

УНИВЕРЗИТЕТ „ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ“ - ШТИП
ФАКУЛТЕТ ЗА ПРИРОДНИ И ТЕХНИЧКИ НАУКИ
КАТЕДРА ЗА ГЕОЛОГИЈА И ГЕОФИЗИКА

МАГИСТЕРСКИ ТРУД

***КОРЕЛАЦИЈА ПОМЕЃУ РЕАЛНАТА ГЕОЛОШКА
СРЕДИНА И ГЕОЕЛЕКТРИЧНИОТ МОДЕЛ***

Ментор:

Проф. д-р Тодор Делипетров

Кандидат:

дипл. инж. Благоица Донева

Штип, 2009

Благодарност

Магистерскиот труд е работен под менторство на проф. д-р. Тодор Делипетров, декан на Факултетот за природни и технички науки - Штип и ја користам оваа прилика да му се заблагодарам за безрезервната помош во текот на целата изработка, како и за големата морална поддршка.

Посебна благодарност до членовите на комисијата, проф. д-р. Гоше Петров и доц. д-р. Дељо Каракашев за нивната стручна помош, совети и сугестии за постигнување на подобри резултати.

Исто така, сакам да им се заблагодарам на сите мои колеги од Факултетот за природни и технички науки, посебно Катедрата за геологија и геофизика за нивното пријателство и поддршката за мојот труд.

Голема благодарност до моето семејство за нивното трпение и разбирање колку овој труд е важен за мене и што ми помогнаа на секаков можен начин.

АПСТРАКТ

Целта на магистерската работа е да се прикаже корелацијата, односно поврзаноста на геолошката градба на истражуваните терени (Кочанска депресија и бања Банско) со добиениот геоелектричен модел.

На почетокот се дадени теориските основи на геоелектричните методи и типовите: метода на сопствен потенцијал, на индуцирана поларизација и на специфичен електричен отпор, метода која е користена при изработката на магистерскиот труд. Понатаму се дадени мерните инструменти и програмскиот пакет за обработка на податоците. Посебно внимание е дадено на влезните податоци користени при моделирањето, односно геолошката градба на истражуваните терени и мерните податоци од теренските мерења, како и добиениот геоелектричен модел.

Обработката и анализата на податоците е вршена со програмскиот пакет Iri2Win, софтвер создаден за автоматска и интерактивна полуавтоматска интерпретација на податоци од вертикално електрично сондирање, преставени како криви во една димензија интерпретирани како единечен профил.

Клучни зборови: геоелектрични методи, специфичен електричен отпор, геолошка градба, геоелектричен модел, корелација

ABSTRACT

The aim of this master thesis is to present the correlation between the geological composition of the investigated terrains (Kocani depression and Bansko) with the geoelectrical model.

At the beginning theoretical basics of the geoelectrical methods and types: self potential method, induced polarization and specific electrical resistance. This method was used for this master thesis. Further, measuring instruments and software package for processing data are given. Special attention was paid to input data used for modeling, geological composition of the investigated areas and measuring data and to the geoelectrical model.

Processing and analysis of the data was done with the Ipi2Win package, software designed for automatic and interactive semi-automatic interpreting of geoelectrical sounding data, presented as one dimension curves interpreted as unique profile.

Key words: geoelectrical methods, specific electrical resistance, geological composition, geoelectrical model, correlation

СОДРЖИНА

КОРИСТЕНИ ПАРАМЕТРИ	6
ВОВЕД	7
1. МЕТОДОЛОГИЈА НА РАБОТА	9
2. ТЕОРИСКИ ОСНОВИ НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИТЕ МЕТОДИ	11
2.1. Електрични својства на карпите и карпестите формации	11
2.1.1. Електрохемиска активност	15
2.1.2. Електрична проводливост	15
2.2. Класификација на геоелектричните мерења	17
2.3. Услови за примена на геоелектричните методи	18
3. ГЕОЕЛЕКТРИЧНИ МЕТОДИ	21
3.1. Галвански методи	21
3.2. Електромагнетни методи	21
3.3. Метода на сопствен потенцијал (SP) или спонтана поларизација	22
3.4. Метода на индуцирана поларизација	22
3.5. Метода на специфичен електричен отпор	23
3.6. Омов закон	24
3.6.1. Диференцијална форма на Омовиот закон	25
3.7. Струен ток во непрекината средина	26
3.7.1. Решенија на Лапласовата равенка	29
3.8. Геоелектрично картирање и сондирање	43
4. ТЕКТОНСКА РЕОНИЗАЦИЈА НА МАКЕДОНИЈА	49
5. МЕРНИ ИНСТРУМЕНТИ	51
5.1. Основни принципи за мерење на отпорот	54
5.2. Подготовки за теренско мерење	58
5.3. Iri2Win - Програма (софтвер) за обработка на податоците	59
6. ГЕОЛОШКО-СТРУКТУРНА ГРАДБА НА КОЧАНСКА ДЕПРЕСИЈА	61
6.1. Тектонски и структурни карактеристики	65
6.2. Геоелектричен модел на Кочанската депресија	67
6.3. Интерпретација на геоелектричниот модел	73

7. ГЕОЛОШКО - СТРУКТУРНА ГРАДБА НА СТРУМИЧКАТА КОТЛИНА	75
7.1. Тектонски и структурни карактеристики	78
7.2. Геоелектричен модел на околината на бања Банско	79
- Интерпретација на геоелектричниот модел - профил 1	85
- Интерпретација на геоелектричниот модел - профил 2	90
- Интерпретација на геоелектричниот модел - профил 3	95
8. ЗАКЛУЧОК	96
9. КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА	97

КОРИСТЕНИ ПАРАМЕТРИ

Изведени единици на SI			
Физичка величина	Име	Знак	Дефиниција
Количество електрицитет	кулон	C	$1 \text{ C} = 1 \text{ A} \cdot 1 \text{ s}$
Специфичен електричен отпор	ом по метар	$\Omega \cdot \text{m}$	$1 \text{ } \Omega\text{m} = 1 \Omega \cdot 1 \text{ m}$
Ел. напон Ел. моторна сила Ел. потенцијал	волт	V	$1 \text{ V} = \frac{1 \text{ W}}{1 \text{ A}}$
Јачина на електрично поле	волт на метар	V / m	$\frac{\text{V}}{\text{m}} = \frac{1 \text{ N}}{1 \text{ C}}$
Електрична отпорност	ом	Ω	$1 \Omega = \frac{1 \text{ V}}{1 \text{ A}}$
Електрична спроводливост	сименс	S	$1 \text{ S} = \frac{1}{1 \Omega} = 1 \Omega^{-1}$
Електрична капацитивност	фарад	F	$1 \text{ F} = \frac{1 \text{ C}}{1 \text{ V}}$

ВОВЕД

Геоелектриката е гранка на геофизиката која ги изучува и следи електричните и, заедно со геомагнетизмот, електромагнетните полиња на Земјата. Оваа геофизичка дисциплина се базира на физичките закони од областа на електромагнетизмот и различните електрични особини на карпестите маси, како и различните електродинамички услови на материјата во подлабоките делови на Земјата (мантија и јадро).

Течењето на електричната струја во проводниците е од електронски тип, додека во флуидите и гасовите има и течење на струја од јонски тип.

Геоелектриката може да се подели на повеќе начини, но основната поделба е на геоелектрика и геоелектрични методи за истражување (апликативна геоелектрика).

Геоелектриката има за цел да го следи геоелектричното поле во сите слоеви на Земјата: атмосфера, хидросфера, земјина кора, мантија и јадро.

Познавањето на геоелектричното поле е во тесна врска со изучувањето на магнетното поле на Земјата, но не треба да се заборава придонесот што геоелектриката и другите геофизички дисциплини го даваат во формирањето на пореален модел на Земјата како планета.

Изучувањето на распределбата на електричната проводливост со сондирање на електромагнетното поле на Земјата, вообичаено се нарекува електромагнетна индукција на Земјата. Во рамките на овие изучувања се користат различни методи: длабоко геомагнетно сондирање; длабоко магнетотелурско сондирање; магнетно телурско сондирање; магнето - варијационо профилирање; телурско профилирање; телурско магнето - телурско профилирање.

Постои цела палета на геоелектрични методи и затоа е тешко да се изврши нивна потполна задоволувачка класификација. Следната класификација најмногу одговара на теренската пракса: галвански методи, електромагнетни методи, метода на сопствен потенцијал, метода на специфичен отпор и др.

Геоелектричното картирање и сондирање претставуваат две основни методи на геоелектрично истражување на земјината внатрешна градба. Методата на картирање има поголеми можности за детектирање на вертикалните промени (раседи, вертикални контакти и др.), додека методата на сондирање има поголема можност на детектирање на хоризонталните промени (слоеви, хоризонтални контакти, раседи со мал агол во однос на хоризонталната рамнина и др.).

Опсервирањето на геоелектричното поле има широко научно и апликативно значење. Научните сознанија добиени од изучувањето на геоелектричното поле на Р. Македонија е од интерес за геофизиката (геоелектрика), а апликативна примена наоѓа скоро во сите области на човечкото живеење.

Во овој магистерски труд ќе биде презентираан процесот на геоелектрични мерења на две локации: Кочанско поле и кај бања Банско - Струмица. Детално ќе биде опишана постапката на мерење, обработката на податоците, добиените модели и профили на средината и корелацијата помеѓу моделите и геолошката средина.

Современите компјутерски системи и програми (софтвери) овозможуваат обработка на голем број податоци за релативно кратко време и моделите воедно можат да бидат повеќепараметарски. Трудот се темели на податоците од теренските мерења.

1. МЕТОДОЛОГИЈА НА РАБОТА

Геофизичките истражувања претставуваат вештина на примена на физичките науки при проучувањето на структурата и составот на оние слоеви на Земјата, кои се наоѓаат доволно плитко да можат да бидат експлоатирани или поради изучувањето на градбата на Земјата.

Најголем број на подповршински структури може да бидат потврдени ако постојат мерливи варијации во овие структури. Петте главни геофизички методи се тесно поврзани за пет најчести физички особини кои можат да се определат на Земјината површина и тоа:

1. Магнетичност
2. Густина
3. Електрична проводливост
4. Топлина
5. Радиоактивност

Овие особини соодветно можат да се истражуваат со примена на магнетни, гравиметриски, електрични, термални и сеизмички методи. Некогаш саканиот резултат може да се постигне индиректно, ако материјалот кој се истражува не поседува особини кои можат да се мерат на Земјината површина, па затоа може да се истражува некое друго тело кое има такви особини, а кое парагенетски е врзано со она кое нас не интересира (пр. високо магнетичен магнетит кој е парагенетски поврзан со златото, алувионот или геолошките структури кои се во врска со подземните води и сл.).

Геофизичките методи се користат и за истражување на градбата на подлабоките делови на Земјата, кои не се достапни за директно набљудување. Треба да се спомене дека овие методи се базираат на изучување на природните или вештачките физички полиња кои се поврзани со едни или други физички својства на материјата од која се состои Земјата.

Во овој труд детално се разработени геоелектричните методи со посебен акцент на методата на специфичен електричен отпор, за која се презентирани и теренски мерења со соодветна анализа и интерпретација на податоците.

Електричните методи ги изучуваат природните и вештачките електрични текови во Земјата и даваат податоци за распределбата на карпите со различни електрични својства. При користење на електрично картирање како дел од оваа метода, се мери промената на специфичниот електричен отпор вдоль профилот при, воглавно, константно растојание помеѓу електродите или константна длабочина на истражување. Електричниот каротаж во дупчотините овозможува да се разликуваат слоевите на песоци и тоа оние кои содржат нафта или гас и оние кои содржат солена или слатка вода.

2. ТЕОРИСКИ ОСНОВИ НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИТЕ МЕТОДИ

Геоелектричните испитувања претставуваат една од основните дисциплини во применетата геофизика. Голема примена имаат во инженерската геологија и хидрологијата, но значајно се застапени и во рударството при истражување на минерални сировини и градежен материјал, во геотехниката за дефинирање на состојби и својства на работните средини, но и во останатите гранки на инженерството.

Примената на геоелектричните методи е овозможена од сознанието дека минералите кои ја сочинуваат геолошката формација поседуваат различни електрични својства. Покрај тоа, некои геолошки тела, кога ќе се најдат во одредени природни услови, можат да предизвикаат електрично поле. Различниот состав и геолошката градба на теренот и различните природни процеси во земјата предизвикуваат електрични аномалии кои се манифестираат и на површината на теренот. Со регистрирање на тие електрични аномалии (на површината на теренот или во подземните објекти), може да се одреди геолошката градба во внатрешноста и да се дефинираат состојбата и својствата на формацијата.

Геоелектричните испитувања се изведуваат:

1. на површината на Земјата
2. на езерата, реките, морињата
3. во разни подземни објекти, простории
4. во дупкотини кои се истражуваат
5. од воздух (авион, хеликоптер)
6. од вселената (сателити).

2.1. Електрични својства на карпите и карпестите формации

Можноста за примена на геоелектричните испитувања се базира на фактот дека минералите кои го сочинуваат карпестиот комплекс поседуваат различни електрични, а делумно и магнетни својства.

Основни својства на карпестите маси се:

- електрохемиска активност;

- електрична проводливост (σ), односно специфичен електричен отпор (ρ);
- диелектрична константа (ϵ);
- магнетна пермеабилност (μ);
- поларизација на средината под влијание на надворешни електрични полиња.

2.1.1. Електрохемиска активност

Под овој поим се подразбираат физичките особини на средината која ги генерира полињата и тоа:

- а) оксидо - редукција;
- б) дифузија на јоните од една во друга средина;
- в) филтрација на подземните води;
- г) поларизација

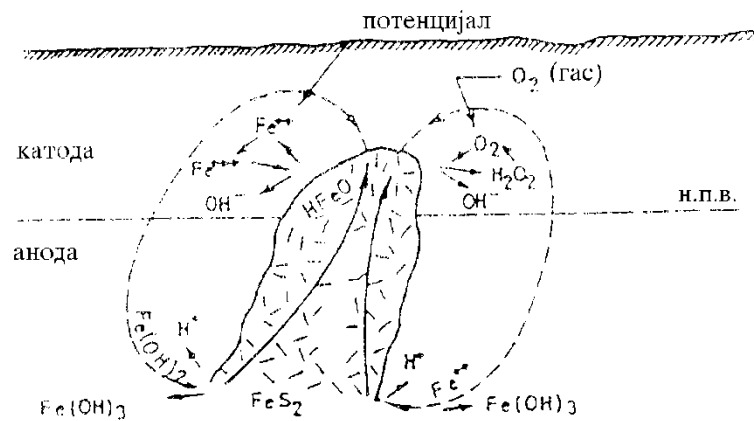
Процесите под а) и под в) не зависат од надворешните електрични полиња и под заедничко име се нарекуваат сопствени потенцијали.

а) Потенцијал на оксидо - редукција

Ако метална шипка се најде во некој раствор, помеѓу металот и растворот доаѓа до разлика на потенцијалите. Ако две електроди (шипки) од ист метал се стават во раствор кој во точките на контактите со електродите има иста концентрација, помеѓу електродите нема да се забележи разлика на потенцијалите. Меѓутоа, ако во раствор кој има некоја концентрација ставиме две електроди од различен метал, или две електроди од ист метал се стават во раствори со различна концентрација на јони, помеѓу електродите доаѓа до разлика во потенцијалите.

Во природата, потенцијалот на оксидо - редукција најчесто настанува кога рудно тело се протега низ оксидациона и редукциона зона или кога има различен состав во горниот и во долниот дел на теренот.

Мерењата на површината покажуваат дека аномалиите предизвикани со присуство на рудни тела имаат интензитет од 0.1 до 1.5 V.



Сл. 2.1. Потенцијал на минерализација

б) Потенцијал на дифузија

Потенцијал на дифузија настанува при мешање на раствори со различни концентрации или хемиски состави, кои го исполнуваат горниот дел на карпата. По големина, овие потенцијали достигнуваат вредност од неколку десетици mV.

Потенцијалот на дифузија е даден со изразот:

$$E = -11.6 \ln \frac{C_1}{C_2} \text{ (mV)} \quad (2.1)$$

$$E = -11.6 \ln \frac{\rho_{mt}}{\rho_w} \text{ (mV)} \quad (2.2)$$

каде што: C_1 ; C_2 - концентрација на флуиди

ρ_{mt} ; ρ_w - електрична отпорност на филтратот на исплаката.

Овој феномен има поголемо значење при геоелектричните мерења во дупчотините, т.е. при геоелектричен каротаж.

Со SP дијаграм може да се дефинира порозноста на карпите.

в) Потенцијал на филтрација

Потенцијал на филтрација се создава при движење на водата низ капиларите во карпата и е дефиниран со изразот:

$$E_f = \frac{C\xi\rho_0}{4\pi w} \Delta P \quad (2.3)$$

каде што: ΔP - разлика во притисоци

C - диелектрична константа

ρ_0 - геоелектрична отпорност на растворот

w - вискозност на течноста

ξ - адсорпционен потенцијал.

Овој потенцијал се создава во зоните на рудните наоѓалишта, но и во геолошки услови каде доаѓа до исцедување на површинските води, односно до филтрација на подземните токови.

г) Потенцијал на поларизација

Овој потенцијал се создава при проток на струја низ електролити или порозни карпи кои содржат јони. После протокот на струја доаѓа до движење на јоните кон соодветните електроди, што значи дека се создава разлика во концентрацијата на јони помеѓу електродите, што доведува до разлика на потенцијалите. Овој потенцијал е со спротивен знак од потенцијалот кој го предизвикал. Електромоторната сила (ЕМС) која е предизвикана на ваков начин се вика електромоторна сила на поларизација. Поради малата брзина на движење на јоните, ЕМС на поларизација постепено ја достигнува својата максимална вредност. Времето кое е потребно да се дојде во таа состојба зависи од растојанието помеѓу електродите и својствата на електролитот.

2.1.2. Електрична проводливост

Електричната проводливост на испитуваната средина зависи од минералниот состав, структурно - текстурните особини на средината и длабочината на залегнување.

Специфичните електрични отпори (SEO) на минералите од кои се изградени карпите, главно се многу високи, понекогаш и од ред $10^6 \Omega m$ (табела 2.1). Исклучок од тоа се сулфидите (пирит, халкопирит, галенит, арсенопирит, халкозин, борнит, ковелин, пиротин и др.), некои оксиди (магнетит, каситерит), графит и висококарбонизирани јаглени (антрацит).

Табела 2.1 - Специфичен електричен отпор (SEO) на минералите

Минерал	SEO [Ωm]	Минерал	SEO [Ωm]
Камена сол	$10^{14} - 10^{17}$	Камен јаглен	$10^0 - 10^2$
Кварц	$10^{12} - 10^{14}$	Галенит	$10^{-5} - 10^{-3}$
Нафта	$10^9 - 10^{16}$	Пирит	$10^{-4} - 10^{-3}$
Калцит	$10^7 - 10^{12}$	Магнетит	$10^{-4} - 10^{-2}$
Хематит	$10^4 - 10^8$	Антрацит	$10^{-4} - 10^{-2}$

Проводливоста на карпите зависи и од: волуменот на порите, распоредот на порите и текстурите на средината, минерализацијата и хемискиот состав на подземните води, влажноста (водозаситеноста) и температурата.

Карпите кои се порозни, испукани и исполнети со вода или со раствори на разни минерални соли имаат подобра проводливост.

Специфичниот електричен отпор на подземните води варира во широки граници: од стоти дел на [Ωm] до 100, па и до 1000 [Ωm]. Проводливоста на водата може да биде примарна (проводливост при влегување на водата во порите) и секундарна (настаната со растворање на минерали, што зависи од времетраењето на дејството на водата на околната средина).

За идеален случај (еднородна зрнеста структура), електричниот отпор е даден со изразот:

$$\rho_v = \frac{1 + 0.25\sqrt[3]{1 - K_v}}{1 - \sqrt[3]{(1 - K_v)^2}} \rho_0 \quad (2.4)$$

каде што: ρ_0 - електричен отпор на флуидот кој ги исполнува порите

K_v - коефициент на порозност (%)

Табела 2.2 - Специфичен електричен отпор (SEO) на карпите

Магматски и метаморфни карпи	SEO [Ωcm]	Седиментни карпи	SEO [Ωcm]
Базалт	2×10^6	Алувиум и мил	$2.5 \times 10^3 - 1.5 \times 10^5$
Дијабаз	$2 \times 10^3 - 2 \times 10^6$	Глацијални седименти	$8 \times 10^2 - 9.5 \times 10^5$
Диорит	5×10^6	Глина	$5 \times 10^2 - 1.5 \times 10^5$
Габро	$1 \times 10^4 - 1.5 \times 10^6$	Глина-глинци	$4 \times 10^2 - 9 \times 10^4$
Гнајс	$2 \times 10^4 - 3.4 \times 10^6$	Граувака	$8 \times 10^2 - 1 \times 10^6$
Гранит	$3 \times 10^4 - > 10^6$	Конгломерат	$2.5 \times 10^3 - 1.5 \times 10^6$
Кристалеста карпа со нормален физички карактер (еруптив, гнајс, шкрилец)	$2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$	Консолидирани седиментни карпи (глинци, песочници, варовници итн.)	$1 \times 10^3 - 5 \times 10^4$
Кварцит	$1 \times 10^3 - 2 \times 10^6$	Варовник	$6 \times 10^3 - 5 \times 10^7$
Лава	$1.2 \times 10^4 - 5 \times 10^6$	Лапорци	$0.5 \times 10^2 - 7 \times 10^3$
Мермер	$1 \times 10^4 - 1 \times 10^7$	Песок	$9.5 \times 10^1 - 5 \times 10^5$
Метеоритско железо	$1 \times 10^4 - 1.5 \times 10^6$	Песочник	$3 \times 10^3 - 1 \times 10^7$
Порфир	$6 \times 10^3 - 1.5 \times 10^6$	Суглини	$1 \times 10^3 - 4.5 \times 10^4$
Шкрилец	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^6$		
Серпентин	$2 \times 10^4 - 3 \times 10^5$		
Сиенит	$1 \times 10^4 - 10^7$		
Трахит	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^7$		
Темен дијабаз	$1.5 \times 10^4 - 3 \times 10^5$		

Проводливоста, или специфичната електрична отпорност на карпите, може да се изрази со следните равенства:

$$\sigma_x = \frac{V_1}{C} \sigma_1 \quad (2.5)$$

$$\rho_x = \frac{C}{V_1} \rho_1 \quad (2.6)$$

каде: σ_x - специфична електрична проводливост на испитуваната средина

ρ_x - специфична електрична отпорност на испитуваната средина

- С - константа која зависи од распоредот на порите
- V_1 - волумен на порите
- ρ_1 - специфична електрична отпорност на флуидите кои ги исполнуваат порите
- σ_1 - специфична електрична проводливост на средина која ги исполнува порите.

2.2. Класификација на геоелектричните мерења

Во зависност од потеклото, физичките својства на полето и струите кои се пренесуваат низ земјата, геоелектричните методи може да се класифицираат на различен начин. Во применетата геофизика се испитуваат природните и вештачките полиња.

Природни полиња: настануваат спонтано преку физичко - хемиските процеси кои се одвиваат во земјата.

Природните полиња се стационарни или се менуваат со времето.

а) Стационарни полиња

- метод на сопствен потенцијал
- метод со предизвикана поларизација и др.

б) Променливи регионални полиња

- метод на телурска струја
- магнетно телурско сондирање
- магнетно телурско профилирање и др.

Вештачки полиња: настануваат со течење на еднонасочна или наизменична струја со различна фреквенција низ земјата.

а) Константни (стационарни) полиња: настануваат со спроведување на еднонасочна струја низ земјата. Со заедничко име се нарекуваат метода на специфичен електричен отпор (SEO), а во оваа група спаѓаат:

- метод на геоелектрично сондирање
- метод на геоелектрично картирање
- метод на закопани електроди
- метод на диполно сондирање и др.

б) Променливи полиња: настануваат со спроведување на наизменична струја низ земјата директно преку електроди или по индуктивен пат

б₁) ниско фреквентно поле

- метод со предизвикана поларизација
- метод на индукција
- метод на односот на градиентот на потенцијалот
- метод на фреквентно сондирање
- метод на закопано тело
- метод на диполно индуктивно профилирање и др.

б₂) високо фреквентни полиња

- метод на индукција
- метод на радиобраново прозрачување (радио сенки)
- метод на радио извори и др.

2.3. Услови за примена на геоелектричните методи

Неопходни услови за примена на геоелектричните методи се:

- значајни разлики на геолошките средини во нивните електрични својства;

- поволна геолошко - структурна градба на теренот (едноставни структурни форми, поволен однос на дебелината спрема длабочината на испитувањата);

- незначајно влијание на екранираниот слој;
- што помало влијание на разни пречки при мерењето.

Пречките кај геоелектричните мерења потекнуваат од:

- геолошките услови,
- постоењето на околна индустрија,
- инструментите кои се користат,
- топографијата (грешки поврзани со ориентацијата и должината на мерените линии).

Од геолошките услови, на мерењето најмногу влијае длабочината на залегнување и обликот на телото кое се истражува.

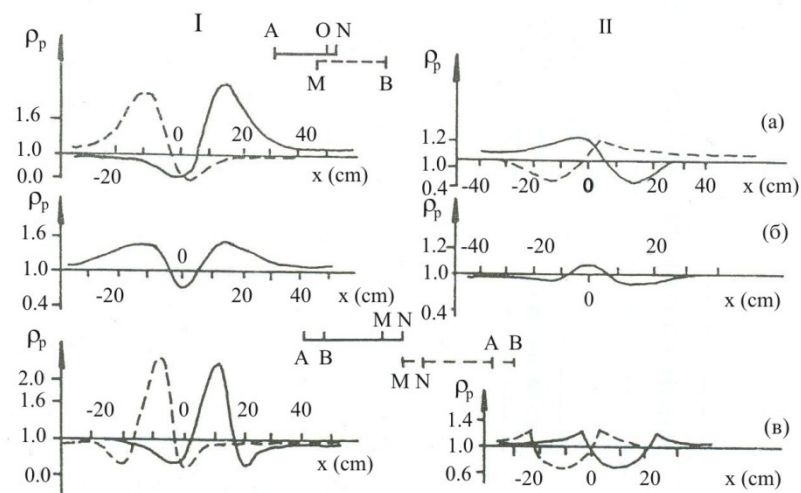
Така на пример, при геоелектричните испитувања со еднонасочни

струи при испитување на стрмни и вертикални гранични површини, најпогодна е методата на картирање. За истражување на хоризонтални и благо наклонети површини на различни длабочини најпогодна метода е вертикалното геоелектрично сондирање (VES).

На мерењата најмногу влијаат индустриските струи најчесто од 50 Hz, јаки електрични заземјувања, трамваи, електрифицирани железници, радари итн.

Грешките од инструментите се сведуваат на минимум.

Влијанието на релјефот на резултатите при електропрофилирањето е дефинирано со испитување на моделите. Резултатите при геоелектричното профилирање со комбиниран (а), симетричен (б) и диполен распоред (в), и тоа изведено на гребен (I) и во долина (II) се прикажани на сл. 2.2.



Сл. 2.2. Влијание на релјефот при геоелектрично картирање

Од сликата следува дека топографијата значајно влијае на дијаграмите на привидната електрична отпорност снимена при геоелектричното картирање. Влијанието зависи од користениот мерен распоред, но и од правецот на картирањето. Топографијата влијае, не само на големината на електричната отпорност, туку и на обликот на дијаграмот добиен при мерење, како и на стационарање на аномалијата

вдолж профилот на мерење. Бидејќи на геоелектричните мерења, различните природни услови влијаат различно на поединечни начини на мерење, пожелно е при истражувањата да се применат повеќе методи, од повеќе причини и тоа:

1. условите под а, б, в, г не се секогаш исполнети
2. неповолните услови различно влијаат на поединечни методи
3. топографските услови различно влијаат на изведување на поединечни мерења

Изборот на методата на испитувања во конкретен случај зависи од:

1. проблемот кој треба да се реши,
2. теренските прилики,
3. услови за примена на методот.

3. ГЕОЛЕКТРИЧНИ МЕТОДИ

Постои цела палета на геоелектрични методи и затоа е тешко да се изврши нивна потполна задоволувачка класификација.

Следната класификација најмногу одговара на теренската пракса.

3.1. Галвански методи

Тоа се методи каде струјните и потенцијалните електроди имаат непосреден контакт со земјината површина.

Може да се издвојат два типа на галвански методи:

а) метода применета во услови на стационарна состојба, ја применува методата на сопствен потенцијал (SP) и методата на екипотенцијални линии со еднонасочна и наизменична струја со ниска фреквенција.

б) метода која се применува во услови на променливо поле ги користи методите каде се применуваат наизменична и променлива струја со доволно висока фреквенција кои предизвикуваат индуктивен ефект.

3.2. Елекромагнетни методи

Оваа група ги опфаќа оние методи кои ги користат особините на магнетното поле кое е врзано за токот на струјата. Се разликуваат два типа на елекромагнетни методи:

а) методи кај кои се користи галванско напојување, каде преку две електроди се предава еднонасочна и наизменична струја и ја проучуваат подземната распределба на основа на магнетното поле кое е врзано за струјниот ток и

б) методи при кои се користи елекромагнетно предавање на енергија, овде за истражување на телата се индуцира наизменична струја која се пропушта со висока и средна фреквенција на површината на теренот.

3.3. Метода на сопствен потенцијал (SP) или спонтана поларизација

Оваа метода е една од најприменуваните и најстари методи во геоелектриката, кај која се користи токот на природната струја во Земјата. Општата подземна распределба на природните струи се одредува со проучување на еквипотенцијалните линии кои се манифестираат на површината на теренот и врз основа на нив и познавањето на геологијата за одреден терен кој го испитуваме, може да се дефинира подземно тело кое е опфатено со процесите на оксидација.

Методата на (SP) е заснована на претпоставката дека рудното тело е зафатено со процеси на оксидација, со што станува потенцијален извор на струја. При контакт на подземните води со сулфидни рудни тела, како резултат на оксидационите процеси, се формира природен галвански елемент, при што горниот дел на рудното тело е со позитивен, а долниот со негативен пол. На тој начин се формира електролит.

Овде се јавува разлика во потенцијалот, кој перманентно се следи на површината на Земјата. Оваа разлика кај некое рудно тело може да достигне од 500 до 1000 милivolти. Во теоретски идеален случај на вертикално цилиндрично рудно тело кое е опкружено со хомогена средина и со правилна распределба на влагата во теренот, еквипотенцијалните линии на површината на теренот ќе бидат концентрични кругови, а центарот на тие кругови ќе биде негативен.

3.4. Метода на индуцирана поларизација

Изучувањето на опаѓањето на потенцијалната разлика како функција од времето е наречено метода на индуцирана поларизација (IP) во зависност од времето. Со овој метод, геофизичарите бараат делови од земјата каде струен ток се одржува кратко време по прекилот на струјата. Друга техника е да се изучува ефектот од наизменични струи врз мерна вредност на отпорноста, што се нарекува IP во „фреквентен домен“. Со овој метод, се бараат делови од Земјата каде отпорноста се намалува со

зголемување на фреквенцијата на применетата струја. Електричниот метод на индуцирана поларизација наоѓа широка примена во истражувањата на рудните тела, особено расејаните сулфиди. Користењето на IP во геотехничките и геофизичките истражувања е ограничено и главно се користи при истражувања на подземни води.

Конрад Шлумбергер веројатно е првиот кој го објавил феноменот на „индуцирана поларизација“, која ја нарекол „провоцирана поларизација“. При вобичаени мерење на отпорноста, тој забележал дека потенцијалната разлика помеѓу потенцијалните електроди, често не паѓа моментално на нула кога ќе се исклучи струјата. Наместо тоа, потенцијалната разлика прво опаѓа брзо, а потоа постепено доаѓа до нула после одреден интервал на време. Одредени слоеви во Земјата можат да станат електрично поларизирани, формирајќи батерија кога ќе се напојат со електрична струја. По исклучувањето на поларизирачката струја, теренот постепено се празни и се враќа во рамнотежа.

3.5. Метода на специфичен електричен отпор

Оваа метода овозможува добивање на квантитативи електрични податоци од теренските резултати добиени со испитувањата. На тој начин, може да се пресмета просечната отпорност на подземниот простор, со што се зголемува можноста за добивање на поточни резултати од методите на сопствен потенцијал. Со промената на вистинската отпорност по длабочина, може теренската работа да се поврзе со промената на длабочината на која се однесуваат електричните податоци добиени на површината на теренот.

Оваа метода се состои во пропуштање на струја со позната јачина низ теренот кој го истражуваме и следење на падот на потенцијалот на струјата или некоја друга електрична големина која е поврзана со тој струен ток. Падот на потенцијалот означува присуство на рудно тело кое привидно го нарушува "хомогенитетот" на дадената средина, што значи и детектирање на самото рудно тело.

3.6. Омов закон

Елементарната форма на Омовиот закон е:

$$I = \frac{E}{R} \Rightarrow R = \frac{E}{I} \quad (3.1)$$

каде што:

I - јачина на струјата,

E - електромоторна сила,

R - отпор на електричната струја.

За проводник во форма на жица, отпорот R ќе биде:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (3.2)$$

каде што:

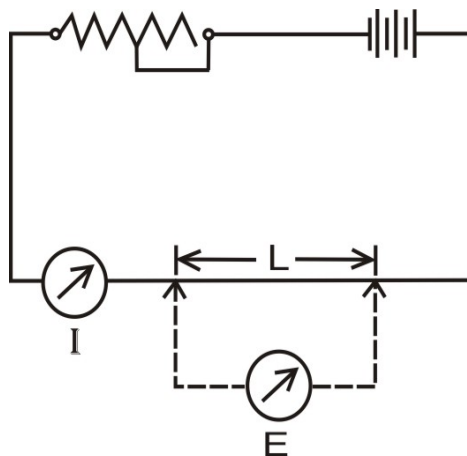
A - попречен пресек,

L - должина,

ρ - електричен отпор на коцка.

Со комбинација на горните равенки се добива:

$$E = \rho \frac{LI}{A} \Rightarrow I = \frac{EA}{\rho L} \quad (3.3)$$



Сл. 3.1. Струјно коло кое ја илустрира примената на Омовиот закон

Примената на Омовиот закон за мерење на електричниот отпор на жица е даден на (сл.3.1.).

Равенката (3.3) е појдовна точка за изведување на законот кој ја определува струјата во неограничени или полу ограничени проводници. Нека E претставува разлика помеѓу потенцијалот во точките на потенцијалите V_1 и V_2 , тогаш:

$$E = V_2 - V_1$$

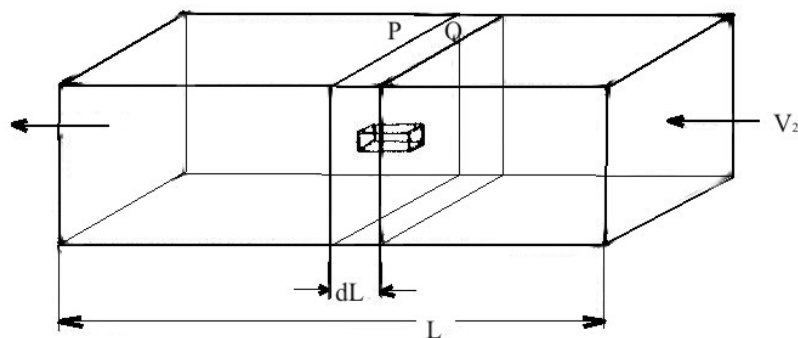
Елементарниот Омов закон ќе биде:

$$I = \frac{(V_2 - V_1)A}{\rho L} \quad (3.4)$$

Овој закон ја дава равенката за јачина на електрична струја за проводник со пресек A [cm^2], должина L [cm] и отпорност ρ [Ωcm], кога помеѓу краевите на проводникот постои разлика на потенцијалите ($V_2 - V_1$) изразена во волти.

3.6.1. Диференцијална форма на Омовиот закон

Омовиот закон може да се искористи за да се добие јачината на струјата која тече помеѓу два нормални пресеци Q и P на растојание dL (сл.3.2.).



Сл. 3.2. Хомоген паралелопипед, со нормални пресеци P и Q кои се екипотенцијални површини

Се претпоставува дека вредноста на потенцијалот е иста во било која точка од пресекот кој е нормален на оската на паралелопипедот или на еквипотенцијалните пресеци или површини. Ако помеѓу еквипотенцијалните површини Q и P постои разлика во потенцијалите dV, според Омовиот закон има:

$$I = -\frac{A dV}{\rho dL}$$

Оваа равенка ја дава струјата која тече низ целиот пресек, односно низ A [cm²]. Струјата која тече низ пресек од 1 [cm²] изнесува:

$$i = -\frac{1 dV}{\rho dL} \quad (3.5)$$

Ако растојанието dL не се мери во правецот на струјниот ток, горната равенка треба да се модифицира. Во тој случај:

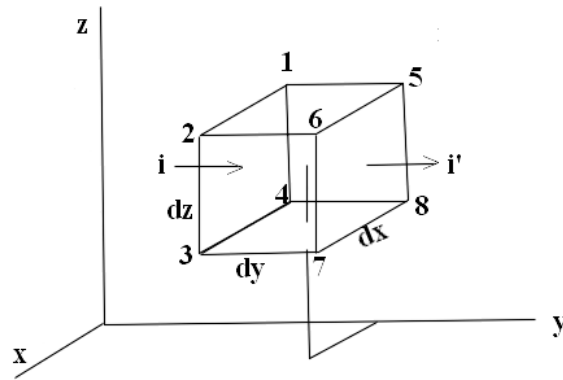
$$i_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x}; \quad i_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial y}; \quad i_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z};$$

каде што: i_x , i_y и i_z се компоненти на густината на струјата во правците x, y и z, додека $\frac{\partial V}{\partial x}$, $\frac{\partial V}{\partial y}$ и $\frac{\partial V}{\partial z}$ се парцијални изводи V по x, y и z.

3.7. Струен ток во непрекината средина

Кога низ проводник тече постојана електрична струја, таа се однесува слично како нестислива течност, поради тоа што вкупната струја која влијае внатре во некои затворени површини во проводниците е еднаква на вкупната струја која излегува од таа површина.

За математичко објаснување на овој проблем, разгледувана е мала коцка, внатре во проводникот (сл.3.3), x, y и z се координати на центарот на коцката, а dx, dy и dz се ивици на коцката.



Сл. 3.3. Струи на стационарна состојба низ мала коцка

Ако $i_y dx dz$ е вкупната струја која влегува во коцката со пресек 1234, а $i'_y dx dz$ вкупната струја која излегува од коцката низ пресекот 5678, тогаш вишокот на струја која влегува низ рамнината 1234 спрема онаа која излегува од рамнината 5678 е даден со релацијата:

$$\Delta i_y = i_y dx dz - i'_y dx dz = (i_y - i'_y) dx dz = \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial V'}{\partial y} \right) dx dz \quad \text{или}$$

$$\Delta i_y = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y} \right) dx dz$$

$$\Delta i_z = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z} \right) dx dy$$

$$\Delta i_x = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x} \right) dy dz$$

Ако внатре во коцката нема извор на електрична струја, вкупната струја која влегува во коцката мора да биде еднаква на струјата која излегува, па според тоа Δi_y , Δi_z и Δi_x мора да бидат еднакви на нула:

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x} \right) dy dz + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y} \right) dx dz + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z} \right) dx dy = 0 \quad (3.6)$$

Ако равенката (3.6) се подели со $\left(\frac{dx dy dz}{\rho}\right)$ се добива:

$$\left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x}\right) \frac{1}{dx} + \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y}\right) \frac{1}{dy} + \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z}\right) \frac{1}{dz} = 0$$

Големината $\left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x}\right) \frac{1}{dx}$ претставува просечна промена $\left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)$ во правец на x на единица должина. Кога dx тежи кон нула, оваа величина тежи кон вториот парцијален извод V по x . Од овде има:

$$\lim_{dx \rightarrow 0} \left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x}\right) \frac{1}{dx} = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2}$$

$$\lim_{dy \rightarrow 0} \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y}\right) \frac{1}{dy} = \frac{\partial^2 V}{\partial y^2}$$

$$\lim_{dz \rightarrow 0} \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z}\right) \frac{1}{dz} = \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$$

а во граничниот случај има:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (3.7)$$

Оваа равенка е позната како Лапласова равенка. Често пати се среќава и во форма:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (3.8)$$

каде што операторот ∇^2 е дефиниран со релацијата:

$$\nabla^2 V \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

Равенката (3.8) важи само за стационарни струи во изотропна хомогена средина.

Во секој посебен проблем постојат "гранични услови" кои мораат да бидат задоволени:

1) На секоја граница која раздвојува две средини со различни отпорности да биде задоволено $V_1 = V_2$, каде што V_1 и V_2 се потенцијали на спротивните страни на границите.

2) Нормалната компонента на густината на струјата која се наоѓа на едната страна на границата да биде еднаква на нормалната компонента на густината на струјата која излегува од границата на спротивната страна. Значи:

$$i_n = \frac{1}{\rho} \frac{\partial V_1}{\partial n} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial V_2}{\partial n}$$

Решението на Лапласовата равенка, која исто така ги задоволува граничните услови, претставува еднозначно решение на дадениот проблем.

3.7.1. Решенија на Лапласовата равенка

При истражување на некои делови од Земјината кора, истите можат да се сметат за хомогени, други делови можат да се апроксимират со два или три идеални математички слоја со униформна отпорност ρ , додека некои делови од Земјината кора можат да се апроксимират со два хомогени полупростори раздвоени со раседи. Токот на струјата низ таквите структури може да се претстави со решавање на Лапласовата равенка која ги задоволува граничните услови кон сите граници.

Има повеќе случаи каде се употребува Лапласовата равенка (конкретно во овој случај се IV).

Случај I - Ако се разгледува точкаст извор на струја опкружен со неограничен изотропен хомоген проводник со отпорност ρ .

Поради симетријата јасно е дека потенцијалот ќе зависи само од растојанието r од изворот на струјата.

Ако почетокот на правоаголниот координатен систем е во самиот извор, тогаш ќе има:

$$r^2 = x^2 + y^2 + z^2 \quad (3.9)$$

исто така

$$2r \frac{\partial r}{\partial x} = 2x \quad \text{или} \quad \frac{\partial r}{\partial x} = \frac{x}{r} \quad (3.10)$$

односно:

$$\frac{\partial^2 r}{\partial x^2} = \frac{r - x \left(\frac{x}{r} \right)}{r^2} = \frac{1}{r} - \frac{x^2}{r^3} \quad (3.11)$$

од тука

$$\frac{\partial V}{\partial x} = \frac{\partial V}{\partial r} \cdot \frac{\partial r}{\partial x} \quad (3.12)$$

и

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \left(\frac{\partial r}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial V}{\partial r} \left(\frac{\partial^2 r}{\partial x^2} \right) \quad (3.13)$$

од тука следува:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \frac{x^2}{r^2} + \frac{\partial V}{\partial r} \left(\frac{1}{r} - \frac{x^2}{r^3} \right) \quad (3.14)$$

слично

$$\frac{\partial^2 V}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \frac{y^2}{r^2} + \frac{\partial V}{\partial r} \left(\frac{1}{r} - \frac{y^2}{r^3} \right) \quad (3.15)$$

и

$$\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \frac{z^2}{r^2} + \frac{\partial V}{\partial r} \left(\frac{1}{r} - \frac{z^2}{r^3} \right) \quad (3.16)$$

со замена на вредностите $\frac{\partial^2 V}{\partial x^2}$, $\frac{\partial^2 V}{\partial y^2}$ и $\frac{\partial^2 V}{\partial z^2}$ во равенката (3.8) се добива:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \left[\frac{x^2 + y^2 + z^2}{r^2} \right] + \frac{\partial V}{\partial r} \left[\frac{3}{r} - \frac{x^2 + y^2 + z^2}{r^3} \right] = 0 \quad (3.17)$$

или

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{\partial V}{\partial r} \frac{2}{r} = 0 \quad (3.18)$$

Бидејќи r е независна променлива, парцијалните изводи можат да се заменат со тотални изводи. Според тоа, последната равенка може да се напише во форма:

$$\frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0 \quad (3.19)$$

Оваа равенка може лесно да се интегрира со множење со r^2 , така да:

$$\frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0 = r^2 \frac{d^2 V}{dr^2} + 2r \frac{dV}{dr} \quad (3.20)$$

и

$$\int \left(r^2 \frac{d^2 V}{dr^2} + 2r \frac{dV}{dr} \right) dr = \int d \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = r^2 \frac{dV}{dr} = \text{const.} = S \quad (3.21)$$

од тука следува:

$$\frac{dV}{dr} = \frac{S}{r^2} \quad (3.22)$$

односно:

$$V = -\frac{S}{r} + C \quad (3.23)$$

Вредностите S и C мора да се одредат од граничните услови на самиот проблем кој го решаваме. Ако се претпостави дека V во бескрајност е нула, а C исчезнува, константата S може да се изрази во форма на вкупна струја I која истекува од изворот. Набљудувајќи мала сфера која ја опкружува извор на струја, така што струјата која протекува низ $1 \text{ [cm}^2\text{]}$ површина на сферата, е насочена во полето и е изразена со:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dr} = -\frac{1}{\rho} \frac{S}{r^2} \quad (3.24)$$

вкупната струја е:

$$I = -4\pi^2 \left(\frac{1}{\rho} \frac{S}{r^2} \right) = -\frac{4\pi S}{\rho} \quad (3.25)$$

$$S = -\frac{I\rho}{4\pi}$$

од тука:

$$V = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (3.26)$$

Равенката (3.26) ја изразува вредноста на потенцијалот, во било која точка на бесконечна изотропна средина, предизвикан од точкаст извор на струја.

Случај II - во овој случај се разгледува извор на струја поставен во рамнина P која ограничува полупростор на изотропен хомоген проводник со отпорност ρ . (сл.3.4.).

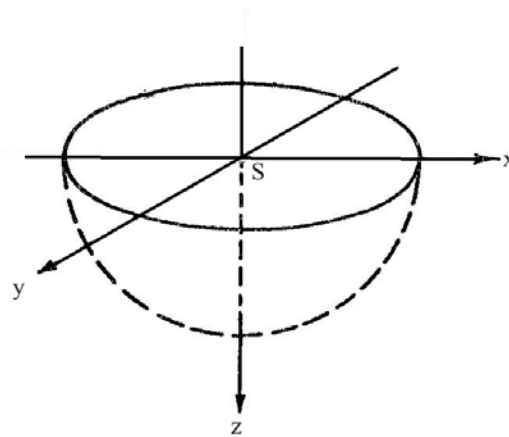
Гранични услови во овој случај се $V = 0$, каде што $r = \infty$ и $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z} = 0$

кога $z = 0$. Решението на проблемот е:

$$V = \frac{S}{r} \quad (3.27)$$

затоа што ова решение ја задоволува Лапласовата равенка. Исто така,

$$V = 0 \text{ кога } r = \infty \text{ и } -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{S}{r} \right) = \frac{1}{\rho} \frac{Sz}{r^3} = 0 \text{ за } z = 0.$$



Сл. 3.4. Извор на струјата S во рамнина xy која го ограничува полупросторот на проводник

Вредноста на S во овој случај не е иста како во првиот случај, затоа што вкупната струја истекува низ хемисферата:

$$I = -2\pi r^2 \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} = \frac{2\pi S}{\rho} \Rightarrow S = \frac{I\rho}{2\pi} \quad (3.28)$$

каде што:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (3.29)$$

Со помош на равенката (3.29) може да се одреди отпорноста на изотропна хомогена средина преку вредноста на потенцијалот кој се забележува на граничните површини заедно со вкупната струја I која тече од изворот.

Врз основа на равенката (3.29) има:

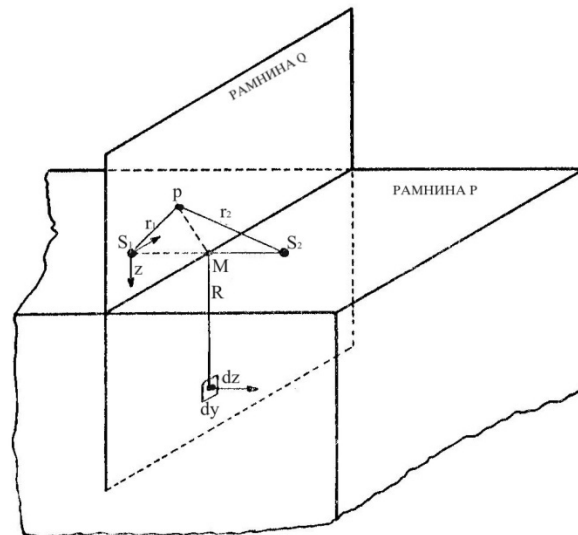
$$V_1 = \frac{I\rho}{2\pi a} \quad \text{и} \quad V_2 = \frac{I\rho}{2\pi 2a} \quad (3.30)$$

посебно ако изворот и двете точки (a и $2a$) лежат на права линија:

$$V_1 - V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} \right] = \frac{I\rho}{4\pi a}; \quad \rho = 4\pi a \frac{V_1 - V_2}{I} \quad (3.31)$$

Оваа метода е позната како едноелектродна метода на мерење на отпорноста.

Случај III - Во пракса, условите од случајот II не можат да бидат точно задоволени, поради непрактичноста да се раздвојуваат струјните електроди на многу големи растојанија. Заради тоа практичните мерења на отпорноста се базирани на решавање на математички проблем кај кој се зема дека изворот и понорот на струјата се на конечно меѓусебно растојание.



Сл. 3.5. Извор и понор во гранична рамнина

Извор на струја S_1 и понор S_2 се наоѓаат во рамнина P која ја ограничува полупросторен изотропен хомоген проводник со отпорност ρ . (сл. 3.5.).

Потенцијалот во некоја точка P која се наоѓа на растојание r_1 и r_2 од S_1 и S_2 се добива со собирање на потенцијалите предизвикани со S_1 и S_2 .

Потенцијалот во изворот S_1 е $V_1 = \frac{S_1}{r_1}$, а потенцијалот во понорот S_2 е

$V_2 = \frac{S_2}{r_2}$. Одовде, вкупниот потенцијал V во P е:

$$V = V_1 + V_2 = \frac{S_1}{r_1} + \frac{S_2}{r_2} \quad (3.32)$$

Бидејќи V_1 и V_2 ја задоволуваат Лапласовата равенка, т.е. нивниот збир ја задоволува оваа равенка во сите точки освен во оние каде што се

наоѓаат изворот S_1 и понорот S_2 . Исто така $\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z} = 0$, за $z = 0$.

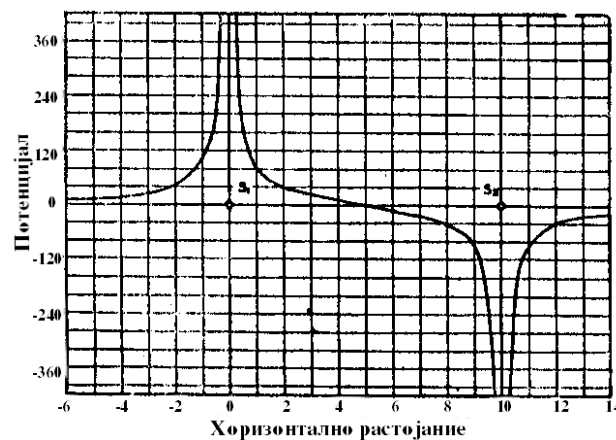
Ако се претпостави дека вкупната струја I која излегува од изворот S_1 е еднаква на вкупната струја која влегува во понорот S_2 , со изведување на константите се добива:

$$S_1 = -S_2; \quad S_1 = \frac{I\rho}{2\pi} \quad (3.33)$$

како и во случајот II, одовде, потенцијалот може да се запише како:

$$V = \frac{S_1}{r_1} + \frac{S_2}{r_2} = \frac{I\rho}{2\pi r_1} - \frac{I\rho}{2\pi r_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (3.34)$$

Равенката (3.34) може да се користи за претставување на распределбата на потенцијалот и струјата со извесни детали. Промената на потенцијалот вдолж линијата која поминува низ електродите S_1 и S_2 е прикажана на сл. 3.6.



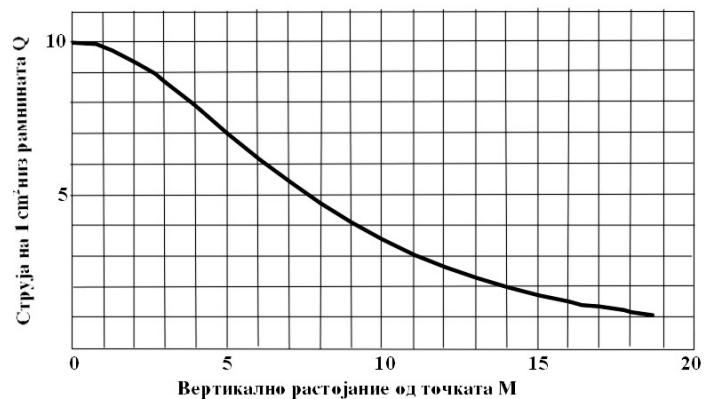
Сл. 3.6. Промена на потенцијалот вдолж линијата низ струјните електроди S_1 и S_2

Треба да се покажат две карактеристики при анализата на овој дијаграм:

1. нагло паѓање на потенцијалот близу секоја електрода поради високи вредности за густината на струјата во непосредна близина на електродите и

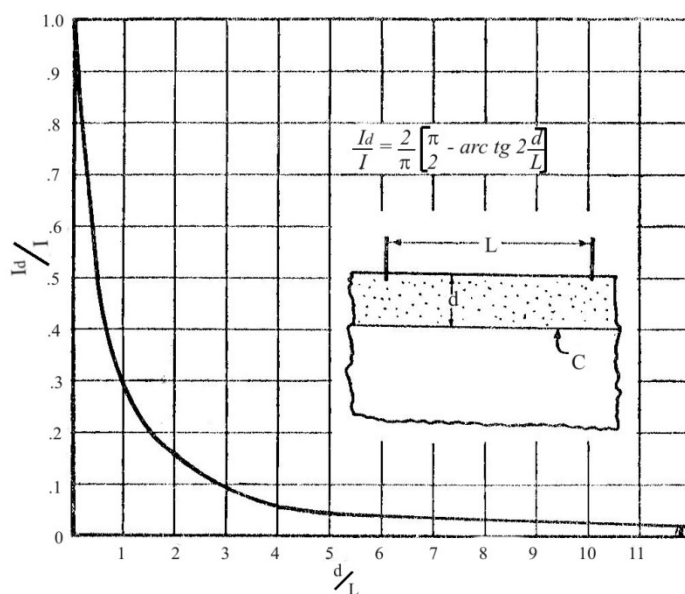
2. прилично рамен дел на кривата на средината помеѓу двете електроди.

На сл. 3.7 е прикажана струјата на [cm²] која протекува низ вертикална рамнина Q и која ја пресекува струјата во должина помеѓу двете струјни електроди во точка M, во зависност од односот на длабочината d спрема растојанието на електродите.



Сл. 3.7. Густина на струјата, во зависност од длабочината, во рамнина Q нормална на линијата на електродите

На сл. 3.8 е прикажан дел на вкупната струја која продира под рамнината C на длабочина од d единици, како функција на односот на длабочината d спрема растојанието на електродите.



Сл. 3.8. График на вкупната струја која продира под рамнината C на длабочина d единици во зависност од односот на d спрема растојанието на електродите L

Равенките кои се потребни за да се исцртаат кривите на сл. 3.7 и сл. 3.8 можат да се изведат на следниот начин.

Нека r_1 и r_2 се растојанија на точка на вертикалната рамнина Q од S_1 и S_2 . Бидејќи рамнината Q е на средината помеѓу S_1 и S_2 , растојанието r_2 по големина е исто со растојанието r_1 . Струјата во точката (r_1, r_2) е:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x} = -\frac{S}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{S}{\rho} \left(\frac{x}{r_1^3} - \frac{x-L}{r_2^3} \right) \quad (3.35)$$

или

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x} = \frac{SL}{r^3} \quad (3.36)$$

каде што:

L - растојание помеѓу S_1 и S_2 . Од оваа равенка се добива дијаграмот на сл. 3.7.

Со цел да се пресмета дел од вкупната струја која протекува под рамнината C, разгледан е елементот $dydz$ од рамнината Q. Струјата која тече низ тој елемент е:

$$-dydz \cdot \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x} \quad (3.37)$$

Од овде, вкупната струја која протекува под рамнината C е:

$$I_d = -\int_{d=-\infty}^{\infty} \int_{d=-\infty}^{\infty} \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x} dydz = \frac{SL}{\rho} \int_{d=-\infty}^{\infty} \int_{d=-\infty}^{\infty} \frac{dydz}{r_1^3} \quad (3.38)$$

каде што:

$$r_1^3 = \left[\left(\frac{L}{2} \right)^2 + y^2 + z^2 \right]^{3/2} \quad (3.39)$$

За да се изврши интеграција, погодно е да се извршат следните замени:

$$a^2 = \left(\frac{L}{2} \right)^2 + z^2$$

и да се стави

$$y = a \operatorname{tg}\theta; \quad dy = a \sec^2 \theta d\theta \quad (3.40)$$

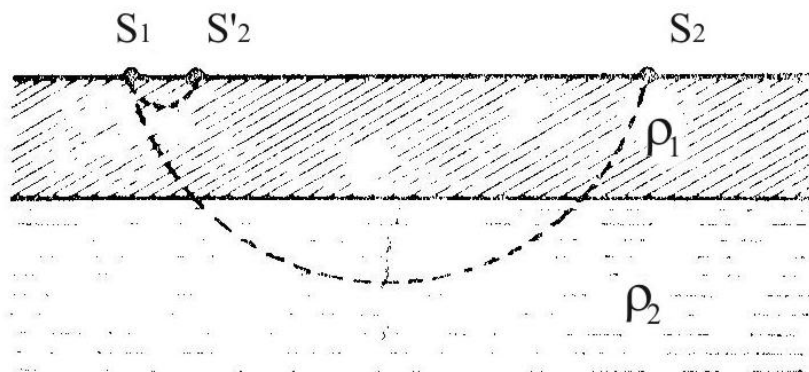
Тогаш се добива:

$$\begin{aligned} I_d &= \frac{SL}{\rho} \int_d^\infty \left[\int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \frac{a \sec^2 \theta d\theta}{a^3 \sec^3 \theta} \right] dz = \frac{SL}{\rho} \int_d^\infty \frac{2}{a^2} dz = \\ &= \frac{2SL}{\rho} \int_d^\infty \frac{dz}{(L/2)^2 + z^2} = \frac{4S}{\rho} \left[\frac{\pi}{2} - \operatorname{arc\,tg}\left(\frac{2d}{L}\right) \right] \end{aligned} \quad (3.41)$$

занемарувајќи ги вредностите за S и делејќи од лево и десно со I добиваме:

$$\frac{I_d}{I} = \frac{2}{\pi} \left[\frac{\pi}{2} - \operatorname{arc\,tg}\left(\frac{2d}{L}\right) \right]. \quad (3.42)$$

Случај IV: Слоеве изградени од различни материјали - Разгледувањето на случаевите I, II и III дадоа изрази за вистинската отпорност ρ за хомогена средина како функција од разликата на потенцијалите кои се забележуваат на површината на теренот, растојанијата мерени на површината на теренот (растојанијата на електродите) и вкупната струја I која протекува низ струјните електроди.

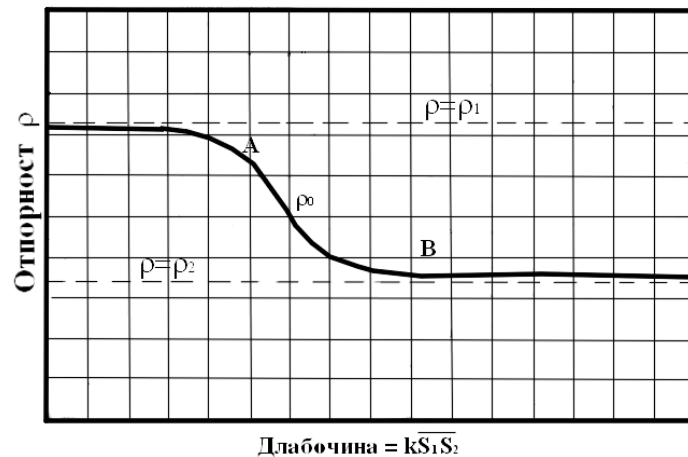


Сл. 3.9. Струјни линии помеѓу две електроди во услоена средина

Во случајот IV се појавува нов услов, а тоа е промената на

отпорноста со длабочината.

Ако има простор со отпорност ρ_2 , покриен со слој со отпорност ρ_1 и дебелина A . Изворот и понорот на струјата се наоѓаат на границата на горниот слој, како што е прикажано на сл. 3.9.



Сл. 3.10. Шематска крива на отпорноста за двослојна средина

Ако претпоставиме дека растојанието помеѓу S_1 и S_2 е многу помало од A , низ средината ρ_2 ќе тече само мала количина на струја, а мерењето на отпорноста со една од методите кои се опишани во "случајот III" ќе ја даде вредноста ρ приближно еднаква на ρ_1 . Ако пак растојанието на електродите е многу поголемо во споредба со дебелината A , тогаш влијанието на тенкиот горен слој ќе биде мало, а вредноста ρ ќе биде приближно еднаква со ρ_2 . Кривата добиена за вредности на ρ во зависност од растојанието на електродите S_1 и S_2 е дадена на сл. 3.10.

Интервалот на превојот AB се појавува за вредности кои се приближно еднакви со растојанието на електродите и дебелината A .

При решавањето на проблемот на два слоја од интерес е примената на една егзактна метода со која може да се решат два прости проблеми со методата на ликови.

1) Нека изворот на струја е поставен на растојание A под рамнината xy која го ограничува полупросторот со отпорност ρ , (сл. 3.11.).

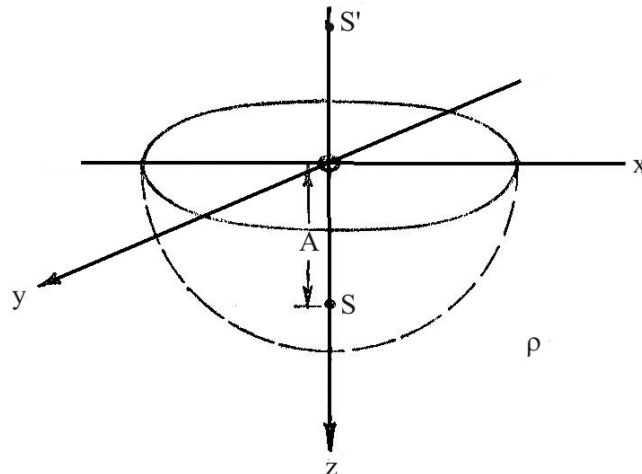
За да се добие решението на Лапласовата равенка, погодно е да се воведат ликови со извор S' (еднаков на S) на растојание A од другата страна на рамнината xy . Тогаш вредноста на потенцијалот може да се напише:

$$V = S \left\{ \frac{1}{[r^2 + (z - A)^2]^{1/2}} + \frac{1}{[r^2 + (z + A)^2]^{1/2}} \right\} \quad (3.43)$$

каде што $r^2 = x^2 + y^2$.

Оваа вредност на потенцијалот го задоволува граничниот услов дека струјата која протекува низ рамнината xy е еднаква на нула, бидејќи:

$$\left(\frac{1}{\rho} \right)_{z=0} = \frac{S}{\rho} \left\{ \frac{(z - A)}{[r^2 + (z - A)^2]^{3/2}} + \frac{(z + A)}{[r^2 + (z + A)^2]^{3/2}} \right\}_{z=0} = 0 \quad (3.44)$$



Сл. 3.11. Извор на струја S поставен во полупростор со отпорност ρ на растојание A под рамнината xy

Лапласовата равенка $\nabla^2 V = 0$ исто така е задоволена во целото подрачје под рамнината xy , освен во точката S . Вредноста на V дадена од десната страна со равенката (3.44) не важи за подрачјето над рамнината xy , бидејќи дава бесконечна вредност за V во S' . Поради ова равенката (3.44) е бараното решение за испитуваното подрачје под рамнината xy .

2) Рамнината xy ги разделува двете средини чии отпорности се ρ_1 и ρ_2 (сл. 3.11.).

$$(\rho = \rho_1 \text{ за } z < 0, \quad \rho = \rho_2 \text{ за } z > 0) \quad (3.45)$$

Точкаст извор на струја ${}_1S$ поставен е на растојание A од ху рамнината во негативен правец. За да се добие распределбата на потенцијалот, се претпоставува дека ликот на изворот на струјата ${}_1M$ е на другата страна на рамнината. Потенцијалот V_1 за подрачјето $z < 0$ може да се запише како:

$$V_1 = \frac{{}_1S}{[r^2 + (z + A)^2]^{1/2}} + \frac{{}_1M}{[r^2 + (z - A)^2]^{1/2}} \quad (3.46)$$

каде што $r^2 = x^2 + y^2$, z е негативно, A е позитивно. Потенцијалот V_2 за подрачјето $z > 0$ е функција од растојанието на изворот, односно:

$$V_2 = \frac{{}_2S}{[r^2 + (z + A)^2]^{1/2}} \quad (3.46a)$$

каде што ${}_2S$ е константа која треба да се одреди од граничните услови.

Граничните услови се:

$$\left. \begin{array}{l} V_1 = V_2 \\ \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial V_1}{\partial z} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial V_2}{\partial z} \end{array} \right\} \text{ за } z = 0$$

Ако граничните услови се комбинираат со равенките (4.46) и (4.46a), се добиваат следните релации:

$${}_1S + {}_1M = {}_2S \quad (3.47)$$

и

$$\frac{1}{\rho_1} \left\{ -\frac{{}_1S(z + A)}{[r^2 + (z + A)^2]^{3/2}} - \frac{{}_1M(z - A)}{[r^2 + (z - A)^2]^{3/2}} \right\}_{z=0} = \frac{1}{\rho_2} \left\{ -\frac{2S(z + A)}{[r^2 + (z + A)^2]^{3/2}} \right\}_{z=0}$$

или

$$\frac{{}_1SA}{{\rho}_1} - \frac{{}_1MA}{{\rho}_1} = \frac{{}_2SA}{{\rho}_2} \quad \text{или} \quad \frac{{}_1S}{{\rho}_1} - \frac{{}_1M}{{\rho}_1} = \frac{{}_2S}{{\rho}_2} \quad (3.48)$$

Равенките (3.47) и (3.48) да важат истовремено, потребно е да важи:

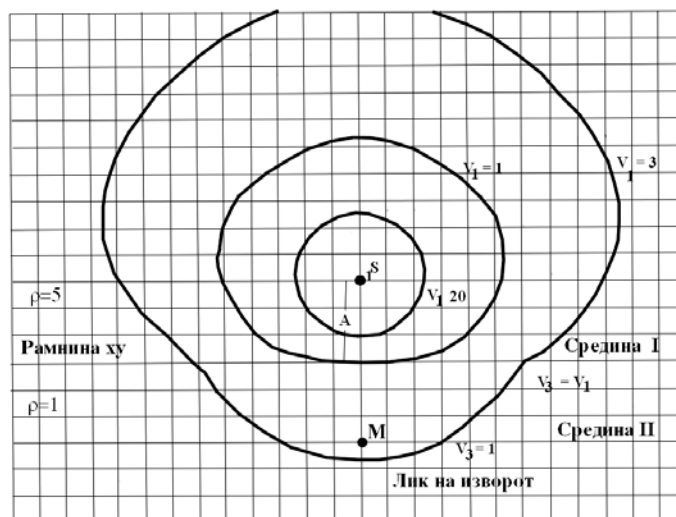
$${}_2S = \left(\frac{2\rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \right) {}_1S \quad \text{и} \quad {}_2M = \left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \right) {}_1S \quad (3.49)$$

Од тука, потенцијалот може да биде изразен со две равенки:

$$V_1 = \frac{{}_1S}{[r^2 + (z + A)^2]^{1/2}} + \left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \right) \frac{{}_1S}{[r^2 + (z - A)^2]^{1/2}} \quad \text{за} \quad z < 0 \quad (3.50)$$

$$V_2 = \left(\frac{2\rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \right) \frac{{}_1S}{[r^2 + (z + A)^2]^{1/2}} \quad \text{за} \quad z > 0 \quad (3.51)$$

Вертикалните пресеци на екипотенцијалните површини околу ${}_1S$ се прикажани на (сл. 3.12), а карактеристично е нивното однесување на границите на двата проводника со различни отпорности. Кај цртањето на овие криви претпоставени се вредностите $\rho_1 = 5$, $\rho_2 = 1$ и ${}_1S = 60$.

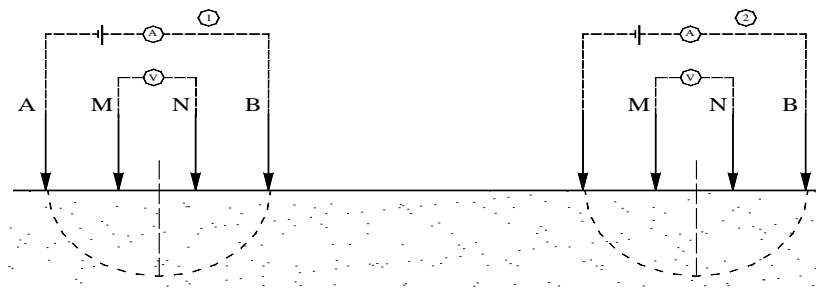


Сл. 3.12. Точкаст извор на струја ${}_1S$ поставен на растојание A од рамнината xy

3.8. Геоелектрично картирање и сондирање

Картирањето и сондирањето претставуваат две основни методи на геоелектрично истражување на земјината внатрешна градба. Методата на картирање има поголеми можности за детектирање на вертикалните промени (раседи, вертикални контакти и др.), додека методата на сондирање има поголема можност на детектирање на хоризонталните промени (слоеве, хоризонтални контакти, раседи со мал агол во однос на хоризонталната рамнина и др.).

При методата на картирање, меѓусебниот распоред на електродите останува непроменет и како целина, сите електроди се поместуваат вдолж профилот. Бидејќи длабочината на истражување е во директна зависност од распоредот на електродите, во овој случај, со нивното поместување вдолж профилот, се истражува подповршинската градба до определена длабочина, односно се врши длабинско геоелектрично картирање вдолж истражуваниот профил.



Сл. 3.13. Распоред на електродите при геоелектрично картирање

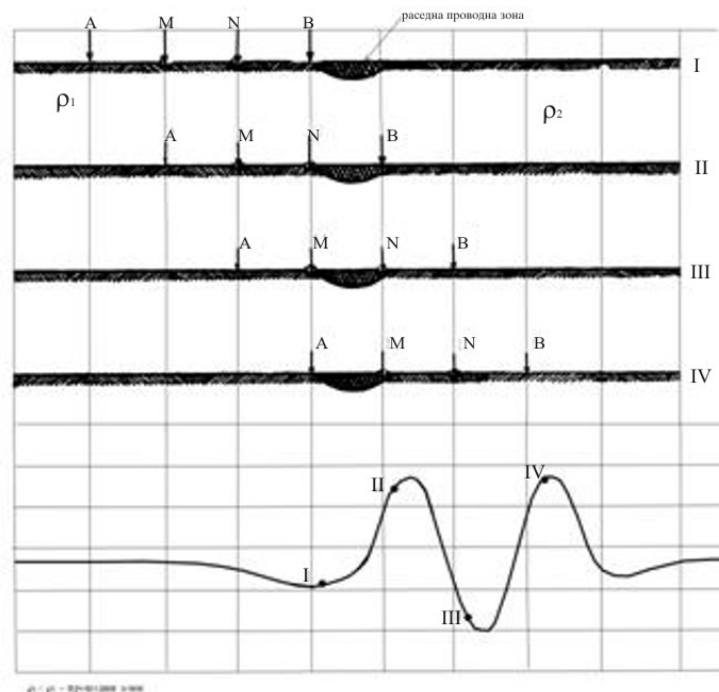
На сл. 3.14 е прикажан дијаграмот од картирање над раседна зона која има поголема проводливост од околната средина.

Кога електродниот диспозитив е далеку од раседната зона, тој го покажува отпорот на средината ρ_1 . Кога електродниот комплет се приближува до зоната на раседот (зона на добра проводливост), положба I, дисторзијата на екипотенцијалните линии на страната од проводникот

ја намалува потенцијалната разлика помеѓу M и N. Бидејќи привидната отпорност е:

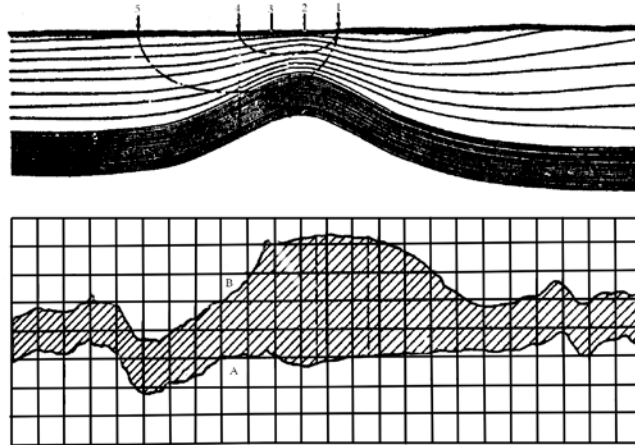
$$\rho_P = \frac{V_N - V_M}{I} \quad (3.52)$$

нејзината вредност се намалува во однос на вредноста (ρ_1) што би се добила ако проводната зона не постои. За положбата II на електричниот комплет, потенцијалната разлика помеѓу електродите N и B е многу мала, поради влијанието на куса врска преку проводникот. Потенцијалот помеѓу електродите M и N е голем и привидната отпорност има максимална вредност (вредност II на дијаграмот). Кога положбата на електродите е како на скица III, разликата на потенцијалот се мери преку проводникот и поради тоа привидната отпорност е минимална (вредност III на дијаграмот). На скица IV, состојбата е иста како на скица II, па привидната отпорност пак достигнува максимум. Кога диспозитивот на електроди се поместува понатаму, тој ја мери отпорноста на средината после раседот (ρ_2).



Сл. 3.14. Дијаграм од геоелектрично картирање над раседна зона

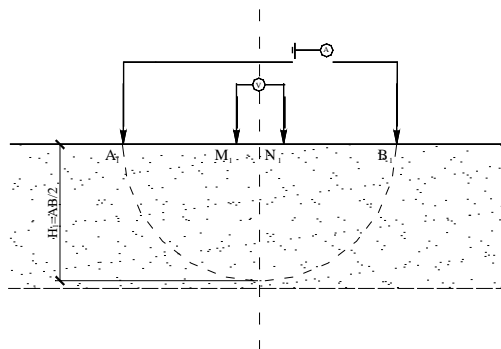
На сл. 3.15 е прикажано картирање кое користи една помошна струјна електрода.



Сл. 3.15. Геолелктрично картирање со една помошна струјна електрода

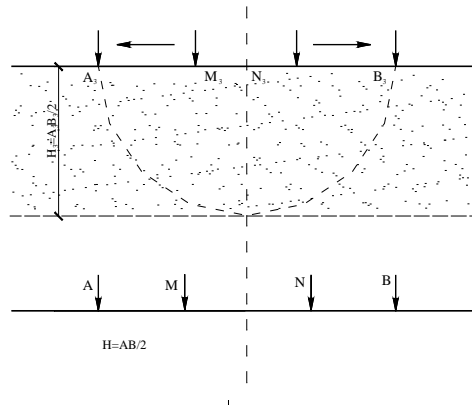
Од овде јасно се гледа дека длабочината на картираната површина зависи од растојанието помеѓу струјните електроди.

Сондирањето, во принцип, се изведува со симетрично поместување на електродите вдолж профилот од неговата централна точка (сл. 3.16).



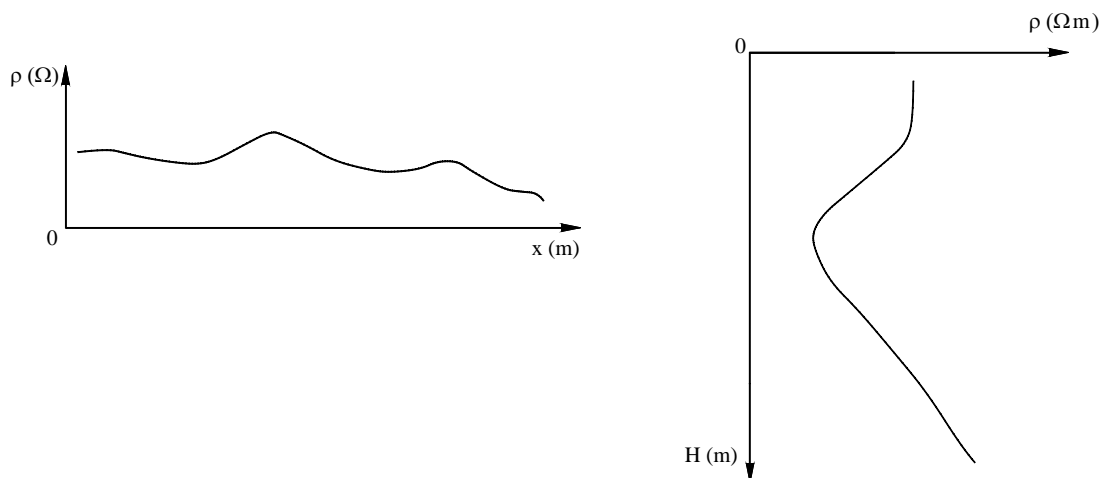
Сл. 3.16. Шема на геоелектрично сондирање

Од сликата јасно произлегува дека длабочината на сондираната зона зависи од растојанието меѓу струјните електроди, а не од растојанието помеѓу потенцијалните електроди. Ако геоелектричното картирање е истражување на една профилна линија во хоризонтален правец на



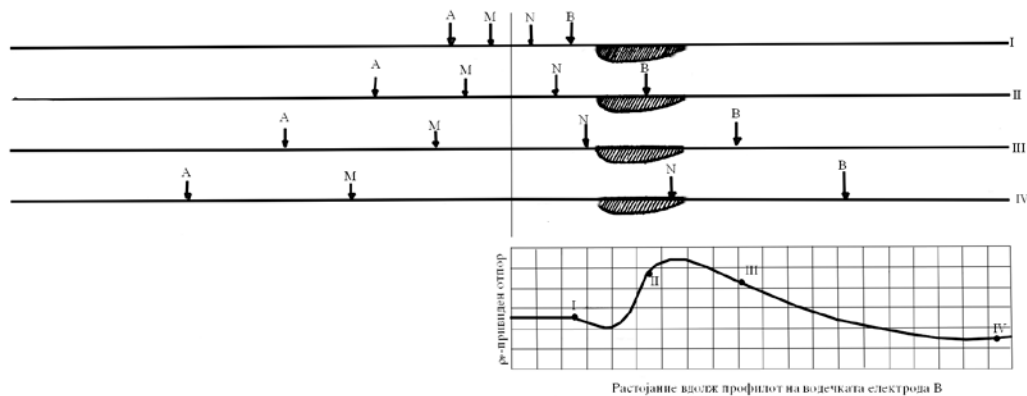
определена длабочина, геоелектричното сондирање претставува истражување вдолж една вертикална линија (вдолж центарот на сондата), при што длабочината на истражување се зголемува со секое поместување на струјните електроди од централната точка.

На сл. 3.17 се прикажани дијаграми на геоелектрично картирање и сондирање.



Сл. 3.17. Дијаграми на геоелектрично картирање и сондирање

На сл. 3.18 се прикажани повеќе последователни положби на сондирањето, со соодветен дијаграм, во случај кога постои зона на подобра проводливост, која се наоѓа асиметрично во однос на поместувањето на електродите (централната точка).



Сл. 3.18. Положби на геоелектрично сондирање

Ако карпите се хомогени, освен зоната на подобра проводливост, оддалечувањето на електродите АМ нема да предизвика некои значајни промени на привидниот отпор. Анализата може да се задржи на поместувањето на електродите NB. Кога овие електроди се приближат кон проводната зона, најпрво привидниот отпор се намалува, а потоа брзо расте. Кога ќе ја достигне максималната вредност, постепено опаѓа до регионалната вредност, односно електродата В во тие мерења е далеку од проводната зона. Голем недостаток при овие истражувања е што проводната зона (близу површински нехомогености) и на другата страна од профилот ќе даде ист дијаграм. Определувањето на поправките од близу површински влијанија со ваков начин на поместување на електродите е тешко, бидејќи овие пореметувања може да се појават на било која страна од профилот или на двете страни. За решавање на овие проблеми се користи комбинирана метода на геоелектрично картирање и сондирање, како и други распореди на електроди. При истражување на даден простор се прави распоред на сондите и профилите кои се нанесуваат на карта.

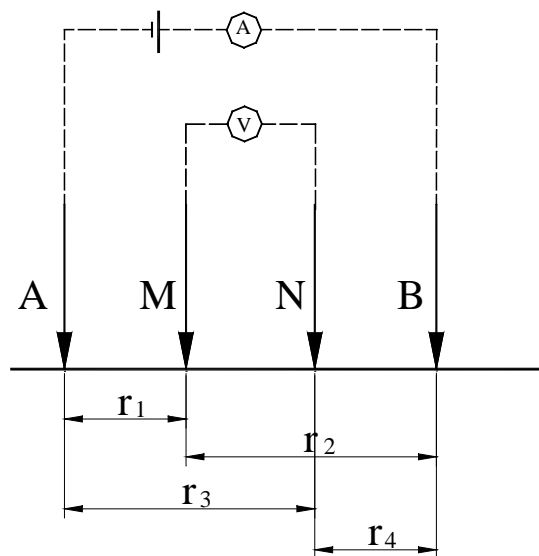
Во геоелектриката постои широк дијапазон на можности на мерни

методи. Кај сите методи е заедничко тоа што се мерат:

- јачината на струјата (I) која тече низ земјата помеѓу електродите АВ;
- падот на потенцијалот помеѓу електродите MN;
- растојанието помеѓу електродите.

Овие три физички големини ја дефинираат равенката на привидниот отпор на средината под централната мерна точка. Во општа форма:

$$\rho_p = \rho_p(I, V, r) \quad (3.53)$$



Сл. 3.19. Привиден отпор на две струјни (предајни - АВ) електроди и две потенцијални (приемни - MN) електроди

Привидниот отпор за било кој мерен распоред на две струјни (предајни - АВ) електроди и две потенцијални (приемни - MN) електроди поставени на земјината површина (хомоген полупростор) е даден со изразот (сл. 3.19):

$$\rho_p = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \frac{\Delta V}{\Delta I} \quad (3.54)$$

односно

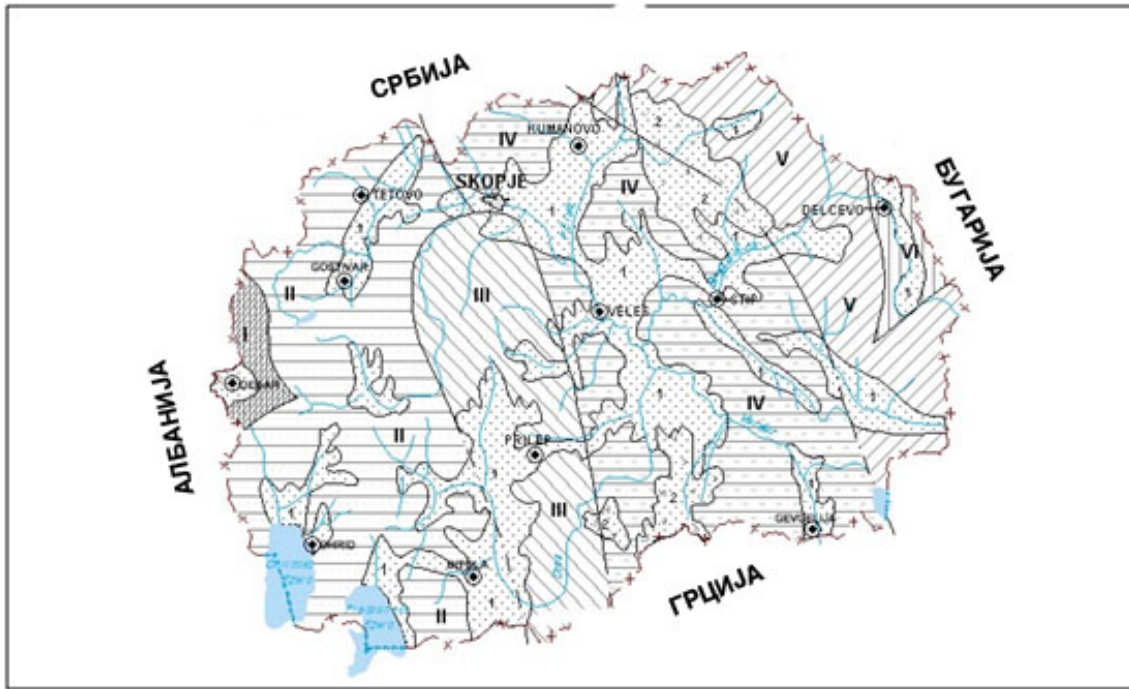
$$\rho_p = k \frac{\Delta V}{\Delta I} \quad (3.55)$$

каде k е фактор на распорд на електродите и е претставен со изразот:

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}}$$

4. ТЕКТОНСКА РЕОНИЗАЦИЈА НА МАКЕДОНИЈА

На слика 4.1. е дадена тектонската реонизација на територијата на Македонија. Територијата на Македонија припаѓа на Динарскиот и Родопскиот систем. Делот од Македонија западно од линијата Прешево - Злетово - Струмица - Дојран припаѓа на Динарскиот систем, а источно од оваа линија се наоѓа Македонскиот масив, кој преку Огражденскиот масив се соединува со Родопскиот систем. Македонскиот масив во овој дел на Алпискиот ороген претставува геоантиклинална зона, односно средишен масив и ги дели Динаридите од Карпато - Балканидите. Во пограничниот дел со Бугарија, источно од линијата Берово - Пехчево, како клин во старата Родопска маса се втиснати елементи од Карпато - Балканидите, кои се издвоени како Струмска зона (Краиштиди), која ја дели Родопската од Српско - Македонскиот масив.



Сл. 4.1. Тектонска реонизација на Р. Македонија
 I - Цукали-Краста; II - Западно-Македонска зона; III - Пелагониски масив;
 IV - Вардарска зона; V - Српско-Македонски масив; VI - Краиштинска зона;

На територијата на Македонија, западно од линијата Прешево - Злетово - Струмица - Дојран, која припаѓа на Динарскиот систем се издвоени четири зони и тоа: Вардарска зона, Пелагонски хорст - антиклинориум, Западно Македонска зона, Корабиди.

Овие издвоени зони претставуваат посебни структурно - фацијални целини, кои имаат сопствен геолошки развој.

Наведените структурни зони се карактеризираат со посебен геолошки развој, а што се гледа од застапеноста на различни литолошки комплекси кои се разликуваат по својот состав, староста и степенот на нивната дислоцираност.

Застапени се различни типови на карпи, од метаморфни, седиментни до магматски, кои се со различна старост и тоа од прекамбриум, па до кенозоик.

5. МЕРНИ ИНСТРУМЕНТИ

Геоелектричните мерења во Кочанската депресија и Банско се извршени со помош на **Terrameter SAS1000** системот за мерење (сл. 5.1).



Сл. 5.1. *Terrameter SAS1000*

Системот Terrameter SAS се состои од основна единица од SAS4000 или SAS1000 која може да биде дополнета со ABEM MULTIMAC и ABEM LUND електродни системи и ABEM SAS LOG 200/300 единици за јадровање.

SAS значи сигнал за просечен систем - метод со кој отчитувањата се вршат автоматски, а резултатите се претвораат во просечни. Резултатите на SAS се поверодостојни од резултатите што се добиваат со моно системи.

SAS1000 може да се користи за мерења на отпорност, за индуцирана поларизација и за мерења на сопствен потенцијал.

Применливоста на различната отпорност и IP методите потпомогнати од SAS 1000 се дадени во табела 5.1.

Табела 5.1. Применливост на различен отпор и методи на IP, потпомогнати од SAS 1000.

Предмет на истражување	SP	VES	Снимање	IP
Археолошки локалитети			X	

Вдлабнатини под површината			X	
Глини, тресет и почва	X		X	
Сигурносни брани и пропуштање	X		(X)	
Пукнатини во карпи			X	
Пукнатински зони во карпи			X	
Подземни води во кристални карпи			X	
Подземни води во седиментни области		X		
Разлика подземна вода/глина				X
Протци на подземни води	X			
Руди во области со цврсти карпи	X		X	X
Преоптеретена дебелина		X		
Загадување на подземни води и на почви			X	
Солени води			X	X

SP = сопствен потенцијал, *VES* = вертикално електрично сондирање, *Снимање* = профилирање (со различни издвојувања на електроди), *IP* = индуцирана поларизација.

Системот Terrameter SAS може да работи на три начина:

- Во модот за мерење на отпорноста, тој сочинува мерач со батерија и длабоко пенетрирање и аутпут кој е доволен за електрично електродно издвојување од 2000 m во добри услови. Издвојување на колото и програмирање издвојува напон на правата струја, сопствен потенцијал и звук од сигналот што доаѓа. Односот меѓу напонот и струјата (V/I) автоматски се пресметува и прикажува во дигитална форма во $k\Omega$, Ω или $m\Omega$. Доколку постои низа на податоци, очигледната отпорност може да се прикаже на екранот. На тој начин вкупниот домен се движи од 0.05 $m\Omega$ до 1999 $k\Omega$.

- Во мод за индуцирана поларизација SAS 4000/1000 го мери опаѓањето на преодниот напон во неколку временски интервали. Должината на временските интервали може да биде константна или да се зголемува со текот на времето. Ефектот на IP на тој начин се мери во

смисол на електрицитетот (msec V/V).

- Во модот за напонско мерење, SAS 4000/1000 претставува инструмент со сопствен потенцијал кој мери природни потенцијали на права струја. Резултатот се прикажува во V или mV. Доменот се движи од 1 μ V до 400 V. Електродите што не се поларизираат се дадени, на пример за мерења на сопствен потенцијал.

Карактеристична особина на Terrameter SAS 4000/1000 е способноста да мери во четири канали истовремено. Ова значи дека отпорноста и мерењата на IP како мерења на напонот можат да се вршат четири пати побрзо. Електрично изолираниот предавател испраќа добро одредени и регулирани сигнали со јачина од 1000 mA и напон до 400 V (ограничено од излезна струја 100 W). Приемникот прави разлика меѓу шум и мери напони кои се поврзани со емитираниот сигнал (мод за мерење на отпорноста и мод IP), а исто така мери некорелирани потенцијали на правата струја со исто правење на разлика и отфрлање на шумот (мод за мерење на напон). Микропроцесорот ги набљудува и контрлира операциите и ги пресметува резултатите.

При геофизичките мерења, Terrameter SAS 4000/1000 дозволува природните или индуцираните сигнали да се мерат при крајно ниски нивоа со одлично навлегување и мала потрошувачка на енергија. Освен тоа, тој може да се користи за различно работи каде е потребно јасно разделување сигнал / шум.

Тој може да се користи за одредување на отпорноста на почвата при електрични центри и вдоль електрични водови и дури да се користи како Ом метар. Значајно за Terrameter SAS 4000/1000 е негова способност - благодарение на модот на индуцирана поларизација - да прави разлика меѓу геолошките формации со иста отпорност, на пример глина и вода.

Некои од спецификациите карактеристични за Terrameter SAS 4000/1000 се:

- резолуција 25 μ V (теориска, при 1s интеграциско време)
- Бит ток A/D конверзија
- Три автоматски домени на мерење (± 250 mV , ± 10 V и ± 400 V)

- Динамички домен од 144 dB при 1s интеграциско време, 162 dB при 8s време на интеграција
- Прецизност и точност подобра од 1% преку целиот температурен домен
- Вграден РС компатибилен микрокомпјутер.

5.1. Основни принципи за мерење на отпорот

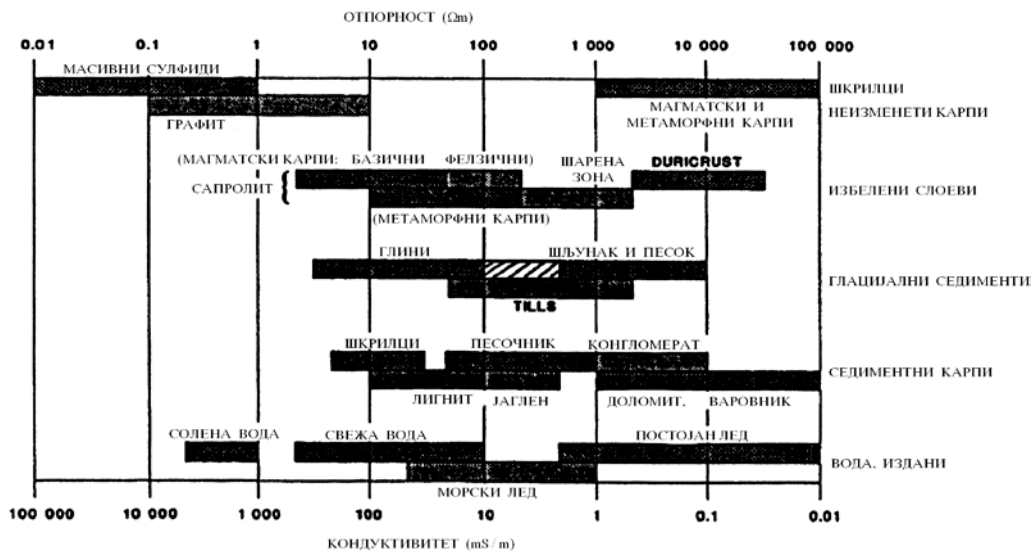
SAS 4000/1000 мери различни параметри кои го карактеризираат тлото:

- отпор
- индуцирана поларизација
- сопствен потенцијал

Електричниот отпор е различен кај различни геолошки материјали и главно зависи од варијациите во сорджината на водата и растворените јони во неа. Истражувањата на отпорот може да се употребат за да се одредат зони со различни електрични својства, што пак може да се земе како основа за различни геолошки слоеви. Отпорот, исто така, се вика специфична отпорност, што е спротивно на спроводливоста или специфичната спроводливост.

Најчестите минерали кои ја изградуваат почвата и карпите имаат многу висок отпор во суви услови и отпорот на почвите и карпите нормално е функција на количеството на вода во порите и пукнатините. Степенот на врската помеѓу шуплините исто така е од значење. Затоа, отпорот на некоја почва или карпа може многу да варира, како што е покажано на сл. 5.2. Сепак, варирањето може да е ограничено во рамките на одредена геолошка површина и варијациите на отпорот во некоја почва или вид на карпа ќе рефлектира варијации на физичките својства. На пример: најниската отпорност што е пронајдена кај песочници и варовници значи дека порите во карпата се заситени со вода, додека највисоките вредности претставуваат консолидирана седиментна карпа или сува карпа над подземна вода. Песокот, чакалот и седиментната карпа може да имаат и многу низок отпор ако порите се заситени со солена вода, што не е прикажано во сл. 5.2. Кристална карпа со свежа вода е многу отпорна, за

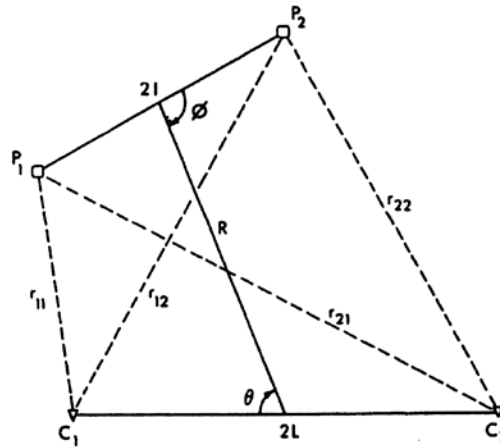
разлика од некои рудни минерали, но ветрењето најчесто создава високо-спроводлив сапролит богат со глина. Варијациите во карактеристиките во некој геолошки материјал бара да се калибрираат податоците за отпорот наспроти геолошката документација, на пример од картирање на површината, пробни окна или дупчење. Сепак, ова се однесува на сите геофизички методи.



Сл. 5.2. Домени на електричен отпор на геолошки материјали

Количеството на вода во некој материјал зависи од порозноста, која е поделена на примарна и секундарна порозност. Примарната порозност се состои од пори помеѓу минералните честички и се јавува во почви и седиментни карпи. Секундарната порозност се состои од испукани зони и зони на ветрење и е најважна порозност во кристалестите карпи, како што се гранит и гнајс. Секундарната порозност може да е значајна кај некои седиментни карпи, како што е варовникот. Дури и ако порозноста е мала, електричната спроводливост која што се одвива во пори исполнети со вода може драстично да го намали отпорот на материјалот. Степенот на заситеноста на водата ќе влијае на отпорот и отпорот над нивото на подземната вода ќе биде повисок од оној испод ако материјалот е ист. Затоа, методата може да се употреби за изнаоѓање на длабочината на подземната вода во материјалите каде што постои јасен простор на подземна вода. Сепак, ако содржината на ситнозрнест материјал е од

значење, содржината на водата над површината што се држи од хигроскопски и капиларни сили, може да биде доволно голема да го раководи електричното однесување на материјалот.



Сл. 5.3. Генерализиран 4 - електроден распоред со потенцијални електроди P_1, P_2 и струјни електроди C_1, C_2 ($0 < \theta, \varphi < \pi$)

Отпорот на водата во порите е одреден од концентрацијата на јоните во растворот, типот на јоните и температурата. Домен на отпор на различни типови на вода е даден во табела 5.2.

Присуството на минерали на глина многу влијае на отпорот на седиментите и изветрената карпа. Минералите на глина се сметаат за електрично проводливи честички кои може да апсорбираат и ослободуваат јони и молекули на вода на својата површина преку процес на размена на јони.

Бидејќи варирањето на температурата на почвата е мало, вјилнието на температурата е незначително. Сепак, во геотермички примени варирањето може да е важно, како во регионите со постојан мраз. Мобилноста на јоните се зголемува со зголемување на температурата, бидејќи вискозноста на водата се намалила. Затоа, опаѓањето на отпорот со порастот на температурата може да се забележи кај материјали каде доминира електролитска спроводливост.

Табела 5.2. Електричен отпор на некои типови на природни води

Тип на вода	Отпорност [Ωm]
-------------	--------------------------

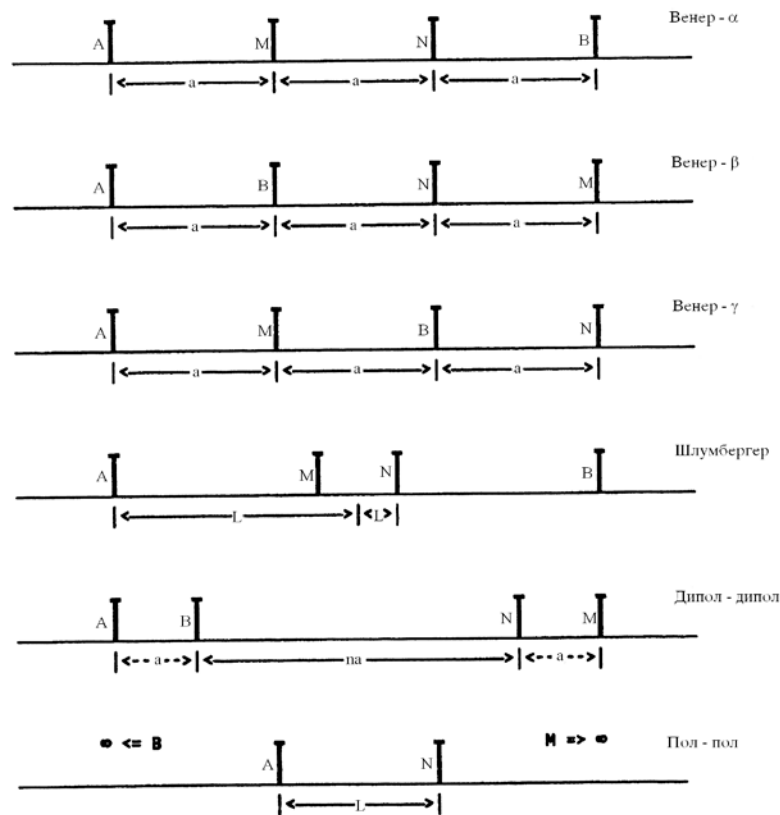
Таложее	30 - 1000
Површинска вода, во области со магматска карпа	30 - 500
Површинска вода, во области со седиментна карпа	10 - 100
Подземна вода, во области со магматска карпа	30 - 150
Подземна вода, во област со седиментна карпа	>1
Морска вода	≈ 0.2
Вода за пиење (max. содржина на сол 0,25%)	>1.8
Вода за наводнување и техничка вода (max. содржина на сол 0,25%)	>0.65

При мерење на отпорот на почвата се врши пренос на контролирана струја (I) помеѓу две електроди што се ставени во почвата, додека се мери потенцијалот (U) помеѓу две други електроди. Се користи еднонасочна струја (DC) или наизменична струја (AC) со ниска фреквенција, а методата често пати се нарекува DC - отпор. Отпорноста (R) се пресметува со Омовиот закон.

Во хомогена почва привидниот отпор ќе биде еднаков на вистинскиот отпор, но нормално ќе биде спој на сите слоеви кои го сочинуваат. Така, геометриски корегираниот количество се нарекува привиден отпор (ρ_a).

На сл. 5.4. се прикажани примери на различни колонеарни конфигурации на електроди во употреба : Венеров (α, β, γ), Шлумбергеров, дипол-дипол и пол-пол. Може да се забележи дека Венеровата конфигурација е посебен случај каде што четирите електроди се поставени на еднакво растојание a . За Шлумбергеровиот низ односот I/L ќе варира за време на нормално мерење, а на сличен начин факторот k ќе варира во мерење дипол-дипол. Различните конфигурации на електродите даваат предности и негативности споредени една со друга од аспект на логистика и резолуција и изборот обично е размер меѓу овие фактори. Покрај тоа, принципот на реципроцитет вели дека потенцијалните и струјните електроди може да си ги заменат местата без да влијаат на квантитетот што се мери. Во некои примени тој може да е предност и го користи принципот на реципроцитет од логистички причини или за

проценка на точноста на мерењето.



Сл.5.4. Примери на различни распореди на електроди (A и B се струјни електроди, M и N се потенцијални електроди)

5.2. Подготовки за теренско мерење

Пред секое теренско мерење, прво се вршат подготовки. Се прегледува постоечката документација од поранешни истражувања на теренот (топографски карти, геолошки карти, воздушни снимки, извештаи и др.) и се проверува дали мерењето на отпорот е добар метод. Ако е така, се избираат можни линии на профилите и локации на сондите.

Се разгледува областа што се мери за да се избере најдобар ред за профил/сонда. Се прегледува целата должина на планираната линија за да се провери дали одбраните линии се практични.

5.3. IPI2Win - Програма (софтвер) за обработка на податоците

IPI2Win е создаден за автоматска и интерактивна полу-автоматска интерпретација на податоци од вертикално електрично сондирање и/или индуцирана поларизација, преставени како криви во една димензија интерпретирани како единечен профил. Целта на IPI2Win е препознавање на геолошките карактеристики и од добиените резултати се тежнее да се реши одреден геолошки проблем.

Со комбинација на повеќе концепти на геолошките структури и мерењето на површината се добиваат независни форми на сондираните податоци кои се обработуваат во IPI2Win.

Овде се овозможува користење на приоритетни геолошки податоци и информации за што е можно подобро преставување на комплицираните геолошки ситуации.

IPI2Win програмот се користи за толкување на профилите. Тоа значи дека податоците за профилите претставуваат заеднички репрезенти на геолошките структури на истражуваниот простор, а не низа на независни објекти кои се третираат посебно. Концептот е реализиран најчесто со користење на интерактивен полу-интерактивен мод, а не автоматизиран модел.

IPI2Win е способен за решавање на електричната отпорност со проспекцијата на 1D димензионални напредни и инверзни проблеми, а за промени на веќе искористени полиња на напречниот пресек се користат контрасти на отпорноста со опсег од 0.00001 Ωm до 10000 Ωm . Напредното моделирање е решено со користење на линеарни филтри. Овие филтри се развиени во Near-surface Electrical Prospecting Lab. (Лабораторија за плитка-површинска електрична проспекција) во Геолошкиот факултет на Московскиот државен универзитет – Русија. Целосно тестираните филтри и филтерски алгоритми овозможуваат побрзо и поточно решавање на директните проблеми за поширок дијапазон на модели, покривајќи ги сите можни геолошки ситуации. Напредниот проблем за наелектризираноста е решен со користење на равенката на Комаров за привидната

наелектризираност: $\eta_a = \frac{\rho_a - \rho_a^*}{\rho_a}$, каде: ρ_a е привидната отпорност која е

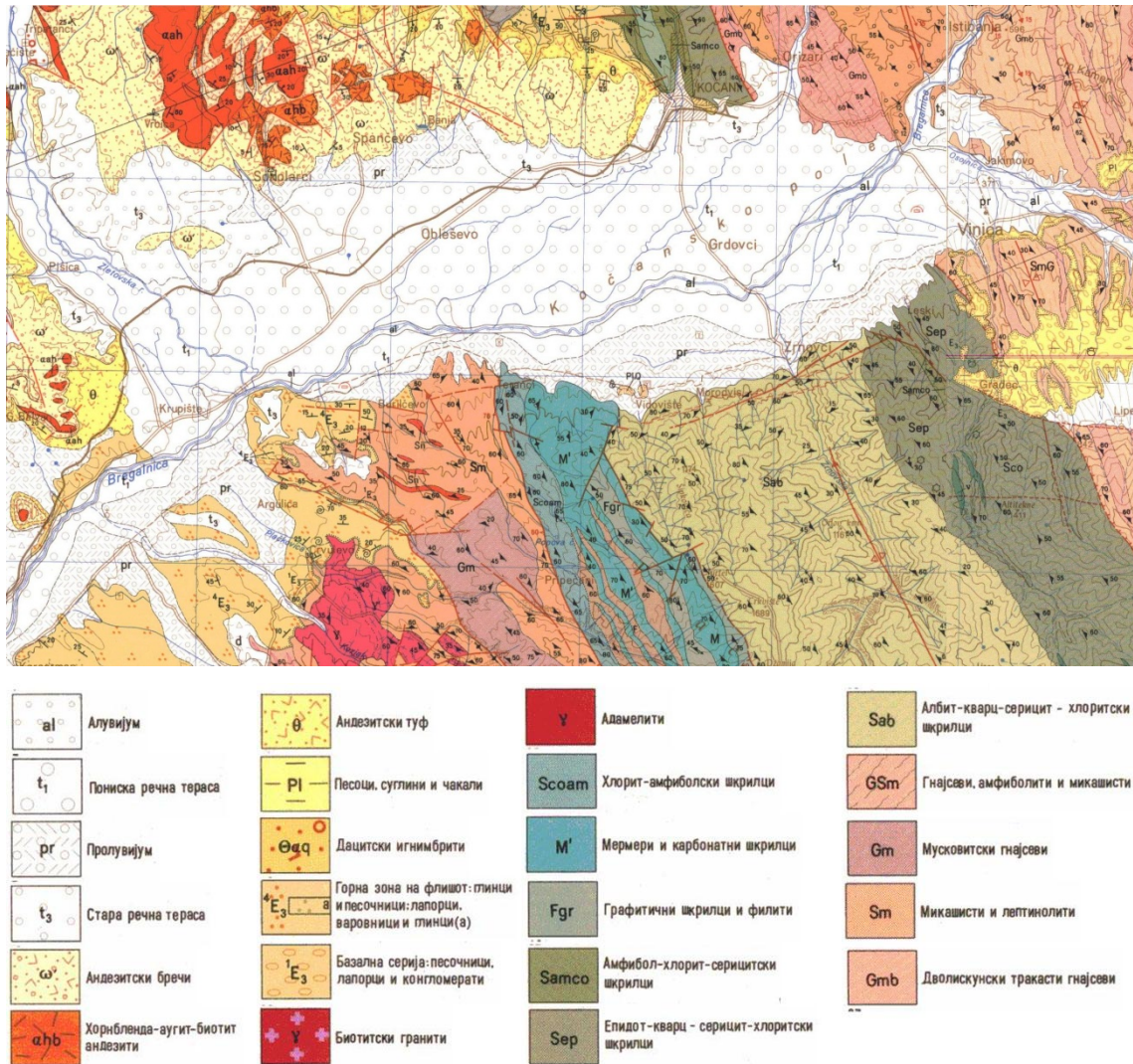
пресметана за напречниот пресек на слоевите со $\{\rho_1.. \rho_N, h_1..h_{N-1}\}$ параметри и ρ_a^* која е пресметана за напречниот пресек на слоевите со $\{\rho_1(1-\eta_1).. \rho_N(1-\eta_N), h_1..h_{N-1}\}$ параметри.

Инверзниот проблем е решен со користење на варијанта од Newton-овиот алгоритам на најмал број слоеви или со регулирано подесување на минимизираниот алгоритам користејќи го Тихонов-иот пристап за решавање на неточниот проблем. Главна информација на длабочините на слоевите се отпорностите, кои можат да се искористат за регулирање на процесот на подесената грешка за секоја крива на сондирање. Авторите на IPI2Win претпоставуваат и предложуваат инволвирање на конверزيونи полу-атоматски толкувања кои се подобри за двете ефективни геолошки преставувања. Овде се дава можност за покомплетно и поточно објаснување на Priory податокот. Некои од нив, до некаде, се со опширна и квантитативна природа и можат да се престават со формални параметри при толкувањето на моделот. Во овој случај искуството од толкувањето и геолошкото образование можат да се од голема важност при точните пресметки.

6. ГЕОЛОШКО-СТРУКТУРНА ГРАДБА НА КОЧАНСКА ДЕПРЕСИЈА

Во геолошката градба на Кочанската котлина учествуваат карпи од прекамбриска, палеозоиска, мезозоиска (јурска) терциерна и квартерна

старост. Геолошката градба на поширокиот регион на истражуваниот терен е прикажана на геолошката карта (сл. 6.1).



Сл. 6.1. Прегледна геолошка карта на Кочанскиот грабен

ПРЕКАМБРИСКИ КАРПИ

Дволикунски тракасти гнајсеви (Gmb) - Овие гнајсеви се најраспространети и заземаат најголемо пространство во однос на останатите членови од овој комплекс. По својот макро изглед тие се среднозрнести, ситнозрнести и локално крупнозрнести сиви, светлосиви

до темносиво обоени карпи со често изразена тракаста и ретко масивна текстура, со секогаш изразена шкрилавост.

Микашисти и лептинолити (Sm) - Овие карпи на целото пространство покажуваат исти карактеристики. Се карактеризираат со силно изразена шкрилавост и со жолто - кафеава боја. По шкрилавоста често се издвојуваат леќи и траки од кварц.

Мусковитски гнајсеви (Gm) - Овие гнајсеви се јавуваат во вид на конкордантни траки со правец на протегање СЗ - ЈИ и паден агол од 15 ° и тие постепено преминуваат во микашисти и лептинолити.

Гнајсеви, амфиболити и микашшти (GSm) - Гнајсеви, микашисти и амфиболити се издвоени како траки во склопот на Српско - македонскиот масив. На Осогово, се изградени од тракасти дволискунски гнајсеви, амфиболити и амфоболски шкрилци и претставуваат постепен преод меѓу микашисти и чисти дволискунски тракасти гнајсеви.

СТАРО ПАЛЕОЗОИСКИ КАРПИ

Албит - кварц - мусковит - хлоритски шкрилци (Sab) - Овие шкрилци се кафеаво - зелени, средно до ситнозрнести, слабо шкрилави карпи, со забележливи парчиња на албит кои достигнуваат големина до 2 mm.

Епидот - кварц - серицит - хлоритски шкрилци (Sep) - совршено се ушкрилени, сивозеленкасто обоени со филитичен изглед. Текстура имаат листеста шкрилава, а структура лепидобластична.

Амфибол - хлорит - серицитски шкрилци (Samco) - се јавуваат внатре во серицит -епидот - кварц - хлоритските шкрилци и односот со нив е постепен. Тоа се зелени до сиво - зелени карпи со шкрилава текстура и нематолепидобластична структура.

Графитични шкрилци и филити (Fgr) - Овие карпи конкордантно лежат преку хоризонтот од мермерите. Оваа зона не е хомогена и таа е поделена на два дела. Долниот дел е претставен со аргилофилити и филити, а горниот со графитични шкрилци во кои во помали траки се јавуваат и карбонатни шкрилци и циполини.

Мермери и карбонатни шкрилци (M') - Овие карпи лежат во серијата на метапесочниците и филитите. Мермерите се шкрилави,

тракасти и слоевити. Најчесто се јавуваат во вид на дебели траки од неколку десетини до неколку стотини метри.

Хлорит - амфиболски шкрилци (Scoam) - Овој хоризонт претставува највисоко ниво на старопалеозоискиот комплекс. По боја овие карпи се светло до темно зелени со шкрилава текстура.

Во овие шкрилци се присутни и метаморфисани дијабази, дијабазни туфови и десмозитски карпи. Во дијабазите се забележуваат реликти на офитска структура.

МЕЗОЗОИСКИ КАРПИ

Аплитоидни гранити (γ) - Тоа се ситнозрнести карпи, со светлорозева до жолтеникаво розева боја, цврсти се, но доста се механички здробени. Често се по пукнатините застапени скрами од Fe и Mn - оксиди. Структурата на овие карпи е хиподиоморфнозрнеста до аплитска. Изградени се од кварц, ортоклас, микроклин, поретко плагиоклас, додека боените минерали изостануваат или се ретки.

ТЕРЦИЕРНИ КАРПИ

Базална серија (1E_3) - Базалната серија е претставена со песочници, кои се сменуваат со конгломерати, како и глиновити и карбонатни слоеви. Карбонатните членови се застапени со варовници и лапорци. Варовниците се најмалку застапени во оваа серија. Карактеристично за целата серија е смената на појако со послабо црвени слоеви, поради присуството на поголеми или помали количини на лимонитска материја. Поцрвените делови одговараат на песочничките и глиновити членови, а послабо црвените на карбонатните.

Во оваа серија се јавуваат и конгломерати во најгорниот дел со смена со песочници и квргави варовници. Дебелината на базалната серија изнесува околу 350 m.

Горна зона на флишот (4E_3) - Од овие седименти најголемо пространство заземаат глиниците, песочниците и правите флишни седименти. Седиментите од горната зона на флишот се карактеризираат со исклучиво сива боја, со поголемо присуство на глинци над песочниците.

Во горната зона на флишот се јавуваат и алевролити и лапорци.

Внатре во флишната серија се забележуваат варовници, лапорци и глинци, со поретки појави на песочници.

Глини, суглини и песоци (PI) - Во серијата се застапени сивозелени, слабо песокливи глини, потоа разнобојни каолинизирани глини со прослојки од битумени и глини, јагленовити глини, лапоровити глини и песоци. Сите овие наброени литолошки членови се сменуваат наизменично во хоризонтален и вертикален правец.

Андезитски туф (θ) - Туфовите се најмногу застапени на теренот и ја претставуваат основата на младиот ефузивен комплекс. Лежат преку миоценските седименти, а под вулканските бречи, плиоценските седименти и други вулкански карпи. Содржат доста висок процент на териген материјал и се смета дека се таложени во водена средина. Средната дебелина на туфовите изнесува 300 m.

Хорнбленда - аугит - биотит андезити (αhb) - Овие андезити се јавуваат на повеќе места на теренот исклучиво во најдлабоко откриените профили со речна ерозија, каде лежат директно преку туфовите. Воглавно се покриени со вулкански бречи, а поретко со помладите ефузивни карпи. Имаат карактер на преливни плочи и маси. Дебелината им се движи помеѓу 10 и 100 m.

Андезитски бречи (ω) - Лежат преку туфовите, хорблендата - аугит - биотит андезитите или директно преку постарите седиментни и метаморфни карпи. Покриени се со аугит - хотбленда - биотит андезити, игнимбрити од андезитски состав и хорбленда - аугит андезити. Дебелината им се движи околу 200 m.

КВАРТЕРНИ КАРПИ

Стари речни тераси (t_3) - Овие тераси во најголем дел се ерозионо - акумулациони и лежат преку палеогените и миоценските седименти. Составени се воглавно од валутоци од андезити, поретко од кварц и гнајсеви. Дебелината им варира од 10 - 15 метри.

Пролувиум (pr) - Овие творевини се мошне развиени по долината на реката Брегалница. Претставени се со слабо обработени и необработени парчиња на магматски и метаморфни карпи придружени со чакали, суглини и песоци.

Пониска речна тераса (t_1) - Покрај речните токови се наоѓаат пониски речни тераси на височина од 5 - 10 метра од речното корито. Претставени се во најголем дел од глини, суглини, супесоци и чакали.

Алувиум (al) - Во долината на реката Брегалница издвоени се овие творевини и претставени се со чакали и песоци, кои водат потекло од карпите низ кои течат водите од сливот на оваа река. Во горните токови на реките преовладуваат делумно обработени материјали, а во долните токови обработен и поситен материјал.

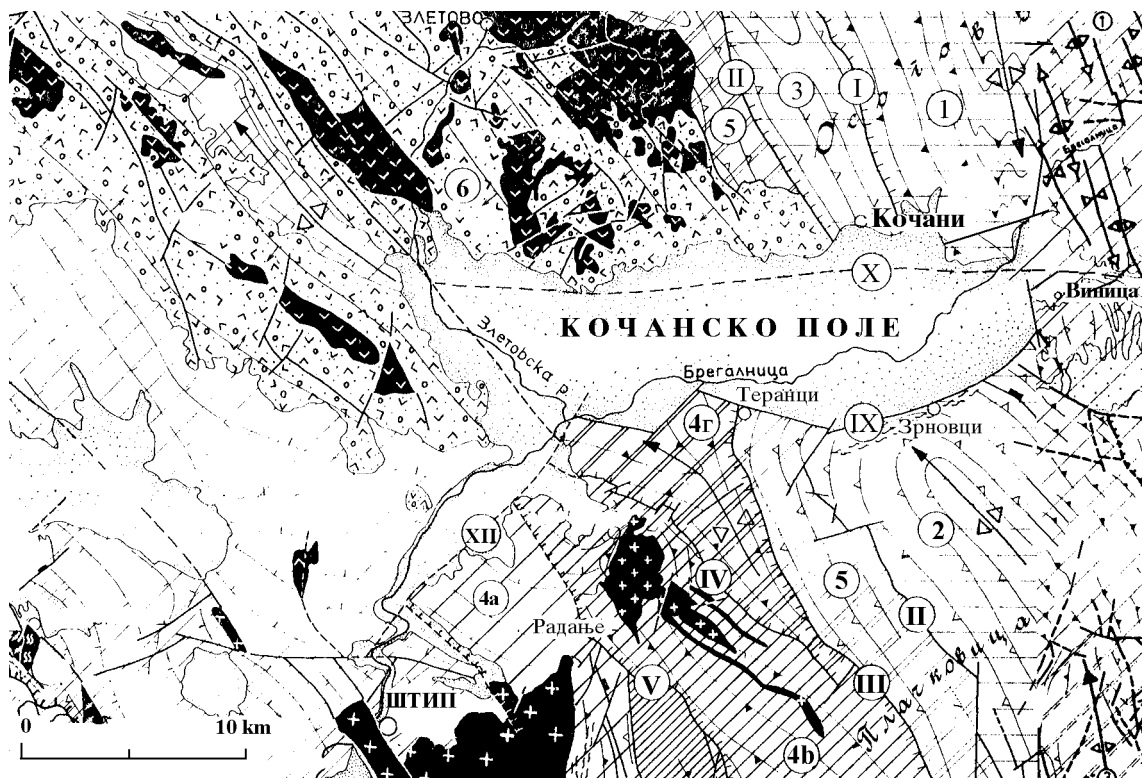
6.1. Тектонски и структурни карактеристики

Тектонските и структурните карактеристики на пошироката околина на истражуваното подрачје се прикажани на тектонската карта (сл. 6.2.)

На истражуваното подрачје се издвојуваат две крупни геотектонски единици и тоа Српско-македонски масив и Вардарска зона. Овие две единици се разделени со дислокација од регионален карактер, која на СЗ се губи во Кратовско - Злетовската вулканска област, а на ЈИ во Кочанската котлина.

Формирањето на склопот на теренот, односно структурните форми е условено со тектонските движења кои се случиле за време на претпалеозоиските, херцинската и алписката орогенеза.

По својот структурно - морфолошки облик Кочанската котлина, на чиј простор се наоѓа и истражуваниот локалитет, преставува типичен тектонски грабен, продукт на неотектонските процеси во касната Алписка орогенеза. Оваа структура има протегање исток - запад и ја сече структурата на Вардарската зона од запад и Српско - Македонскиот масив од исток односно се наоѓа на самиот контакт од овие геотектонски единици. Контактот на овие две единици се карактеризира со длабока интензивна тектоника со присуство на плутонити и вулканити т.е. со релативно млада магматска активност која можеме да ја сметаме за зона на терциерна магматска реактивизација (Кратовско - Злетовски вулканизам).



Сл. 6.2. Прегледна тектонска карта на Кочанскиот грабен

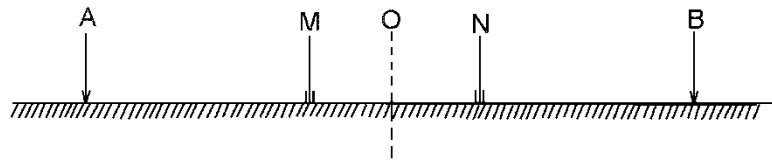
1. Осоговска антиклинала, 2. Зрновска антиклинала, 3. Кочанска моноклинала, 4. Бучимски блок (4а, 4б, 4в, 4г), 5. Радовишко - Теранско - Нивичански грабен, 6. Кратовско - Злетовски блок, 7. Кочански грабен, I - Лушпа Пониква - Кочани, II. Ратковичко - Плачковичка дислокација, III. Теранско - Радовишка лушпа, IV. Аргуличка лушпа, V. Радањска лушпа и VII - XII. поважни раседни дислокации.

Петролошките и структурните елементи на оваа структура јасно укажуваат дека Кочанскиот грабен по својата историја на создавање е врзан за предпалеогените движења за конечниот облик да го добие во кварталот. Самата структура е одбележана со маркантни раседи како од јужната, така и од северната страна, што условуваат оваа подрачје да биде сеизмички активно со потенцијалност од 8° - 9° по меркалиевата скала.

6.2. Геоелектричен модел на Кочанската депресија

Геоелектричниот модел на истражуваниот терен на Кочанската

депресија е добиен со примена на геоелектрични мерења, односно вертикално геоелектрично сондирање (VES), при што е користена методата на привидна геоелектрична отпорност на средината со Шлумбергеров распоред на електроди.



Сл. 6.3. Шлумбергеров распоред на електроди

Симетричен распоред од четири електроди каде што $AO = OB = AB/2$, а $OM = ON = MN/2$ при што $MN/2$ е значително помало од $AB/2$ се нарекува Шлумбергеров распоред на електроди, и е даден со изразот:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\left[1 + \left(\frac{4nh}{AB} \right)^2 \right]^{3/2}} \right\} \text{ [mV]} \quad 6.1$$

ΔV_{MN} – пад на напонот на средината,

I – јачина на електрична струја во струјните електроди,

ρ_1 – електрична отпорност на средината,

k – специфичен геоелектричен коефициент,

n – број на слоеви во испитуваниот карпест комплекс,

h – дебелина на испитуван слој,

AB – растојание помеѓу струјните електроди.

Единица за пад на напонот на средината е [mV], а единица за јачина на струјата која се пропушта низ струјните електроди е [mA].

Од равенката (6.1.), следува дека привидната геоелектрична отпорност ρ_s на средината е дефинирана со изразот:

$$\rho_s = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^n}{\left[1 + \left(\frac{2nh}{AB} \right)^2 \right]^{3/2}} \right\} = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^n \left(\frac{AB}{2h_1} \right)^3}{\left[\left(\frac{AB}{2h_1} \right)^2 + 4n^2 \right]^{3/2}} \right\} [\Omega m] \quad 6.2$$

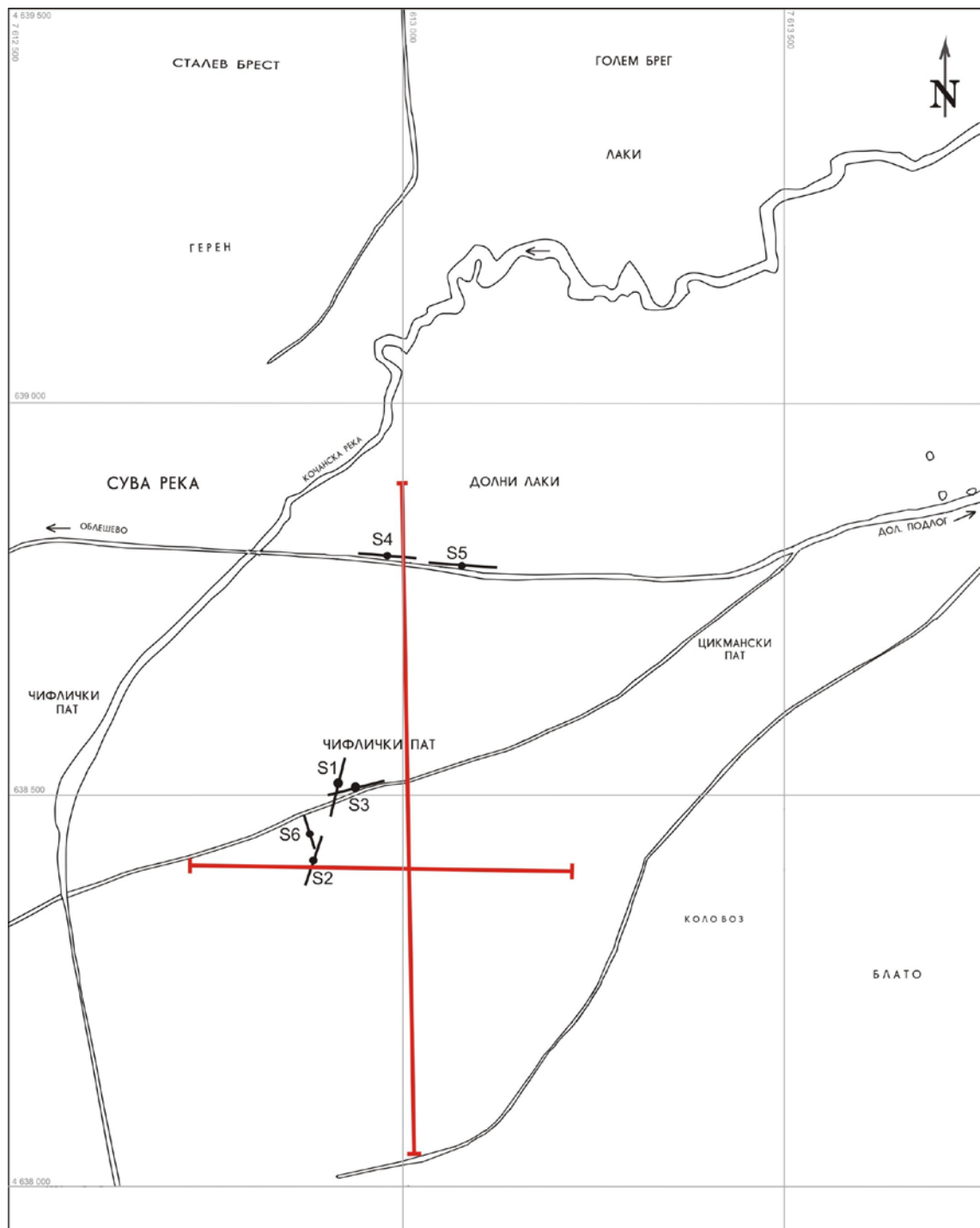
Единица со која се мери привидната геоелектрична отпорност е [Ωm].

Геоелектричниот модел на истражуваниот терен на Кочанската депресија, е разработен во два профила со шест сонди (сл. 6.4.). Добиените дијаграми и профилот се дадени на сл. 6.5. до 6.11. Податоците се обработени со софтверот – IPI 2 win.

Мерните податоци добиени од Terrameter SAS 1000 од сите шест сонди се дадени во табела 6.1.

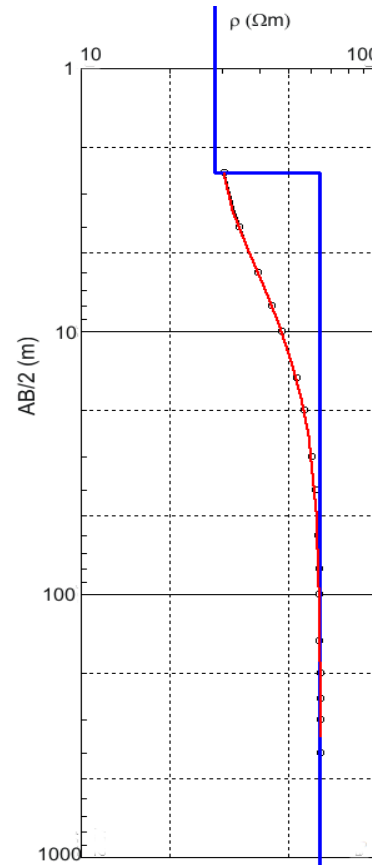
Табела 6.1. Мерни податоци

Привидна отпорност (Ωm)							
СОНДА							
AB/2 (m)	MN (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	S-6
2,5	0.3	28.153	38.113	94.049	26.58	60.473	4.6787
4	0.3	30.974	39.212	74.425	27.638	125	14.949
6	0.3	38.226	41.867	50.471	33.07	86.447	3.8476
8	0.3	41.718	43.89	45.832	36.383	77.75	58.027
10	1	44.06	47.209	47.371	43.082	55.966	233.86
15	1	45.451	52.125	50.463	43.733	52.443	52.146
20	1	46.112	55.649	52.144	51.066	56.654	57.097
30	3	54.589	57.81	58.606	41.564	55.558	20.263
40	3	27.327	61.187	68.607	32.335	53.714	370.21
60	3	72.597	70.897	71.57	23.348	49.95	10720
80	3	87.719	77.686	69.877	20.553	15.866	66.498
100	10	52.994	78.902	70.252	20.236	1.0715	2920
150	10	53.724	70.641	65.395	25.003	35.502	64.818
200	10	63.008	56.809	52.62	16.451	6.3668	64.469
250	10	46.005	49.497	42.669	80.271	4.0988	52.85
300	30	36.339	42.284	33.716	67.431	32.841	48.369
400	30	63.804	27.699	25.98	100.98	8.1365	47.447



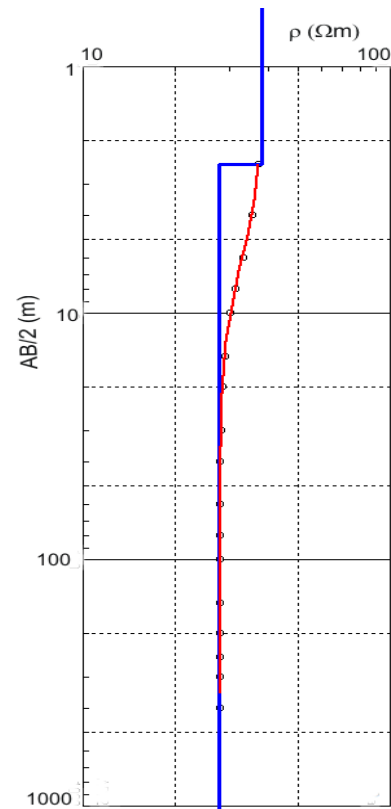
Сл. 6.4. Карта со поставени геофизички профили и сонди
1 : 2 500

N	ρ	h	d	Alt
1	28.15	2.5	2.5	-2.5
2	63.8			



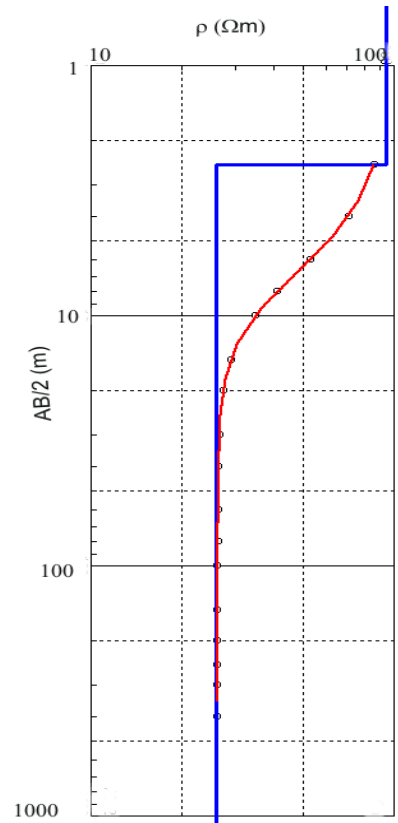
Сл. 6.5. Дијаграм на отпорност на сонда S-1

N	ρ	h	d	Alt
1	38.11	2.5	2.5	-2.5
2	27.7			



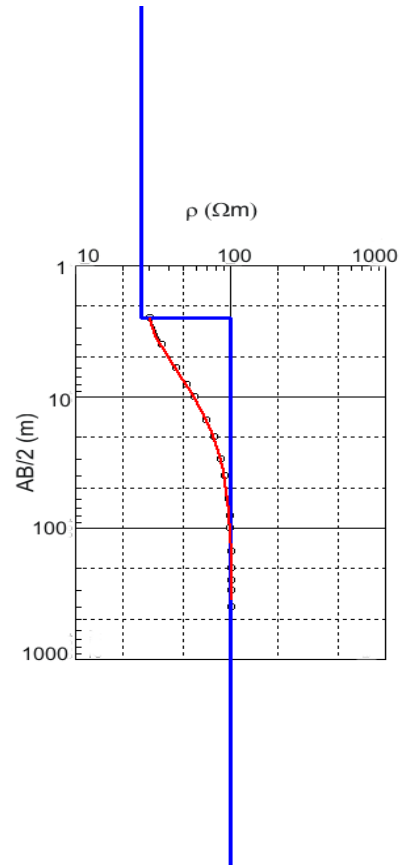
Сл. 6.6. Дијаграм на отпорност на сонда S-2

N	ρ	h	d	Alt
1	94.05	2.5	2.5	-2.5
2	25.98			



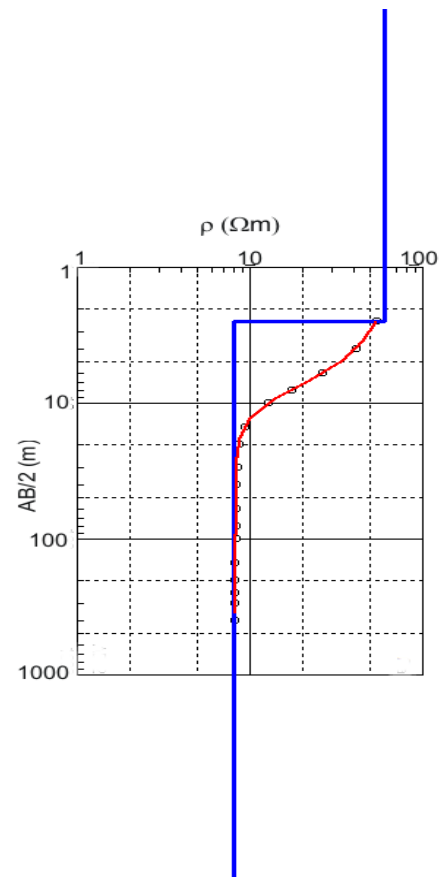
Сл. 6.7. Дијаграм на отпорност на сонда S-3

N	ρ	h	d	Alt
1	26.58	2.5	2.5	-2.5
2	101			



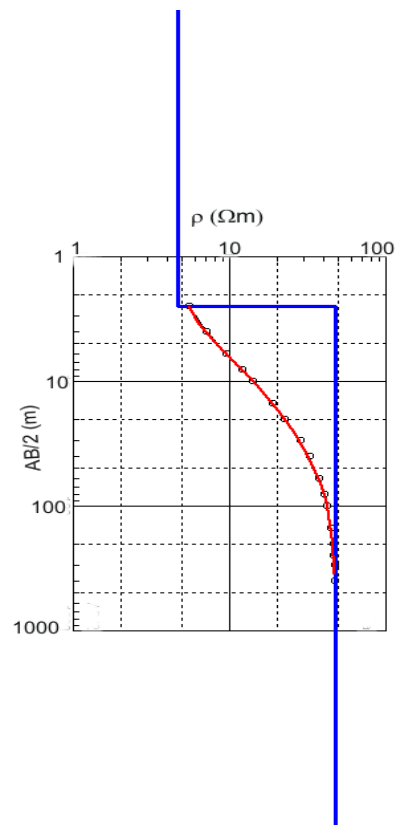
Сл. 6.8. Дијаграм на отпорност на сонда S-4

N	ρ	h	d	Alt
1	60.47	2.5	2.5	-2.5
2	8.137			



Сл. 6.9. Дијаграм на отпорност на сонда S-5

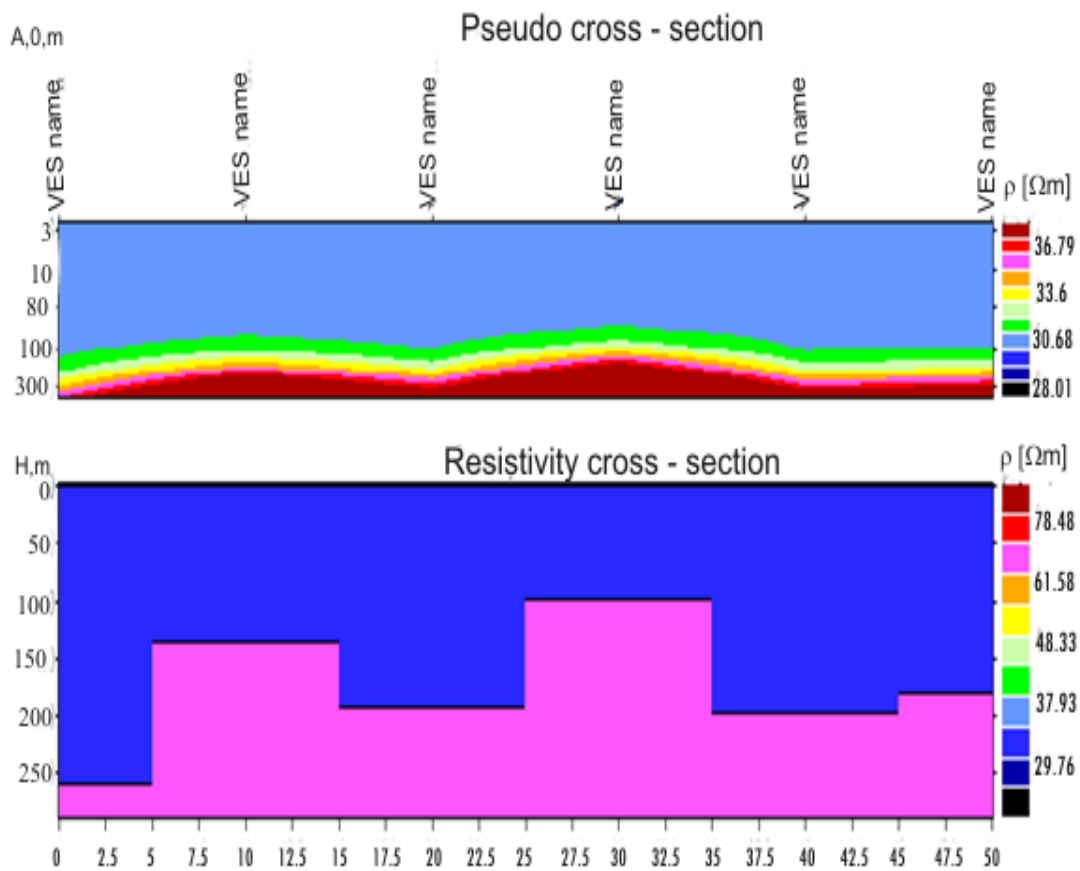
N	ρ	h	d	Alt
1	4.679	2.5	2.5	-2.5
2	47.45			



Сл. 6.10. Дијаграм на отпорност на сонда S-6

6.3. Интерпретација на геоелектричниот модел

Геоелектричните профили Pseudo cross-section и Resistivity cross-section, сл.6.11., ги презентира средините, односно геолошките слоеви кои имаат различна привидна електрична отпорност која се движи одоколу 20 [Ωm] до 80 [Ωm].



Сл. 6.11. Геоелектричен профил

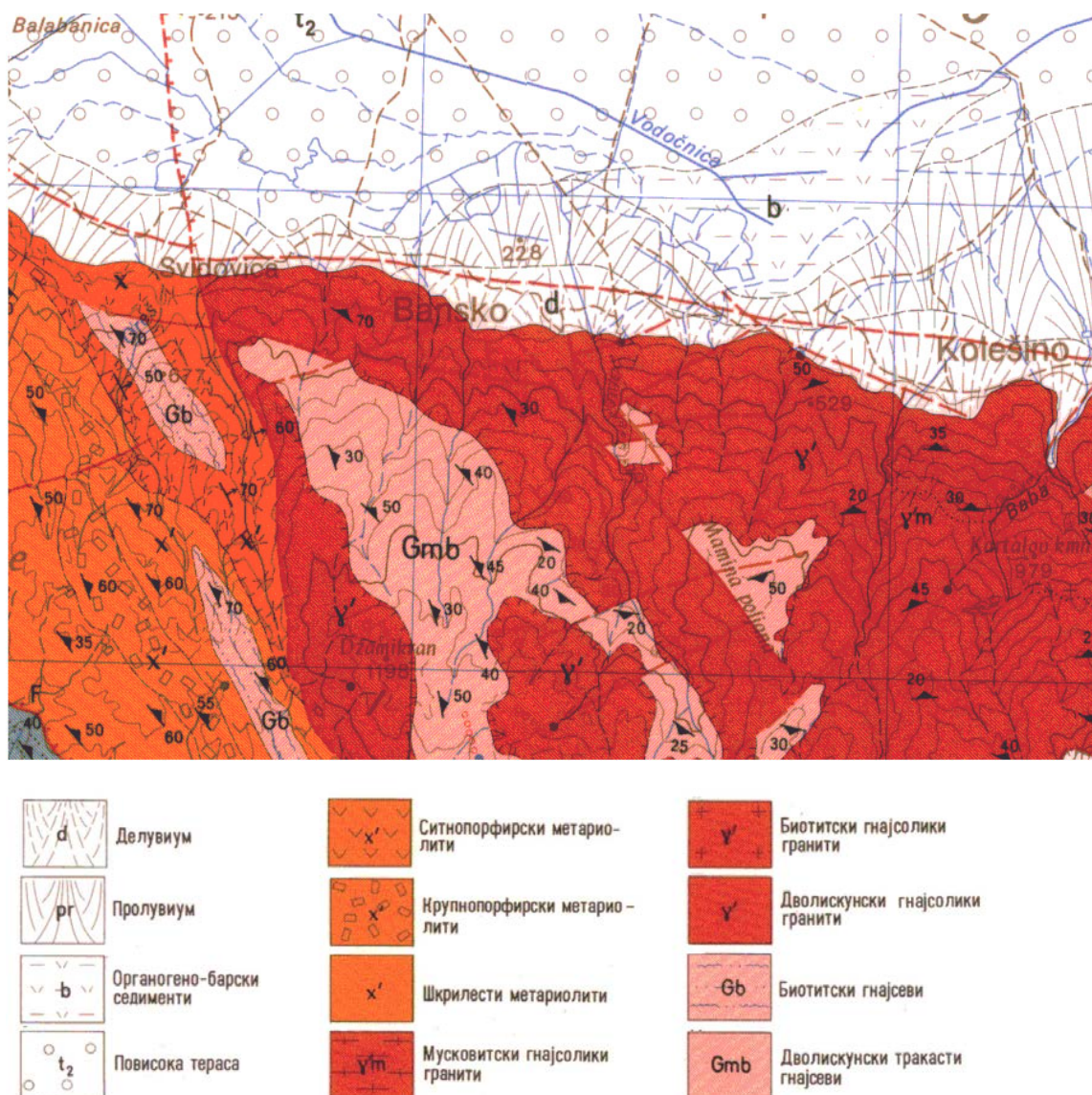
Ако се направи корелација на податоците добиени при овие мерења и мерењата од поранешните истражувања, се забележува дека во глобала интерпретацијата е иста, со напомена дека при овие мерења најмногу е опфатен просторот до 100 метри длабочина, каде што подетално се издвоени слоевите со различна привидна отпорност.

На профилот за отпорноста јасно се издвоени две средини со различен специфичен електричен отпор. Од нив се гледа дека поблизу до површината се водоносните хоризонти кои се со помал специфичен отпор, додека во подлабоките делови се јавуваат изолаторските слоеви.

Од анализата на геолошката карта на истражуваниот терен може да се заклучи дека издвоените слоеви според различните вредности на специфичниот отпор добро корелираат, односно дека просторите со намалена специфична отпорност (колекторските системи) се преставени со квартерни седименти.

7. ГЕОЛОШКО - СТРУКТУРНА ГРАДБА СТРУМИЧКАТА КОТЛИНА

Во геолошката градба на Струмичката котлина учествуваат карпи од прекамбриска, палеозојска и квартерна старост. Геолошката градба на поширокиот регион на истражуваниот терен е прикажана на геолошката карта (сл. 7.1.).



Сл. 7.1. - Геолошка градба на Струмичката котлина

ПРЕКАМБРИСКИ КАРПИ

Дволискунски тракасти гнајсеви (Gmb) - претставуваат најраспространета врста на високометаморфни карпи кои се исклучиво врзани за Српско - македонската маса. Се протегаат кон југ до Македонско - бугарската граница. Помали делови на овие карпи се наоѓаат во централните и источните делови на планината Беласица.

Биотитски гнајсеви (Gb) - Овие карпи се развиени на западниот дел на Огражденскиот батолит. Помали појави на овие карпи се откриени на северните падини на планината Беласица, кај село Свидовица и северозападно од Валандово, на југозападните падини на планината Плауш. Биотитските гнајсеви во наведените локалности покажуваат исти карактеристики.

ПАЛЕОЗОИСКИ КАРПИ

Дволискунски гнајсолики гранити (γ') - Овие карпи претставуваат основа на Беласичкиот масив. Структурата на овие карпи е среднозрнеста, алотриоморфна. Од минералите најзастапени се калиските фелдспати. Плагиокласите и лискуните квантитативно се подредени. Од споредните минерали застапени се магнетит, монацит, апатит, сфен и сагенит.

Биотитски гнајсолики гранити (γ') - По своите минералоски и структурни карактеристики, овие карпи се скоро идентични со претходните, освен што во овие изостанува мусковитот, а биотитот е единствен лискун.

Мусковитски гнајсолики гранити ($\gamma'm$) - И овие карпи во основа се исти со претходно опишаните дволискунски гнајсолики гранити, освен тоа што во нив единствен лискун е мусковитот.

Шкрилести метариолити (χ') - На крајниот западен обод на Српско-македонската маса, на контактот со Вардарска зона се јавуваат сиво-зеленкасти, мошне зашкрилени, порфирски карпи. До скоро се сметани како гнајсеви, а сега се одредени како метариолити.

Протегањето на овие карпи е од село Ораовица, на југоисток преку Подареш и Јаргулица кои се наоѓаат на јужните падини на планина Плачковица, па преку селата Куклиш и Бајрамбос, до југозападните падини на планина Беласица.

Крупнопорфирски метариолити (χ') - Метаморфозираниите крупнопорфирски риолити се наоѓаат на планината Плачковица, како и на планината Беласица. Овие карпи ги пробиваат гнајсевите и микашистите, додека на планината Беласица се наоѓаат во ефузивниот комплекс помеѓу шкрилавите и ситнопорфирски метариолити.

Ситнопорфирски метариолити (χ') - Овие карпи се наоѓаат покрај крупнопорфирските метариолити, врзани со постепен преод. Истите се забележуваат само на планината Беласица. Тоа се мошне цврсти карпи, со јасно изразена шкрилавост. Макроскопски, фенокристални зрна не се воочливи. По боја се жолтеникави, беличесто - розови до сиво - розови.

КВАРТЕРНИ КАРПИ

Повисоката речна тераса (t_2) - По долината на реката Широк Дол, на висина од 800 - 900 метри се наоѓа ерозивно - акумулациона тераса, составена од слабо врзани и делумно обработени чакали и песоци, лошо сортирани и измешани со песокливо - глинести материјали. Дебелината изнесува околу 25 m.

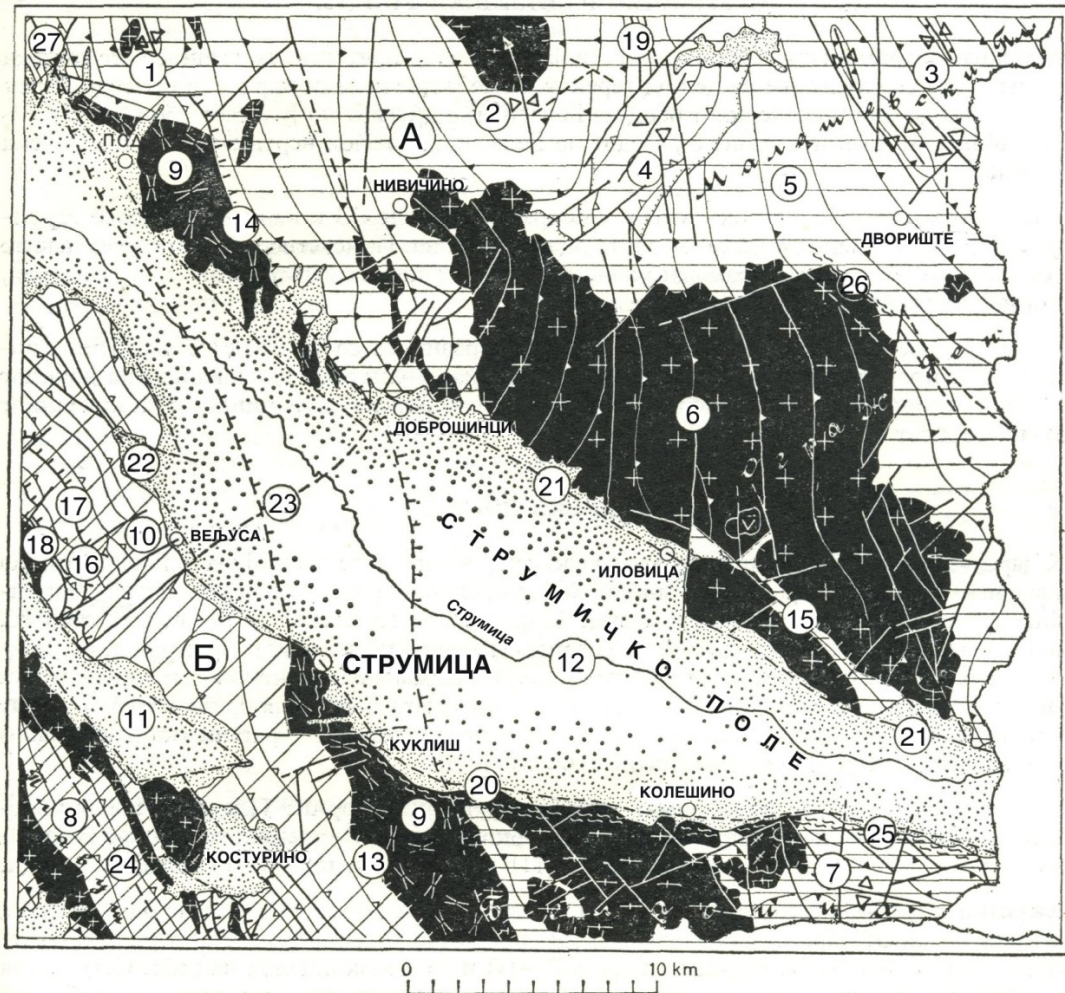
Органогенско-барски седименти (b) - Претставуваат остатоци од некогашни водени површини и претставени се со кашеста глинеста маса во која се преплетуваат остатоци од растенија. Овие седименти се мелиоративно регулирани и денес егзистираат само при поројни дождови или изливања на река Струмешница.

Пролувиум (pg) - Овие творби се мошне развиени по северните падини на Беласица, јужните падини на Огражден и продолжуваат кон Струмичката котлина. Изградени се од необработени парчиња на метаморфни и магматски карпи, придружени со чакали, суглини и песоци. На ободот на Беласица се наоѓаат груби материјали, а оддалечувајќи се кон котлината стануваат поситни и преминуваат во обработлива земја. Карактеристично е присуството на огромни блокови од гранити, габрови, гнајсеви и др. кои се тркалале од височините на Беласица.

Делувиум (d) - Овие творевини се изградени од необработени фрагменти на околните карпи, кои се носени на кратко растојание од околните падини и помешани со глиновито - песоклива супстанца.

7.1. Тектонски и структурни карактеристики

Геотектонските и структурните карактеристики на пошироката околина на истражуваното подрачје се прикажани на тектонската карта (Сл. 7.2.)



Сл. 7.2. Прегледна тектонска карта на Струмицката котлина.

А. СРПСКО - МАКЕДОНСКА МАСА: 1. Изведенска антиклинала; 2. Безгаштанска синклинала; 3. Малешгвска набрана зона; 4. Губенечка синклинала; 5. Дворишка монокликала; 6. Огражденски батолит; 7. Беласички хорст.

Б. ВАРДАРСКА ЗОНА: 8. Плаушка хорст-моноклинала; 9. Подарешко - Куклишка блок - моноклинала; 10. Смрдешки хорст - моноклинала; 11. Криволакавички грабен; 12. Струмичко - радовишки ров. ЛУШПИ: 13. Подарешко - Куклишка; 14. Свидовичко - Злеовска; 15. Сушичка; 16. Рабровска (Белотинска); 17. Смрдешка; 18. Липковичка; 19. Петлечка. РАСЕДИ: 20. Беласички; 21. Огражденски; 22. Требичински; 23. Вељуса - Добрашински; 24. Плаушки; 25. Беласичка здробена зона; 26. Огражденска здробена зона; 27. Подарешки расед

На истражуваното подрачје се издвојуваат две крупни геотектонски единици: Српско - македонски масив и Вардарска зона. Оваа област ја зафаќаат планинските венци на Плачковица, Огражден, Малешевски планини, Беласица, Плауш и Смрдеш, како и Струмичка и Радовишка котлина.

Овде е утврдена маркантна руптура, која почнува кај Дојран и се протега кон СЗ преку западните падини на Баласица, Огражден и Плачковица и преоѓа во Кратовско - Злетовската вулканска област, која ја одвојува Српско - македонската маса од Вардарската зона.

Оваа руптура условила лушпесто навлекување на Српско - македонската маса врз Вардарската зона, што се следи повеќе километри.

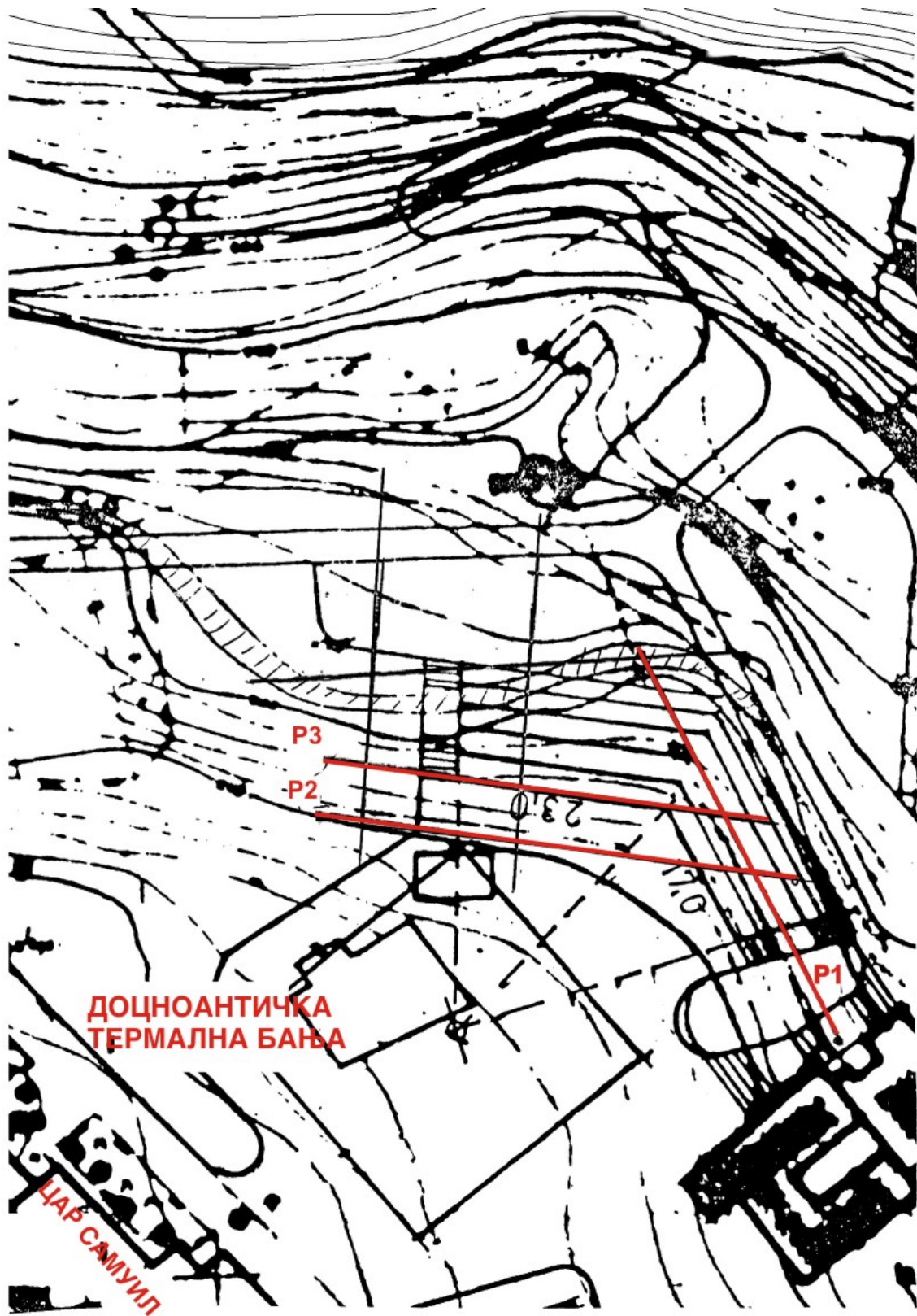
Местоположбата на областа овозможила да се развијат специфични литостратиграфско - тектонски карактеристики на тектонските единици, и тоа главно за време на херцинската и алписката орогенеза, што уште повеќе ја комплицира тектонската градба.

Испитуваниот терен е дел од Српско - македонската маса, во чиј состав влегуваат високометаморфни карпи: гнајсеви, микашисти, амфиболити и др., потоа гранити и помалку се застапени палеогени вулканогено - седиментни карпи, како и седименти на неоген и кварталер.

7.2. Геоелектричен модел на околината на бања Банско

Геоелектричниот модел на истражуваниот терен во околината на бања Банско е разработен во три профила со вкупно 21 сонда (сл. 7.3.). Користена е методата на вертикално геоелектрично сондирање (VES) со Шлумбергеров распоред на електроди.

Геоелектричен профил 1, е составен од 8 сонди, а мерните податоци добиени од Terrameter SAS 1000 се дадени во табела 7.1. Пресметките за вертикалното геоелектрично сондирање се прикажани на дијаграмите (сл. 7.4. до сл. 7.11). На крајот се дадени геоелектричните профили на привидната електрична отпорност на средината (сл. 7.12.)

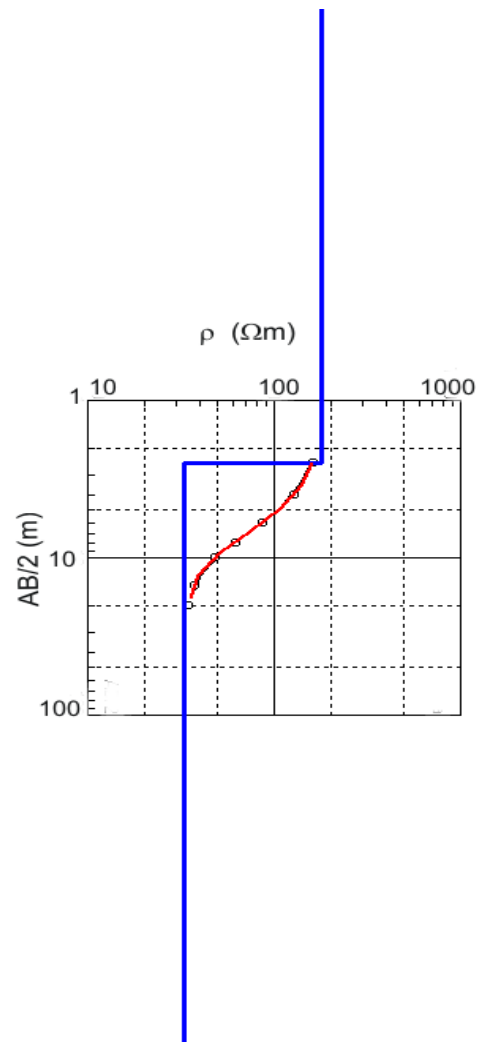


Сл. 7.3. Карта на поставени геофизички профили

Табела 7.1. Мерни вредности на профил 1

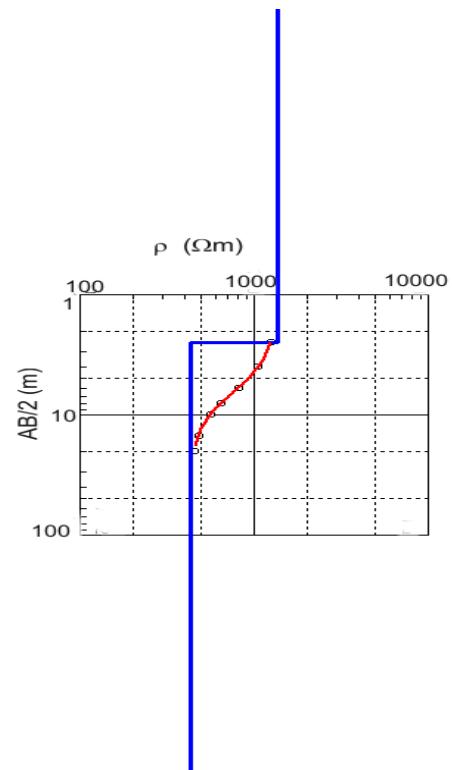
Привидна отпорност (Ωm)									
СОНДА									
AB/2 (m)	MN (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	S-6	S-7	S-8
2,5	0.3	179,4607	1360,267	87,5311	524,419	596,638	838,413	964,896	1096,148
4	0.3	127,83	1624,9	102,515	429,2	567,15	599,05	1032,55	1821,6
6	0.3	104,3216	716,9172	97,63426	227,4803	534,5239	727,0307	1496,233	1869,359
8	0.3	96,65889	616,4871	99,96936	217,281	561,8352	731,8008	2199,744	1853,964
10	1	95,62776	586,4681	92,65739	152,7158	420,3277	597,2353	835,6474	1568,318
15	1	70,6692	363,7941	66,96372	99,77865	289,1558	471,504	1245,03	941,175
20	1	33,60388	428,2311	41,2004	57,21922	172,4998	84,98735	13993,25	585,9219

N	ρ	h	d	Alt
1	179	2.5	2.5	-2.5
2	33			



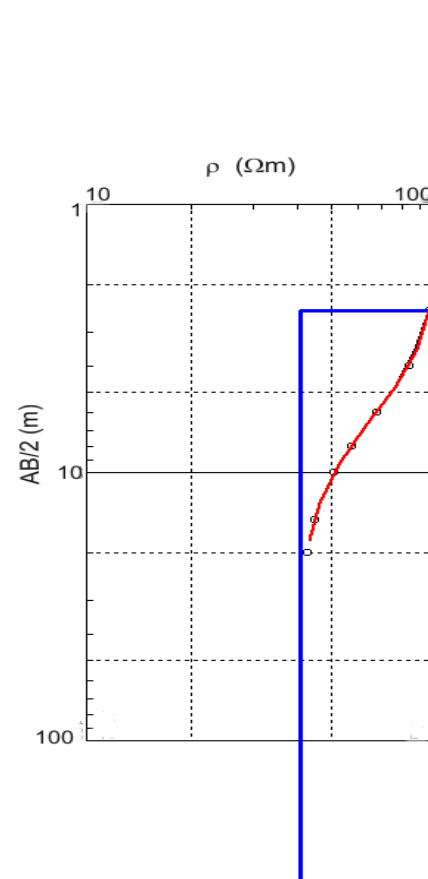
Сл. 7.4. Дијаграм на сонда S - 1 на профил 1

N	ρ	h	d	Alt
1	1360	2.5	2.5	-2.5
2	428			



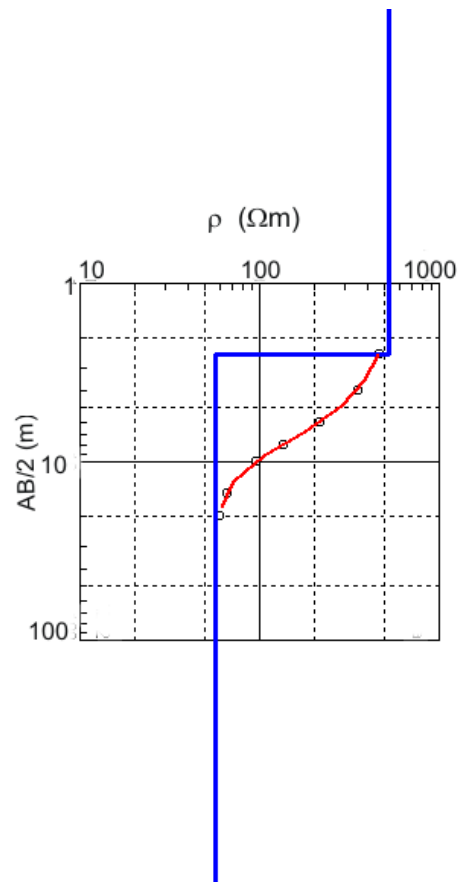
Сл. 7.5. Дијаграм на сонда S - 2 на профил 1

N	ρ	h	d	Alt
1	103	2.5	2.5	-2.5
2	41			



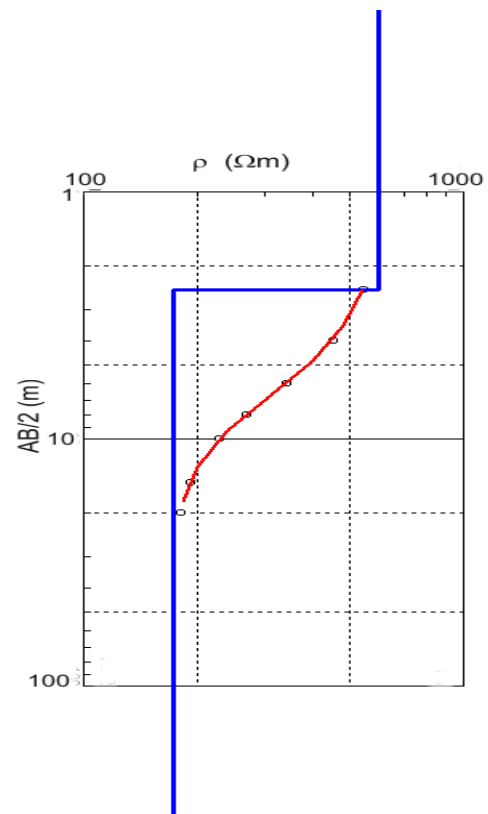
Сл. 7.6. Дијаграм на сонда S - 3 на профил 1

N	ρ	h	d	Alt
1	524	2.5	2.5	-2.5
2	57			



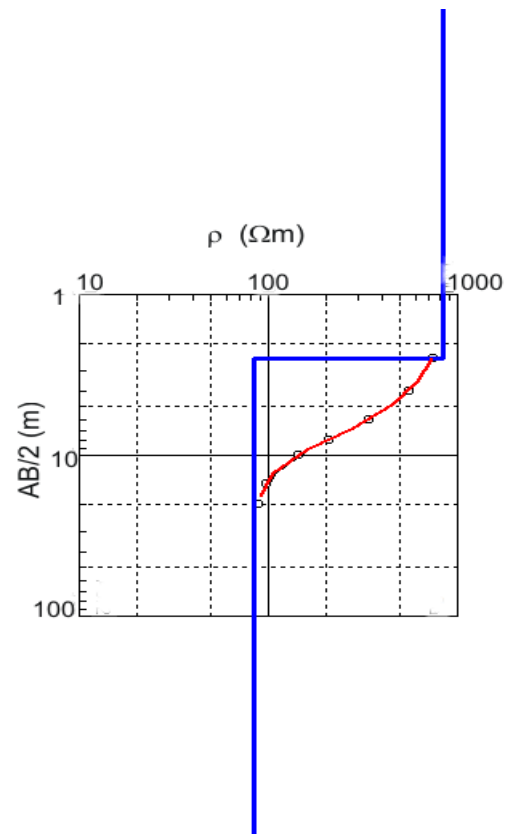
Сл. 7.7. Дијаграм на сонда S - 4 на профил 1

N	ρ	h	d	Alt
1	596	2.5	2.5	-2.5
2	172			



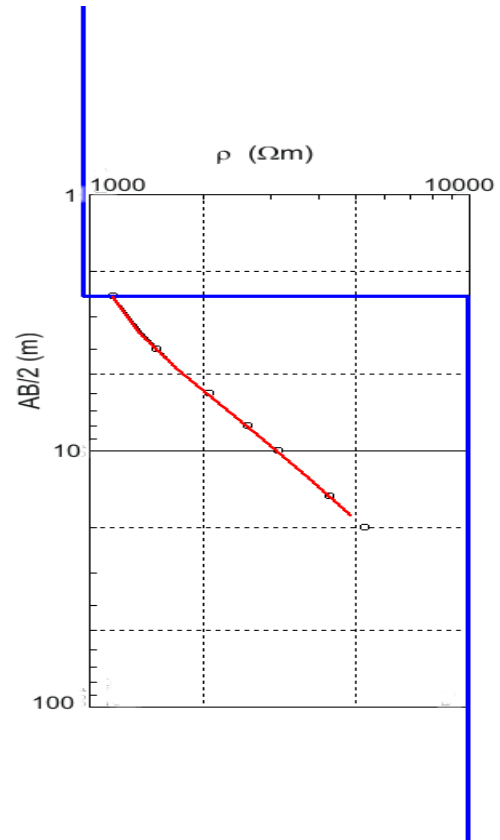
Сл. 7.8. Дијаграм на сонда S - 5 на профил 1

N	ρ	h	d	Alt
1	838	2.5	2.5	-2.5
2	84			



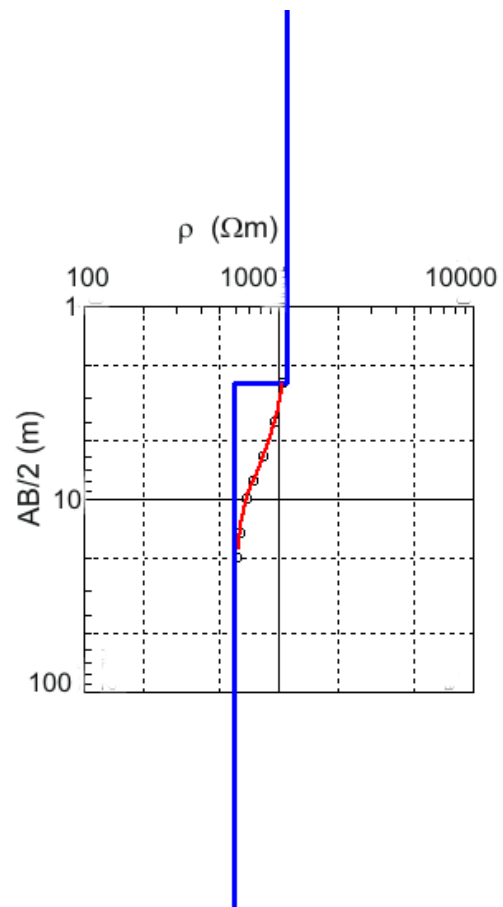
Сл. 7.9. Дијаграм на сонда S - 6 на профил 1

N	ρ	h	d	Alt
1	964	2.5	2.5	-2.5
2	13993			



Сл. 7.10. Дијаграм на сонда S - 7 на профил 1

N	ρ	h	d	Alt
1	1096	2.5	2.5	-2.5
2	585			



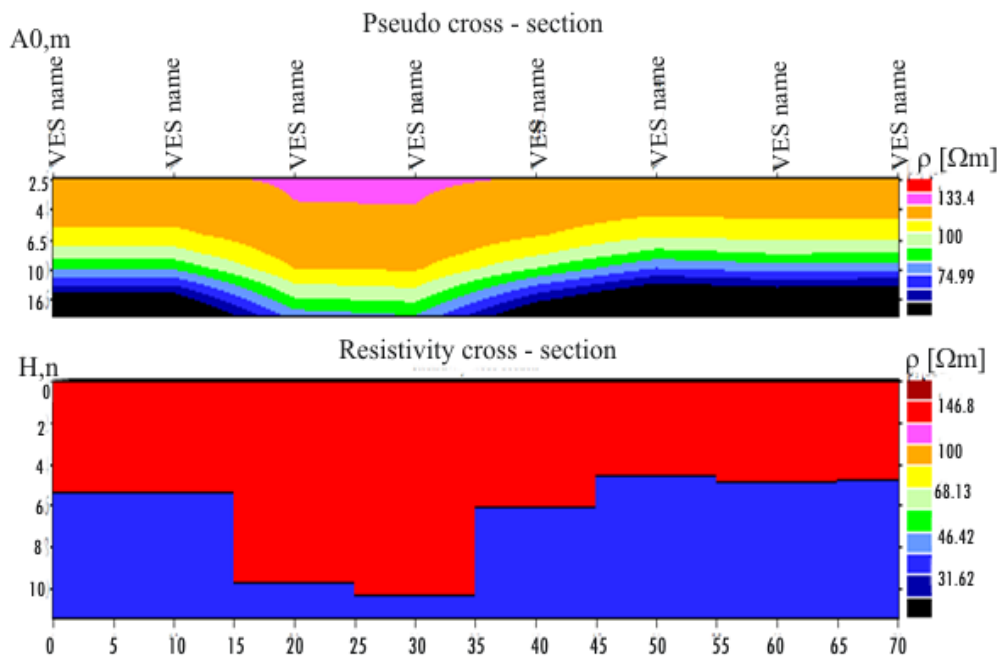
Сл. 7.11. Дијаграм на сонда S - 8 на профил 1

- Интерпретација на геоелектричниот модел - профил 1

Геоелектричните профили Pseudo cross-section и Resistivity cross-section, сл. 7.12., ги презентира средините, односно геолошките слоеви кои имаат различна привидна електрична отпорност од околу 30 [Ωm] до околу 150 [Ωm].

Анализирајќи ги овие профили, на овој простор посебно се издвојуваат: средини со отпорност од околу 30 [Ωm] до околу 60 [Ωm] што всушност претставуваат колекторски системи, а средините со отпорност над 60 [Ωm] се изолатори.

Од анализата на геолошката карта на истражуваниот терен може да се заклучи дека издвоените слоеви според различните вредности на специфичниот отпор добро корелираат, односно средините со намален специфичен електричен отпор се всушност квартерните седименти.



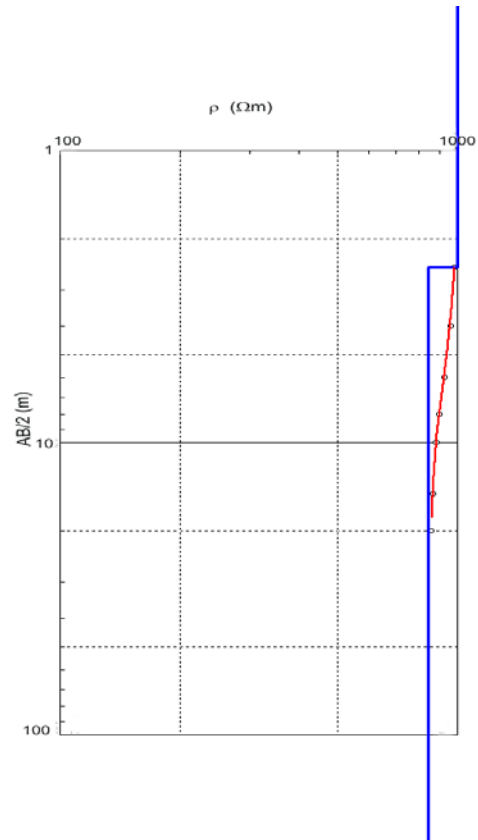
Сл. 7.12. Геоелектричен профил 1

Геоелектричен профил 2, е составен од 7 сонди кои софтверски се обработени и притоа се добиени пресметки за вертикалното геоелектрично сондирање. Од овие пресметки се добиени дијаграмите дадени од сл. 7.13. до сл. 7.19. На крајот се дадени геоелектричните профили на привидната електрична отпорност на средината за овој профил сл. 7.20.

Табела 7.2. Мерни вредности на профил 2

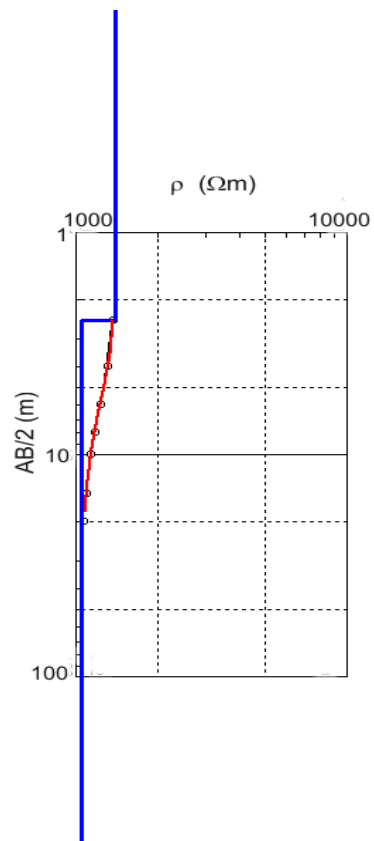
Привидна отпорност (Ωm)								
СОНДА								
Растојание AB/2 (m)	MN (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	S-6	S-7
2,5	0.3	997,291	1400,547	954,674	212,914	127,0435	145,654	78,5897
4	0.3	1649,85	2213,75	1585,2	215,25	143,07	112,64	79,085
6	0.3	2083,155	2753,697	1064,019	182,8905	122,4807	113,4407	70,36397
8	0.3	2314,716	3034,899	1265,054	168,838	117,2031	111,0465	69,74901
10	1	2088,743	3048,745	600,7096	151,3918	104,3605	106,7706	67,11346
15	1	1163,25	2726,517	654,2048	147,5354	94,33605	93,6945	66,38915
20	1	844,3766	1044,85		94,13755	86,77321	83,44947	60,75204
30	3				107,1192	86,57995	121,0197	104,7963

N	ρ	h	d	Alt
1	997	2.5	2.5	-2.5
2	865			



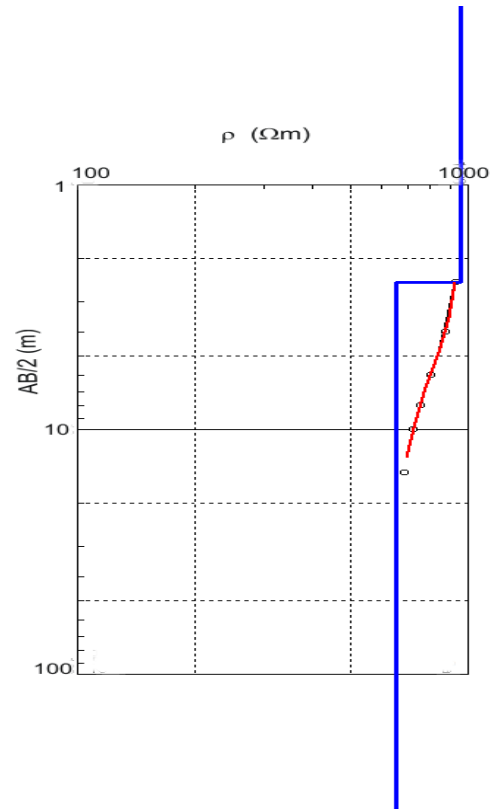
Сл. 7.13. Дијаграм на сонда S - 1 на профил 2

N	ρ	h	d	Alt
1	1400	7.172	7.172	-7.1721
2	1044			



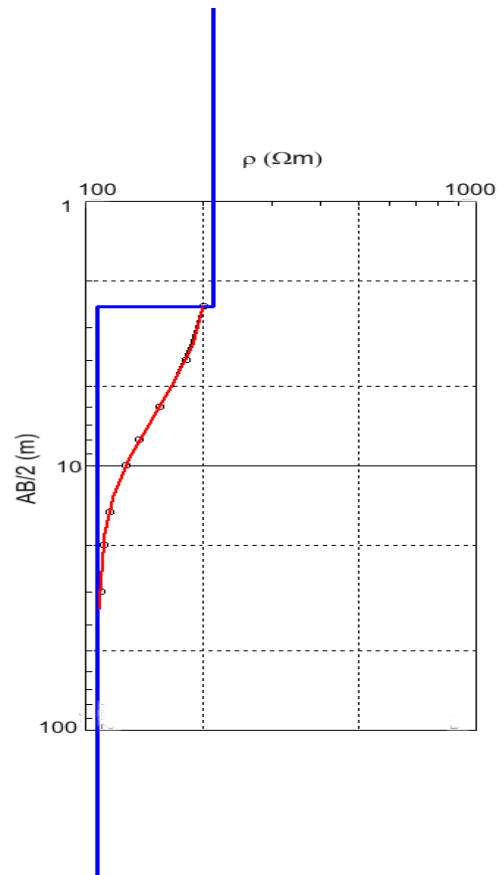
Сл. 7.14. Дијаграм на сонда S - 2 на профил 2

N	ρ	h	d	Alt
1	954	2.5	2.5	-2.5
2	654			



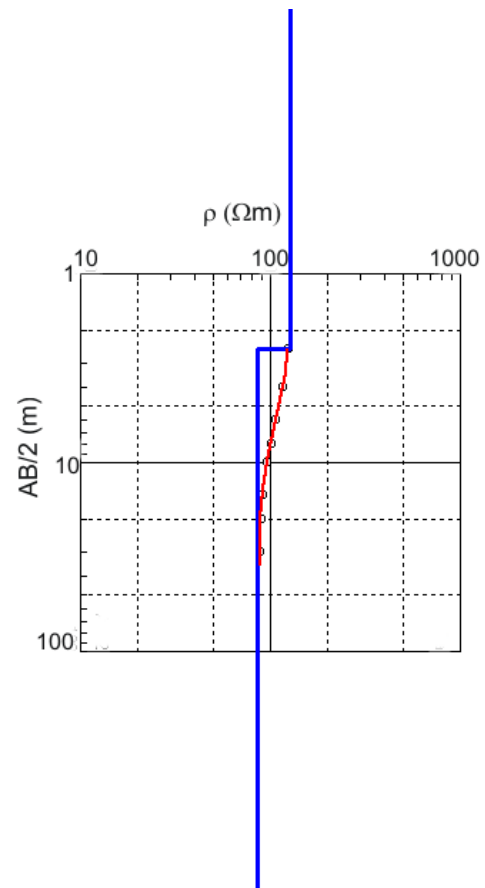
Сл. 7.15. Дијаграм на сонда S - 3 на профил 2

N	ρ	h	d	Alt
1	212	2.5	2.5	-2.5
2	107			



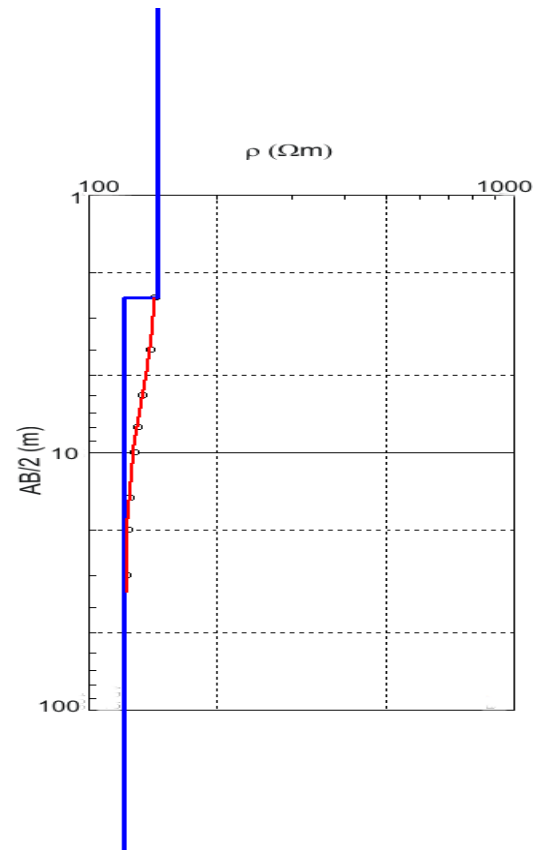
Сл. 7.16. Дијаграм на сонда S - 4 на профил 2

N	ρ	h	d	Alt
1	127	2.5	2.5	-2.5
2	86			



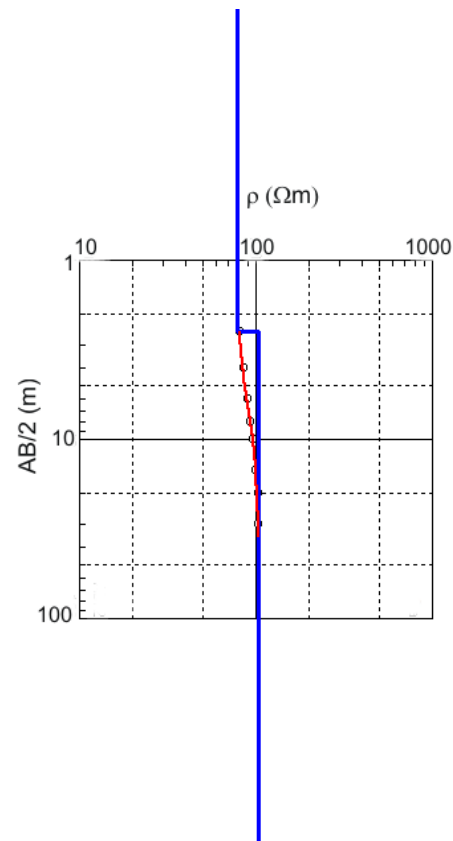
Сл. 7.17. Дијаграм на сонда S - 5 на профил 2

N	ρ	h	d	Alt
1	145	2.5	2.5	-2.5
2	121			



Сл. 7.18. Дијаграм на сонда S - 6 на профил 2

N	ρ	h	d	Alt
1	78	2.5	2.5	-2.5
2	104			



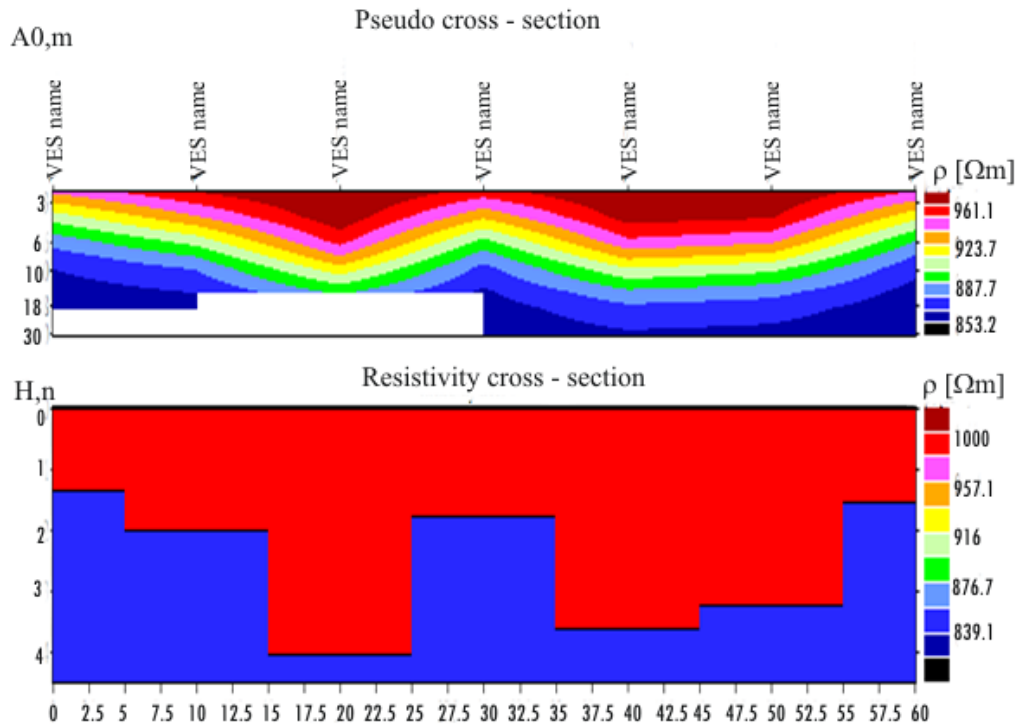
Сл. 7.19. Дијаграм на сонда S - 7 на профил 2

- Интерпретација на геоелектричниот модел - профил 2

Геоелектричните профили Pseudo cross-section и Resistivity cross-section сл. 7.20., ги презентира средините кои имаат различна привидна електрична отпорност од под 800 [Ωm] до средини со отпорност и поголема од 1000 [Ωm].

Од анализата на дијаграмите и профилите се гледа дека се издвојуваат две покарактеристични средини. Средината со помал специфичен електричен отпор (под 800 Ωm) е всушност водоносна средина, а со поголем отпор е сув терен, односно изолаторска средина.

Споредено со геолошката карта на истражуваниот терен може да се заклучи дека издвоените слоеви според различните вредности на специфичниот отпор добро корелираат.



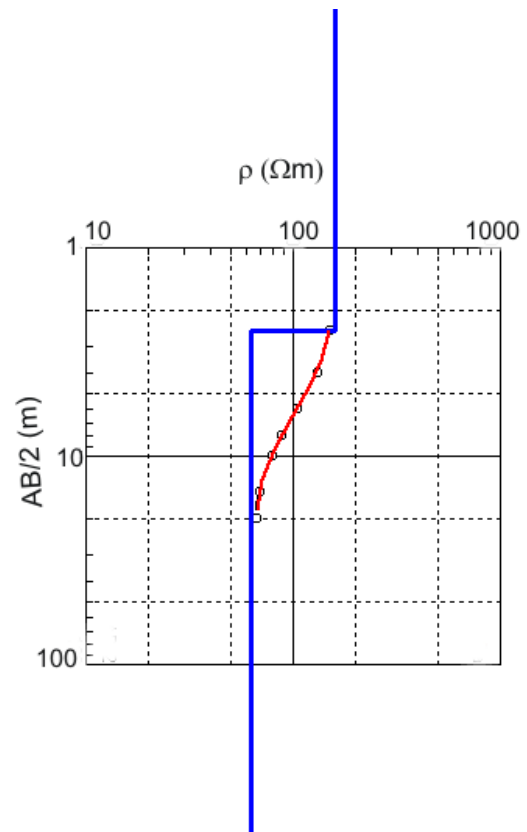
Сл. 7.20. Геоелектричен профил 2

Геоелектричен профил 3, е составен од 6 сонди кои софтверски се обработени и притоа се добиени пресметки за вертикалното геоелектрично сондирање. Од овие пресметки се добиени дијаграмите дадени од сл. 7.21. до сл. 7.26. На крај се дадени геоелектричните профили на привидната електрична отпорност на средината за овој профил сл. 7.27.

Табела 7.3. Мерни вредности на профил 3

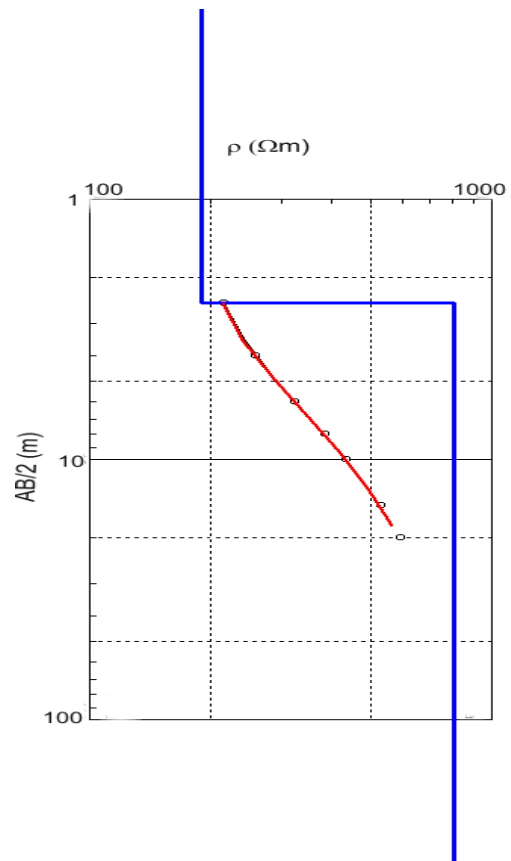
Привидна отпорност (Ωm)							
СОНДА							
Растојание AB/2 (m)	MN (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	S-6
2,5	0.3	160,6393	190,608	168,3286	159,2314	5,40436	72,1202
4	0.3	253,07	294,08	233,235	226,6	196,94	91,565
6	0.3	403,1388	384,8328	285,5284	221,706	255,606	105,8064
8	0.3	519,3036	469,3551	358,7046	592,146	343,7904	121,6814
10	1	474,9775	595,8268	441,33	739,9633	431,0323	154,7096
15	1	607,9356	753,5745	710,8515	542,1521	664,1735	184,9145
20	1	63,3273	805,4967	540,2148	352,8935	468,7174	236,6554

N	ρ	h	d	Alt
1	160	2.5	2.5	-2.5
2	63			



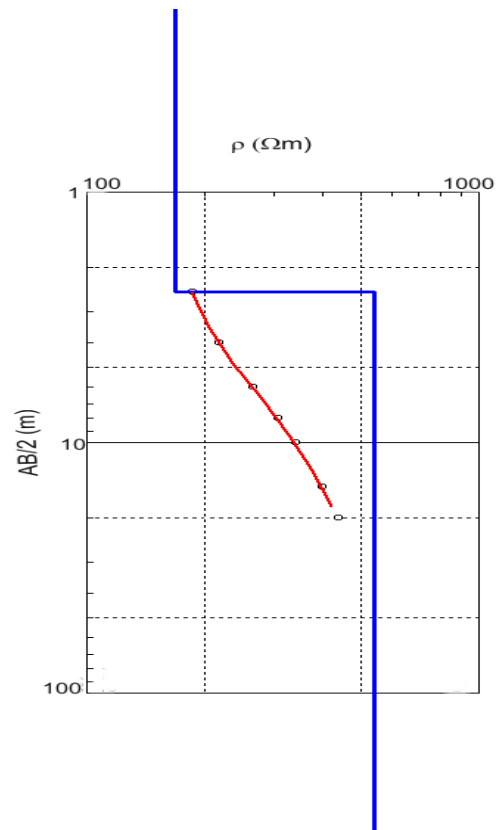
Сл. 7.21. Дијаграм на сонда S - 1 на профил 3

N	ρ	h	d	Alt
1	190	2.5	2.5	-2.5
2	805			



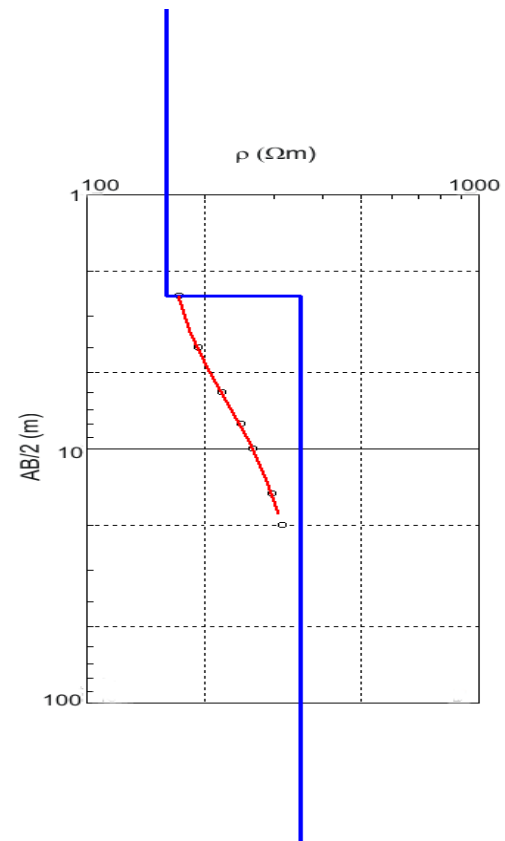
Сл. 7.22. Дијаграм на сонда S - 2 на профил 3

N	ρ	h	d	Alt
1	168	2.5	2.5	-2.5
2	540			



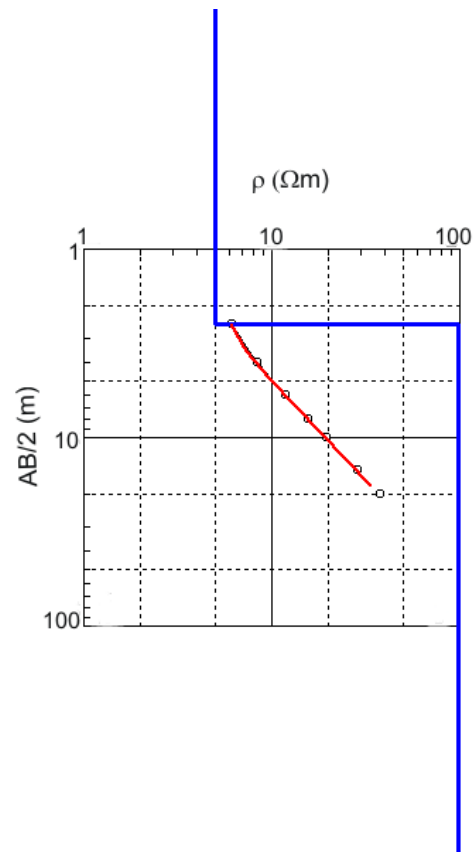
Сл. 7.23. Дијаграм на сонда S - 3 на профил 3

N	ρ	h	d	Alt
1	159	2.5	2.5	-2.5
2	352			



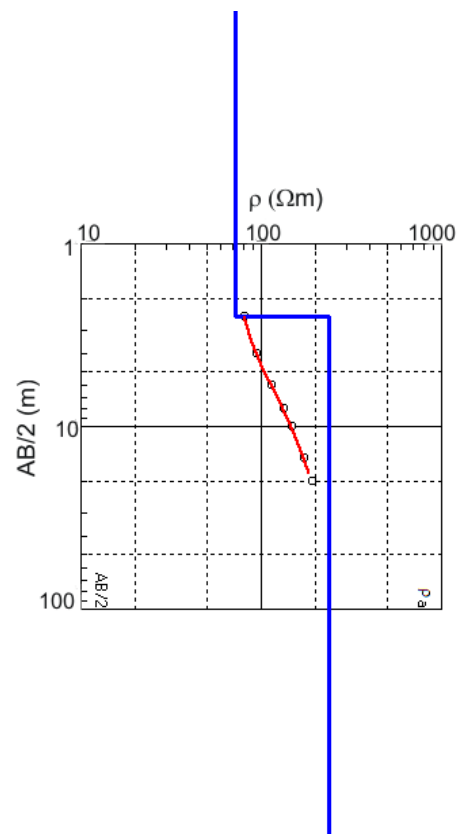
Сл. 7.24. Дијаграм на сонда S - 4 на профил 3

N	ρ	h	d	Alt
1	5	2.5	2.5	-2.5
2	468			



Сл. 7.25. Дијаграм на сонда S - 5 на профил 3

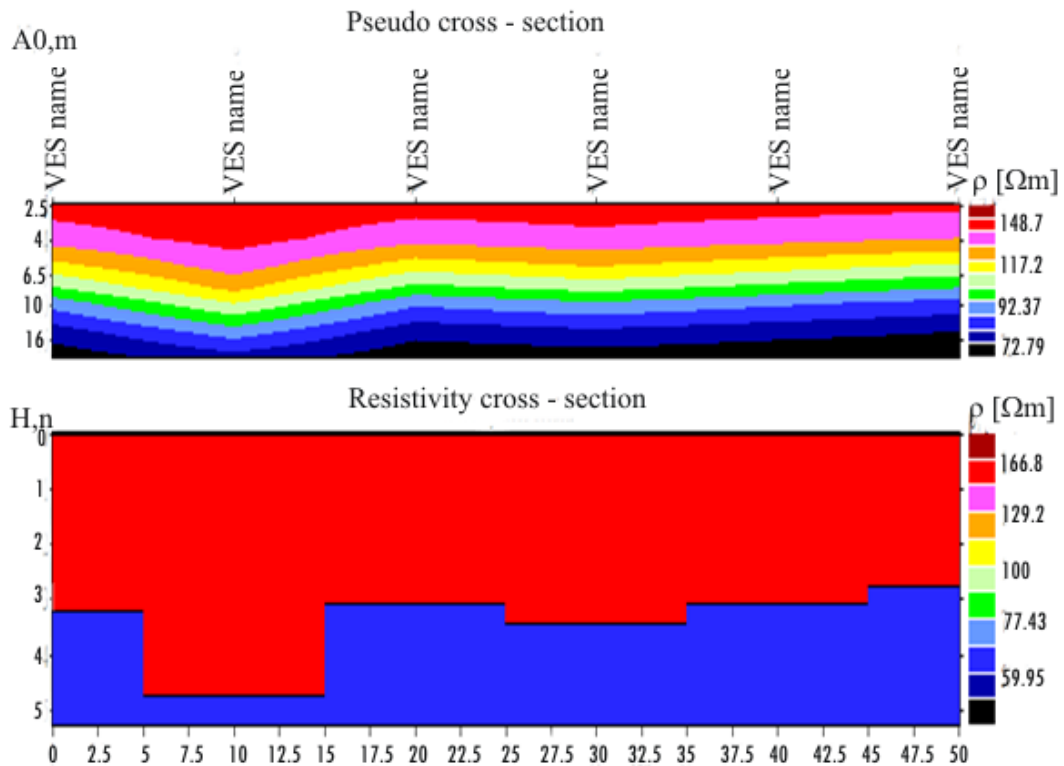
N	ρ	h	d	Alt
1	72	2.5	2.5	-2.5
2	236			



Сл. 7.26. Дијаграм на сонда S - 6 на профил 3

- Интерпретација на геоелектричниот модел - профил 3

Геоелектричните профили Pseudo cross-section и Resistivity cross-section, сл. 7.27., ги презентира средините, односно геолошките слоеви кои имаат различна привидна електрична отпорност од помалку од 50 [Ωm] до над 160 [Ωm].



Сл. 7.27. Геоелектричен профил 3

Анализирајќи ги овие профили, на овој простор се издвојуваат две средини и тоа: средини со отпорност од околу 50 [Ωm], што претставуваат колекторски, односно водоносни системи, а средините со отпорност над 60 [Ωm] се изолатори, односно сув терен.

Од анализата на геолошката карта на истражуваниот терен може да се заклучи дека издвоените слоеви според различните вредности на специфичниот отпор добро корелираат, односно средините со намален специфичен отпор се квсртерните седименти.

8. ЗАКЛУЧОК

- Геоелектричните истражувања - сондирање, јасно ги маркираат границите на хоризонталните слоеви со различна специфична отпорност.
- На истражуваните терени, обемот на теренски мерења не дава можност за дефинирање на вертикални структури (раседи или контакти).
- Од анализата на добиените резултати, односно дијаграми, може да се каже дека корелацијата помеѓу геолшката средина и геоелектричниот модел е добра, односно може да се заклучи дека издвоените слоеви според различните вредности на специфичниот отпор добро корелираат, т.е. средините кои се со намален специфичен електричен отпор се претставени со квартерни седименти.
- Јасно се издвојуваат зоните со изразен хидропотенцијал (намален специфичен отпор), односно и на двата терена се потврдени колекторските системи кои имаат мал специфичен електричен отпор и изолаторските системи.

9. КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА

1. Арсовски М., „Тектоника на Македонија“, Рударско - геолошки факултет - Штип, 1997
2. Блох И. М., „Электропрофилирование методом сопсопротивлений“ 2-е изд. М., Недра, 1971
3. Геолошка карта на Македонија, лист Кочани, 1:100 000
4. Геолошка карта на Македонија, лист Струмица, 1:100 000
5. Делипетров Т., „Основи на геофизика“, Рударско - геолошки факултет - Штип, 2003
6. Jakosky J., "Geofizička istraživanja", Subotica, 1960
7. Яакубовский Ю. В., Ляхов Л. Л., „Электроразведка“, Москва, 1982
8. Кормильцев В. В., семенов В. Д., „Электроразведка методом заряда“, Москва, 1987
9. Slimak Š., "Inženjerska geofizika", Beograd, 1996
10. Прирачник за користење на АВЕМ Terrameter SAS 1000
11. Прирачник за користење на софтверот за анализа и интерпретација на податоци од геоелектрично сондирање IPI2Win
12. Толкувач на геолошката карта на Македонија, лист Кочани
13. Толкувач на геолошката карта на Македонија, лист Струмица