コード 3 は第四系の地層を反映していると考えられる。

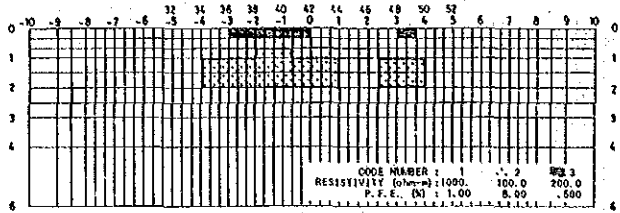
本モデルから推定される 864高地異常帯は、地表下約50m以深から下部に水平あるいは北西傾斜をもって深部に連続する異常源が、南北方向に分布していると推定される。特に平面図からは北方向へ伸長する傾向が認められることから、異常源の北方向への伸長が考えられる。

(4) 845.6 高地異常帯

測線 G-770 は 845.6高地異常帯の北延長部に位置し、異常帯は測線 4～24間に分布する。使用したコードは、1 (1000 $\Omega \cdot m$, 1.0%) , 2 (100 $\Omega \cdot m$, 1.0%) , 3 (100 $\Omega \cdot m$, 10.0%) の 3 種類で、コード 3 を異常源として設定した。コード 3 は測点 6～22間に設定し、その深度は測点 6～10間及び測点 18～22間では地表下 100m以深、測点 10～18間では地表下 30m以深にそれぞれ設定した。異常源の幅は、約 700mである。

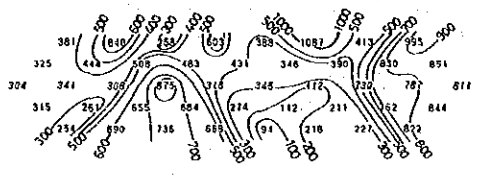
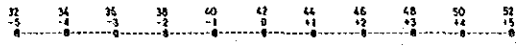
モデルからは、高比抵抗岩体にほぼ均質に鉱染状に分布しているようなものからなる異常源が推定される。コード 2 の低比抵抗層は、第四系の地層に対応すると考えられる。

本異常帯を反映していると考えられる測線 G-750、測線 G-730 の異常帯は、測線 G-770 に類似するパターンを示す。このことから、854.6 高地異常帯は、設定したコード 3 と類似する分布を示しながら、更に NE-SW 方向に伸長して分布すると推定される。

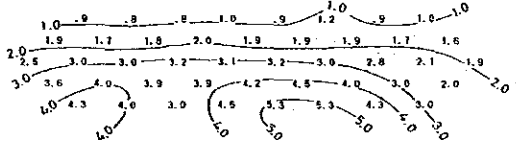
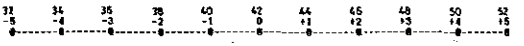


CODE NUMBER : 1 2 3
 RESISTIVITY (ohm-m) : 1000 100.0 200.0
 P.F.E. (%) : 1.00 5.00 500

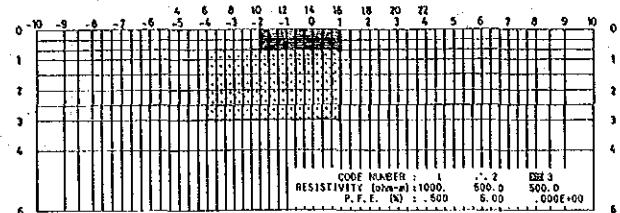
APPARENT RESISTIVITY (OHM-METERS)



PERCENT FREQUENCY EFFECT (%)

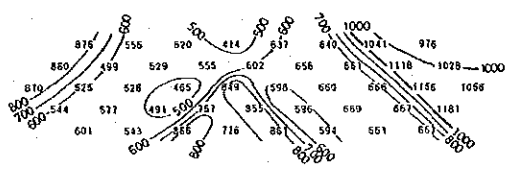
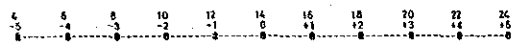


G-1110

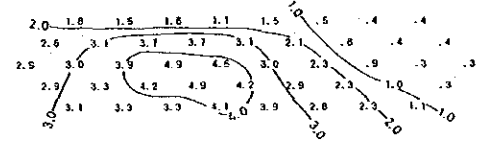
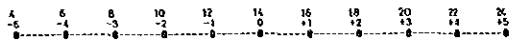


CODE NUMBER : 1 2 3
 RESISTIVITY (ohm-m) : 1000 500.0 500.0
 P.F.E. (%) : 500 5.00 .000E+00

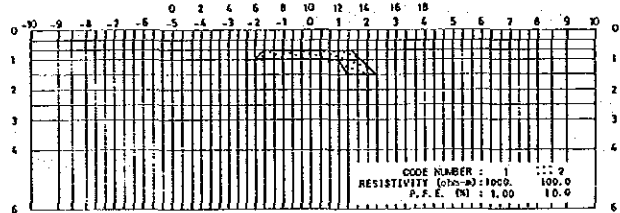
APPARENT RESISTIVITY (OHM-METERS)



PERCENT FREQUENCY EFFECT (%)

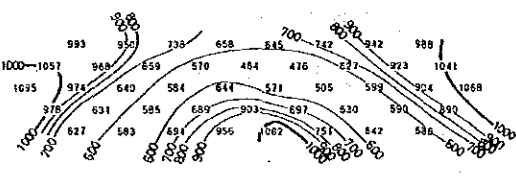
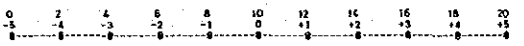


G-990

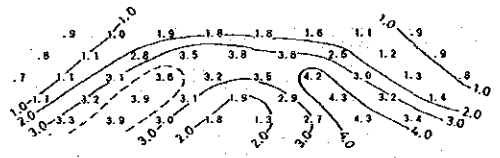
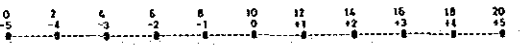


CODE NUMBER : 1 2
 RESISTIVITY (ohm-m) : 1000 100.0
 P.F.E. (%) : 1.00 10.0

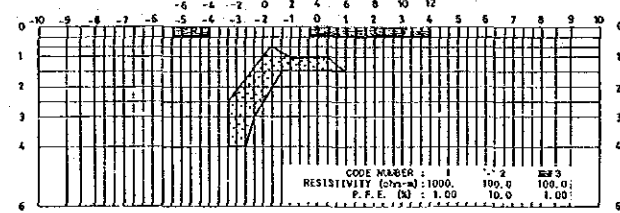
APPARENT RESISTIVITY (OHM-METERS)



PERCENT FREQUENCY EFFECT (%)

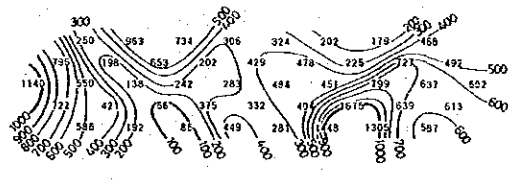
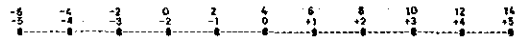


G-950

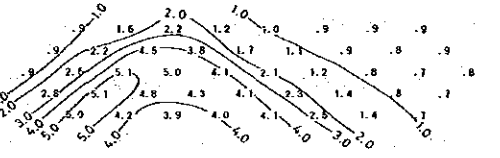
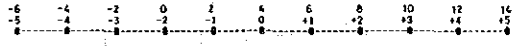


CODE NUMBER : 1 2 3
 RESISTIVITY (ohm-m) : 1000 100.0 100.0
 P.F.E. (%) : 1.00 10.0 1.00

APPARENT RESISTIVITY (OHM-METERS)

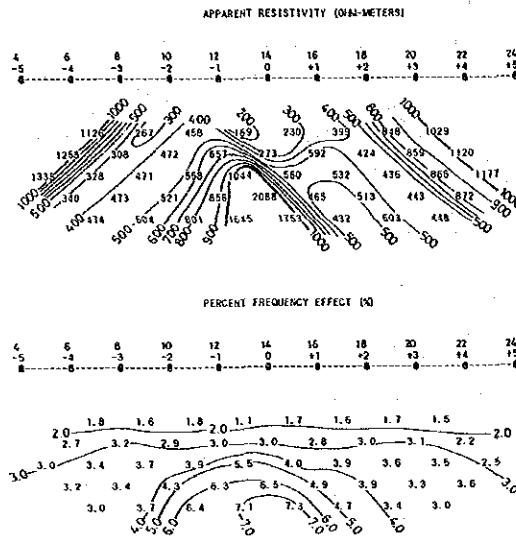
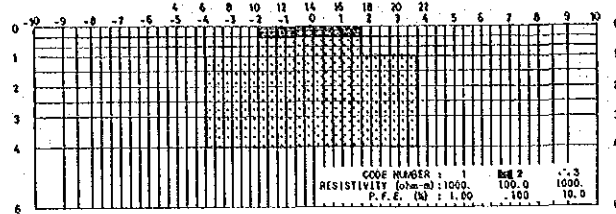


PERCENT FREQUENCY EFFECT (%)



G-870

図2-13 シミュレーション解析図 (1)



G-770

図 2-13 シミュレーション解析図 (2)

物理探査の解析結果を図 2-14 に示し、その内容を以下にまとめた。

抽出された F E 異常帯は、831 高地異常帯、888 高地異常帯、864 高地異常帯及び 845.6 高地異常帯の 4 異常帯である。831 高地異常帯及び 888 高地異常帯は調査区域北東部に広範囲に分布する。異常時の分布範囲は $n = 3$ の平面図を使用している。

① 831 高地異常帯は G-1070 及び G-1030 の測点 56~60 間及び小規模に分布する異常源によると考えられる (小規模異常源の集合体)。異常源は弱い F E 異常を示す。

② 888 高地異常帯は 2 つの異常源あるいは NE-SW 方向に連続する異常源によると考えられる。異常源は弱い F E 異常を示すが、広範囲に分布する。

③ 864 高地異常帯はほぼ N-S 方向に分布すると推定される異常源による異常帯である。異常源は地表下約 30~50m 以深に分布する高 F E 異常である。

④ 845.6 高地異常帯はほぼ NNE-SSW~NE-SW 方向に分布し、864 高地異常帯と連続する傾向の認められるものであるが、両者の間に EW 系の比抵抗不連続線が推定されること、さらに G-830 線では 864 高地異常帯が急激な減少傾向を示すことから両異常帯は連続しないと考えられる。異常源は地表下約 30m 付近から深部に分布する高 F E 異常である。また、比抵抗不連続線は NE-SW 及び E-W 方向が発達している。この比抵抗不連続線の分布方向は地質構造にほぼ一致することから NE-SW 及び E-W 方向の地質構造を示唆するものであると考えられる。

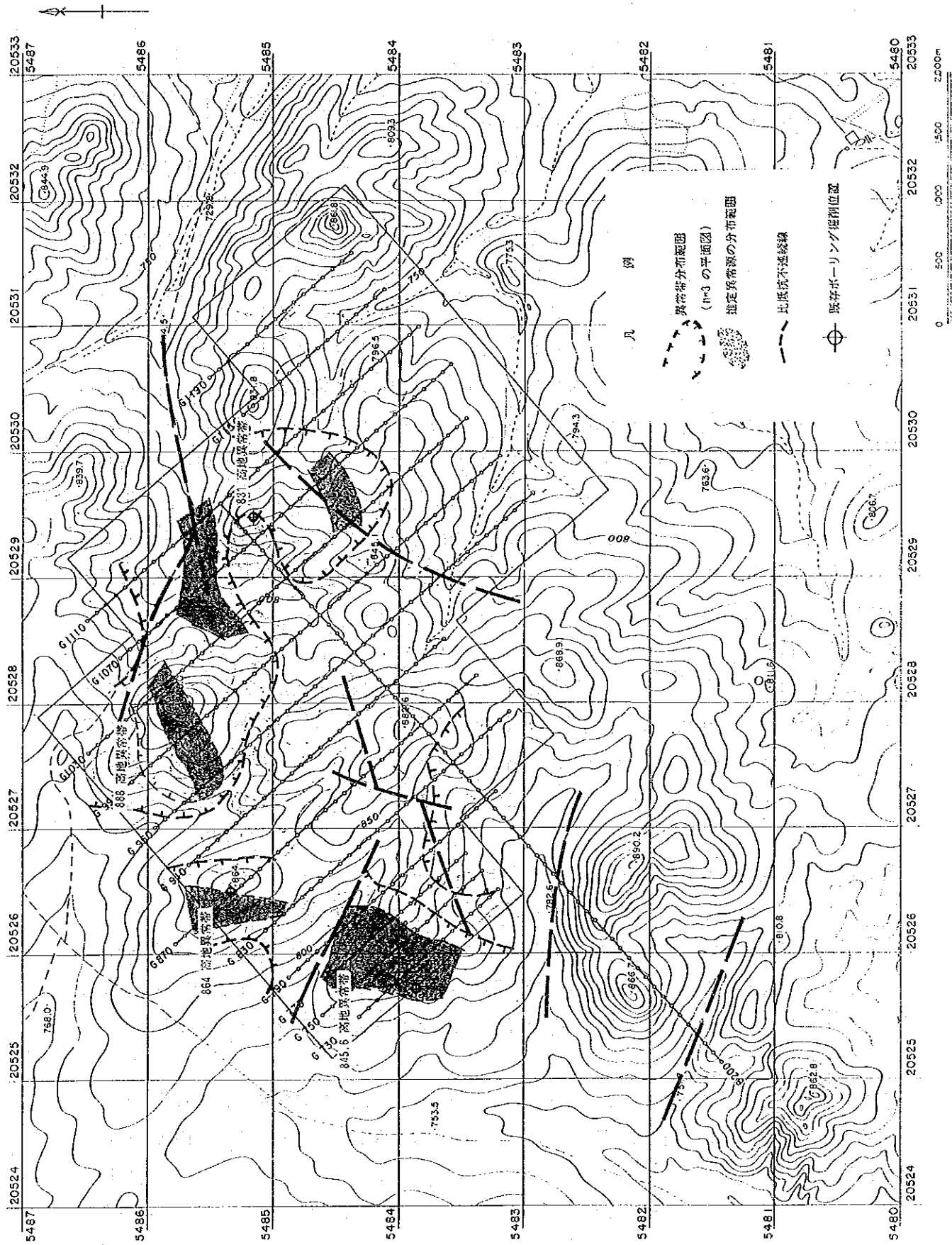


図2-14 物理探査解析結果図