鹿児島県における裂か地下水の開発 (電気探査と水理地質の調査成果について)

竹 崎 徳 男*

Development of Fissure Water, Kagoshima Prefecture (Electrical Prospecting and Hydrogeology)

By

Tokuo TAKEZAKI

Abstract

In progress of exploration for groundwater resources on the Shirasu areas in Kagoshima Prefecture, it was successful to detect and take fissure water from joints or cracks in andesitic lava-flows getting between tuffaceous breccias in deep horizon.

The results on electric prospectings and actual water well drillings are shown in this paper.

I はじめに

昭和42年夏、西日本一帯をおそつた異常干ばつによって古期安山岩地帯をはじめ、いわゆるシラス地帯の各地に大きな被害を生じた。

これらの地域は、特殊な場合をのぞくと、一般に深層地下水が賦存しないとされてきたところであるが、従来の調査によつて古期安山岩地帯のごく一部ではあるが、優勢な自噴井を確認し、また軽石流分布地帯については各地の沖積低地で、熔結凝灰岩の裂か地下水を開発していたので、裂か水を対象にまず古期安山岩地帯に重点をおき、電気探査および試掘による調査を行なつた。

この結果、風化した凝灰角礫岩類にはさまれた安山岩流は下部にいちじるしい板状節理と亀裂が発達し、開発の対象となりうる帯水層をなしていることが分つた。

その後、ひき続き実施してきた鹿児島県下全域にわたる調査およびさく井によつて、安山岩流はもちろん、熔結凝灰岩も堅硬な岩層には普遍的に板状節理が発達し、被圧地下水が賦存していることが明らかとなつた。

現在では鹿児島県における深層地下水の開発は、ほとんどがこの裂か水を対象としているが、

第1図 記載対象地区の位置関連

* 鹿児島県企画部

これらの岩層の基盤をなす時代未詳中生層など、堆積岩の亀裂部から取水するさく井も次第に増加してきている。

そしてその探査に Schlumberger 配置による電気探査がきわめて有効であり、垂直探査曲線の地域的特性ならびに測定および解釈にさいして注意しなければならない事項や、そのほかいくつかの地質構造上の特性を明らかにすることができた。

現在までかなりの資料がえられているが、充分な整理を終えていないので、代表的地域の調査結果を重点的に概要を取りまとめた。

II 電気探査と地質構造

安山岩流および熔結凝灰岩には、固化するときの収縮による板状節理と亀裂が発達している。

これらの地層は、基底層または基底層および被覆層にくらべて高比抵抗で、その分布および地質構造の探査に電気探査がきわめて有効である。

以下、古期安山岩地帯・軽石流地帯および堆積岩地帯、さらに地層水ではあるが奄美群島のサンゴ礁石灰岩地帯についてのべるが、各地域における垂直探査曲線と、比抵抗断面および地質柱状などの説明の便宜上、はじめに電気探査の基礎的事項についてのべる。

電気探査法は、測定技術や解析技術の進歩によつて深部構造探査に適用されるようになった。深部構造探査法としての Schlumberger 配置は $l/R \leq 1/3$ とすることによつて見掛け比抵抗の算式は次のようになる。

$$\rho_a \frac{\pi(R-l)(R+l)}{2l} \frac{\Delta V}{I} \text{ (実際式)}$$

ここで、 R は電流電極間隔の半分、 l は電位電極間隔の半分である。

実際の測定にあたっては、 ΔV の値が電極系数 $K = \pi(R-l)(R+l)/2l$ の急激な増加によつてただちに小さくなるので、 $l/R \leq 1/3$ としている。

Schlumberger 法は、上の条件で電位電極を固定するので、Wenner 法に比較して作業上だけでなく測定上も有利で、また電位電極の位置および間隔の固定性と選択性によつて、局部的異常による擾乱効果を層状構造の影響から分離することが可能であり、さらに Wenner 法にくらべて検出能が高く、同一電流電極間隔で下層部の影響を示し易いなどの特徴がある。

Schlumberger 配置による電気探査でえられる垂直探査曲線(VES 曲線)の解釈は探査対象である地層の成層構造および岩質を求めるのが目的で、探査地域域の岩石の各境界面深度および比抵抗を決定することができる。

被覆層、中間層、基底層の比抵抗の関係によつて 3 層 VES 曲線は次のような電気的特性を有する 4 つの型に分類される。

H 型(凹 型) $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

A 型(上昇階段型) $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

K 型(凸 型) $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

Q 型(下降階段型) $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

解釈は図式解析法によつたが、4 層 VES 曲線の解釈は 3 層曲線、5 層ないしそれ以上の多層曲線は 3 層および 4 層曲線の解釈法に類似した方法によつて解析される。

1. 古期安山岩地帯

古期安山岩類は、南九州一円の旧期火山活動(第三紀中期以降)に属するもので、凝灰角礫岩・輝石安山岩などからなるが、全般的に風化作用がいちじるしい。

輝石安山岩は、風化凝灰角礫岩類にはさまれるが、山地の頂上あるいは中腹に扁平な転石として点在しているのが各所にみられ、安山岩流として広く分布していることを示している。

地質構造について、開発のもつとも進んでいる長島を主体に、実例をあげて特性をのべる。長島は熊本

県境に位置する南北 15 km、東西最大幅 9 km の離島で、島のほぼ中央を標高 400 m 前後の山地が走っている。全島が古期安山岩類からなり、最北端にわずかに古第三紀層の分布がみられる。

凝灰角礫岩類にはさまれる安山岩流は、板状節理にとみ、水文地質条件がみたされれば、帯水層として取水の対象となるが、次にのべる地質構造が顕著で、後期の安山岩流が開発対象として価値が大きい。

すなわち島の骨格が形成された後、各地で活動した火山により、谷沿いに堆積した安山岩流は、新鮮で薄板状の節理がいちじるしい。そしてこの埋積谷はほぼ現地形と一致しているようである。

第2図 山門野地区比抵抗断面
数字の単位、 Ωm

第2図は、島で流域のもつとも大きい汐見川の狭長な沖積低地中央部のやや広がったところの比抵抗断面である。電気探査測点 No. 1~No. 4 の中央部に 70~120 Ωm の高比抵抗層が分布している。

当初は、第2図の点線で示す断面を想定し試掘を行なったが、60 m の掘さくで堅硬な岩層に達しなかった。このため掘さく地点、すなわち No. 2 で測定を実施したところ、実線で示すように急に深く深度約 80 m 以下という結果がえられたので、110 m まで増掘を行なった。

さく井の結果、深さ 80 m から堅硬な安山岩流にはいつたが、下部ほど板状節理が発達し、100 m 以深は礫状のコアと

第3図 指江地区比抵抗断面

なつた。

なお、本井戸は試掘第1号井で揚水試験の結果、自然水位 51.75 m、揚水水位 51.95 m で 380 m^3 /日の揚水量をえた。

第3図は中央山地から西に流れる指江川の縦断方向の比抵抗断面であるが、高比抵抗層はいずれも下流側で急に深くなっている。

当初は No. 8 までの測定で、No. 2 の左岸山手よりの地点を選び深度 60 m のさく井を行なった。

深度 20~50 m が板状節理および亀裂の発達した安山岩流で、揚水試験の結果水位降下 28.5 m で 990 m^3 /日の揚水量をえたが、水田補給水として継続揚水を行なったところ、水量はきわめてわずかとなつた。

また、No. 8 付近の掘さく深度 130 m のさく井は、水位降下 45 m で 220 m^3 /日の揚水量であつた。

縦断方向については、次の第4図でのべるような特性が明らかとなっていたので、さらに上流側で測定を行なった結果、第3図の比抵抗断面をえたので No. 14 地点で深度 140 m のさく井を行なうこととした。

なお、電気探査測線が埋積谷の幅に比べて長いことから、地形的にさけられない因子がはいる可能性が大きいので、解釈にさいして注意が必要である。

上記の地質構造は、北端の古第三紀層基盤の浅いところも含めて全島にみられるが、これを模式的に描くと第4図のとおりである。

横断方向については、第4図aに示すように、島の骨格をなす風化安山岩類のU字形の谷に凝灰角礫岩類および安山岩流が堆積しているが、凝灰角礫岩類が風化作用がいちじるしいのにくらべ、安山岩類は新鮮で板状節理およびこれに斜交する亀裂が発達している。

縦断方向については、第4図bに示すように、上部の安山岩流は集水面積が狭いため、透水性はすぐれていても地下水かん養量が少なく、帯水層として価値が低い。

また安山岩流は下流で急に深くなっているが、流域の長い沖積低地では比較的内陸部から VES 曲線にあらわれなくなることが多い。

以上の特性は安山岩地帯だけでなく、後にのべるように軽石流地帯においてもみられる。

次に VES 曲線で高比抵抗層として示されるが、その比抵抗値が 10~30 Ωm のようにきわめて低いところでは、水質に問題があるようである。被覆層および基底層も水質の影響をうけているためか、電気探査測点を充分にとれば曲線型は H 型または HK 型として示され、量的には取水の対象となるが、質的に飲料水あるいは工業用水としては適しない。しかし、農業用水としてはしろかき期をのぞけば使用可能の場合が多い。

なお新期火山地帯についても調査を進めているが、地勢および温泉化作用による変質帯のため、調査あるいはさく井地点の選定に大きな制約をうける。調査例は少ないが変質作用をうけていない安山岩流は、同じように下部ほど板状節理の発達がいちじるしい。

2. 軽石流地帯

日本では、ヴルム氷期に軽石流とか熔結凝灰岩とよばれる特殊な火山噴出物がふきだした。

北海道の支笏湖・洞爺湖、本州の恐山・八甲田・十和田、九州の阿蘇・姶良・阿多・鬼界カルデラには、みな同様な火山噴出物がみられる。熔結凝灰岩はその分布が広いことが一つの特徴で、野をこえ山をこえて、当時の地形にそつて遠くまで流れていき、厚さも 100 m に達することがある。

熔結凝灰岩は上部と下部は一般にもろくてガサガサしているが、中部は固く熔結されていて、柱状や板状の節理ができていのがみられる。

a. 横断面図

b. 縦断面図

第4図 地質構造模式断面図

鹿児島県では、軽石流(非熔結部を軽石凝灰角礫岩、熔結部を熔結凝灰岩という)が本土の半分近くをおおって、おおむね海拔 300 m 以下に分布している。同一地域でも、噴出源や時期を異にする数種類のものがあるが、堆積ののちもなく侵蝕がはじまったことも明らかで、砂礫層をはさんでいる。

まず、代表的な熔結凝灰岩台地である薩摩半島南部の南薩台地の調査結果をのべると、VES 曲線は基本的には K 型で、高比抵抗層の下部に低比抵抗層が分布している。もちろん、軽石流非熔結部あるいはその 2 次堆積層の厚いところでは、その比抵抗値がきわめて高いので Q 型となることが多い。

VES 曲線から低比抵抗層の分布を描くと、第 5 図の不透水層基盤等高線図のとおりで、現地地形とかなり異っている。

第 5 図 南薩地区 不透水層基盤等高線図

台地は西に広く続いているが、東は古期安山岩、東北は時代未詳中生層の山地となつている。

不透水層基盤分布図から選定したさく井の地質柱状図にみるように、東南端の A 号井戸は風化凝灰角礫岩の下位の安山岩流、B・C・D・E・F・G は熔結凝灰岩が帯水層となつている。なお C 号井戸は地表下 85 m から掘さく深度 95 m まだが砂礫層となつている。

E 号井は、基盤をなす時代未詳層のうえに軽石流非熔結部の二次堆積層が厚く堆積し、熔結凝灰岩がけずりとられたことを示している。

揚水試験の結果は次表のとおりである。

軽石流は、成因上から山間部ではかなり上流まで谷沿いに堆積している。したがって、安山岩地帯では

第 1 表

	自然水位 (m)	揚水水位 (m)	水位降下 (m)	揚水量 (m ³ /d)
A 号 井 戸	16.80	19.80	0.04	1,900
B 号 〃	1.90	27.10	25.20	810
C 号 〃	1.00	8.00	7.00	940
D 号 〃	30.62	39.40	8.78	1,340
G 号 〃	53.60	54.10	0.50	1,030

注) 自然水位と揚水水位は地表面からの深度

熔結凝灰岩および安山岩流の両者が帯水層として取水の対象となる。

南薩台地についても、下位に分布する古期安山岩類にA号井戸によるような帯水層となる安山岩流が、当然はさまれているはずであるが、深度に対する相対層厚がうすいため VES 曲線にあらわれないと考えられる。

1 例として、第1図の出水地区についてのべると、厚い粘土質堆積層からなる海岸平野の下部に、古期安山岩類が張り出しているが、その延長上における VES 曲線はQ型となつている。しかし深度120 m のさく井で第2表に示す揚水試験結果をえた。

第2表 水位降下と揚水量

自然水位 (m)	揚水水位 (m)	水位降下 (m)	揚水量 (m ³ /d)
6.80	25.40	18.60	380
	33.70	26.90	600
	43.10	36.30	1,050
	54.20	47.40	1,440

注) 自然水位と揚水水位は地表面からの深度

古期安山岩帯について横断方向および縦断方向の地質構造をのべたが、前にのべたように、熔結凝灰岩地帯にも各地で同じ特性がみられる。

鹿児島湾奥の北にある十三塚シラス台地一帯の VES 曲線は軽石凝灰角礫岩および下位の熔結凝灰岩を刻んで、狭長にのびる沖積低地(QH 又は KH)と台地および丘陵地(AK 又は K)では曲線型は相違し、前者には深部に高比抵抗層が分布している。この高比抵抗層は、中流部で急に深くなっているが、これより下流の測点では高比抵抗層は浅く、上下2層が分布していることを示している。なお、軽石流地帯では軽石流非熔結部の2次層が堆積しているので、堆積谷は現地形と必ずしも一致しないところがある。

海岸平野では、熔結凝灰岩はきわめて深くなるが、その下位に厚い粘土層が堆積しているところがある。その厚さなどについては明らかでない。しかし、安山岩地帯も含めて、現在までの掘さく深度約200 m の範囲では、帯水層となる岩層の分布は150 m 程度までとなつている。

3. 堆積岩地帯

熔結凝灰岩地帯などの調査で、帯水層と考えた高比抵抗層が基盤をなす時代末詳中生層・古第三紀層などの亀裂が発達した堆積岩で、裂か水の取水対象となる事例が増加してきている。

熔結凝灰岩が堆積岩に直接のついているような状態の場合は、同一高比抵抗層として VES 曲線は一般に HA 型または K 型となる。

HA 型では、堆積岩は珪化作用をうけ、上部には亀裂の発達した部分をはさんでいるが、下部では珪化がいちじるしく、きわめて硬質となり亀裂はまったくみられなくなる。

安山岩や熔結凝灰岩の分布しないところで、VES 曲線の右枝(深部)がA型となるときのにも同じような現象がみられることが多い。

4. サンゴ礁石灰岩地帯

奄美群島には、古生層・火成岩類および新第三紀層を不整合におおつてサンゴ礁石灰岩が広く分布している。造礁サンゴおよび深海サンゴ類を主とし、多くのせん虫類・石灰藻類・有孔虫類・腕虫類および各種軟体動物の化石を含んでおり、白色～淡黄色の堅硬緻密な石灰岩からなるが、ときには孔隙に富んだ粗ぼうな部分、有孔虫殻だけからなる砂層の部分、また非石灰岩相の砂層の部分もある。

一般にはほぼ水平な層をなしており、基底部には古期岩層に由来する礫岩が発達することが多い。

したがって、サンゴ礁石灰岩地帯は不圧水で、地層水としてとりあつかつてよいが、沖積および洪積砂礫層と水理地質的に若干異なっているので、2～3の調査結果をのべる。

サンゴ礁石灰岩地帯には、無数のドリネが発達しているため、降水は蒸発をのぞいてすべて地下に渗透する。したがって地表流水はごく短い湧水の流去区間をのぞいて、まったくみられないといつてもよい状態にある。

第6図 与論島 VES 曲線

サンゴ礁石灰岩は、比抵抗がきわめて高いので VES 曲線は基本的にK型となる。

第6図は最南端にある与論島の東北部の VES 曲線の一部である。与論島は、周囲 14 km、面積 21 km² の低平な小島であるが、断層状の急崖で地形的に3地域に分けられる。東北部をのぞくと古生層基盤が浅いため、各所に小さな湧水がみられるが、利水にめぐまれない。

東北部はサンゴ礁石灰岩が厚く、また集水面積ももつとも大きく、本島における唯一の地下水賦存地域となっている。電気探査に基づき、数カ所で井戸を掘さくしているが、いずれも手掘りのため深度は 20 m 内外にすぎない。

しかし揚水量 1,000 m³/d に対する水位降下 0.4 m のものもあり、畑地かんがい用水源として利用している。基盤岩の深度は 40 m 前後と推定され、また 10 数 m まで軟弱地層の堆積しているところも多いので、深井戸による地下水開発を計画している。

また喜界島は基盤岩が新第三紀層で、これをサンゴ礁石灰岩がおおっているが、集水面積約 3 km² と推定される地点のさく井は、22 m から基盤にはいつてしまう。自然水位 13.4 m、揚水水位 13.6 m で揚水量 1.530 m³/d をえた。

サンゴ礁石灰岩地帯は、一般にドリネが発達し、地形が複雑なため、Wenner 法による電気探査は不整曲線となる。これにくらべ Schlumbergen 法は、電位電極距離 40 m 程度を平坦なところを選ぶことによつて地形の影響をかなり軽減することができる。しかし、道路上の測定はほとんどすべて不整曲線となるので注意を要する。

III 水理地質

わが国には、北海道から南九州まで、日本列島の構造運動の一つとしていちじるしかつた新第三紀から

ひきつづく第四紀の火成活動による火山噴出物が分布しており、安山岩流や熔結凝灰岩などの岩石学的性状や産状も明らかにされているが、これら火山岩体中裂か水は、特殊なものとして一部の地区で開発されているにすぎない。

鹿児島県では、ここ数カ年の調査によつて従来無水地帯とされてきたこれらの火山噴出物地帯にも、安山岩流および熔結凝灰岩の節理および亀裂に、地層水に劣らない被圧水が普遍的に賦存すると考えてさしつかえない結果をえ、畑かんあるいは生活用水の水源として各地で積極的に開発が行なわれている。

第7図に裂か水を取水している深井戸の分布を示した。

掘さく深度は、深いもので220 mであるが、硬岩を対象としているため、異径のものや不完全井が多い。しかし孔壁崩壊のおそれのないものも多く、またコアによる確認も容易であるので、下部の異径部分を裸孔仕上げとしたものも少なくない。

地下水の運動と関連して、水理地質学的問題を解決するためには、地質構造のほか亀裂の状態を明らかにすることが重要である。

地質構造の特性についてはすでにのべたが、これは局所的なものでなく、大規模な地殻の動き、すなわち海面の低下と関係があると考えられる。

そしてその凹地状の地形をうめながら流動した、安山岩流および熔結凝灰岩の固化するときの収縮にともなう板状節理は下部ほど顕著で、間隔は数10 mから次第にせばまり数cmの薄板状となる。さらにこれに数は少ないが亀裂が斜交しており、地下水の運動は層流として期待できる。

多数の井戸の揚水試験も、水位降下が極端に大きくない範囲では、層流として取りあつかつてもさしつかえないことを示している。

古期安山岩地帯と軽石流地帯では、被覆層の性状はまったく異なる。前者が難透水性と考えられる風化凝灰角礫岩類であるのに対し、軽石流非熔結部およびその2次堆積層は透水性が高い。

しかし、古期安山岩地帯においても、異常干ばつ時における湧水地点の地質および水量、深井戸の揚水による周辺浅井戸への影響などからみて、垂直かん養量がかなり大きいと考えなければならないようである。

軽石流地帯のいわゆるシラス層は、降雨の地下浸透率が高い。透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ cm/s}$ のオーダーとされているが、これは乱された試料のものと考えられる。事実、間隙率の高い2次堆積層もさく井により取水できるものはほとんどない。

軽石流非熔結部は、扁平な火山ガラスが主体となつていので、水平方向の方向性をもつて堆積し、これが垂直に近い崖で安定している大きな理由と考えられる結果が、シラスの工業的利用研究の分野でえられている。

したがって垂直方向の透水性は水平方向より大きく、シラス地帯は地下水かん養に関しすぐれた水理地質条件にあることになるが、このことはシラス地帯を流れる河川の湧水量が大きいことにも示されている。

第7図 鹿児島県本土の裂か水を取水している深井戸の分布図

IV おわりに

安山岩流および熔結凝灰岩などの裂か水は、硬岩を対象とするため、砂・礫の開発にくらべてさく井は

容易でない。

したがって、開発にはさく井技術の向上と熟練が欠くことのできない要件となるが、さいわい掘さく関係者のためまい努力と協力によつて今日の成果をえることができた。

参 考 文 献

- 酒井軍治郎(1967)：応用地下水学。
 外尾善次郎，永井正夫訳(1967)：地下水の力学。
 鹿児島県企画調査室(1963)：鹿児島県の地下水概況
 湊 正雄(1970)：氷河時代の世界。
 太田良平，竹崎徳男(1966)：シラスに関する諸問題，地質雑誌，Vol. 75, No. 1.
 大野博教訳(1965)：石油ガス鉱床の電気探査，地質調査所月報，Vol. 16, No. 10, No. 11, No. 12.
 小野吉彦，陶山淳治，高木慎一郎(1961)：伊豆正島における直流法による電気探査について，地質調査所月報，Vol. 12, No. 11.
 陶山淳治，高木慎一郎(1962)：直流を用いた大地比抵抗の測定について，地質調査所月報，Vol. 13, No. 12.
 鹿児島県(1967)：鹿児島県地質図(20万分の1)
 鹿児島県(1966)：鹿児島県水理地質図(20万分の1)