



**УНИВЕРЗИТЕТ „ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ“ – ШТИП
ФАКУЛТЕТ ЗА ПРИРОДНИ И ТЕХНИЧКИ НАУКИ**

ГРАДЕЖНО ИНЖЕНЕРСТВО – ГЕОМЕХАНИКА

ТРАЈАН ШОЛДОВ

**ПРИМЕНА И УПОТРЕБА НА МЕТОДА НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНО КАРТИРАЊЕ
СО ПРИСУСТВО НА ВЕРТИКАЛЕН РАСЕД**

- МАГИСТЕРСКИ ТРУД -

Штип, мај 2016 година

ТРАЈАН ШОЛДОВ

**ПРИМЕНА И УПОТРЕБА НА МЕТОДА НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНО КАРТИРАЊЕ
СО ПРИСУСТВО НА ВЕРТИКАЛЕН РАСЕД**

УНИВЕРЗИТЕТ „ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ“ – ШТИП

Ментор: проф. д-р Тодор Делипетров
редовен професор на Факултетот за природни и технички науки, Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип

Комисија за оценка и одбрана:

Претседател: проф. д-р Крсто Блажев
редовен професор на Технолошко – техничкиот факултет, Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип

Член: проф. д-р Тодор Делипетров
редовен професор на Факултетот за природни и технички науки, Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип

Член: проф. д-р Зоран Панов
редовен професор на Факултетот за природни и технички науки, Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип

Датум на одбрана: _____

БЛАГОДАРНОСТ

Магистерскиот труд е работен под менторство на проф. д-р Тодор Делипетров и асс. м-р Владимир Маневски. Ја користам оваа прилика да им се заблагодарам за дадените насоки и за безрезервната стручна помош што ми ги дадоа во текот на целата изработка на трудот, како и за големата морална поддршка при тоа.

Исто така, сакам да им се заблагодарам на сите при Катедрата за градежно инженерство од Факултетот за природни и технички науки на Универзитетот „Гоце Делчев“ во Штип и наставниот кадар при Катедрата за геотехника од Градежниот факултет на Универзитетот „Св. Кирил и Методиј“ во Скопје.

Голема благодарност до моето семејство за трпението и за разбирањето, а особено кон мојот татко.

Трудот им го посветувам на сопругата, на синот, на ќерката и на мојот покоен дедо кој ме научи да ги читам и да ги пишувам првите букви, и со тоа засекогаш стави печат на мојот живот.

ОБЈАВЕНИ ТРУДОВИ

- **Application and usage of the method of geo-electrical mapping for geological environment with presence of vetrical fault**, Трајан Шолдов, Марјан Делипетров, Владимир Маневски, Горан Славковски, Горан Алексовски, (Balkan Mine 2015).
- **Correlation of the seismic data with the geo – mechanical parameters obtained through the method of refraction**, Марјан Бошков, Крсто Блажев, Благој Делипетров, Трајан Шолдов, Горан Алексовски, (Balkan Mine 2015).
- **Correlation of the models obtained with the method of refraction and geo – electrical sounding**, Зоран Тошиќ, Марјан Делипетров, Владимир Маневски, Марјан Бошков, Трајан Шолдов, (Balkan Mine 2015).
- **Корелација помеѓу гео-електрично сондирање и картирање при дефинирање на геомеханички параметри**, Трајан Шолдов, Марјан Делипетров, Владимир Маневски, Горан Славковски, Горан Алексовски, (Природни ресурси и технологии, 2015).
- **Сеизмичко истражување на геолошка средина со рефракциона метода**, Марјан Бошков, К. Блажев, Б. Делипетров, Трајан Шолдов, Горан Алексовски, (Природни ресурси и технологии, 2015).
- **Комплексна интерпретација помеѓу сеизмичка рефракција и гео – електрично сондирање**, Зоран Тошиќ, Благој Делипетров, Марјан Делипетров, Марјан Бошков, Трајан Шолдов (Природни ресурси и технологии, 2015).

ПРИМЕНА И УПОТРЕБА НА МЕТОДА НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНО КАРТИРАЊЕ СО ПРИСУСТВО НА ВЕРТИКАЛЕН РАСЕД

➤ Краток извадок:

Употребата на геоелектричните методи е многу значајна при подетално моделирање на геолошки истражен простор. Геоелектричните методи се базираат на регистрирање на промените врз електричното поле кои зависат од спроводливите карактеристики на геолошките средини. Определувањето на адекватната геоелектрична метода најмногу зависи од геолошката структура на испитуваната средина, граничните површини како и геомеханичките параметри.

Во научниот труд ќе биде обработена употребата и интерпретацијата на методата на геоелектрично картирање поради присуството на вертикални и на стрмно накосени гранични површини во испитуваната средина. Методата на геоелектрично картирање е изведена во Венеров мерен распоред кој е составен од две струјни и две потенцијални електроди. Четирите електроди се поставени на растојание „а“ и подеднакво оддалечени една од друга. Со секое ново мерење целиот мерен диспозитив се поместува по должина на мерната површина. Според тоа за секое растојание „а“ се добиваат модели што ја моделираат средината на иста длабочина низ повеќе точки хоризонтално по должина на мерната површина. Со таквиот начин на моделирање можат да се детектираат различните геолошки средини одделени со вертикална гранична површина. Геоелектричните модели претставуваат модели на привиден електричен отпор и се изработени синтетички преку податоците добиени од геолошките и од геомеханичките испитувања. Со зголемување на растојанието „а“ меѓу струјните и потенцијалните електроди се зголемува и длабочината на испитување.

Во последната фаза во овај труд е изработена интерпретација на моделите добиени за секое растојание „а“ и врз основа на овие податоци се изработува геоелектричен модел на целиот истражен простор на кој се претставени сите геолошки средини определени преку нивниот специфичен електричен отпор, како и вертикалните и стрмно накосени гранични површини.

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

- **Клучни зборови:** геоелектрични методи, специфичен електричен отпор, геолошка структура, геоелектричен модел, интерпретација.

.

Application and usage of the method of geoelectrical mapping with presence of vertical fault

➤ Abstract:

The usage of the geoelectrical methods is very important for more detailed modelling of geologically investigated environments. The geoelectrical methods are based on registration of the changes on the electrical field, which depends on the conductive characteristics of the geological environments. The determination of the most adequate geoelectrical method mostly depends from the geological structure of the investigated area, the boundary surfaces that separates the different geological structures as well as the geomechanical parameters.

Because of the presence of vertical and steeply inclined boundary surfaces in the investigated environment in this paper is elaborated the usage and interpretation of the method of geoelectrical mapping. The method of geoelectrical mapping is performed with Wenner layout of the measuring dispositive which is composed of two current and two potential electrodes. The four electrodes are placed on distance „a“ and are equally distanced from each other. With every new measurement the whole measuring array is moved along the measuring area. Therefore for every distance „a“ are obtained models that are modelling the investigated area at same depth through multiple points horizontally along the measuring area. This kind of modelling can detect the different geological structures that are separated with vertical boundary surfaces. When increasing the distance „a“ between the current and potential electrodes proportionally is increased the depth of the geoelectrical examinations. The geoelectrical models represent models of apparent electrical resistivity and are made synthetically through the data obtained from the geological and geomechanical examinations.

The last phase in this paper is the process of interpretation of the models obtained for every distance „a“ between the electrodes. On the basis of these data, a geoelectrical model is made for the entire investigative area in which are presented the geological structures defined by their accurate specific electrical resistance as well as the vertical and steeply inclined boundary surfaces that are separating them.

- **Key Words:** geoelectrical methods, specific electrical resistance, geological structure, geoelectrical model, interpretation.

СОДРЖИНА:

1. ВОВЕД	11
1.1. Метода на геоелектрични истражувања	12
2. ТЕОРЕТСКИ ОСНОВИ НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИТЕ МЕТОДИ	13
3. ПОТЕКЛО НА ПОЛЕТО И ЕЛЕКТРИЧНИ СВОЈСТВА НА ИСПИТУВАНИТЕ СРЕДИНИ	20
3.1. Класификација на геоелектричните мерења	20
3.2. Услови за примена на геоелектричните методи	22
3.3. Електрични својства на карпите и на карпестите формации	24
3.3.1. Електрохемиска активност	24
3.3.2. Електрична спроводливост	27
3.3.2.1. Промена на специфичната електрична отпорност при промена на температура	31
3.3.2.2. Анизотропија	32
4. ВЕШТАЧКИ ЕДНОНАСОЧНИ ЕЛЕКТРИЧНИ ПОЛИЊА	37
4.1. Теоретски основи на методите на електрична отпорност	37
4.2. Распоред на потенцијалот во изотропна хомогена средина	41
4.2.1. Точкест извор во неограничена средина	41
4.2.2. Точкест извор на површина на изотропен хомоген полупростор	43
4.2.3. Два точкести извори на површина на изотропен хомоген полупростор	44
4.3. Потенцијал во нехомогена средина	47
4.3.1. Дисторзија на струјните и на потенцијалните линии во повеќеслојна средина	48
4.4. Метода на електрични ликови	51

4.5. Случај на полупростор со четири електроди под површината на теренот	52
4.6. Гранична површина паралелна со површината на теренот	54
4.7. Нехомогена средина, четири електроди поставени на површината на теренот.....	56
4.7.1. Воопштен случај.....	56
4.7.2. Случај кога растојанијата меѓу две соседни точки се исти – Венеров распоред на електродите	59
5. ПОТЕНЦИЈАЛ НАД ВЕРТИКАЛНА ГРАНИЧНА РАМНИНА	61
5.1. Случај со четири електроди (AMNB).....	61
5.2. Случај кога мерниот распоред (AMNB) е паралелен со граничната рамнина	65
5.3. Картирање над вертикален слој.....	67
5.4. Случај на кос слој	71
5.4.1. Решавање на кос слој преку теоријата на ликови	72
5.4.2. Аналитичка метода	73
6. ГЕОЛОШКИ ЗОНИ И ТЕКТОНСКИ АКТИВНОСТИ НА ПОШИРОКИОТ ИСТРАЖЕН ПРОСТОР	76
6.1. Еволуција на Скопската Котлина	82
7. ГЕОЛОШКИ ИСПИТУВАЊА.....	83
8. ГЕОЕЛЕКТРИЧНИ ОСОБИНИ НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР	84
8.1. Метода на геоелектрично картирање	84
8.2. Модели на привиден електричен отпор.....	85
9. ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИТЕ МОДЕЛИ	87
9.1. Интерпретиран геоелектричен модел на истражниот простор.....	115
ЗАКЛУЧОК.....	117
КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА (REFERENCES).....	118

1. **ВОВЕД**

Геоелектричните методи на испитување се базираат на регистрација на промените врз познато електрично поле кое, зависно од начинот на настанување, може да биде природно или индуцирано. Промените врз електричното поле зависат од спроводливите карактеристики на потповршинскиот комплекс, па според тоа преку идентификување на промените врз полето во корелација со спроводливите карактеристики на геолошките средини се моделира потповршинската градба на испитуваната средина.

Испитуваната средина која се моделира во трудот е геолошки испитана со две истражни дупнатини и има вкупна должина од 80 m. Геолошката структура во истражниот простор е со присуство на вертикални раседи и стрмно накосени гранични површини поради што моделирањето на испитуваната површина е изведено со геоелектрична метода на картирање.

Методата на геоелектрично картирање е изведено со Венеров распоред на мерниот диспозитив и тој се состои најчесто од четири електроди (две струјни, две потенцијални) линиски поставени во мерен распоред каде што сите електроди се поставени на еднакво растојание „a“. Струјните електроди меѓу нив генерираат вештачко електрично поле кое до одредена длабочина се простира низ потповршинскиот комплекс и се регистрира во потенцијалните електроди. Длабочината на испитување на истражниот простор зависи од растојанието меѓу електродите и е еднакво на таа вредност $d = a$. За секое растојание (длабочина) „a“, истражниот простор се испитува по должина на целата мерна површина со целосно поместување на мерниот диспозитив. На тој начин се детектираат различните геолошки средини кои се одделени со вертикален расед или стрмно накосени гранични површини. Стрмно накосените гранични површини, зависно од нивното накосување и должина, при различни длабочини се идентификуваат во повеќе точки и попрецизно се моделираат.

Во трудот, истражниот простор се испитува за пет различни длабочини и тоа: $a_1 = 1$ m, $a_2 = 2$ m, $a_3 = 4$ m, $a_4 = 8$ m и $a_5 = 16$ m. Секој модел се интерпретира посебно, додека пак обработувањето на конечниот модел за истражниот простор се изработува комплексно преку корелација на податоците добиени за сите испитувани длабочини.

1.1. Метода на геоелектрични истражувања

Методата на геоелектрични истражувања ги изучува и ги следи електричните и, заедно со геомагнетските методи, електромагнетните полиња на Земјата.

Оваа геофизичка метода 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 кај гасовите има и течење на струја од јонски тип.

Геоелектричните методи имаат широк спектар на примена на различни параметри кои се темел на истражувањата, особено при истражувањето на минералните сировини (апликативна геоелектрика). Тие методи имаат цел да го следат геоелектричното поле во сите слоеви на Земјата:

- атмосфера;
- хидросфера;
- Земјина кора, т. е. литосфера;
- мантија;
- јадро.

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

2. ТЕОРЕТСКИ ОСНОВИ НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИТЕ МЕТОДИ

Овие методи се базираат на постоењето на разлики во електричните карактеристики меѓу различните карпи, притоа мерејќи:

- специфичен електричен отпор - ρ ;
- сопствен потенцијал;
- електроспроводливост;
- метода на наелектризирано тело и слично.

Поголем дел од методите на геоелектричното истражување на почвата се базираат на мерењето на електричната спроводливост или отпор на материјалите кои го градат почвеното полупространство. Електричниот отпор на различни слоеви се менува инверзно со присуството на јонизирани соли. Бидејќи густите карпи содржат малку влага (содржина на вода), нивната јонизација е мала и имаат висока електрична отпорност за разлика од заситените глини кои имаат мала електрична отпорност. Бидејќи електричниот отпор повеќе зависи од количеството и од хемиските карактеристики на водата во порите одошто од минералниот состав, мерењето на терен повеќе се базира на релативни одошто на апсолутни вредности на отпорот, кои и не се толку важни. Услов за примена на методата со геоелектрично мерење е електричните отпори на соседните слоеви меѓусебно да се разликуваат.

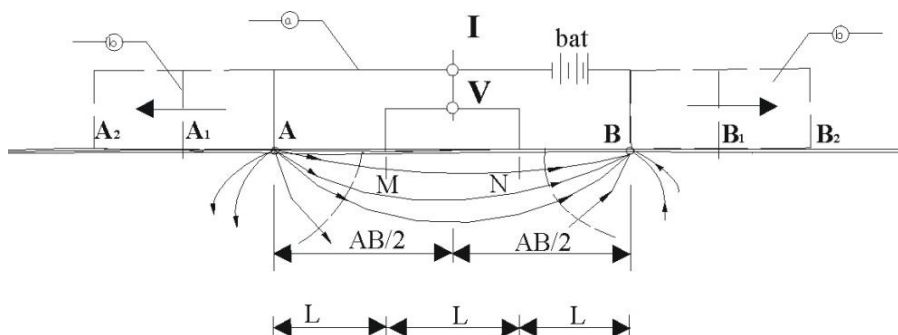
Мерењата се вршат главно со помош на два метода.

Кај првиот метод, во почвата со помош на две електроди се формира електрично поле, а на други две електроди на подеднакво растојание во линија меѓу првите две се врши отчитување, т. е. мерење на потенцијалот. Потенцијалот се мери во повеќе точки кои се меѓусебно различно оддалечени од 1 m до 30 m, со што се добива дијаграм на отпорите спрема оддалеченоста на електродите. Добиениот дијаграм на отпорите потоа се анализира за добивање на границите на промената на отпорите по длабочина, т. е. за утврдување на слоевитоста. При овој начин изворите на струјата остануваат непроменети, т. е. се на краевите или во средината, а потенцијалот се мери на различни меѓусебни растојанија.

Другиот метод се состои во тоа што електродите со кои се мери потенцијалот остануваат на исто, релативно кратко меѓусебно растојание (L) од околу 1 m, а изворите на струјата постепено се оддалечуваат во права линија, со што, пак, како и во првиот случај, е овозможено мерење на отпорот кога струјата минува низ поголемо пространство, т. е. длабочина.

Како извор на струја може да се употреби еднонасочна или наизменична струја. Специфичниот отпор на почвата (ρ) во реонот на дејствување на струјата може да се пресмета од падот на напонот (V) кој се мери меѓу електродите, од јачината на струјата (J) која се мери во кругот на струјата од сондите распоредени на оддалеченост (L).

Кај овие методи најчесто се користи систем од четири електроди, од кои две се емитирачки електроди (A и B), низ кои се пушта струјата во теренот и две приемни електроди (M и N) во кои се врши мерење на геоелектричниот отпор, геоелектричниот потенцијал или некоја друга геоелектрична големина, што се дава на долната скица:



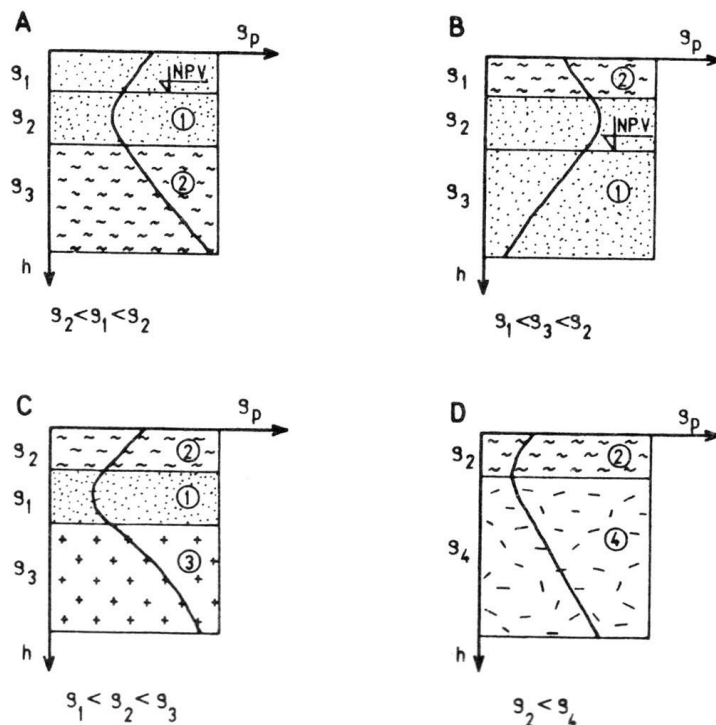
Слика 1: Принцип на методата на специфичен електричен отпор (а), геоелектрично сондирање (б)

Figure 1: Concept for the method of specific electrical resistance (a), geoelectrical sounding (b)

Ако во електродите A и B се пушти струја со јачина J и се измери напонот V , на другите сонди M и N се добива за дадено растојание L , основниот израз за специфичниот електричен отпор:

$$\rho = 2\pi L \frac{V}{J} \text{ [Ohmm]} \dots\dots\dots (2.1)$$

Како податок со анализите се определува длабочината, односно дебелината на карпите со различни електрични карактеристики, а преку соодветни дијаграми, на пример дијаграм на зависност: $\rho = f(z)$.



Слика 2: Различни видови дијаграми на специфичен електричен отпор во зависност од длабочината

Figure 2: Different types of diagrams on a specific electric resistance depending on the depth

За зголемување на испитуваната длабочина се врши зголемување на меѓусебното растојание меѓу електродите, за што пак треба да се зголеми и изворот – јачината на електричната енергија. Постојат повеќе методи на мерење на отпорот, но генерално се користат постапки на:

- геоелектрично сондирање;
- геоелектрично картирање.

Геоелектричното сондирање се заснова на принцип на симетрично зголемување на растојанието меѓу струјните електроди, а без да се менува центарот на системот.

Сондирањето, во принцип, се изведува со симетрично поместување на електродите по должина на профилот. Длабочината на сондираната зона зависи од растојанието меѓу струјните електроди, а не од растојанието меѓу потенцијалните електроди. Ако картирањето е истражување на една профилна линија во хоризонтален правец на определена длабочина, сондирањето е истражување по должина на една вертикална линија (по должина на центарот

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

на сондата) при што длабочината на истражување се зголемува со секое поместување на струјните електроди од централната точка.

Методата на сондирање има поголема можност на детектирање на хоризонталните промени (слоевеи, хоризонтални контакти, раседи со мал агол во однос на хоризонталната рамнина и др.).

Геоелектричното картирање, пак, се заснова на еднакво оддалечен распоред на електродите, кои транслаторно се поместуваат по должина на одреден испитуван профил. Методата на картирање има поголеми можности за детектирање на вертикални промени (раседи, вертикални контакти и др.).

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

На слика 3 е прикажан дијаграмот на картирање над раседна зона која има поголема спроводливост од околната средина.

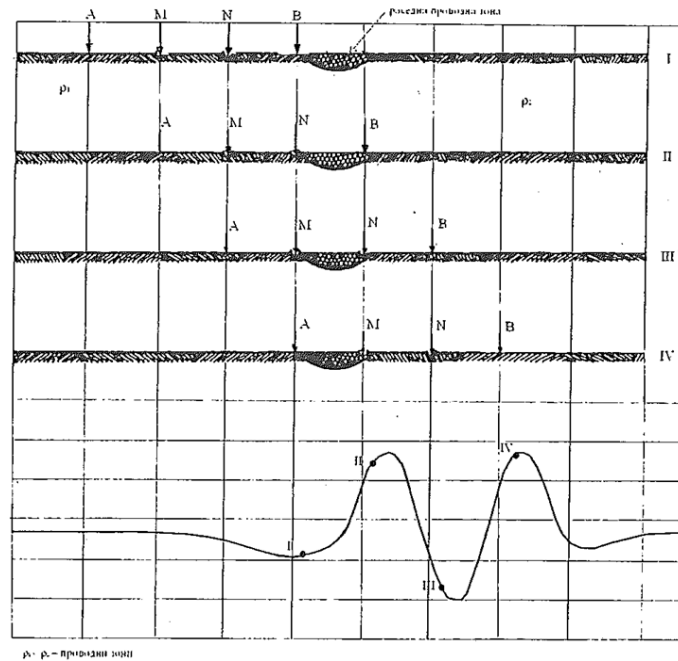
Кога електричниот диспозитив е далеку од раседната зона, тој го покажува отпорот на средината - ρ_1 . Кога електричниот комплет се приближува до зоната на раседот (зона на добра спроводливост), положбата I, дисторзијата на екипотенцијалните линии на страната од спроводникот ја намалува потенцијалната разлика меѓу M и N бидејќи привидната отпорност е :

$$\rho_P = \frac{V_N - V_M}{I} \dots\dots\dots (2.2)$$

Нејзината вредност се намалува во однос на вредноста (ρ_1) што би се добила ако спроводната зона не постои. За положбата II на електричниот комплет, потенцијалната разлика меѓу електродите N и B е многу мала, поради влијанието на куса врска преку спроводникот. Потенцијалот меѓу 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 спроводникот и поради тоа привидната отпорност е

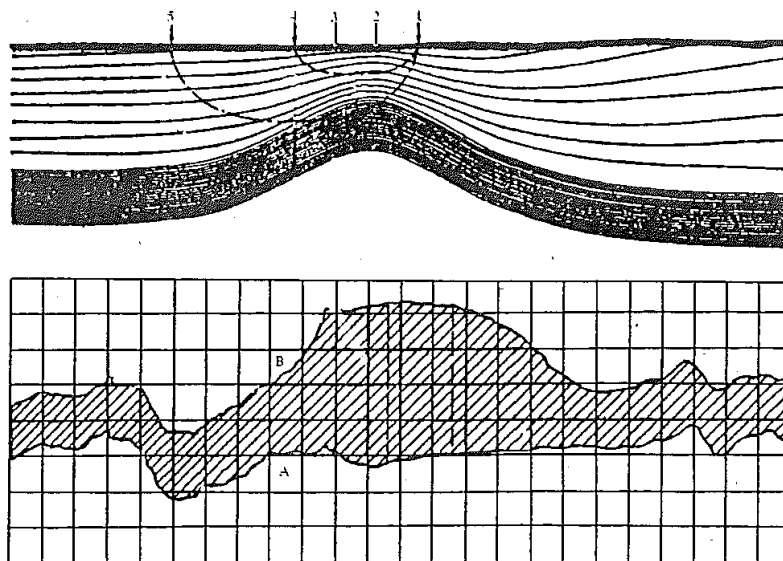
Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

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 по раседот (ρ_2).



Слика 3: Дијаграм на картирање над раседна зона
Figure 3: Diagram mapping over the fault zone

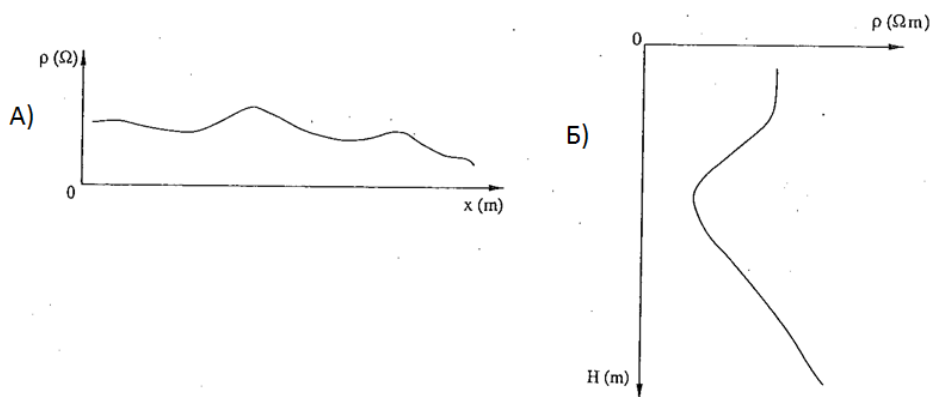
На слика 4 е прикажано картирање кое користи една помошна струјна електрода.



Слика 4: Картирање со една помошна струјна електрода
Figure 4: Mapping with one auxiliary electrode

Од овде јасно се гледа дека длабочината на картирана површина зависи од растојанието меѓу струјните електроди.

На слика 5 е прикажан изгледот на дијаграми на картирање и на сондирање.



Слика 5: Дијаграми на картирање-А) и сондирање-Б)
 Figure 5: Diagrams of the mapping-A) and sounding-B)

Во геоелектриката постои широк дијапазон на можности на мерни методи. Кај сите методи е заедничко тоа што се мерат:

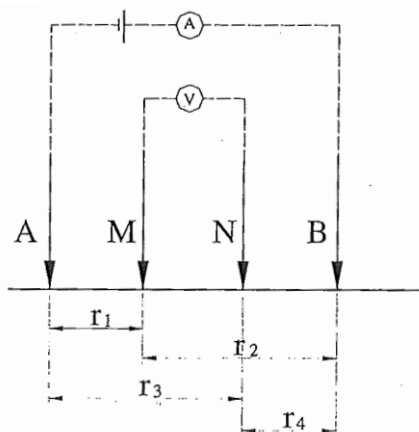
- јачината на струја (J) која тече низ земјата меѓу електродите АВ;
- падот на потенцијалот меѓу електродите MN;
- растојанието меѓу електродите.

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

$$\rho_p = \rho_p (J, V, r) \dots\dots\dots (2.3)$$

Моделирањето на испитуваната средина во овој труд е изведено со методата на геоелектрично картирање со Венеров распоред на мерниот диспозитив, кој најчесто се состои од четири електроди (две струјни: А,В и две потенцијални: М,Н), линиски поставени во мерен распоред каде што сите електроди се поставени на еднакво растојание „а“:

$$a = r_1 = r_3 - r_1 = r_2 - r_4 = r_4$$



Слика 6: Венеров распоред на картирање
Figure 6: Wenner's dispositive on mapping

Привидниот отпор за кој било мерен распоред на две струјни (предајни–AB) електроди и две потенцијални (приемни–MN) електроди поставени на Земјината површина (хомоген полупростор) е даден со изразот:

$$\rho_p = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta I} \quad \dots\dots\dots (2.4)$$

односно:

$$\rho_p = k \frac{\Delta V}{\Delta I} \quad \dots\dots\dots (2.5)$$

каде што k е фактор на распоред на електродите и е претставен со изразот:

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \quad \dots\dots\dots (2.6)$$

Геоелектричните методи се посебно погодни кога треба да се определи дебелината на растреситиот – деградиран покривач во речните долини, дебелината на насипани материјали, зона на карстификација, дебелина и длабина на изданската зона (водоносните слоеви), положба на хидрогеолошките изолатори (водонепропусни слоеви), раседни или испукани до здробени зони и слично.

3. ПОТЕКЛО НА ПОЛЕТО И ЕЛЕКТРИЧНИ СВОЈСТВА НА ИСПИТУВАНИТЕ СРЕДИНИ

Геоелектричните испитувања претставуваат една од основните дисциплини во применетата геофизика. Голема примена имаат во инженерската геологија и хидрологија, но значајно се застапени во рударството при истражување на разни минерални сировини и градежен материјал, во геотехниката за дефинирање разни 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. Поради тоа, некои геолошки тела кога ќе се најдат во одредени природни услови можат да предизвикаат електрично поле. Поради тоа, составот и геолошката градба на теренот, и различните природни процеси во Земјата предизвикуваат електрични аномалии што се манифестираат и на површината на теренот. Со регистрирање на тие електрични аномалии (на површината на теренот или во подземните објекти) може да се донесе заклучок за геолошката градба во внатрешноста и да се дефинираат состојбата и својствата на формацијата. Геоелектричните испитувања се изведуваат:

- на површината на Земјата;
- на езерата, на реките, на морињата;
- во разни подземни објекти, простории;
- во дупнатини кои се истражуваат;
- од воздух (авион, хеликоптер);
- од вселената (сателити).

3.1. Класификација на геоелектричните мерења

Во зависност од потеклото, физичките својства на полето и струите што се пренесуваат низ земјата, геоелектричните методи можат да се класификуваат по различни шеми.

Во применетата геофизика се испитуваат природни и вештачки полиња.

Природни полиња: настануваат спонтано преку физичко - хемиските процеси што се одвиваат во земјата. Природните полиња се стационарни или се менуваат со текот на времето. При нивното испитување, соодветно се применуваат следниве методолошки постапки:

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 на 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 преку индуктивен пат и при тоа, методите што се користат за изучување на променливите геоелектрични полиња можат да се групираат на следниов начин:

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 фреквентно поле

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

3.2. Услови за примена на геоелектричните методи

Неопходни услови за примена на геоелектричните методи се:

- значајни разлики на геолошките средини во однос на електричните 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;
- постоење на индустрија во околината;
- инструментите што се користат;
- топографијата (грешките поврзани со ориентацијата и должината на мерните линии).

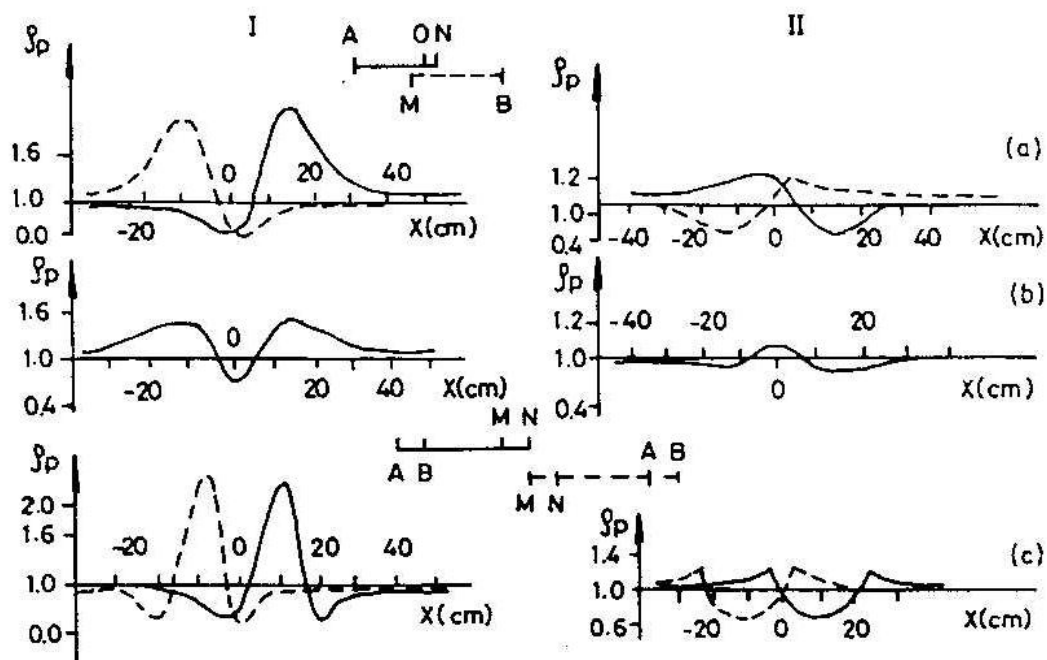
Од геолошките услови на мерење, најмногу влијае длабочината на залегнување и обликот на телото кое се истражува.

При геоелектричните испитувања со еднонасочни струи, при испитување на стрмни и на вертикални гранични површини, најпогодна е методата на картирање. За истражување на хоризонтални и на благо

наклонети површини на различни длабочини најпогодна е „методата на вертикалното геоелектрично сондирање (VES)“.

На мерењата најмногу влијаат индустриските струи најчесто од 50 Hz, јаки електрични заземјувања, трамваите, електрифицираните железници, радари итн. Грешките од инструментите се сведуваат на минимум.

Влијанието на релјефот на резултатите при електропрофилирањето е дефинирано со испитување на моделите. На слика 7 се прикажани резултати при геоелектрично профилирање со комбиниран (a), симетричен (b) и диполен распоред (c), и тоа изведено на гребен (I) и во долина (II).



Слика 7: Влијание на релјефот при геоелектрично картирање
Figure 7: The relief impact during the geoelectrical mapping

Од слика 7 следува дека топографијата значајно влијае на дијаграмите на привидна електрична отпорност снимена при гео - електричното картирање. Влијанието битно 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 мерењето, како и на стационарирањето на аномалијата по должина на профилот на мерење. Бидејќи

на геоелектричните мерења различни природни услови влијаат различно на поединечните начини на мерење, пожелно е при истражувањата да се применат повеќе методи од повеќе причини, и тоа што:

- условите под а), б), в), г) не се секогаш исполнети;
- неповолните услови различно влијаат на поединечни методи;
- топографските услови различно влијаат на изведување на поединечни мерења.

Изборот на методата на испитување во конкретен случај зависи од:

- проблемот што треба да се реши;
- теренските прилики;
- услови за примена на методот.

3.3. Електрични својства на карпите и на карпестите формации

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

Основни својства на карпестите маси се:

- електрохемиска активност;
- електрична спроводливост (σ), односно реципрочна вредност, т.е. специфична електрична отпорност (ρ);
- диелектрична константа (ϵ);
- магнетна пермеабилност (μ);
- поларизација на средината под влијание на надворешни електрични полиња.

3.3.1. Електрохемиска активност

Под овој поим се подразбираат физичките особини на средината која генерира поле и тоа со:

- а) оксидо - редукција;

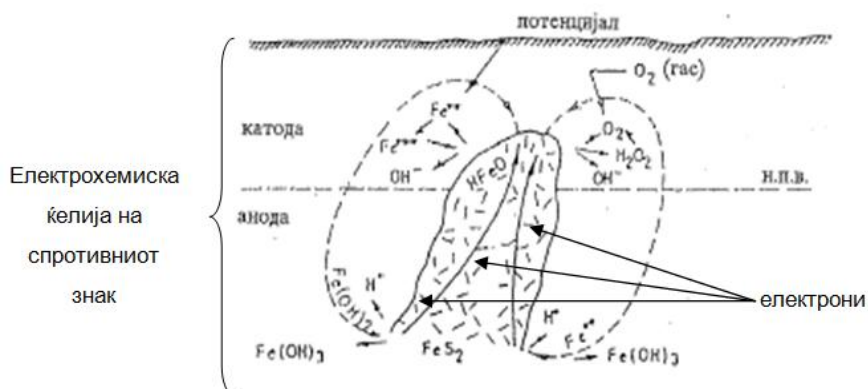
- б) дифузија на јоните од една во друга средина;
- в) филтрација на подземните води;
- г) поларизација.

Процесите под а) и под б) не зависат од надворешните електрични полиња и под заедничко име се нарекуваат сопствени потенцијали - (SP).

а) Потенцијал на оксидо - редукција. Ако метална шипка се најде во некој раствор, меѓу металот и растворот доаѓа до разлика на потенцијали. Ако две електроди (шипки) од ист метал (материјал) се стават во раствор, кој во точките на контактите со електродите има иста концентрација, меѓу 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 јоните, помеѓу електродите настанува разлика на потенцијалите.

Во природата, потенцијалот на оксидо - редукција најчесто настанува кога рудното тело се протега низ оксидациска и редукциска зона или кога рудното тело е со 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 V, па дури до 1,5 V.



Слика 8. Потенцијал на минерализација
Figure 8. Mineralization potential

б) Потенцијал на дифузија настанува при мешање на раствори со различна концентрација или хемиски состав кој го исполнува порниот простор на карпата. По големина, овие потенцијали достигнуваат вредност од неколку десетици [mV].

Потенцијалот на дифузија е даден со изразот:

$$E = -11.6 \ln \frac{C_1}{C_2} \text{ [mV]} \dots\dots\dots (3.1)$$

$$E = -1.16 \ln \frac{\rho_{mt}}{\rho_w} \text{ [mV]} \dots\dots\dots (3.2)$$

каде што:

C_1, C_2 – концентрација на флуиди

ρ_{mt}, ρ_m – електрична отпорност на филтратот на исплуката, односно на слојната вода.

Овој феномен има поголемо значење при геоелектричните мерења во дупнатините, односно кај геоелектричниот каротаж.

Од SP каротажот, на SP дијаграмот може да се дефинира порозноста на карпестата маса. Во дупнатината, кога исплуката доаѓа во контакт со подземната вода, настанува потенцијал на дифузија од редот 0,1 до 0,2 V. Ако исплуката е со иста концентрација како и подземната вода, настанува потенцијал на филтрација.

в) Потенцијал на филтрација настанува при движење на водата низ капиларите на карпата и е дефиниран со равенката:

$$E_f = \frac{C \xi \rho_o}{4\pi w} \Delta p \dots\dots\dots (3.3)$$

каде што:

Δp - разлика на притисок,

C - диелектрична константа,

- ρ_0 - гео - електрична отпорност на растворот,
 w - вискозност на течноста,
 ξ - апсорпциски потенцијал.

Потенцијалот на филтрација настанува во зоните на рудните лежишта, но и при геолошки услови каде што доаѓа до исцедување, до процедување на површинските води (дождови), односно до филтрација на подземните водени текови.

г) Потенцијал на поларизација. Овој потенцијал настанува при течење на струја низ електролити или порозни карпи кои содржат јони. При течењето на струјата доаѓа до движење на јоните кон соодветните електроди. Значи, настанува разлика во концентрацијата на јоните меѓу електродите, што доведува до разлика на потенцијали. Овој потенцијал има спротивен знак во однос на потенцијалот што го предизвикал. Електромоторната сила (EMS) што е предизвикана на овој начин се вика електромоторна сила на поларизација. Поради малата брзина на движење на јоните, електромоторната сила на поларизација постепено ја достигнува својата максимална вредност. Времето што е потребно за да се постигне таа состојба зависи од растојанието меѓу електродите, како и од својствата на електролитот.

3.3.2. Електрична спроводливост

Електричната спроводливост на испитуваната средина зависи од: минеролошкиот состав, структурно-текстурните особини на средината и длабочината на залегнување.

Специфичните електрични отпори (SEO) на минералите од кои се изградени карпите главно се високи, понекогаш од редот на големините $10^6 \Omega m$ (табела 3.1). Исклучок се сулфидите (пирит, халкопирит, галенит, арсенопирит, халкозин, борнит, ковелин, пиротин и др.), потоа некои оксиди (магнетит, каситерит), графит и високо карбонизирани јаглени, антрацит.

Во продолжение е даден табеларен преглед на специфичните електрични отпорности во главно минералните руди и тоа во $[\Omega m]$.

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

Табела: 3.1: Специфични електрични отпорности кај минералните руди
Table 3.1: Specific electric resistance in mineral ores

Минерал / Mineral	SEO [Ωm]	Минерал / Mineral	SEO [Ωm]
Камена сол / Rock salt	$10^{14}\text{-}10^{17}$	Камен јаглен/ Stone coal	$10^0\text{-}10^2$
Кварц / Quartz	$10^{12}\text{-}10^{14}$	Галенит / Galenit	$10^{-5}\text{-}10^{-3}$
Нафта / Oil	$10^9\text{-}10^{16}$	Пирит / Pyrites	$10^{-4}\text{-}10^{-3}$
Калцит / Calcite	$10^7\text{-}10^{12}$	Магнетит / Magnetite	$10^{-4}\text{-}10^{-2}$
Хематит / Hematite	$10^4\text{-}10^8$	Антрацит / Anthracite	$10^{-4}\text{-}10^{-2}$

Спроводливоста на карпите зависи и од: волуменот на порите, распоредот на порите и текстурата на средината, минерализацијата и хемискиот состав на подземните води, влажноста, односно водозаситеноста и температурата.

Карпите се порозни, испукани и исполнети со вода т.е. со раствори на разни минерални соли, што предизвикува подобра спроводливост.

Специфичната електрична отпорност на подземните води варира во широки граници од стоти дел на [Ωm], до сто, па и илјади [Ωm]. Спроводливоста на карпите се состои од примарна (спроводливост при влез на водата во порите) и секундарна спроводливост (настанува со растворање на минералите, што зависи од временското траење на дејството на водата на околната средина).

За идеален случај (еднородна, зрнеста структура – зрна со константен пречник, идеално сложени) електричната отпорност е дадена со изразот:

$$\rho_v = \frac{1 - 0.25\sqrt[3]{1 - K_v}}{1 - \sqrt[3]{(1 - K_v)^2}} \rho_o \quad \dots\dots\dots (3.4)$$

каде што:

ρ_o - електрична отпорност на флуидот кој ги исполнува порите,

K_v - коефициент на порозност [%].

За нееднородна структура зависноста на отпорноста на карпите од порозноста има далеку посложен облик.

Спроводливоста, односно специфичната електрична отпорност на карпите може да се изрази со следниве равенки:

$$\sigma_x = \frac{V_1}{C} \sigma_1 \dots\dots\dots (3.5)$$

$$\rho_x = \frac{C}{V_1} \rho_o \dots\dots\dots (3.6)$$

каде што:

ρ_x -специфична електрична отпорност на испитуваната средина,

σ_x -специфична електрична спроводливост на испитуваната средина,

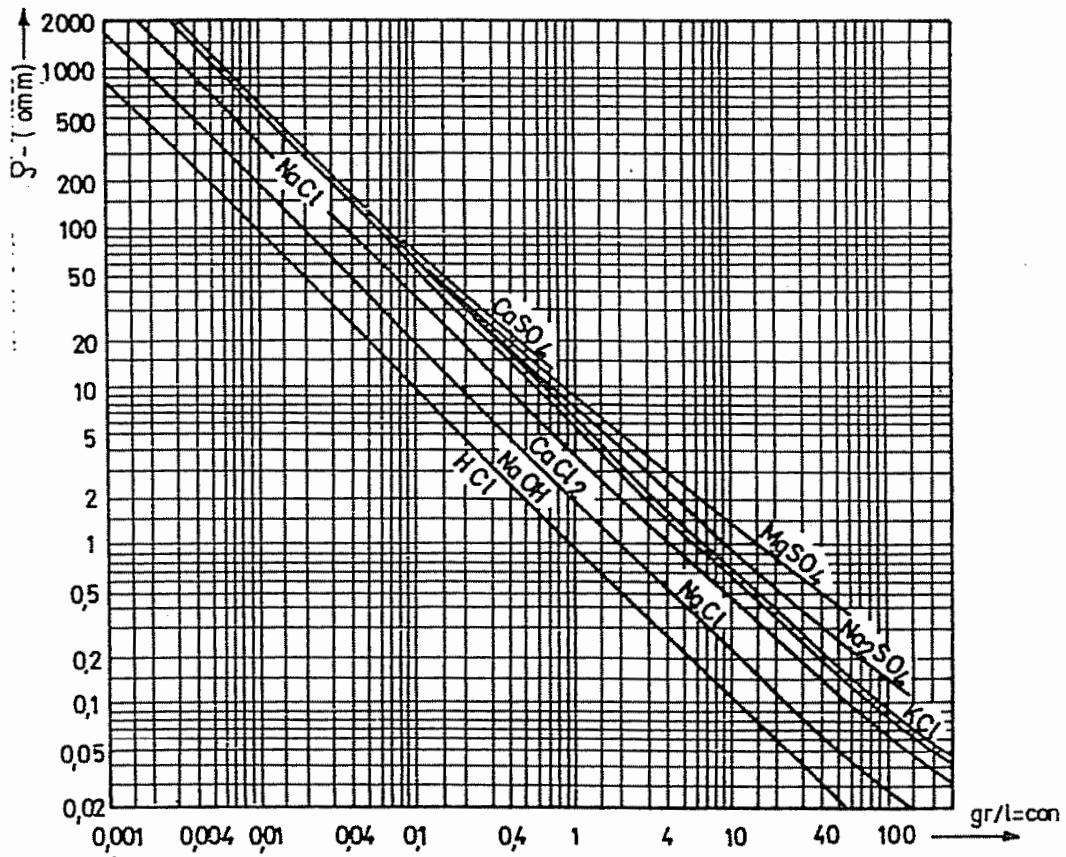
C -константа која зависи од редот на порите,

V_1 -волумен на порите,

ρ_1 -специфична електрична отпорност на флуидот (електролитот) кој ги исполнува порите,

σ_1 -специфична електрична спроводливост на средината која ги исполнува порите.

Зависноста на електричната отпорност (ρ) на разни раствори при различни концентрации е даден на слика 9.



Слика 9: Зависност: (ρ) ел. отпорност - (f)(концентрации) за разни раствори (по В. Н. Дахнов, 1953 год.)

Figure 9: Dependency: (ρ) electric resistance - (f) (concentration) for different solutions (by V. N. Dahnov, 1953)

Областа на промената на специфичниот електричен отпор на некои формации кои често се среќаваат во инженерската геологија и хидрологија е прикажана во табелата 3.2.

Табела 3.2: Специфичен електричен отпор на карпите

Table 3.2: Specific electrical resistance of rock massif

Магматски и метаморфни карпи / Igneous and metamorphic rocks	SEO[Ωcm]	Седиментни карпи / Sedimentary rocks	SEO[Ωcm]
Базалт / Basalt	2×10^6	Алувиум и мил / Alluvium and mil	$2,5 \times 10^3 - 1,5 \times 10^5$
Дијабаз / Diabase	$2 \times 10^3 - 2 \times 10^6$	Глацијални седименти / Glacial sediments	$8 \times 10^2 - 9,5 \times 10^5$
Диорит / Diorite	5×10^6	Глина / Clay	$5 \times 10^2 - 1,5 \times 10^5$
Габро / Gabbro	$1 \times 10^4 - 1,5 \times 10^6$	Глина-глинци / Clay-clayey	$4 \times 10^2 - 9 \times 10^4$
Гнајс / Gneiss	$2 \times 10^4 - 3,4 \times 10^6$	Граувака /	$8 \times 10^2 - 1 \times 10^6$
Гранит / Granite	$3 \times 10^4 - > 10^6$	Конгломерат / Conglomerate	$2,5 \times 10^3 - 1,5 \times 10^6$

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

Кристалеста карпа со нормален физички карактер (еруптив, гнајс, шкрилец) / Crystalline rocks with normal physical character (eruptive, gneiss, shale)	$2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$	Консолидирани седиментни карпи (глинци, песочници, варовници и.т.н.) / Consolidated sedimentary rocks (clayey, sandstones, limestones e.t.c.)	$1 \times 10^3 - 5 \times 10^4$
Кварцит / Quartzite	$1 \times 10^3 - 2 \times 10^6$	Варовник / Limestone	$6 \times 10^3 - 5 \times 10^7$
Лава / Lava	$1,2 \times 10^4 - 5 \times 10^6$	Лапорци / Marl	$0,5 \times 10^2 - 7 \times 10^3$
Мермер / Marble	$1 \times 10^4 - 1 \times 10^7$	Песок / Sand	$9,5 \times 10^1 - 5 \times 10^5$
Метеоритско железо / Meteoritic iron	$1 \times 10^4 - 1,5 \times 10^6$	Песочник / Sandstone	$3 \times 10^3 - 1 \times 10^7$
Порфир / Porphyry	$6 \times 10^3 - 1,5 \times 10^6$	Суглини / Clayey	$1 \times 10^3 - 4,5 \times 10^4$
Шкрилец / Shale	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^6$		
Серпентин / Serpentine	$2 \times 10^4 - 3 \times 10^5$		
Сиенит / Syenite	$1 \times 10^4 - 1 \times 10^7$		
Трахит / Trachyte	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^7$		
Темен дијабаз / Dark diabase	$1,5 \times 10^4 - 3 \times 10^5$		

3.3.2.1. Промена на специфичната електрична отпорност при промена на температура

Познато е дека специфичната електрична отпорност опаѓа со зголемување на температурата. Специфичната електрична отпорност на растворот со константна концентрација, кај карпата заситена со тој раствор, при зголемување на температурата, се менува по следнава формула:

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + \alpha(t - 18^\circ)} \quad \dots \dots \dots (3.7)$$

каде што:

α - температурен коефициент на електричната проводливост која приближно изнесува $0,025 \text{ }^\circ\text{C}$,

ρ_{18} - специфична електрична отпорност на растворот при температура од 18°C ,

ρ_t - специфична електрична отпорност на средината при температури (t)

Од претходната равенка произлегува дека при зголемување на температурата за 40 °C (од 18 °C на 58 °C), специфичната електрична отпорност на флуидот се намалува два пати.

3.3.2.2. Анизотропија

Кај некои литолошки средини, посебно кај шкрилците, лапорецот, електричната отпорност значајно се разликува во различни правци. Специфичната електрична отпорност по должина на слоевите (ρ_t) е помала од електричната отпорност нормална на слоевите (ρ_n). Карпите кои имаат такви својства се викаат анизотропни средини.

Коефициентот на анизотропија (λ) е дефиниран со изразот:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_t}} > 1 \quad \dots\dots\dots (3.8)$$

Коефициентот на анизотропија (λ) кај седиментните карпи најчесто варира од 1 до 3. Ако две или повеќе литолошки средини чинат еден комплекс, истата средина ниту во електрична смисла не е хомогена и изотропна.

За објаснување на овие поими треба да се набљудува геолошкиот столб со попречен пресек од 1m^2 , и вкупна височина h [m] (слика 10). Столбот се состои од повеќе слоеви со различна дебелина h_i [m] и електрична отпорност ρ_i [Ωm]. Симболот (i) е ознака за слојот и варира од 1 до n (вкупен број на слоеви во столбот). Словите се меѓусебно паралелни, па вкупната дебелина е дадена со изразот:

$$h = \sum h_i \quad \dots\dots\dots (3.9)$$

Ако низ таков геолошки столб се пропушти еднонасочна струја паралелна со слоевите (линискиот извор на струјата или точкест извор, но на доволно голема оддалеченост), тогаш слоевите во геолошкиот комплекс можат да се набљудуваат како паралелни спроводници.

Спроводливоста (вкупна) на овој комплекс се одредува преку изразот:

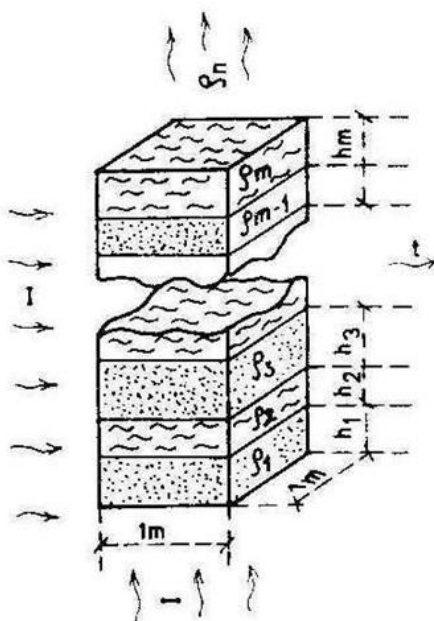
$$S = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_n}{\rho_n} = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_i}{\rho_i} = \sum_{i=1}^{i=n} S_i \quad \dots\dots\dots (3.10)$$

каде што:

S - вкупна надолжна спроводливост [$1/\Omega m$],

n - број на слоеви во геолошкиот столб,

S_i - проводливост на истиот слој од комплексот [Ωm].



Слика 10: Геолошки столб со повеќе слоеви во случај на хоризонтална наслоеност со попречен пресек од $1 m^2$ и вкупна висина h (m)
 Figure 10: Geological column with multiple layers in case of a horizontal layer with cross section of $1 m^2$ and a total height h (m)

Под поимот средна надолжна електрична отпорност (ρ_t) се подразбира специфична електрична отпорност на таков столб, но како да е иста хомогеноста и изотропноста и која има спроводливост (S) за струја која протекува паралелно со геолошкиот столб. Тогаш следува:

$$S = \frac{h}{\rho_t}; \quad \rho_t = \frac{h}{\sum_{i=1}^{i=n} S_i} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} h_i}{\sum_{i=1}^{i=n} S_i} \quad \dots\dots\dots (3.11)$$

Ако струјата низ претходно спомнатиот столб се пропушта нормално на слоевите, тогаш напречната отпорност (Т) може да се пресмета како вкупна отпорност на системот со единечен пресек (1m^2), поединечна дебелина h [m] и специфична електрична отпорност (ρ_1) [Ωm], и тоа преку равенките:

$$T = h_1\rho_1 + h_2\rho_2 + \dots + h_n\rho_n = \sum_{i=1}^{i=n} h_i\rho_i = \sum_{i=1}^{i=n} T_i \quad \dots\dots\dots (3.12)$$

каде што:

T - вкупна попречна отпорност [Ωm],

n - број на слоеви во комплексот,

T_i - попречна отпорност на i - слојот во комплексот,

h_i - дебелина на i - слојот.

Аналогно на поимот надолжна електрична отпорност се воведува и поимот средна попречна електрична отпорност (ρ_n). Под тој поим се подразбира специфичен електричен отпор на претходниот столб, но како да е хомоген и изотропен со специфичниот електричен отпор ρ_n . Математичкиот израз е дефиниран преку равенката:

$$\rho_n \sum_{i=1}^{i=n} h_i = \sum_{i=1}^{i=n} T_i ; \quad \rho_n = \sum_{i=1}^{i=n} T_i : \sum_{i=1}^{i=n} h_i \quad \dots\dots\dots (3.13)$$

Квадратниот корен од производот на електричната отпорност надолжно (ρ_i), односно нормално (ρ_n) на слоевитоста, се нарекува средна специфична електрична отпорност на анизотропната средина (ρ_m). Таа гласи:

$$\rho_m = \sqrt{\rho_n / \rho_i} \quad \dots\dots\dots (3.14)$$

Во зависност од електричните особини на поединечните застапени литолошки членови, нивниот меѓусебен однос (дебелина, електрична отпорност), можни се различни видови анизотропија. Во геоелектриката се разликуваат четири типа анизотропија:

Псевдоанизотропија – Под овој поим се подразбира пресек на две или повеќе хомогени изотропни средини во склоп на теренот, а кои можат да се заменат со еден еквивалентен слој со дебелина еднаква на сумата на поединечните слоеви и со еквивалентен специфичен електричен отпор.

Микроанизотропија – Овој феномен е поврзан со промена на слоевите со мала дебелина, но со различна специфична електрична отпорност (шкрилци, геолошки промени на лапорец и песочници, лапорец и варовник итн.). Оваа анизотропија не се воочува дури ни на дијаграмите при геоелектричен каротаж. Микроанизотропната средина на дијаграмите при каротаж се регистрира како електрично хомогена изотропна средина.

Макроанизотропија – Овој феномен е поврзан со промена на слоевите кои имаат различна електрична отпорност и дебелина. На дијаграмите при каротаж јасно се издвојуваат поединечни слоеви. Меѓутоа, на кривите на геоелектричното сондирање се појавуваат како една геоелектрична средина. На помали длабочини таков геолошки пресек ќе биде воочлив и поединечните слоеви ќе бидат издвоени со криви (VES), па тогаш овој поим губи смисла. За одредување на средната електрична отпорност (ρ_m) и коефициентот на анизотропија (λ) на макроанизотропната средина, потребно е да се познава дебелината на секој слој од серијата (h_i) и специфичната електрична отпорност на секоја серија слоеви кои го сочинуваат комплексот. Аналогно на тоа потребно е да се одреди надолжната електрична спроводливост (S) според равенката (3.10).

Општа анизотропија – Ако слојот кој влегува во составот на геолошкиот комплекс ја карактеризира макро и микроанизотропијата, тогаш вкупната анизотропија се вика општа анизотропија. За да се дефинира една таква средина неопходно е да се дефинира сумарната надолжна електрична спроводливост (S) и попречната електрична отпорност (T). Притоа е неопходно во равенките да се стави одговарачка вредност на надолжната и попречната специфична електрична отпорност за секој слој кој влегува во геолошкиот столб.

Коефициентот на општата анизотропија обично е поголем од коефициентот на микроанизотропијата на секој поединечен прослој. Ако микроанизотропијата е „голема“, коефициентот на општата анизотропија е еднаков на производот од микро и макроанизотропијата.

Кај геолошките мерења во однос на условите при мерење најчесто се среќаваме со општата анизотропија. Бројните вредности на коефициентите на анизотропија од некоја седиментна карпа се дадени во табела 3.3.

Во природата карпестите формации често имаат слоевита структура. За таква средина својствена е анизотропијата. Ако геоелектричните мерења се изведуваат на таков терен, а линијата на трасата која со правецот на протегање зафаќа агол (β), екипотенцијалните линии на површината на теренот имаат облик на елипса. Односот на полуоските на елипсата (ε) е даден со изразот

$$\varepsilon = \sqrt{1 + (\lambda^2 - 1) \sin^2 \alpha} \quad \dots \dots \dots (3.15)$$

Табела 3.3: Коефициентите на анизотропија (λ) за некои седиментни карпи, изразени во (ρ_n / ρ_t)

Table 3.3: Coefficients of anisotropy (λ) for some sedimentary rocks expressed in (ρ_n / ρ_t)

Вид карпа / Kind of rock	λ	ρ_n/ρ_t
Глина со слоеви песок / Clay with layers of sand	1.02-1.05	1.04-1.10
Слоевит песочник / Layered sandstone	1.05-1.15	1.10-1.32
Глинени шкрилци / Clay shales	1.41-2.25	2.00-5.00
Камен јаглен / Stone coal	1.73-2.55	3.00-6.50
Антрацит / Anthracite	2.00-2.55	4.00-6.50
Графитни шкрилци / Graphite schists	2.00-2.75	4.00-7.50

Ако од мерењата се дефинираат ρ_t , ρ_n , λ , можно е да се одреди и аголот на падот на слоевите (α). Од изразот (3.15) следува:

- ако слојот е хоризонтален (паралелен со површината на теренот), тогаш $\alpha=0$ и $\varepsilon=1$. Во тој случај екипотенцијалните линии на површината на теренот ќе бидат кругови, па преку нив може да се воочи дали испитуваната средина е анизотропна.

- кога аголот е $\alpha=90^\circ$, тогаш $\lambda=\varepsilon\pi/2$. Во тој случај екипотенцијалните линии на површината на теренот добиваат максимална елиптичност.

4. ВЕШТАЧКИ ЕДНОНАСОЧНИ ЕЛЕКТРИЧНИ ПОЛИЊА

Кај вештачките еднонасочни електрични полиња како извор се користи генератор на еднонасочна струја која се спроведува низ тлото со помош на точкести или линиски електроди (создавајќи вештачко електрично поле). Понатамошната процедура е во тоа што меѓу другите две електроди се мери разликата на потенцијалот настаната со спроведувањето на струја низ тлото. Поради тоа што интензитетот на струјата која се спроведува низ тлото е познат, можно е да се одредат нејзините ефекти и на самата површина на теренот. Методата на електрична отпорност се покажала како нејефикасна, бидејќи со обработката на податоците од мерењето се добиваат квантитативни податоци, во прв ред длабочината до поединечни средини и специфичната електрична отпорност на истите средини. Врз основа на тие податоци можат да се конструираат карти за длабочината до поедини хоризонти.

4.1. Теоретски основи на методите на електрична отпорност

За протекување на еднонасочна струја важи **Омовиот (Ohm) закон**, т.е.:

$$I = \frac{V}{R} \quad \dots\dots\dots (4.1)$$

каде што е:

I - јачина на струја во ампери [A],

V - електромоторна сила-ел.потенцијал во волти [V],

R - електрична отпорност во оми [Ω].

Ако спроводникот има должина (l) и напречен пресек (S), тогаш електричната отпорност (R) е дадена со изразот:

$$R = \rho \frac{l}{S} \quad \dots\dots\dots (4.2)$$

каде што е:

ρ -специфичната електрична отпорност во [Ωm].

Од равенката (4.2) следува дека специфичната електрична отпорност на некој спроводник нумерички е еднаква на отпорноста на спроводникот (R) во

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

единица должина ($l = 1$) на единечен напречен пресек. Специфичната електрична отпорност се изразува во [Ωm]:

$$\rho = R \frac{S}{l} \dots\dots\dots (4.3)$$

Реципрочната вредност на специфичната електрична отпорност е електрична проводливост (σ), а единица мера – Сименс (Siemens) [S].

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \dots\dots\dots (4.4)$$

Омовиот закон може да се напише и во следнава форма:

$$V = IR = I\rho \frac{l}{S} \dots\dots\dots (4.5)$$

Со диференцирање на претходната равенка по l , се добива:

$$E = \frac{dV}{dl} = \frac{I}{S} \rho \dots\dots\dots (4.6)$$

каде што е: I - струја која тече низ цел напречен пресек (S) .

Струјата која протекува низ 1 cm^2 е дефинирана со изразот:

$$i = I/S \dots\dots\dots (4.7)$$

а тоа е густина, така што претходната равенка го добива обликот:

$$E = \frac{dV}{dl} = i\rho \dots\dots\dots (4.8)$$

Градиентот на потенцијалот dV/dl , т. е. јачината на полето (E) е пропорционална со густината на струјата (i), а факторот на пропорционалноста е специфичната електрична отпорност (ρ) на средината. Од равенката (4.8) следува:

$$i = \frac{1}{\rho} \frac{dV}{dl} = \sigma \frac{dV}{dl} = E \sigma \dots\dots\dots (4.9)$$

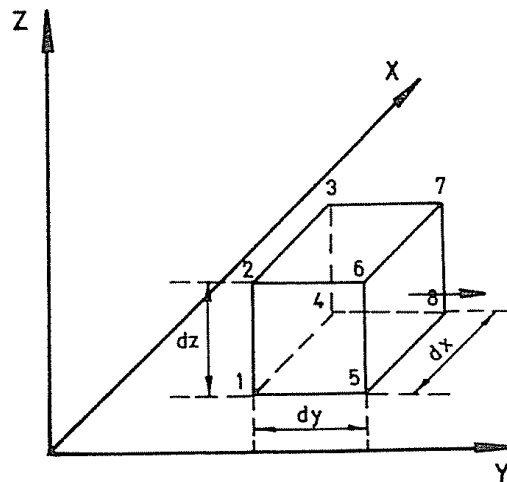
Густината на струјата е пропорционална со градиентот на потенцијалот (E), односно со јачината на полето, а фактор на пропорционалноста е електричната спроводливост.

Густината на струјата во правец на x, y, z -оските е дадена со изразите:

$$i_x = \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x}; \quad i_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial y}; \quad i_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (4.10)$$

каде : $\partial V / \partial x$, $\partial V / \partial y$ и $\partial V / \partial z$ -се парцијални изводи на V по x, y, z -оските.

Кога низ спроводникот тече струја со константна јачина, тогаш вкупната струја која се влева низ површината (1, 2, 3, 4) во спроводникот е еднаква на вкупната струја која истекува од спроводникот низ површината (5, 6, 7, 8), која е паралелна со „влезната“ површина, но е оддалечена на некое растојание (l) од неа (слика 11).



Слика 11: Тек на струја (електричен тек) низ елементарен волумен
Figure 11: Current of electricity power (electric current) through the elementary volume

Ако во внатрешноста на елементарниот волумен нема извори или други нови протоци, вкупната струја која влегува во коцката мора да биде еднаква на струјата што истекува од неа. Значи, сумата на парцијалните струи: $\Delta i_y, \Delta i_z$ и Δi_x ќе биде еднаква на нула, односно:

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x} \right) dydz + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y} \right) dx dz + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z} \right) dz dy = 0 \quad \dots\dots\dots (4.11)$$

Ако претходната равенка се подели со (dx, dy, dz) и се помножи со ρ , се добива:

$$\left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x}\right) \frac{1}{dx} + \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y}\right) \frac{1}{dy} + \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z}\right) \frac{1}{dz} = 0 \quad \dots\dots\dots (4.12)$$

Големината: $(\partial V / \partial x - \partial V' / \partial x)1 / dx$ -претставува промена на потенцијалот во правец на x -оската, на единица должина. Кога dx тежи кон нула ($dx \rightarrow 0$), таа големина тежи кон друг парцијален извод на V по x , па следува дека е:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad \dots\dots\dots (4.13)$$

Ова е **Лапласовата равенка**, која се претставува и во облик:

$$\nabla^2 V = 0 \quad \dots\dots\dots (4.14)$$

каде што е:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad \dots\dots\dots (4.15)$$

Од изведувањето следува дека за каков било облик на спроводник низ кој тече струја со константна јачина, потенцијалот мора да ја задоволи равенката (4.13). Оваа равенка е само за стационарни струи во изотропна хомогена средина. За секој посебен проблем постојат одредени „гранични услови“ и тоа:

1. На секоја граница која раздвојува две различни геоелектрични средини, потенцијалите на спротивните страни на рамнините се исти, т. е. $V_1 = V_2$,

2. Нормалната компонента на густината на струјата која наидува на граница, од една страна, е еднаква на нормалната компонента на густината на струјата која излегува од границата од спротивната страна.

$$i_n = \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial V_1}{\partial n} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial V_2}{\partial n} \quad \dots\dots\dots (4.16)$$

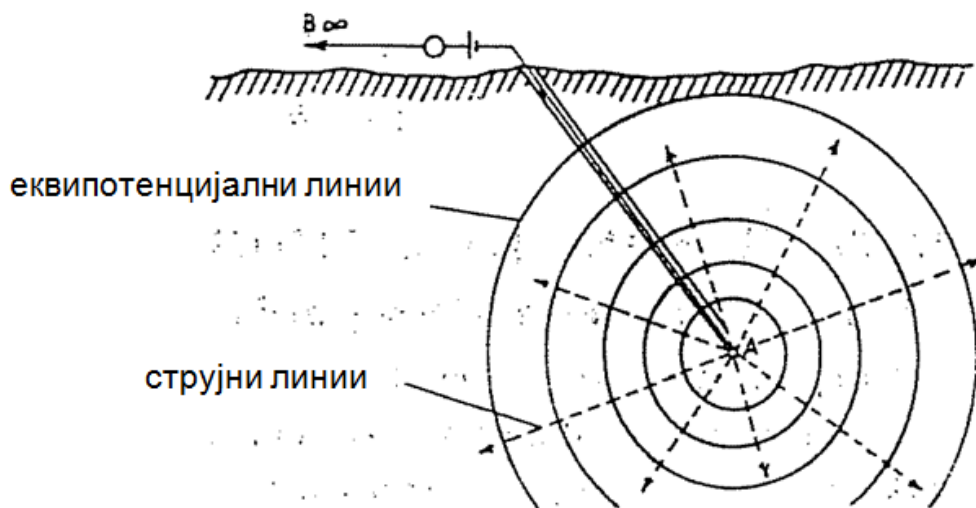
4.2. Распоред на потенцијалот во изотропна хомогена средина

4.2.1. Точкест извор во неограничена средина

Ако точкестата струјна електрода (А) е во хомогена изотропна бесконечна средина, а другата струјна електрода (В) е поставена на површината на теренот на доволно голема оддалеченост за да може да се смета како да е во бесконечност (слика 12), случајот ќе биде идентичен со диспозитивот кој се користи кај методата на забодени електроди (“*mise – a – la – masse*”).

За да може Лапласовата равенка (4.13) да се изрази во цилиндричен координатен систем со центар во изворот (А), се усвојува дека е:

$$r^2 = x^2 + y^2 + z^2. \quad \dots\dots\dots (4.17)$$



Слика 12: Вертикален пресек на еквипотенцијалните површини околу точкеста струјна електрода забодена во бесконечна хомогена изотропна средина
Figure 12: Vertical cross-section of the equipotential surface around the point of current electrode nailed into infinite homogeneous environment

Парцијалниот извод на r по x е:

$$2r \frac{\partial r}{\partial x} = 2x \quad ; \quad \frac{\partial r}{\partial x} = \frac{x}{r} \quad \dots\dots\dots (4.18)$$

Вториот парцијален извод на r по x е даден со изразот:

$$\frac{\partial^2 r}{\partial x^2} = \frac{1}{r} - \frac{x^2}{r^3} \dots\dots\dots (4.19)$$

Парцијалниот извод V по x е:

$$\frac{\partial V}{\partial x} = \frac{\partial V}{\partial r} \frac{\partial r}{\partial x} \dots\dots\dots (4.20)$$

Додека вториот парцијален извод V по x е даден со изразот:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \left(\frac{\partial r}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial V}{\partial r} \left(\frac{\partial^2 r}{\partial x^2} \right) \dots\dots\dots (4.21)$$

Со замена на изразот $(\partial r / \partial x)^2$ и $(\partial^2 r / \partial x^2)$ во претходната равенка, равенката (4.21) го добива обликот:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} \frac{x^2}{r^2} + \frac{\partial V}{\partial r} \left(\frac{1}{r} - \frac{x^2}{r^3} \right) \dots\dots\dots (4.22)$$

Со истата постапка ако $(\partial^2 V / \partial y^2)$ и $(\partial^2 V / \partial z^2)$ се заменат во равенката (4.13), таа го добива следниов облик::

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{\partial V}{\partial r} \frac{2}{r} = 0 \dots\dots\dots (4.23)$$

Поради тоа што r е единствена независна променлива, парцијалните изводи можат да се заменат со тотални изводи, при што се добива:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0 \dots\dots\dots (4.24)$$

Решението на овие диференцијални равенки гласи:

$$V = -\frac{S}{r} + C \dots\dots\dots (4.25)$$

Вредностите S и C се одредуваат од граничните услови.

Прво, од условот дека во бесконечноста $V = 0$ произлегува дека $C = 0$.

Константата S се одредува преку вкупната струја (I) која истекува од изворот. Струјата која протекнува низ површина од 1 cm^2 е дадена со изразот:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dr} = -\frac{1}{\rho} \frac{S}{r^2} \dots\dots\dots (4.26)$$

Вкупната струја е еднаква на густината на струјата на единица површина, помножена со сферната површина, па следува:

$$I = -4\pi r^2 \left(\frac{1}{\rho} \frac{S}{r^2} \right) = -\frac{4\pi S}{\rho} \dots\dots\dots (4.27)$$

па се добива дека е:

$$S = -\frac{I\rho}{4\pi} \quad V = \frac{I\rho}{4\pi r} \dots\dots\dots (4.28)$$

Равенката (4.28) го дефинира потенцијалот во која и да било точка во бесконечната изотропна хомогена средина со предизвикан точкест извор на струја. Од слика 12 се гледа дека струјните линии се нормални на еквипотенцијалните рамнини.

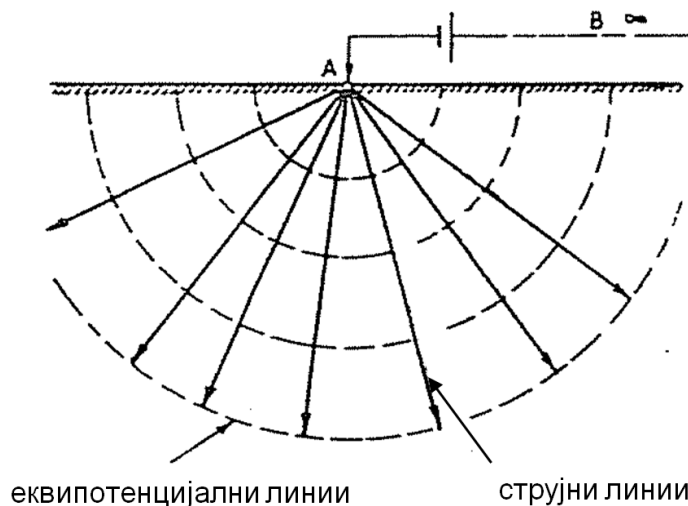
4.2.2. Точкест извор на површина на изотропен хомоген полупростор

Преку равенката (4.25) и граничните услови може да се одреди електричната отпорност на хомогена изотропна средина доколку со испитувањето се мери јачината на струјата (I) која се пропушта низ плото и потенцијалот (V) на површината на полубесконечна средина, а на растојание (r) од точкеста електрода како извор (слика 13), поставена на површината на полупросторот, затоа што:

$$S = \frac{I\rho}{2\pi} \dots\dots\dots (4.29)$$

односно:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \dots\dots\dots (4.30)$$

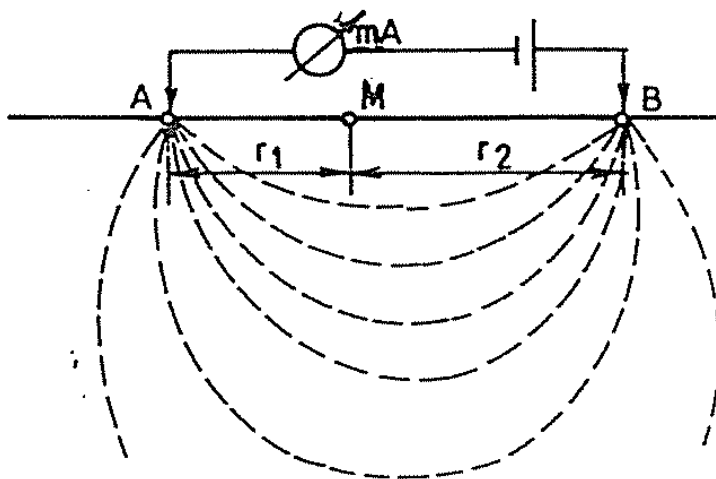


Слика 13: Вертикален пресек на еквипотенцијалните површини околу точкест извор поставен на површината на полупростор

Figure 13: Vertical cross-section of the equipotential surface around the point source mounted on the surface of the halfspace

4.2.3. Два точкести извори на површина на изотропен хомоген полупростор

Случајот кога две точкести електроди (A и B) се поставени на површината на изотропен хомоген полупростор на конечно меѓусебно растојание, даден е на сликата 14:



Слика 14: Струјни електроди (A) и (B) поставени на површина на изотропна хомогена средина

Figure 14: Current electrode (A) and (B) placed on the surface of an isotropic homogeneous area

Потенцијалот од струјната електрода (A) во точката (M) е даден со изразот:

$$V_A = I\rho / 2\pi r_1 \quad \dots\dots\dots (4.31)$$

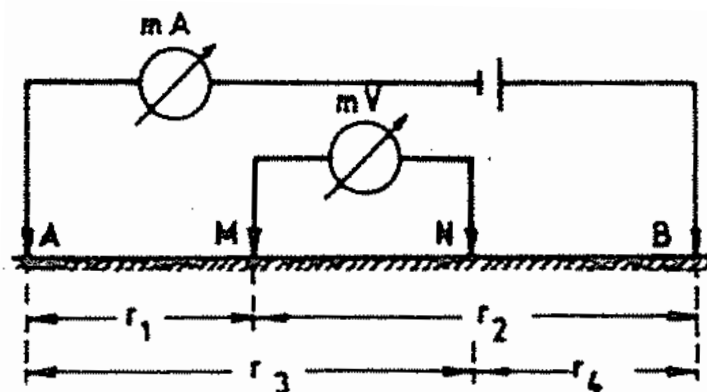
Потенцијалот од струјната електрода (B) во точката (M) е даден со изразот:

$$V_B = -I\rho / 2\pi r_2 \quad \dots\dots\dots (4.32)$$

Вкупниот потенцијал во точката (M) од електродите (A и B) ќе биде:

$$V_A + V_B = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad \dots\dots\dots (4.33)$$

Случајот кога две точкести електроди (A и B) и две потенцијални електроди (M и N) поставени на површината на изотропна хомогена средина (полупростор), на меѓусебно конечно растојание е прикажан на слика 15:



Слика 15: Систем од четири електроди (AMNB) поставени над хомоген изотропен полупростор
 Figure 15: System of four electrodes (AMNB) placed above the homogeneous and isotropic halfspace

Потенцијалот во точката (M) од електродата (A) е даден со изразот:

$$V_{MA} = \frac{I\rho}{2\pi r_1} \quad \dots\dots\dots (4.34)$$

Во истата точка (M) потенцијалот од електродата (B) е даден со изразот:

$$V_{MB} = \frac{I\rho}{2\pi r_2} \dots\dots\dots (4.35)$$

Потенцијалите во точката (N) од струјната електрода (B), односно електродата (B) се дадени со изразите:

$$V_{NA} = \frac{I\rho}{2\pi r_3} \quad ; \quad V_{NB} = -\frac{I\rho}{2\pi r_4} \dots\dots\dots (4.36)$$

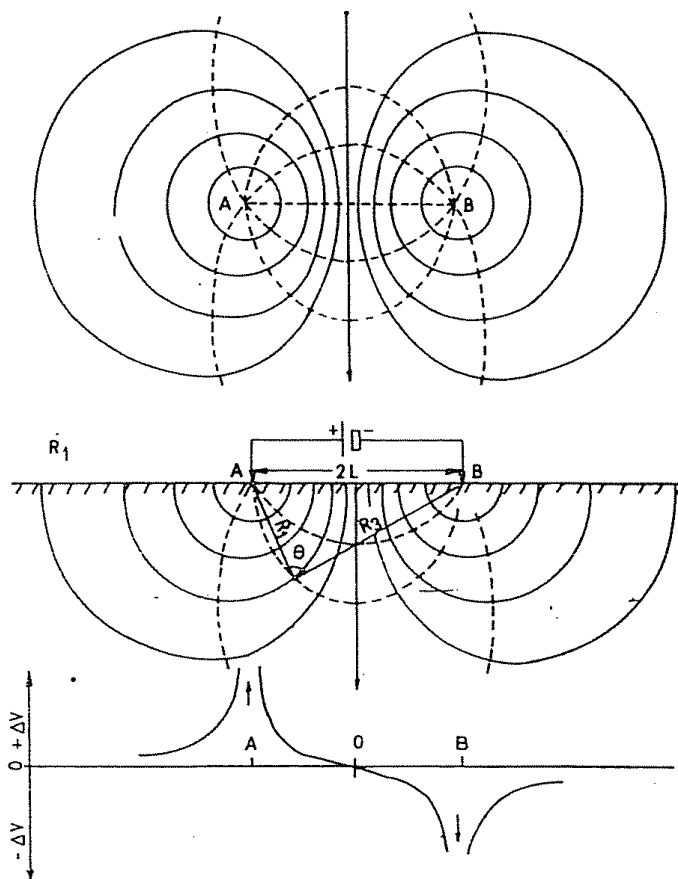
Според тоа, разликата на потенцијалите меѓу точките (M и N) е дадена со изразот:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \dots\dots\dots (4.37)$$

Системот од четири електроди (AMNB) што е прикажан на слика 15 најчесто се користи во инженерската практика при што електродите (AMNB) постепено се оддалечуваат од централната точка (O). Притоа струјните линии продираат сè подлабоко и подлабоко во тлото. Меѓутоа, поради тоа што струјните електроди се на конечно меѓусебно растојание (\overline{AB}) доаѓа до дисторзија на струјните линии, а со самото тоа и до дисторзија на еквипотенцијалните површини. Дисторзијата на потенцијалните линии појако е изразена меѓу струјните електроди (слика 16). Параметрите на еквипотенцијалните линии се дадени со изразите:

$$\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} = \cos \theta \quad ; \quad R_1^2 + R_2^2 - 2R_1R_2 \cos \theta = 4L^2 \dots\dots\dots (4.38)$$

каде што е: R_1 односно R_2 е оддалеченоста на еквипотенцијалната точка од електродата (A), односно електродата (B), а θ е аголот меѓу правецот R_1 односно R_2 :



Слика 16: Дисторзија на еквипотенцијалните (_____) и на струјните (_ _ _) линии за случај кога две точки струјни електроди се поставени на површината на хомогена изотропна средина

Figure 16: Distortion of the equipotential (_____) and current(_ _ _) lines in the case where the two points of current electrode placed on the surface of a homogeneous isotropic area

4.3. Потенцијал во нехомогена средина

Методите на специфична електрична отпорност најчесто се применуваат за испитување на повеќеслоевити средини. Во такви услови измерената електрична отпорност зависи од распоредот на електродите (AMNB), нивното меѓусебно растојание, дебелината на поединечни средини, длабочината на поставеноста и нивната електрична спроводливост. Од тие причини, за решавање на споменатите проблеми потребно е претходно да се проучи распоредот на потенцијалот при постоење на повеќеслојни средини.

Изучувањето на потенцијалот може да се изврши на два начина, и тоа:

➤ преку Лапласовата диференцијална равенка и одредувањето на константите од граничните услови,

- со примена на методата на електрични ликови.

Првиот начин е општ и овозможува решавање најкомплицирани проблеми.

Методата на електрични ликови е погодна при решавање попусти случаи, затоа што е очигледна, т. е. овозможува создавање претстава за карактерот на промената на електричното поле.

Во нехомогена средина струјните линии трпат дисторзија, а при тоа доаѓа и до дисторзија на екипотенцијалните линии

4.3.1. Дисторзија на струјните и на потенцијалните линии во повеќеслојна средина

Да замислиме две средини со различни специфични електрични отпорности (ρ_1 и ρ_2), кои се раздвоени со гранична рамнина OO' (види слика 17). Нека точката (A) биде извор во средина со специфична електрична отпорност (ρ_1). Струјата која се шири низ средината (1) паѓа на рамнината OO' под некој агол (θ_1). Тоа е агол кој струјната линија го зафаќа со нормалата на граничната површина OO' . Компонентата на овој струен тек во правец на x -оската (која е паралелна со граничната рамнина), односно во правец на z -оската (нормална на граничната рамнина) дадена е со изразите i_{x1}, i_{z1} во средината (1), односно i_{x2}, i_{z2} во средината (2). За да го дефинираме правецот на простирање на струјниот тек во средината (2) ќе се послужи́ме со Омовиот закон, т. е.:

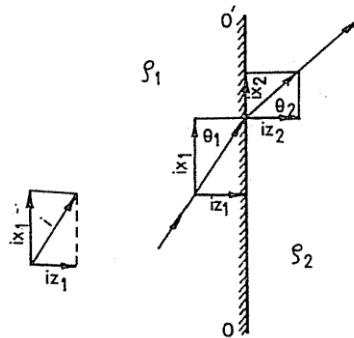
- потенцијалот од едната и од другата страна на граничната рамнина OO' е еднаков,

- нормалните компоненти на густината на струјата од една и од друга страна на граничната рамнина се еднакви:

$$i_{x1}\rho_1 = i_{x2}\rho_2 \quad \dots\dots\dots (4.39)$$

односно:

$$i_{z1} = i_{z2} \cdot \dots \dots \dots (4.40)$$



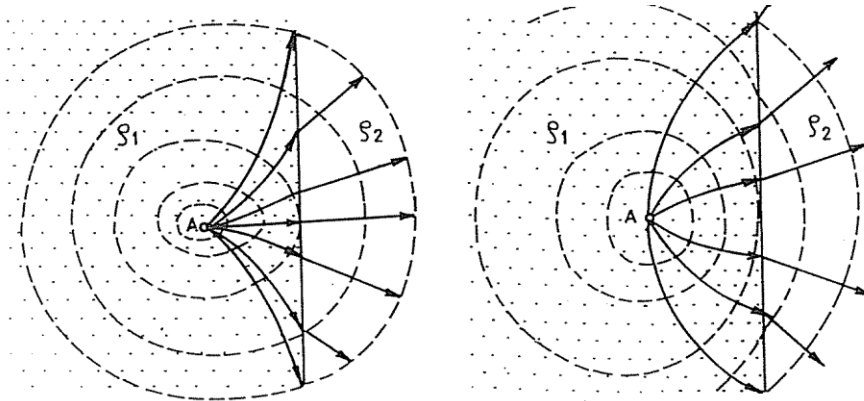
Слика 17: Дисторзија на струјниот тек во нехомогена средина
Figure 17: Distortion power flow in inhomogeneous environment

Со делење на првиот израз со вториот се добива:

$$\rho_1(i_{x1}/i_{z1}) = \rho_2(i_{x2}/i_{z2}) \dots \dots \dots (4.41)$$

или:

$$\rho_1 \tan \theta_2 = \rho_2 \tan \theta_1 \dots \dots \dots (4.42)$$

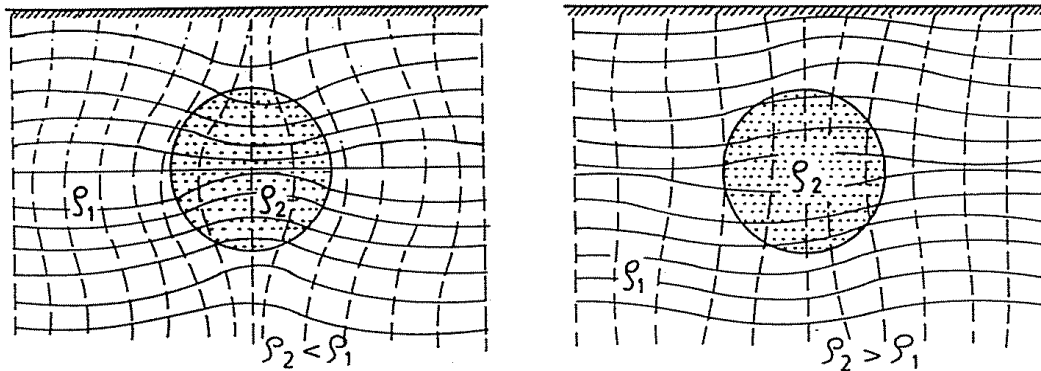


Слика 18: Дисторзија на струјните и на потенцијалните линии во нехомогени средини (— — — -струјни линии; - - - -еквипотенцијални линии)
Figure 18: Distortion of current and potential lines in inhomogeneous environment (— — — -power lines; - - - -equipotential lines)

Од тоа следува дека:

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} \dots \dots \dots (4.43)$$

Од ова следува заклучокот дека струјните линии при премин од една во друга средина се прекршуваат. Ако е $\rho_1 < \rho_2$, прекршувањето ќе биде спрема нормалата, а ако е $\rho_1 > \rho_2$, прекршувањето ќе биде од нормалата (види слика 18).



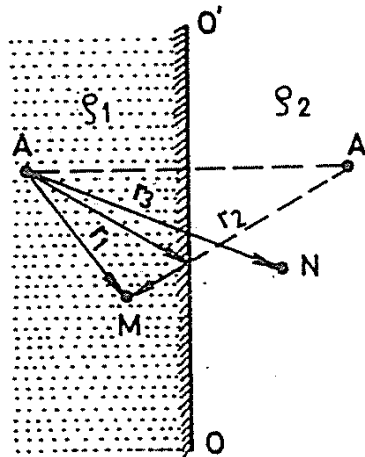
Слика 19: Дисторзија на струјните и на потенцијалните линии во нехомоген простор (____-струјни линии; _ _ _ -еквипотенцијални линии)
Figure 19: Distortion of current and potential lines in inhomogeneous environment (____-power lines; _ _ _ -equipotential lines)

На слика 19 е прикажан случај кога во полупросторот со специфична електрична отпорност (ρ_1) се наоѓа тело (сфера, цилиндер итн.) кое е со подобра, односно полоша електрична спроводливост. Струјата се „спроведува“ низ тлото преку две електроди (А и В) кои се лево и десно од подземното тело на оддалеченост од која може да се смета дека се во бесконечност. Кога во хомоген и изотропен полупростор не би имало туѓо тело, струјниот тек би бил паралелен со површината на теренот и секаде струјните линии би имале иста густина. Кога е присутно некое тело, распоредот на струјните линии не е како во хомоген електричен простор, туку доаѓа до нарушување на електричното поле. Струјните линии тежнеат во поголема мера да продрат низ тлото со подобра спроводливост. Во текот на тоа доаѓа до дисторзија на струјните линии, па според тоа и до дисторзија на еквипотенцијалните линии. На слика 19 се прикажани два случаја, и тоа:

- прво, кога телото со подобра електрична спроводливост е во внатрешноста на средина со полоша спроводливост ($\rho_2 < \rho_1$) и
- второ, кога телото со полоша електрична спроводливост е во внатрешноста на средина со подобра електрична спроводливост ($\rho_2 > \rho_1$).

4.4. Метода на електрични ликови

Да замислиме две средини со различни специфични електрични отпорности (ρ_1) и (ρ_2) кои се одвоени со граничната рамнина OO' (види слика 20). Нека изворот на струја во геоелектричната средина (ρ_1) е точката (A). Точката (M) нека е во средината (ρ_1), а точката (N) е во средината (ρ_2):



Слика 20: Основи на методата на електрични ликови
Figure 20: The basics of the method of electrical characters

Потенцијалот во точката (M) ќе го пресметаме на начин како да решаваме оптички проблем. Во точката (M) светлината допира директно од изворот, т. е. точката (A), но и индиректно. Имено, делот од енергијата која допрела до граничната рамнина OO' од неа се одбива, па на набљудувачот во точката (M) му изгледа како да доаѓа од средината (ρ_2) од ликот на точката на изворот на струја (A'). Значи потенцијалот во точката (M) ќе биде еднаков на збирот од потенцијалите кои потекнуваат директно од самиот извор, т.е. точката (A) кој дава струја со јачина (I) и ликот на изворот т.е. точката (A') кој дава струја со јачина (I_k), со оглед на тоа што само еден дел од енергијата се одбива од граничната рамнина OO' . Според Дахнов (*Dahnov*) (k) е фактор на одбивање, а $(1-k)$ е фактор на пропустливост.

Врз основа на равенката (4.28), а имајќи предвид дека изворот се наоѓа во полн простор, потенцијалот во точката (M) ќе биде:

$$V_M = \frac{I\rho_1}{4\pi} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2} \right) \dots\dots\dots (4.44)$$

Слично на претходниот израз, потенцијалот во точката (N) која се наоѓа во геоелектричната средина (ρ_2), т. е. таму каде што не е изворот ќе биде еднаков на потенцијалот во однос на изворот (A), но намален за делот кој се одбива од граничната рамнина, односно за $I(1-k)$. Според тоа, потенцијалот во точка (N) ќе биде:

$$V_N = \frac{I\rho_2}{4\pi r_3}(1-k) \quad \dots\dots\dots (4.45)$$

Ако точките (M) и (N) се на граничната површина (OO') и се во иста точка, тогаш растојанијата r_1 , r_2 и r_3 се исти ($r_1 = r_2 = r_3 = R$), па од условот за непрекинатост на потенцијалот произлегува:

$$V = V_M = V_N = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad \dots\dots\dots (4.46)$$

Од тоа следува:

$$\rho_1(1+k) = \rho_2(1-k) \quad ; \quad \frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{1-k}{1+k} \quad \dots\dots\dots (4.47)$$

односно:

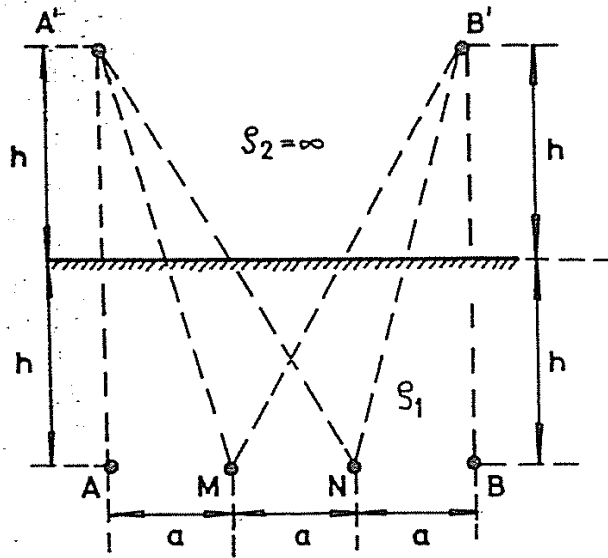
$$k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad ; \quad 1+k = \frac{2\rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \quad ; \quad 1-k = \frac{2\rho_1}{\rho_1 + \rho_2} \quad \dots\dots\dots (4.48)$$

Вредноста на коефициентот (k) варира во границите: $-1 < k < +1$.

Благодарение на изнесените принципи можно е да се пресмета распоредот на потенцијалот во која било точка во просторот кога постои гранична површина која раздвојува две средини со различна електрична спроводливост, односно електрични отпорности.

4.5. Случај на полупростор со четири електроди под површината на теренот

На сликата 21 е прикажан случај кога 4 електроди, две струјни (A и B) и две потенцијални (M и N), се поставени под површината на теренот, на длабочина (h).



Слика 21: Четири електроди под површината на теренот
Figure 21: Four electrodes below the surface of the terrain

Земаме точката (A) да е извор (I), а точката (B) приемник на струјата ($-I$). Точките (M и N) се наоѓаат на правата (\overline{AB}) со тоа што растојанијата се $\overline{AM} = \overline{MN} = \overline{NB} = a$. Факторот на одбивање (k), поради тоа што електричната отпорност на воздухот е бесконечна, изнесува $k=1$. Потенцијалот во која било точка, освен во изворот и во приемникот, ќе се добие ако се земе предвид и изворот и вливот, но и нивните одговарачки ликови (A' и B') со интензитет $I = Ik$. Потенцијалот во точката (M) и потенцијалот во точката (N) од изворот, вливот, ликот на изворот и ликот на вливот е даден со следната равенка:

$$V_{M(AA'BB')} = \frac{I\rho_1}{4\pi} \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{\sqrt{a^2 + 4h^2}} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2\sqrt{a^2 + h^2}} \right) \dots\dots\dots (4.49)$$

$$V_{N(AA'BB')} = \frac{1\rho_1}{4\pi} \left(\frac{1}{2a} + \frac{1}{2\sqrt{a^2 + h^2}} - \frac{1}{\sqrt{a^2 + 4h^2}} - \frac{1}{a} \right) \dots\dots\dots (4.50)$$

Ако h/a се замени со q разликата на потенцијалот меѓу точките M и N ќе биде дадена со изразот:

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{I\rho_1}{4a\pi} \left(1 + \frac{2}{\sqrt{1+4q^2}} - \frac{1}{\sqrt{1+q^2}} \right) \dots\dots\dots (4.51)$$

Ако длабочината (h) е голема во однос на (a), q е сè поголемо, па претходниот израз го добива обликот:

$$V_{MN} = \frac{I\rho_1}{4\pi a} \dots\dots\dots (4.52)$$

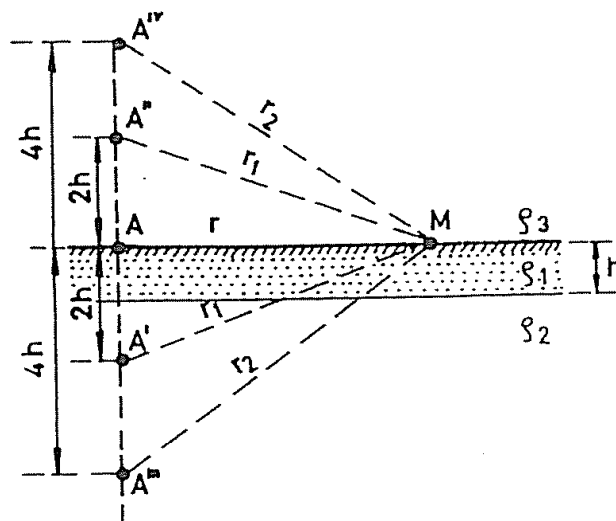
Ако длабочината е: $h = 0$, т. е. случај кога сите 4 електроди се поставени на површината на теренот на меѓусебно растојание меѓу соседните електроди (a), тогаш разликата на потенцијалот меѓу точките (M) и (N) изнесува:

$$V_{MN} = \frac{I\rho_1}{2\pi a} \dots\dots\dots (4.53)$$

Тоа е равенката која се однесува на хомоген изотропен полупростор, што веќе порано го утврдивме.

4.6. Гранична површина паралелна со површината на теренот

На сликата 22 е прикажан случај кога под површината на теренот, на длабочина (h), гранична рамнина раздвојува две различни геоелектрични средини. Под површината на теренот е средината (1) со специфична електрична отпорност (ρ_1), под граничната рамнина е средината со специфична електрична отпорност (ρ_2). Над површината на теренот е воздух кој има практично бесконечна електрична отпорност.



Слика 22: Двослоен хоризонтален случај
Figure 22: Double-layer horizontal case

Тоа значи дека постојат две гранични рамнини и тоа површината на Земјата и рамнината OO' . Изворот на еднонасочна струја е на површината на теренот во точката (A). Се бара потенцијалот во точката (M), која исто така е на површината на теренот на растојание (r) од точката на изворот на струја (A).

Ликот на точката (A) е (A') и се наоѓа под граничната рамнина OO' во средината (2), на длабочина $2h$ од површината на теренот.

Ликот на точката (A') во однос на површината на теренот е во точката (A'') на висина $2h$ од површината на теренот. Ликот на точката (A'') во однос на граничната рамнина OO' е во средината (2), а на длабочина $4h$ од површината на теренот. Ликот на точката (A''') во однос на површината на теренот е во точката (A^{IV}) на висина $4h$ од површината на теренот и.т.н.

Ефектот на секој сукцесивен лик на потенцијалот во точката (M) е редуциран за коефициентот на рефлексивност (k). Потенцијалот од точката (A) и првиот лик (A') спрема равенката (4.44) е даден со изразот:

$$V' = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{1}{r} + \frac{k_{1,2}}{r_1} \right). \quad \dots\dots\dots (4.54)$$

Потенцијалот од другиот лик, т.е. од точката (A'') кој е над површината на Земјата е даден со изразот:

$$V'' = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{k_{1,2}k_{1,3}}{r_1} \right). \quad \dots\dots\dots (4.55)$$

каде што е:

$$k_{1,3} = \frac{\rho_3 - \rho_1}{\rho_3 + \rho_1} = 1 \quad k_{1,2} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad \dots\dots\dots (4.56)$$

Потенцијалот од ликот (A''') на длабочина $4h$ под површината на теренот, односно на ликот (A^{IV}) поради неопходните корекции го добива обликот:

$$V''' + V^{IV} = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{k_{1,2}k_{1,2}}{r_2} + \frac{k_{1,2}k_{1,2}k_{1,3}}{r_2} \right) = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{2k_{1,2}^2}{r_2} \right). \quad \dots\dots\dots (4.57)$$

Вкупниот потенцијал од точката (A) и нејзините ликови ($A'..A^{IV}$) со соодветна замена r_1 и r_2 даден е со изразот:

$$V = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left[\frac{1}{r} + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{r^2 + (2nh)^2}} \right] = \frac{I\rho_1}{2\pi r} \left[1 + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{1 + 2(2nh/r)^2}} \right] \dots\dots\dots (4.58)$$

Кога $|k = k_{1,2}| < 1$ низата е конвергентна. Одреден број на членови на таа низа овозможува добивање задоволително решение за дадено (k) и однос (h/r). Кога (k) е позитивен и приближно еднаков на единица, вкупниот потенцијал може да биде дефиниран само за два или три члена на низата.

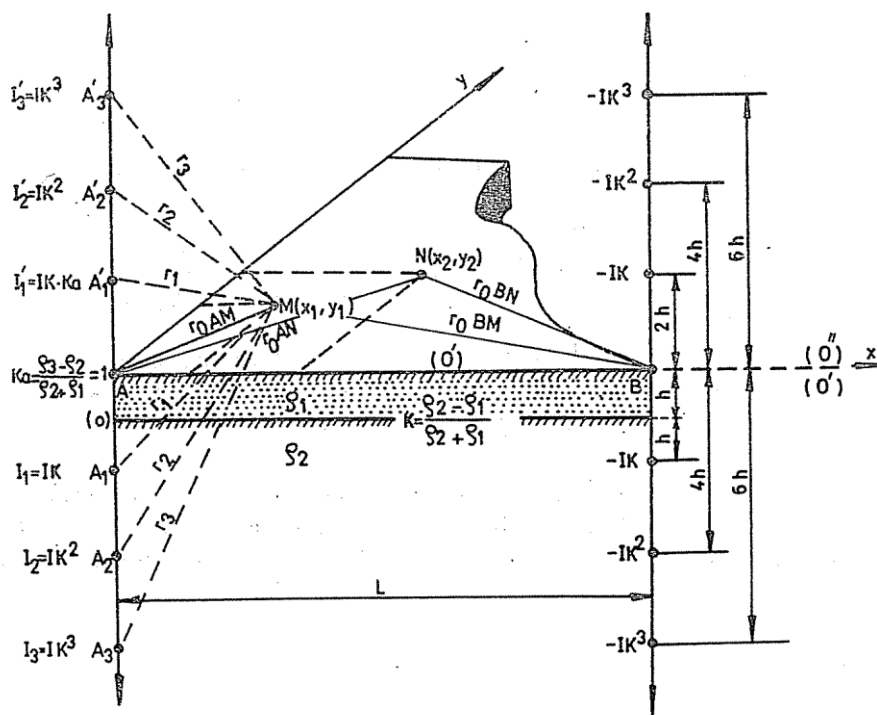
Равенката (4.58) го дефинира распоредот на потенцијалот од точкестиот извор во која и да било точка на површината на теренот. Преку таа равенка може да се дефинира привидната електрична отпорност (ρ_p) кај двослојниот случај кој го разгледувавме.

4.7. Нехомогена средина, четири електроди поставени на површината на теренот

4.7.1. Воопштен случај

На сликата 23 е прикажан случај каде што граничната рамнина OO' на длабочина (h) е паралелна со површината на теренот. Под површината на теренот е геоелектричната средина со специфична електрична отпорност (ρ_1), а под граничната рамнина OO' е средина со специфична електрична отпорност (ρ_2). На површината на теренот се поставени четири електроди (AMNB). Почетокот на правоаголниот координатен систем е поставен во точката (A). Точката (A) е извор на струја со интензитет (I), а точката (B) која се наоѓа на растојание (L) од координатниот почеток (A) е влив на струја со интензитет ($-I$). Точките (MN) се произволно поставени на (xy) рамнината, а координатите на овие точки се $M(x_1, y_1)$ и $N(x_2, y_2)$. Коefициентите (k и k_a) за граничните рамнини OO' и OO'' се дадени во равенките (4.56):

$$k_{1,3} = \frac{\rho_3 - \rho_1}{\rho_3 + \rho_1} = 1 \quad k_{1,2} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad \dots \dots \dots (4.56)$$



Слика 23: Нехомоген полупростор со четири електроди (AMNB) поставени на површината на теренот

Figure 23: Inhomogeneous half space with four electrodes (AMNB) placed on the surface of the terrain

За да ја дефинираме разликата на потенцијалот меѓу точките (M) и (N) неопходно е најпрво да се одреди:

- прво, потенцијалот во точката (M) и тоа од точката (A) и нејзините ликови, потоа потенцијалот од точката (B) и нејзините ликови.
- второ, потенцијалот во точката (N) и од точката (A) и нејзините ликови, потоа потенцијалот од точката (B) и нејзините ликови.

Оддалеченостите на точката (M) од точката (A) и нејзините ликови се дадени со следниве изрази:

$$r_{OAM} = \sqrt{x_1^2 + y_1^2} \quad ; \quad r_{iAM} = \sqrt{x_i^2 + y_1^2 + (2nh)^2} \quad \dots \dots \dots (4.59)$$

Оддалеченостите на точката (M) од точката (B) и нејзините ликови се дадени со следниве изрази:

$$r_{OMB} = \sqrt{(L-x_1)^2 + y_1^2 + (2nh)^2} ; \quad r_{iBM} = \sqrt{(L-x_1)^2 + y_1^2} \quad \dots\dots\dots (4.60)$$

Оддалеченостите на точката (N) од точката (A) и нејзините ликови се дадени со следниве изрази:

$$r_{OAN} = \sqrt{x_2^2 + y_2^2} ; \quad r_{iAN} = \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + (2nh)^2} \quad \dots\dots\dots (4.61)$$

Оддалеченостите на точката (N) од точката (B) и нејзините ликови се дадени со следниве изрази:

$$r_{OBN} = \sqrt{(x_2-L)^2 + y_2^2} ; \quad r_{iBN} = \sqrt{(x_2-L)^2 + y_2^2 + (2nh)^2} \quad \dots\dots\dots (4.62)$$

Интензитетот на струјата во изворот, т.е. во точката (A) е: (I), а во ликот (A_1) е: ($I = Ik$), во ликот (A_1') интензитетот на струјата е: ($I_1 xk_a = Ixkxk_a = Ixk$). Интензитетот во ликот (A_2) е дефиниран со изразот: ($I_2 = I_1' xk_2 = Ixkxk = Ixk^2$), а во ликот (A_2') со изразот: ($I_2' = I_2 xk_a = Ixkxk_a = Ixk^2$). Интензитетот на струјата во ликот (Ak_3) е даден со изразот: ($I_3 = I_2' xk = Ixk_3 = Ixk^2 xk_3 = Ixk^3$), односно во точката (A_3') интензитетот е: ($I_3' = I_3 xk_a = Ixk^3 xk_a = Ixk^3$) и т.н. за сите ликови понатаму.

Истото важи и за точката (B) и сите нејзини ликови со тоа што интензитетот е даден со ($-I$) со оглед на тоа дека е точка на влив на струја.

Распоредот на потенцијалот во нехомогена средина е обработен во Поглавјето 4.6. Гранична површина паралелна со површината на теренот.

Разликата на потенцијалот меѓу точките (M) и (N) од точките (A) и (B) и нивните ликови е дадена со изразот:

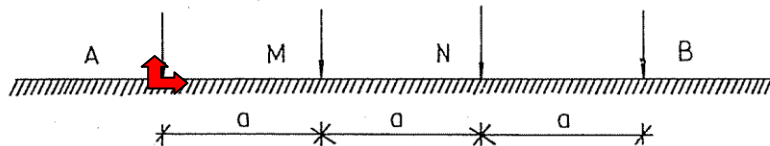
$$\Delta V_{MN} = \left[\frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{1}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{(L-x_1)^2 + y_1^2}} + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + (2nh)^2}} - \right. \right. \\ \left. \left. - 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{(L-x_1)^2 + y_1^2 + (2nh)^2}} - \frac{1}{\sqrt{x_2^2 + y_2^2}} + \frac{1}{\sqrt{(L-x_2)^2 + y_2^2}} \right] -$$

$$-2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{x_2^2 + y_2^2 + (2nh)^2}} - 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{(L-x_2)^2 + y_2^2 + (2nh)^2}})] \dots\dots\dots (4.63)$$

Овој израз важи за каков и да е распоред на електродите на површината на теренот за нехомогена средина.

4.7.2. Случај кога растојанијата меѓу две соседни точки се исти – Венеров распоред на електродите

Прикажаниот распоред на електродите на слика 24 се нарекува Венеров распоред:



Слика 24: Венеров распоред на картирање
Figure 24: Wenner's dispositive on mapping

Ако во равенката (4.63) се замени така што да е: $x_1=a$; $y_1=0$; $x_2=2a$; $y_2=0$; $x_3=L=3a$, таа ќе го добие следниов облик:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho_1}{2\pi a} \left[1 + 4 \sum_{k=1}^{k=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{1 + \left(\frac{2nh}{a}\right)^2}} - 4 \sum_{k=1}^{k=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{4 + \left(\frac{2nh}{a}\right)^2}} \right] \dots\dots\dots (4.64)$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho_1}{2\pi a} (1 + 4F) \dots\dots\dots (4.65)$$

Производот: $\rho_1(1 + 4F)$ претставува привидна електрична отпорност (ρ_s) на испитуваната средина (привидната електрична отпорност се означува со разни симболи: $\rho_1 = \rho_2 = \rho_p = \rho_k$).

Ако мерењата се изведуваат над хомогена средина, (k) во равенката (4.64) е еднакво на нула: $k=0$, па вториот и третиот член во истата равенка се еднакви на нула, па следува дека е:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho_1}{2\pi a} \dots\dots\dots (4.66)$$

Со поставувањето на $\rho_s = \rho_1(1+4F)$ во равенката (4.64), таа го добива следниов облик:

$$\rho_s = 2\pi a \frac{\Delta V_{MN}}{I} \dots\dots\dots (4.67)$$

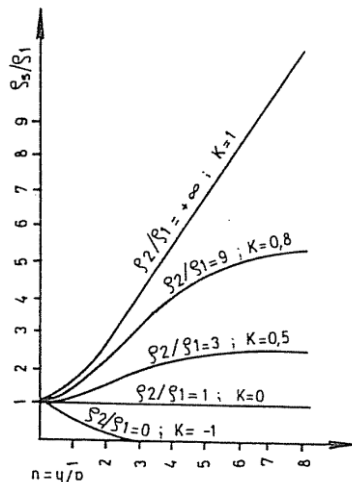
Односот на привидната електрична отпорност (ρ_s) спрема специфичниот електричен отпор (ρ_1) изнесува:

$$\frac{\rho_s}{\rho_1} = 1 + 4F \dots\dots\dots (4.68)$$

односно:

$$\frac{\rho_s}{\rho_1} = 1 + 4 \sum_{k=1}^{k=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{1 + \left(\frac{2nh}{a}\right)^2}} - 4 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{4 + \left(\frac{2nh}{a}\right)^2}} \dots\dots\dots (4.69)$$

Промената на односот: ρ_s / ρ_1 во функција од: a/h , за различни односи на специфични електрични отпори (ρ_2 / ρ_1), т.е. за различни (k) е прикажана на сликата 25:



Слика 25: Дијаграм на зависноста: $\rho_2 / \rho_1 = f(a/h); k$
 Figure 25: Diagram of the dependence: $\rho_2 / \rho_1 = f(a/h); k$

5. ПОТЕНЦИЈАЛ НАД ВЕРТИКАЛНА ГРАНИЧНА РАМНИНА

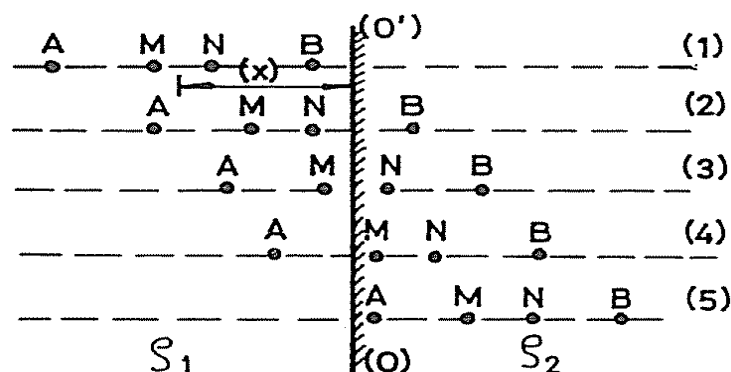
При постоење на граница нормална на површината на теренот може да се користи теоријата на електрични ликови поради одредување на распределбата на потенцијалот на Земјината површина.

При одредувањето на вертикалните контакти се користи постапката на картирање. Кај оваа постапка усвоениот мерен распоред (диспозитив) по секое мерење се поместува по должина на трасата на испитување. Во современата практика постојат разни мерни диспозитиви кои се користат при тоа.

5.1. Случај со четири електроди (AMNB)

На сликата 26 е прикажана шема на картирање со четири електроди (AMNB) по должина на трасата, нормално на вертикалната гранична рамнина (OO') која раздвојува две геоелектрични средини, и тоа средини со СЕО (специфичен електричен отпор): (ρ_1) од средината (ρ_2). Кај оваа постапка можни се следниве случаи:

- **прв:** сите четири електроди (AMNB) се во средината (ρ_1),
- **втор:** електродите (AMN) да се во средината (ρ_1), а електродата (B) во средината (ρ_2),
- **трет:** електродите (AM) да се во средината (ρ_1), а електродите (NB) во средината (ρ_2),
- **четврти:** електродата (A) да е во средината (ρ_1), а електродите (MNB) во средината (ρ_2),
- **петти:** сите четири електроди (AMNB) се во средината (ρ_2).



Слика 26: Картирање над вертикалниот контакт
Figure 26: Mapping over vertical contact

Прв случај: Ако сите четири електроди се наоѓаат во средината (ρ_1), а со (x) се означат оддалеченоста на центарот на мерниот диспозитив (O) од вертикалниот контакт (OO'), со (L) растојанието меѓу струјните електроди $AB=1$, а со (l) растојанието меѓу потенцијалните електроди $MN=1$, тогаш привидната електрична отпорност е дадена со изразот:

$$\rho_s = \rho_1 \left\{ 1 + k \frac{(L^2 - l^2)}{2} \left[\frac{1}{(4x - L)^2 - l^2} - \frac{1}{(4x + L)^2 - l^2} \right] \right\} \dots\dots\dots (5.1)$$

Кога мерниот распоред е бесконечно далеку од вертикалниот контакт, т.е. кога $x=\infty$, привидната електрична отпорност е еднаква на електричната отпорност на првата средина, т. е. $\rho_s=\rho_1$. Со приближување на мерниот диспозитив на вертикалната гранична рамнина (OO'), вредноста (x) се смалува и тогаш $\rho_s > \rho_1$ ако $k>0$, односно $\rho_s < \rho_1$ ако $k<0$. Кога електродата (B) е над вертикалниот контакт (OO'), т.е. кога $x=L/2$, тогаш изразот за привидната електрична отпорност го добива следниов облик:

$$\rho_s = \rho_1 \left\{ 1 + k \frac{4L^2}{9L^2 - l^2} \right\} \dots\dots\dots (5.2)$$

Во тој момент настанува **вториот случај**.

Втор случај: Привидната електрична отпорност кога електродата (B) е во средината (ρ_2) е дадена со следниов израз:

$$\rho_s = \rho_1 \left\{ 1 + \frac{k}{2} \left[1 - \frac{L^2 - l^2}{(4x + L)^2 - l^2} \right] \right\} \dots\dots\dots (5.3)$$

Оваа равенка може да се примени во интервали кога (x) се менува од $L/2$ до $l/2$. Ако во равенката (5.3) се стави да е $x=L/2$ се добива равенката (5.2), а кога ќе се стави да е $x=l/2$ се добива изразот:

$$\rho_s = \rho_1 \left(1 + \frac{2kl}{3l + L} \right) \dots\dots\dots (5.4)$$

Од тој момент настанува **третиот случај**.

Трет случај: Разликата на потенцијалот меѓу точките (M) и (N) е дадена со изразот:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho_1}{\pi} \frac{4l}{L^2 - l^2} \left\{ \frac{1}{2} \left[1 - \frac{k}{l} \frac{2x(L-l)}{L+l+4x} \right] + \frac{1+k}{2(1-k)} \left[1 - \frac{k}{l} \frac{2x(L-l)}{L+l-4x} \right] \right\} \dots\dots (5.5)$$

Привидната електрична отпорност е дадена со изразот:

$$\rho_s = \rho_1 \left\{ \frac{1}{2} \left[1 - \frac{k}{l} \frac{2x(L-l)}{L+l+4x} \right] + \frac{1+k}{2(1-k)} \left[1 - \frac{k}{l} \frac{2x(L-l)}{L+l-4x} \right] \right\} \dots\dots\dots (5.6)$$

Оваа равенка може да се примени во интервал од $x=0$ до $x=l/2$. Ако се стави дека е $x=l/2$ се добива (5.4). Кога $x=0$ се добива следниов израз:

$$\rho_s = \frac{\rho_1}{1-k} = \frac{\rho_2}{1+k} \dots\dots\dots (5.7)$$

Равенката (5.6) може да се примени во случај кога мерниот диспозитив се поместува подалеку од граничната рамнина (OO') т. е. кога е $x=l/2$ и тогаш се добива изразот:

$$\rho_s = \rho_1 \frac{1+k}{1-k} \left(1 - \frac{2kl}{3l+L} \right) + \rho_2 \left(1 - \frac{2kl}{3l+L} \right) \dots\dots\dots (5.8)$$

Четврти случај: Овој случај е аналоген на другите случаи, само наместо ρ_1 се заменува ρ_2 , а (+k) се заменува со (-k). Ако овие вредности се постават во равенката (5.3) се добива:

$$\rho_2 = \rho_1 \left\{ 1 - \frac{k}{2} \left[1 - \frac{L^2 - l^2}{(4x+L)^2 + l^2} \right] \right\} = \rho_1 \frac{1+k}{1-k} \left\{ 1 - \frac{k}{2} \left[1 - \frac{L^2 - l^2}{(4x+L)^2 - l^2} \right] \right\} \dots\dots (5.9)$$

Оваа равенка може да се користи во интервали од $l/2$ до $L/2$. Ако се стави дека $x=l/2$ се добива равенката (5.8). Ако во равенката (5.9) се стави дека $x=L/2$ се добива:

$$\rho_s = \rho_1 \frac{1+k}{1-k} \left(1 - k \frac{4L^2}{9L^2 - l^2} \right) = \rho_2 \left(1 - k \frac{4L^2}{9L^2 - l^2} \right) \dots\dots\dots (5.10)$$

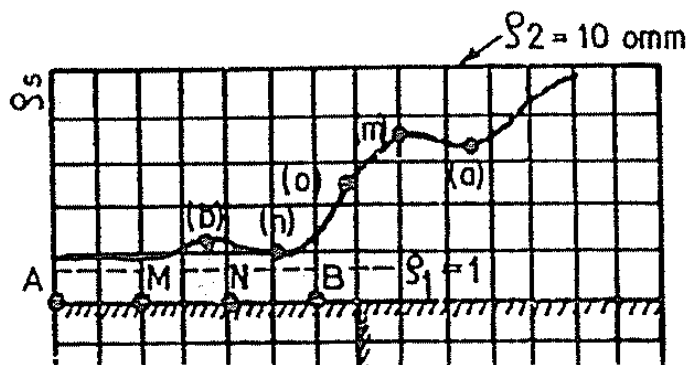
Петти случај: Настанува од првиот и се добива ако наместо ρ_s се замени ρ_1 и $(-k)$ се замени со $(+k)$. Ако овие вредности се заменат во равенката (5.1) се добива:

$$\rho_s = \rho_2 \left\{ 1 - \frac{k}{2}(L^2 - l^2) \left[\frac{1}{(4x - L)^2 - l^2} - \frac{1}{(4x + L)^2 - l^2} \right] \right\} \dots\dots\dots (5.11)$$

односно:

$$\rho_s = \rho_1 \frac{1+k}{1-k} \left\{ 1 - \frac{k}{2}(L^2 - l^2) \left[\frac{1}{(4x - L)^2 - l^2} - \frac{1}{(4x + L)^2 - l^2} \right] \right\} \dots\dots\dots (5.12)$$

Оваа равенка може да се користи во интервалот: $L/2 < x < \infty$.



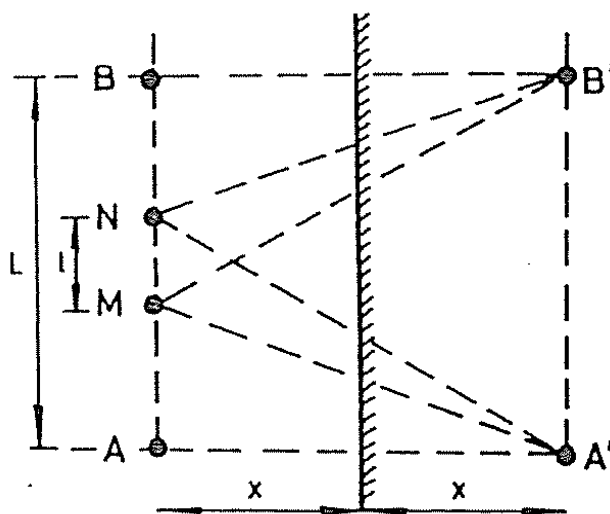
Слика 27: Дијаграм „ ρ_s -а“ при картирање нормално на граничната рамнина (по В. Н. Головцин, 1963 год.)

Figure 27: The diagram „ ρ_s -а“ in the mapping normally to the border plains (by V. N. Golovcin, 1963)

Ако во равенката (5.12) се замени дека $x=L/2$, се добива равенката (5.10). Доколку диспозитивот се оддалечува од вертикалниот контакт (OO'), привидната електрична отпорност ρ_s тежи кон ρ_2 . На сликата 27 е прикажан дијаграмот - „ ρ_s -а“ при премин на мерниот диспозитив преку вертикалниот контакт (OO') и тоа при поместување на распоредот од средината $\rho_1=1\Omega m$ кон средината $\rho_2=10\Omega m$. При мерењето е користен мерниот диспозитив $L=3l$, а $l=MN=2m$. Буквите (b,n,o,m,a) одговараат на точките на електродите, или центрите на мерниот распоред се наоѓаат над вертикалниот контакт. Од кривата се заклучува дека точката на максимумот (b) настанува кога електродата (N) се наоѓа на вертикалниот контакт (OO'), а точката на минимумот (n) кога центарот на мерниот диспозитив е над вертикалниот

контакт. Превојната точка (o) настанува кога електродата (M) се наоѓа над вертикалниот контакт, а другиот максимум, т.е. точката (m) кога електродата (M) е над вертикалниот контакт (OO'). На крајот минималната вредност (a) настанува кога струјната електрода (A) е над вертикалниот контакт. По тоа кривата ρ_s тежнее кон вредноста ρ_2 .

5.2. Случај кога мерниот распоред (AMNB) е паралелен со граничната рамнина



Слика 28: Картирање паралелно на вертикалниот контакт
Figure 28: Mapping parallel to the vertical touch

Дијаграмот на геоелектричното картирање во близина на вертикалниот контакт (OO') е со симетричен распоред на електродите (AMNB) така што мерниот распоред се поместува во средината ρ_1 паралелно на вертикалниот контакт. Растојанието меѓу струјните електроди е означено со $AB=L$, а растојанието меѓу потенцијалните електроди $MN=l$. Дебелината на деградираниот површински слој е незначаен, но и ако тоа не е случај нејзината специфична електрична отпорност незначајно отстапува од специфичната електрична отпорност ρ_1 , односно ρ_2 .

Потенцијалот во точката (M) потекнува од изворот (A) и вливот (B), но и од нивните ликови, т.е. од (A') и (B'). Потенцијалот во точката (N) потекнува од истите извори и ликови, па привидниот СЕО (специфичен електричен отпор) е дефиниран со изразот:

$$\rho_s = \rho_1 \left\{ 1 + k \frac{L^2 - l^2}{2l} \left[\frac{1}{\sqrt{16x^2 + (L-l)^2}} - \frac{1}{\sqrt{16x^2 + (L+l)^2}} \right] \right\} \dots\dots\dots (5.13)$$

Оваа равенка кажува кога мерниот диспозитив е доволно оддалечен од вертикалниот контакт (OO'), тогаш $\rho_s = \rho_1$. Со приближување на мерниот распоред кон вертикалниот контакт, ρ_s се менува и на самиот контакт, т.е. кога $x=0$ следува дека е:

$$\rho_s = \rho_1(1+k) = \rho_2(1-k) \dots\dots\dots (5.14)$$

При премин на мерниот распоред преку вертикалниот контакт, потребно е во равенката (5.13) да се замени ρ_1 со ρ_2 и (+k) со (-k) и тогаш се добива изразот:

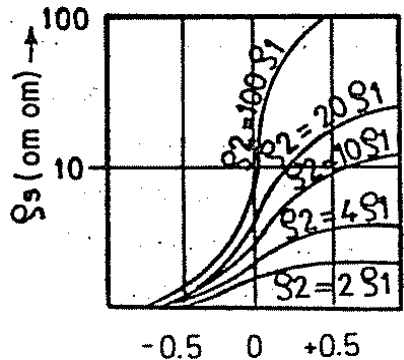
$$\rho_s = \rho_2 \left\{ 1 - k \frac{L^2 - l^2}{2l} \left[\frac{1}{\sqrt{16x^2 + (L-l)^2}} - \frac{1}{\sqrt{16x^2 + (L+l)^2}} \right] \right\} \dots\dots\dots (5.15)$$

Попогодно е сè да се изрази преку ρ_1 и тогаш ρ_2 да се замени со:

$$\rho_2 = \rho_1(1+k)/(1-k) \dots\dots\dots (5.16)$$

Често во праксата при картирање се користи распоредот каде што $L=3l$ и за тој случај важи:

$$\rho_s = \rho_1 \left[1 + 2kl \frac{1}{\sqrt{4x^2 + l^2}} - \frac{1}{2\sqrt{x^2 + l^2}} \right] \dots\dots\dots (5.17)$$



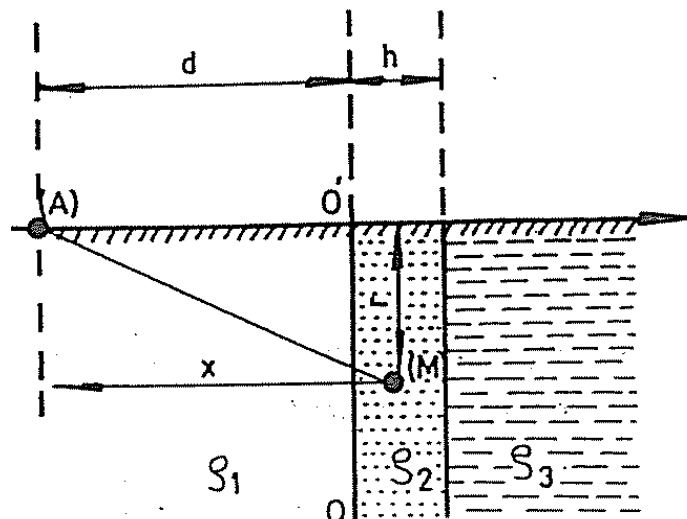
Слика 29: Фамилија на ρ_s -криви при картирањето. Диспозитивот е паралелен со вертикалниот контакт
 Figure 29: Family of ρ_s -curves in the mapping. Dispozitiv parallel to the vertical touch

На сликата 29 дадени се фамилиите криви- ρ_s при случај кога односот ρ_2/ρ_1 варира во граници од 2 до 100, а диспозитивот да се поместува од електричната средина ρ_1 преку вертикалниот контакт (OO') во средината ρ_2 .

Во праксата се сретнуваат многу компликувани контакти, контакти на повеќе средини или случај кога вертикалниот контакт е прекриен со средина со голема или мала специфична електрична отпорност. Често трасите на картирање не се нормални на граничната рамнина, а и морфологијата на теренот незабележително влијае на мерењето. Сето тоа кажува дека обработката на кривите на картирањето не е толку едноставно како што тоа изгледа на прв поглед.

5.3. Картирање над вертикален слој

Електричните картирања повремено се изведуваат над рудните жици, дајкови или вертикални слоеви. На вакви проблеми повремено наидуваме и во инженерската геологија, односно во градежништвото. Случајот кога вертикален слој со конечна дебелина- h , со специфичен електричен отпор ρ_2 се наоѓа меѓу хомогени, изотропни средини е прикажан на слика 30.



Слика 30: Картирање над вметнат вертикален слој
Figure 30: Mapping above the loaded vertical layer

Вертикалните слоеви кои избиваат на површината на теренот (ρ_1 , ρ_3) имаат бесконечно простирање, а дебелината им е доста поголема од дебелината на жицата, дајкот. Специфичните електрични отпорности на

латералните вертикални слоеви можат да бидат исти ($\rho_1=\rho_3$) или различни ($\rho_1<\rho_3$). Струјната електрода (A) се наоѓа во средината (1) со специфичен електричен отпор ρ_1 , а на оддалеченост (d) од вертикалниот контакт (OO'). Дебелината на вметнатиот вертикален слој изнесува (h), специфичната електрична отпорност на тој слој изнесува ρ_2 , а третиот вертикален слој ρ_3 . Потенцијалот во точката (M) како и досега може да се одреди преку Лапласовата равенка или методот на ликови.

Коефициентите k_{12} , односно k_{23} се дефинирани со изразите:

$$k_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad ; \quad k_{23} = \frac{\rho_3 - \rho_2}{\rho_3 + \rho_2} \quad \dots\dots\dots (5.18)$$

Ако (M) е точка на набљудување на x-оската, растојанието (r) е еднакво на 0. Ако картирањето се изведува со мал мерен диспозитив, т. е. ако $MN=l$, привидната електрична отпорност е дадена со изразот:

$$\rho_s = 2\pi x^2 \Delta V / I \quad \dots\dots\dots (5.19)$$

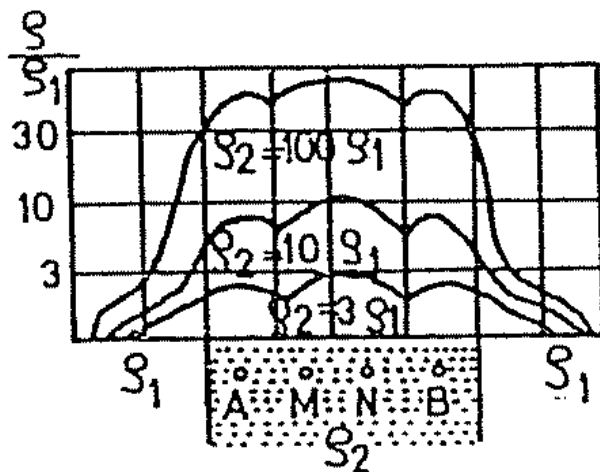
Привидните електрични отпорности во средините еден-1, два-2 и три-3 се дадени со изразите:

$$\rho_{s1} = \rho_1 \left[1 - \frac{k_{12}x^2}{(2d-x)} - (1-k_{12}^2)k_{23} \sum_{n=1}^{n=\infty} (-1)^{n-1} \frac{(k_{12}k_{23})^{n-1} x^2}{(2d+2h-x^2)} \right] \quad \dots\dots\dots (5.20)$$

$$\rho_{s2} = \rho_1 (1+k_{12}) \sum_{n=1}^{n=\infty} (-1)^{n-1} (k_{12}k_{23})^{n-1} \left(\frac{x^2}{[(2nh+x)^2]} - \frac{k_{23}x^2}{2d+2(n+1)h-x^2} \right) \quad \dots\dots (5.21)$$

$$\rho_{s3} = \rho_1 (1+k_{12})(1+k_{23}) \sum_{n=1}^{n=\infty} (-1)^{n-1} \frac{(k_{12}k_{23})^{n-1} x^2}{(2nh+x)^2} \quad \dots\dots\dots (5.22)$$

Без оглед дали вертикалниот меѓуслој е изолатор или добар спроводник, во двата случаја се однесува како екранизирачки слој во однос на средината ρ_3 која се наоѓа на спротивната страна од средината во која е поставена струјната електрода (A). Ако $\rho_2=\infty$, тогаш при конечни вредности за ρ_1 и ρ_3 следува дека $k_{12}=1$, а $k_{23}=-1$. Кога $\rho_2=0$, а конечната вредност на ρ_1 и ρ_3 следува дека $k_{12}=-1$, а $k_{23}=1$.

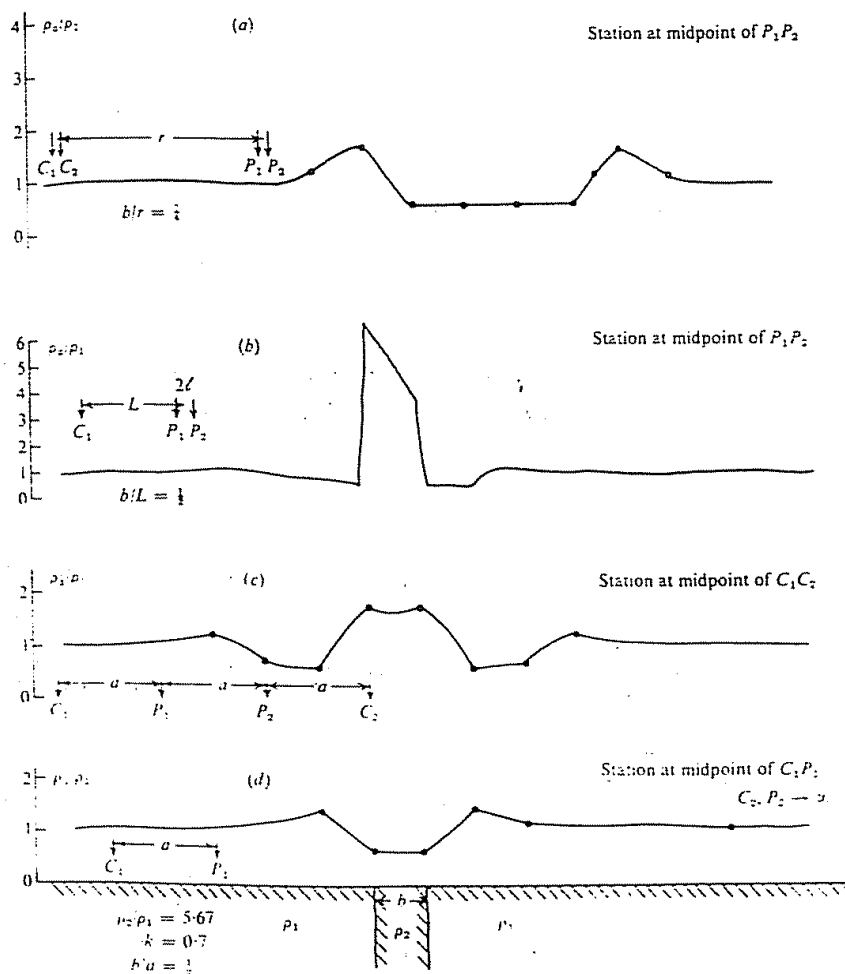


Слика 31: График „ ρ_s “ на вертикалниот меѓуслој при картирање со диспозитив (AMNB)

Figure 31: Graphics " ρ_s " on the inserted layer in the mapping of the disposition (AMNB)

Методата на картирање со една електрода се покажала прилично ефикасна бидејќи кривите на привидната електрична отпорност имаат голема стрмина. Ако профилирањето се изведува со четири електроди, тогаш дејството на другата струјна електрода не може да се занемари. Затоа во претходните равенки (x) треба да се замени со $(L-x)$, растојанието (d) со $(L-d-x)$, (k_{12}) со $(-k_{23})$, а (k_{23}) со $(-k_{12})$ и наместо ρ_1 да се стави ρ_3 , па се добива изразот:

$$\rho_s = \rho_1 \left(\frac{1+k_{12}}{1-k_{12}} - \frac{1+k_{23}}{1-k_{23}} \right) \dots\dots\dots (5.23)$$



Слика 32: Криви на привидна електрична отпорност, снимени над дајк со различни мерни диспозитиви (а- со диполен распоред; б- со Полушлумбргеров; с- со Венеров; д- со Полувенеров распоред) (по ИНФ В. М. Телфорд, 1976 год.)
 Figure 32: The curves of apparent electrical resistance of registered above interposed layer with different measuring dispositifs (a- with a dipole arrangement; b- with semi-Schlumberger's; c- with Wenner's; d- with semi-Wenner's dispositifs) (by INF W.M.Telford, 1976)

Ако вертикалниот меѓуслој е со голема дебелина во однос на диспозитивот на картирање, тогаш се добива јасна аномалија. Максималната вредност ќе биде дотолку поголема доколку разликите меѓу специфичните електрични отпори е поголема.

Ако растојанието (АВ) е два пати помало од дебелината на меѓуслојот (h), тогаш кривата на привидната електрична отпорност ρ_s во внатрешноста на жицата, дајкот, ќе биде поблиска на вистинската електрична отпорност ρ_2 . Колку е помало (MN) поточно ќе може да се дефинира границата на меѓуслојот.

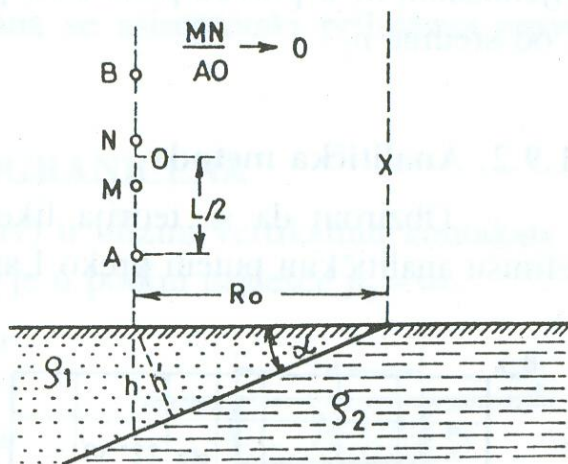
Со зголемување на дебелината на површинскиот покров неговата електрична отпорност, т. е. спроводливоста игра сè поголема улога во изборот на диспозитивот на мерење, т.е. при изборот на (AB) и (MN) линиите.

Обликот на кривата на привидната електрична отпорност ρ_s кога картирањето се врши со мерниот распоред (AMNB) кој е помал од дебелината на меѓуслојот ќе биде приближна на обликот прикажан на слика 31. Формата на кривите кои се состојат од низа на минимуми и максимуми е во зависност од размерите на мерниот диспозитив во однос на дебелината на меѓуслојот и затоа што карактеристичните точки на кривите на привидната електрична отпорност зависат од преминот на електродата преку вертикалниот контакт

Успешноста на примената на картирањето зависи од низа фактори (геологијата, применетиот мерен диспозитив, односот на мерниот диспозитив спрема моќноста на меѓуслојот итн.) и варира во широки граници. Тоа може да се согледа од кривите дадени на слика 32. На оваа слика се дадени дијаграмите на привидните електрични отпорности снимени со различни мерни распореди. Од сликата убаво се гледа предноста на поединечните мерни распореди, во овој случај на Полушлумбергеровиот распоред. Со овие мерни диспозитиви најдобро се индицираат границите на вертикалните слоеви.

5.4. Случај на кос слој

Проблемот на косиот слој е прикажан на слика 33.



Слика 33: Проблем со кос слој
Figure 33: Problem with a sloping layer

Распределбата на потенцијалот може да се реши на два начина:

а) аналитички, со решавање на Лапласовите равенки со условот на граничната рамнина да е:

$$V_1 = V_2 \quad \text{и} \quad \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial V_1}{\partial n} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial V_2}{\partial n}$$

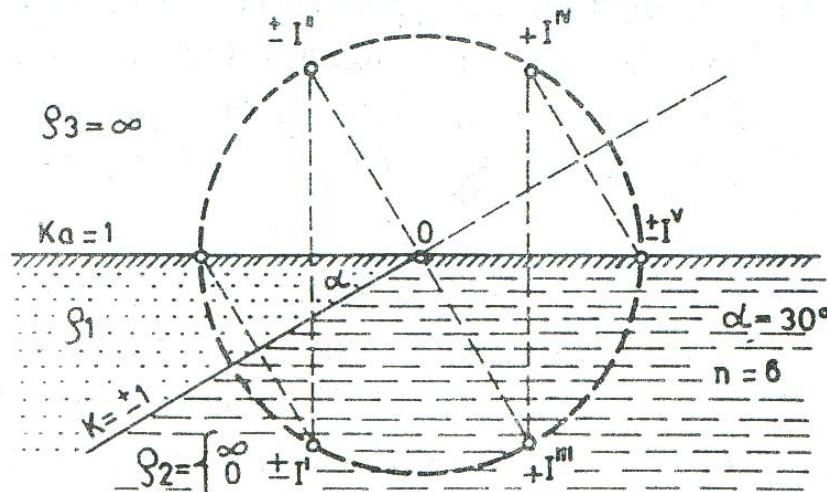
Кога ќе се најде изразот за V_1 и V_2 во произволна точка на Земјината површина за зададена положба на изворот, не е тешко да се најде изразот за ρ за одредени распореди на електродите.

б) преку теоријата на ликови

Проблемот на косиот слој настанува дури кога аголот $\alpha > 10^\circ$. Кога $\alpha < 10^\circ$ случајот може да се третира како хоризонтален двослоен случај.

5.4.1. Решавање на кос слој преку теоријата на ликови

Во принцип теоријата на ликови може да се примени само ако ρ_2 е еднакво на нула (идеален спроводник, т. е. $\rho_2=0$) или ρ_2 е бесконечно големо (идеален изолатор, т. е. $\rho_2=\infty$). За да може да се примени оваа метода, аголот мора да се содржи цел број пати во 180. Ликовите се формираат на ист начин како и случајот на хоризонтална граница. На слика 34 се гледа начинот на пронаоѓање на ликови. Сите ликови „лежат“ на кругот со центар во пресекот на границата ρ_1 - ρ_2 со границата земја-воздух чиј радиус е еднаков на растојанието на споменатиот центар од изворот на струја. Ако $\rho_2=\infty$, т.е. ($k=+1$) сите ликови се со позитивен знак, односно со ист знак како и оригиналниот извор (A). Кога $\rho_2=0$, т.е. ($k=-1$) ликовите се со двата знака. Со оглед што во двата случаја каде што е $k=\pm 1$, апсолутните вредности на равенката за вистинскиот извор и сите ликови меѓусебно се еднакви.

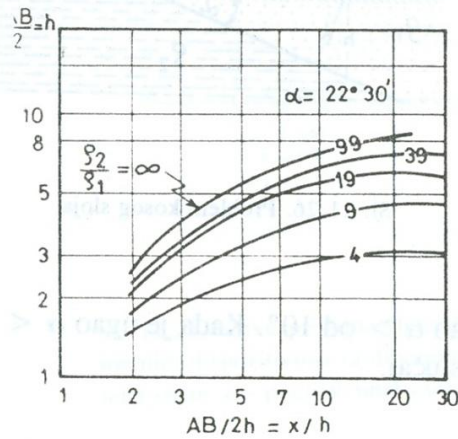


Слика 34: Кос случај преку теоријата на ликови
Figure 34: Situation in the sloping case through the theory of characters

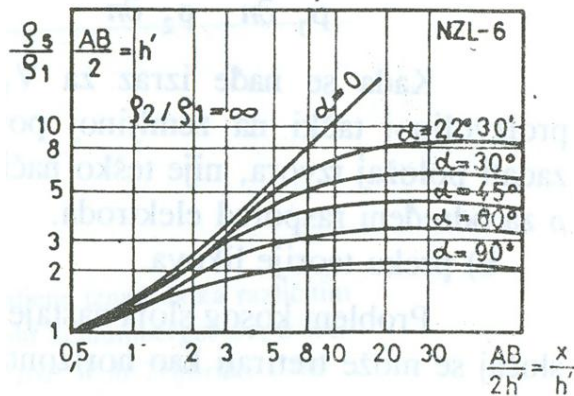
Заради овие причини теоријата на ликови во случај $\rho_2=0$ може да се примени само ако (n) е парен број. Значи, дефинирањето на потенцијалот (V) во произволна точка во средината ρ_1 , а на Земјината површина, се сведува на обичен геометриски проблем на наоѓање на растојанието меѓу точките на набљудување и сите (вистински и фиктивни) извори на струја. Нема посебни тешкотии во дефинирањето на потенцијалот предизвикан од два извора $(+A)$ односно $(-B)$, како и при пронаоѓањето на разликите на потенцијалот меѓу точките (M) и (N) . Мора да се нагласи дека сепак е полесно да се оперира со диспозитиви ориентирани или во правец на падот или во правец на простирање на граничната рамнина која ја раздвојува средината ρ_1 од средината ρ_2 .

5.4.2. Аналитичка метода

Земајќи предвид дека теоријата на ликови не може секогаш да се примени во практиката, потенцијалите се дефинираат аналитички преку Лапласовите диференцијални равенки.



Слика 35: NZL-11 дијаграми за коси гранични рамнини (по Головцин, 1963г.)
 Figure 35: NZL-11 Diagrams for sloping plains borders (by Golovcin, 1963)



Слика 36: NZL-6 дијаграми за коси гранични рамнини (по Головцин, 1963г.)
 Figure 36: NZL-6 Diagrams for sloping plains borders (by Golovcin, 1963)

Потенцијалот во случај кога едната емитирачка електрода се наоѓа на контактот на граничните рамнини ρ_1 и ρ_2 гласи:

$$V = \frac{I\rho_1\rho_2}{2[\pi\rho_1 + \alpha(\rho_2 - \rho_1)]} \frac{1}{r} \dots\dots\dots (5.24)$$

каде што r е растојанието од емитирачката електрода до точката во која се набљудува потенцијалот.

Теоретските криви VES разработени за гранични рамнини паралелни со површината на теренот не можат да се користат за обработката на кривите снимени на накривените (косите) гранични рамнини. Тоа доведува до големи грешки. Изучувањето на привидните електрични отпорности при VES над

двослоен пресек (наведната гранична рамнина) теоретски ги решиле Л. М. Алпими и А. Н. Тихонов (1940г.).

На слика 35 се дадени NZL-11 теоретски криви за случај граничната рамнина да има нагиб $\alpha = 22^{\circ}30'$ и трасата на мерење од контактната рамнина да е на оддалеченост $AB/2=h$ (види слика 33 и слика 35). Вредноста ρ_s/ρ_1 варира од $\mu = 4 - \infty$, а во функцијата $AB/2h=x/h$, каде што (h) -е вертикалната оддалеченост на точката на мерење до косата гранична рамнина.

На слика 36 се дадени NZL-6 теоретски криви за случај нагибот на граничната рамнина да варира $\alpha = 0 - 90^{\circ}$, а односот $\rho_2/\rho_1 = \infty$. Трасата на мерење е оддалечена од контактната рамнина $R_0=AB/2=x$ (види слика 33 и слика 36). Кривите ρ_s/ρ_1 се во функција од $AB/2h'=x/h'$, каде што (h') -е најкратката оддалеченост на точката на мерење до косата гранична рамнина.

Споредувајќи ги кривите VES за случај кога граничната рамнина е паралелна со површината на теренот со кривите NZL, се доаѓа до заклучокот дека за еден и ист однос (μ) и за иста длабочина на залегнување постојат битни разлики. Кај налегнатите, т. е. накосените криви, последната гранка на кривата се одликува со ниски вредности и тежнее кон некоја гранична големина и дотолку е помала доколку аголот алфа- α е поголем, додека кај кривите VES, последната гранка асимптотски се приближува кон правецот на нагиби од 45° во случај да е $\rho_2 = \infty$.

6. ГЕОЛОШКИ ЗОНИ И ТЕКТОНСКИ АКТИВНОСТИ НА ПОШИРОКИОТ ИСТРАЖЕН ПРОСТОР

Подрачјето на Скопската Котлина претставува сегмент од некогашната езерска фаза на развитокот на Скопскиот Базен за што сведочат огромните депозити на езерските седименти. Котлината е формирана во младиот терцијар и кварталер, со постепено повлекување на неогеното езеро и нејзините морфолошки облици се резултат на тектонските движења и ерозивните процеси. Теренот всушност претставува кварталерна депресија и се карактеризира со крупнозрнести, добро гранулирани и добро сложени чакално-алувијални сегменти. Од тектонски аспект, Скопската Котлина претставува депресија, ограничена од сите страни со ридски и планински терени кои се изградени од карпи со различна старост, почнувајќи од камбриум, па сè до неоген. За разлика од нив, самата депресија е изградена од неогено-квартерни седименти при што од неогените седименти се изградени ритчести терени во депресијата, а од кварталерните седименти се изградени алувијалните и алувијално - пролувијалните наслаги по течението на реката Вардар и нејзините притоки. Според сегашните геолошки мапи (Основна геолошка мапа 1:100 000, Инженерска геолошка мапа 1:200 000, Метална генетичка мапа 1:200 000, Хидро - геолошка мапа, Сеизмичко - тектонска и Неотектонска мапа), областа на Скопската Котлина се состои од литостратиграфски единици кои можат да се поделат во 5 (пет) структурно - тектонски литостратиграфски зони :

- Вардарска зона;
- Северниот дел на Пелагонидите;
- Комплекс од палеогенски наслаги;
- Комплекс од неогенски наслаги;
- Кварталерна зона.

Скопската Котлина се карактеризира со комплексни тектонски активности, кои можат да им се припишат на овие зони и директниот контакт меѓу двете различно структурни тектонски единици (зоната на Пелагонија и Вардарската зона). Во продолжение се дадени главните карактеристики на петте именувани зони.

Истражниот простор е лоциран во северниот дел на Вардарската зона, која е создадена од прекамбриски и палеозоични состави како гнајс, шкрилец и мермер. Тектонската еволуција на оваа зона е лабилна. Шкрилците во Велешката низа се значително прекинати и компресирани и прават низа од симетрични камени плочи кои се простираат од северозапад кон југоисток. Велешката низа на планината Скопска Црна Гора е дислоцирана и се состои од различни типови на шкрилец, мермер и кварц. Таа е синклиничка и постоечките фалти и лушпи имаат предизвикано значителни прекини. Лушпата булашан е типична за овој регион. Шкрилците и кварцот на Велешката низа се покриени со млади наслаги од олигоцен. Покрај карактеристичните структурно-тектонски движења има тектонски прекини во областа поставена од североисток кон југозапад, како и млади неотектонски движења со насока од исток кон запад. Сите овие компоненти во Вардарската зона создаваат погодни услови за тектонски релаксации и движења на литолошките единици.

Северниот дел на Пелагонидите, кој припаѓа на Пелагонискиот хорстантиклинориум е развиен во југозападниот дел на регијата. Литолошкиот состав на оваа зона е екстремно комплексна. Се состои од прекамбриски, рифејкамбриски, палеозоични и мезозоични состави како шкрилци, мермер и варовник од мермер, како конгломерати, песок и варовник, кои можат да се најдат на југоисточниот наклон на планината Каршијак со врвот Водно. Тектонската еволуција во северниот дел на Пелагонискиот хорстантиклинориум се случила во две основни орогенетски фази. Првата фаза е претставена со преслапи поврзани со регионални метаморфизми и значителни структури кои создаваат идеални канали за магма со различен состав. Втората тектонска фаза е алпската орогена фаза. Како резултат на целото преслапување, во оваа фаза се создале многу компресивни форми кои се поставени од северозапад кон југоисток и североисток кон југозапад. Меѓу многуте хорстантиклинориумски форми, присутните антиклинални сегменти од Брезник во форма на лак се создадени од бело - сиви средно - гранулатни доломити со тенки слоеви на мермер. Горните делови на Брезничката антиклинала се состојат од творби кои потекнуваат од рифеј - камбриското време. Нејзиниот северозападен дел е отворен на линијата Водно – Осој. Оваа структура пропаѓа кон североисток.

Комплексот од палеогенски наслаги може да се најде на северо-источниот дел, во Вардарската зона (Велешката низа). Овие наслаги се карактеризираат со олигоценски творби создадени од конгломерати, песок, глина и песочен варовник. Овие творби можат да се најдат во субстратумот на планината Скопска Црна Гора, меѓу селата Страчинци и Булачани. Други литолошки творби кои се состојат од песочен и од корален варовник можат да се најдат на северниот крај од овој регион.

Комплексот од неогенски наслаги е прилично широко распространет во областа на Скопската Котлина. Овие наслаги се создадени од плитки езерски наслаги богати со микро и макро - фауна. Според фосилите кои се појавуваат, староста на наслагите се проценува на горномиоценски или горноплиоценски. Во крајбрежните делови на Скопскиот Базен, горномиоценските наслаги се состојат од основни конгломерати, покриени со песок, мермер и мермерна глина. Во овие хоризонтални слоеви можат да се најдат фосили со кои овој комплекс се идентификува како горномиоценски. Поновите творби на плиоценското и квартернарното доба честопати ги покриваат овие наслаги. Чакал, песок и песочни глини се присутни насекаде на територијата на Скопската Котлина. Многу почесто овие наслаги од горноплиоценското доба се развиени во крајбрежните делови, на границата меѓу Скопска Црна Гора и Каршијак со врвот Водно. Неотектонските движења се карактеризираат како со хоризонтални и со вертикални движења на старите структури поставени од северозапад кон југоисток и од поновите творби од југоисток кон северозапад до исток - запад. Поради овие неотектонски движења, Скопскиот терцијарен базен во моментов е во фаза на тонење и затоа се прави голем базен за акумулација на еродиран материјал од околните планини.

Творбите од квартерната зона се развиваат на широк простор во Скопската Котлина и се карактеризираат со присуство на различни наслаги. Длабочината на овие наслаги варира од неколку метри до неколку стотини метри. Наслагите кои се состојат од тресетно мочуриште и обично мочуриште се создадени во езерска средина. Поврзан и порозен травертин и туфи може да се најдат на неколку локации во Скопската Котлина. Потеклото на овие наслаги се поврзува со геотермалните активности на водата до таложење на

CaCO₃ (калциум карбонат) во езерото. Длабочината на туфите е нормално поголема од 20 м. Обично кај туфите и травертинот се присутни остатоци од фосилна флора и фауна. Дилувиумските слоеви можат да се најдат во северните делови на Скопската Котлина и ретко во нејзините југоисточни делови. Најчести локации се супстратумот на планината Скопска Црна Гора, но исто така и во супстратумот на планините кои се наоѓаат околу Скопје. Овие слоеви се во зоната на транзиција од планинскиот масив до други квартални делови. Пролувиумскиот материјал исто така е широко распространет во Скопската Котлина. Алувиумски тераси можат да се најдат по текот на големите реки кои се одлеваат во Скопската Котлина. Тие се состојат од сите основни типови на карпи кои се типични за масивот околу Скопје. Нивната длабочина варира од 5 до 70 м преку тековното ниво на реките. Меѓу кварталните творби, алувиумските слоеви се најмногу хоризонтално протегнати. Материјалот од кој се составени потекнува од областите на одлив кои гравитираат кон реката Вардар. Длабочината на алувијалните творби во Скопската Котлина се до 100 м. Геолошкиот профил на котлината покажува конзистентна геолошка состојба (алувиум) во истражниот простор.

Врз основа на извршените инженерско - геолошки картирања, во поширокото градско подрачје, издвоени се подолунаведените литогенетски комплекси чии одлики се од интерес за оценка на влијанието на локалните геотехнички услови врз амплитудно - фреквентната модификација на регионалните сеизмички движења. Алувијалните седименти го прекриваат најголемиот дел од терените кои ја опфаќаат алувијалната рамнина на реките Вардар, Лепенец и Треска. Помладите алувијално - пролувијални седименти се со дебелина од 8 до 20 м. Постари пролувијални седименти ја исполнуваат пространата посттерцијална депресија источно и југоисточно од градот. На површината се откриени само во северниот дел, во реонот Гази Баба – Железарница. Претставени се најмногу со песоци и понекаде чакалести и песокливи глини. Нивната дебелина најчесто изнесува 30 до 160 м.

Овој дел од теренот припаѓа на алувијалните седименти кои се дел од Скопската Котлина. Тие се претставени со грубокластичен материјал, составен од песоци, чакали и глини, наместа со самци и валутоци. Овие карпести маси

во поширокиот простор се во контакт со делувијално-пролувијалните седименти. Од инженерско - геолошки аспект тоа се неврзани карпести маси во делот на песоците и чакалите и слабо врзани карпести маси во делот на глините.

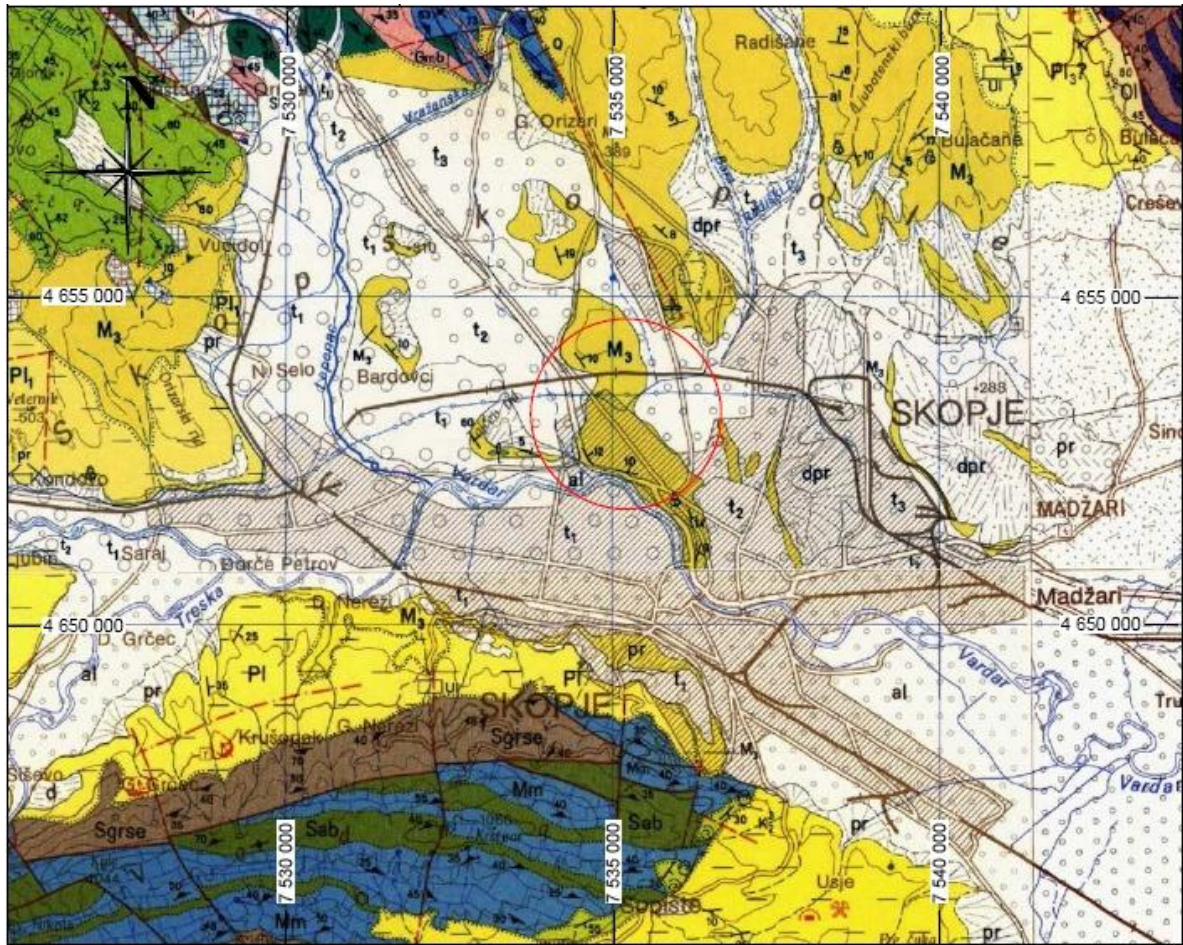
Од хидро - геолошки аспект станува збор за добро штедри терени, со слободно ниво на подземната вода и збиен тип на издани. Нивото на подземната вода е во горните делови од теренот и малку варира, зависно од литологијата и од морфологијата на теренот.

Според градежните норми ГН 200, овие терени со вакви карпести маси припаѓаат на III -категорија.

Според инженерско - геолошките карактеристики, овие карпести маси припаѓаат во групата на неврзани карпести маси во делот на кварталните седименти претставени од алувијални седименти кои го изградуваат најголемиот дел од теренот и полуврзани карпести маси миоценски седименти составени од глиновито - лапорови седименти.

Скопската Котлина е тектонски ров кој има доста сложена тектоника. Скопската тектоника е формирана со последните тектонски движења од алпската орогенеза. Тоа се претежно руптурни појави каде што има вкрстување на повеќе тектонски правци. На овој простор има контакт меѓу три тектонски единици, и тоа Пелагонидите на југозапад и Динаридите (Шарпланинска Област) на запад, во тектонски контакт по должина на реката Лепенец со Вардарската зона на исток, во делот на Скопската Црна Гора. Поради овие тектонски - контактни судрувања на овие геотектонски единици, Скопската Котлина е силно турсно подрачје од глиновито - лапорови седименти.

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед



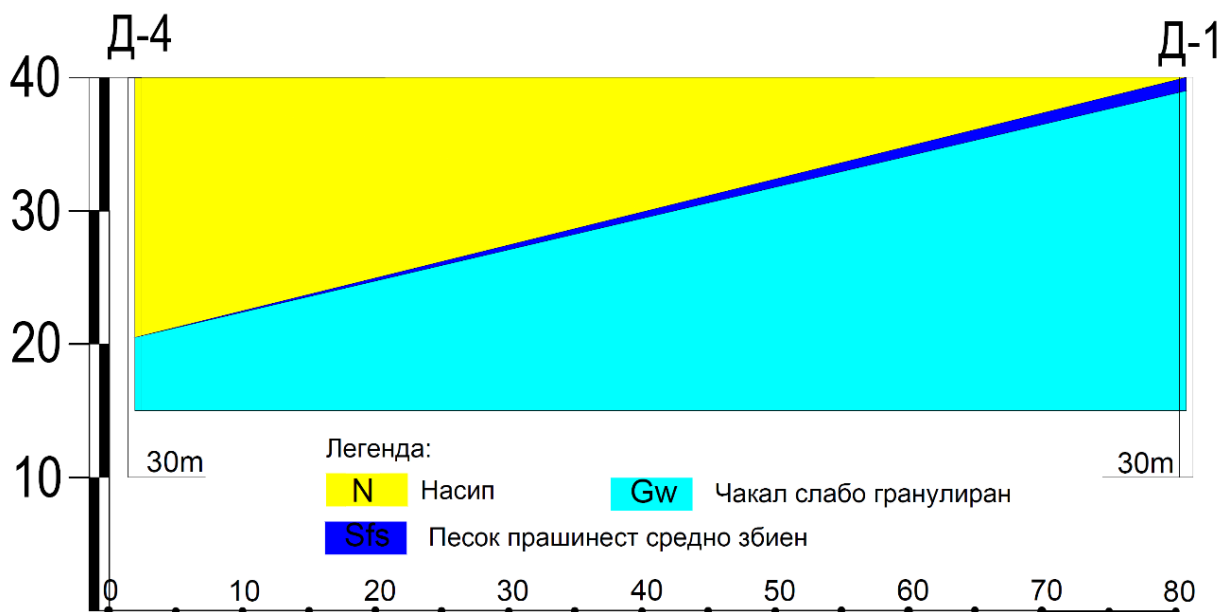
Слика 37: Геолошка карта на пошироката област на Скопската Котлина
Figure 37: Geological map of a wider area of Skopje Valley

6.1. Еволуција на Скопската Котлина

Пределот на Скопската Котлина е резултат на долг еволуциски развој. Најстарите творби во оваа област се прекамбрискиот гнајс (gneiss) и шкрилецот. Овие карпи го претставуваат темелот на Пелагонискиот хорстантиклинориум и Вардарската зона. Вториот период на создавање е рифеј-камбрискиот период. За ова време се јавува седиментацијата во морињата и тоа на различни длабочини. Конечниот ефект на рифеј-камбриските активности е создавањето на метаморфитите сè до ликот на зелениот шкрилец. Овие типови карпи можат да се најдат во северниот дел на Пелагонидите. Третата фаза на создавање резултирала со палеозоични творби: филитоидални формации во Пелагонидите, проследени со серии од карбонатни вулканогенски наслаги кои завршуваат со орогенични движења и регионална метаморфоза. Областа на Скопската Котлина била подложна на геосинклиналан процес во Вардарската зона. Во периодот на таложеење се создале услови за магматските активности. Кон крајот на палеозоичниот период, геосинклиналните процеси биле скоро комплетирани и почнало интензивното набирање и прекривање со лушпи. Следниот период во геолошкиот развој на Скопската Котлина бил претставен со мезозоични случувања. Алпската орогенеза е значителен момент во врска со еволуцијата на котлината. Кретациската трансгресија го овозможила создавањето на псамит-пелит и карбонатни ликови кои нехармонично лежат врз палеозоичниот шкрилец. Овој развој бил забележан во Пелагонидите. За време на терцијалниот период се случиле интензивни движења и олигоценските наслаги биле покриени со лушпи од палеозоични метаморфити. За време на подоцнежните стадиуми на алпската орогенеза (миоцен и плиоцен) се случиле радијални тектонски активности по должина на реактивните фалти. Овие тектонски движења ја создале Скопската Рамнина, која станала место за наталожување на еродиран материјал.

7. ГЕОЛОШКИ ИСПИТУВАЊА

Истражниот простор е геолошки испитан преку две истражни дупнатини: Д-1 и Д-4, до длабочина од 25m во една профилна линија со вкупна должина од 80m. Изведените дупнатини се картирани и врз основа на добиените геолошки карактеристики е изработен геолошки профил на истражниот простор кој е претставен на слика 38. На истата слика е презентираан деталниот истражен простор на кој е потенциран основниот литолошки состав. Од геолошкиот профил можеме да заклучиме дека во истражниот простор има можно присуство на вертикален расед и стрмно накосени гранични површини. Врз основа на геолошките податоци за истражниот простор се добиваат многу малку информации за реалната состојба на геолошката структура меѓу двете изведени дупнатини. Изведените геофизички истражувања, конкретно гео - електричното картирање е изработено со цел да се добие јасен приказ за геолошката состојба.






Слика 38: Геолошки профил на истражниот простор
Figure 38: Geological profile of the investigated area

8. ГЕОЕЛЕКТРИЧНИ ОСОБИНИ НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР

За успешно применување на геоелектричната метода на картирање, покрај геолошките податоци потребно е да се определат и спроводливите карактеристики на геолошките средини, односно вредностите за реалниот електричен отпор. Вредностите на специфичниот електричен отпор варираат од 10 до $10^7 \Omega m$ и најмногу зависат од нивото на подземна вода, структурата и геомеханичките параметри на геолошките средини. Во табелата 8.1 се претставени структурно различните геолошки средини присутни во истражниот простор, со добиените вредности за нивниот специфичен електричен отпор.

Табела 8.1: Спроводни карактеристики на геолошките структури
Table 8.1: Conductivity properties of the geological environments

Геолошки формации / Geological formation	Специфичен електричен отпор / Real electrical resistance (Ωm)
Насип (N) / Embankment (N) 	20
Песок прашинест средно збиен (Sfs)/ Sand with fine to medium granulation (Sfs) 	60
Чакал слабо гранулиран (Gw)/ Gravel with fine granulation (Gw) 	150

8.1. Метода на геоелектрично картирање

Методата на геоелектрично картирање е изведена со четири електроди (AB – струјни, MN – потенцијални) во **Венеров распоред на мерниот диспозитив**. Електричното поле се индуцира меѓу двете струјни електроди, додека пак во потенцијалните електроди се регистрира привидниот електричен отпор кој го манифестира геолошкиот комплекс за дадена длабочина. Привидниот електричен отпор зависи од распоредот на мерниот диспозитив и вкупниот електричен отпор кој го манифестира испитуваниот простор. Зависноста е прикажана со следнава равенка (8.1):

$$\rho_a = 2\pi aR \quad \dots\dots\dots (8.1)$$

каде што:

ρ_a – привиден електричен отпор;

π – константа со вредност 3.14;

a – растојанието меѓу електродите;

R – вкупниот електричен отпор.

Истражниот простор е моделиран низ 5 (пет) различни длабочини кои зависат од вкупната должина на мерниот диспозитив односно од растојанието „ a “ помеѓу електродите.

8.2. Модели на привиден електричен отпор

Моделите на привиден електричен отпор претставуваат полулогаритамски дијаграми, во кои на x -оската се нанесуваат податоци за должината на профилната линија додека пак на y -оската се нанесуваат податоци за привидниот електричен отпор регистриран за дадена испитувана длабочина.

Моделите на привиден електричен отпор можат да се добијат со нанесување на полулогаритамски дијаграми на добиените вредности од директните теренски испитувања за секоја истражна длабочина, како и синтетички, со определување на специфичниот електричен отпор на геолошките средини кои се застапени во истражниот простор. Од геолошкиот профил на истражниот простор се гледа дека се застапени вкупно 3 (три) различни геолошки структури.

Моделите на привиден електричен отпор претставени во трудот се изработени синтетички преку податоците за геомеханичките карактеристики од дупнатините, податоците од геолошките испитувања и геоелектричните карактеристики на застапените геолошки структури во истражниот простор опфатени во геолошкиот профил.

Со цел да се извршат геоелектрични испитувања по должина на целиот истражен простор кој е составен од две дупнатини се изработени вкупно пет модели на привиден електричен отпор. Изгледот и формата на геоелектричниот модел се различни и зависат од дебелината на геолошките средини, како и од нивните геоелектрични карактеристики. Секој геоелектричен модел го моделира потповршинскиот комплекс за една длабочина по должина на профилната линија до длабочина која е еднаква на една

третина од растојанието меѓу струјните електроди (Венеров распоред). За секоја мерна длабочина се оформува табела со добиени вредности врз чија основа се изработуваат поединечните модели на реален специфичен електричен отпор. Во табелите се внесуваат податоци за видот на картираните геолошки средини, распореденоста на слоевите, дебелината на слоевите и нивниот специфичен електричен отпор. Податоците за геолошките средини, распореденоста на слоевите, како и дебелината на слоевите се добиваат, т.е. се отчитуваат од картираните дупнатини на геолошкиот профил за истражниот простор (слика 39), а податоците за специфичниот електричен отпор на геолошките средини се добиваат, т. е. се отчитуваат од табела 8.1.

9. ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИТЕ МОДЕЛИ

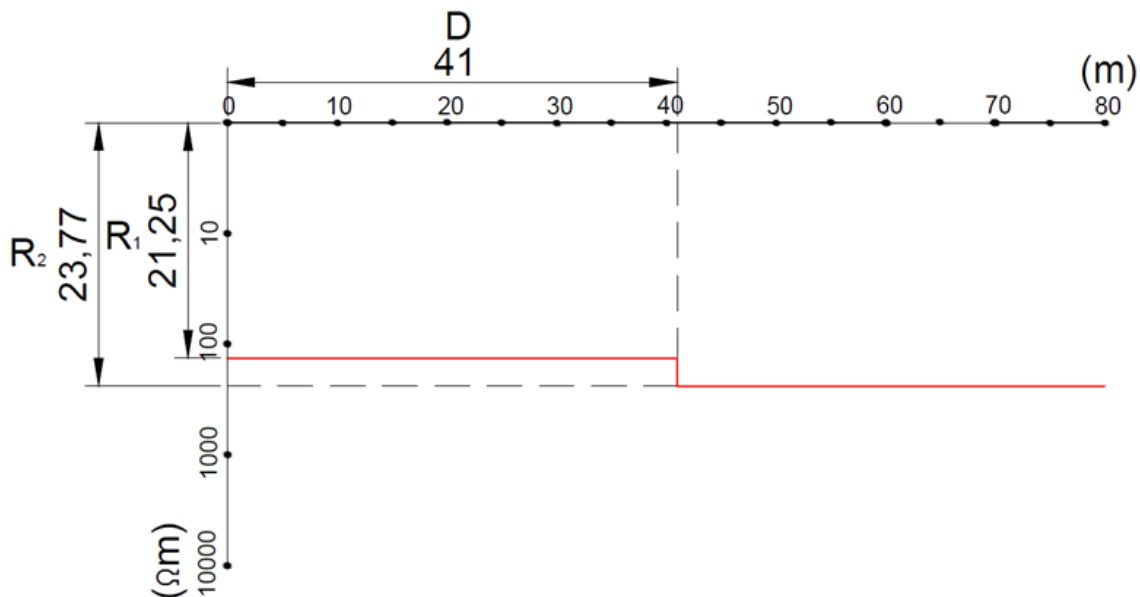
Интерпретацијата на геоелектричните модели се изведува етапно од најплиткиот модел почнувајќи од првата регистрирана привидна електрична отпорност. Од моделот се анализираат податоците за привидниот електричен отпор и преку равенката (8.1) се определуваат вредностите за вкупниот електричен отпор. Добиените податоци се споредуваат со податоците од претходниот модел. Доколку има разлики во вредноста се заклучува дека ново интерпретираните податоци за вкупниот електричен отпор не можат да се интерпретираат директно. Поради сферниот начин на простирање на електричното поле, како и хоризонталната наслоеност на одредени геолошки формации вкупниот електричен отпор кој го манифестираат може да се пресмета како отпор на паралелни спроводници според равенката:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \dots + \frac{1}{R_n} \quad \dots\dots\dots (9.1)$$

Според тоа, преку равенката (9.1) почнувајќи од првиот, постапно се определува електричниот отпор на секоја геолошка структура.

► Најплиткиот геоелектричен модел опфаќа длабочина од 1 m, со вкупна должина на мерниот диспозитив од 3 m (Венеров распоред на мерниот диспозитив: $a+a+a=3a$). За секое мерење мерниот диспозитив се поместува по должина на мерната траса со што се картира целиот истражен простор. На сликата 39 е претставен геоелектричниот модел изработен за длабочина од 1m.

На геоелектричниот модел, на x-оската е прикажана вкупната должина на испитуваниот простор (m), додека пак на y-оската логаритамски регистрираната вредност за привидниот електричен отпор. Од изгледот на кривата се утврдуваат 2 (две) различни вредности за регистрираниот привиден електричен отпор. Вредноста за привидниот електричен отпор се добива директно од моделот, а растојанието „a“ е познато при мерењето.



Слика 39: Геоелектричен модел за длабочина од 1 m
Figure 39: Geoelectrical model for depth of 1 m.

Во табелата 9.1 се претставени отчитаните вредности од геоелектричниот модел добиен за истражна длабочина од 1 m.

Табела 9.1: Отчитани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 1 m
Table 9.1: Reporting value of resistivity model to a dept of 1 m

Ред. бр./ Num.	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување a (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D (m) / Distance on the profile line D (m)
1	21,25	1,00	0-41
2	23,77	1,00	41-80

Вкупниот електричен отпор кој се регистрира преку Венеровиот распоред на мерниот диспозитив е претставен преку равенството (8.1):

$$\rho_a = 2\pi aR \quad \dots\dots\dots (8.1)$$

каде што: ρ_a – привиден електричен отпор;

π – константа со вредност 3,14;

a – растојанието меѓу електродите;

R – вкупниот (реален) електричен отпор;

Од геоелектричниот модел се добиваат регистрираните вредности за привидната електрична отпорност, како и теренската позиција на профилната линија во која се определува промената. Според тоа, преку равенката (8.1) се определува вредноста за вкупниот електричен отпор кој го манифестира геолошкиот комплекс за определена испитувана длабочина. Преку интерпретација на вредноста на вкупниот (реалниот) електричен отпор со процес на корелација со спроводливите карактеристики, геолошки се интерпретира електричниот модел. Доколку добиениот тотален реален електричен отпор директно не може да се корелира со ни една застапена геолошка средина, тој претставува акумулирана вредност од повеќе карпести комплекси со различни спроводливи карактеристики. Поради хоризонталната наслоеност на карпестиот масив во испитуваниот простор и сферниот начин на простирање на електричното поле, различните карпести структури низ кои се простира електричното поле можат да се земат како паралелни спроводници. Акумулираниот отпор на еден или повеќе паралелни спроводници се определува преку равенството (9.1):

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \dots + \frac{1}{R_n} \dots\dots\dots (9.1)$$

За длабочини до a=1m и дистанца 0 m – 41 m

Интерпретацијата на моделите се изведува постапно, започнувајќи од најплитката длабочина, како и од првиот регистриран привиден електричен отпор. Според табелата 9.1 првиот регистриран отпор изнесува $\rho_1=21,25 \Omega m$. Бидејќи у-оската од која се отчитува вредноста е полулогаритамска, вредноста за привидниот електричен отпор се добива преку математичка пропорција и тоа:

за отчитано: $R_1 = 21,25 \Omega m \rightarrow 21,25 - 20,00 = 1,25$

$$x : 1000 = 1,25 : 10 \rightarrow x \approx 125 \Omega m \rightarrow \rho_{a1} = 125 \Omega m$$

Со цел да се добие реалниот електричен отпор- R_i , потребно е добиената вредност да се замени во равенството (8.1) каде што единствена непозната величина останува реалниот електричен отпор. Па, според тоа:

$$\rho_{a1}=2 \cdot \pi \cdot a_1 \cdot R_1 \rightarrow 125=2 \cdot 3,14 \cdot 1,0 \cdot R_{1\text{-лево}}$$

$$R_{1\text{-лево}} = 19,904 \Omega.$$

Според пресметаниот реален електричен отпор $R_{1\text{-лево}} = 19,904 \Omega$ и при корелација на добиениот резултат со спроводливите карактеристики на геолошките структури претставени во табелата 8.1 се добива дека од дупнатината Д-4 до дистанцата $D=41\text{m}$ се работи за слој од насип (N) каде што реалниот електричен отпор е во границите од $20 \Omega\text{m}$.

За длабочини до $a=1\text{m}$ и дистанца $41 \text{ m} - 80 \text{ m}$

На дистанца $D=41\text{m}$ до $D=80\text{m}$ (т. е. до положбата на дупнатината Д-1), привидниот електричен отпор е со вредност од $\rho_2=23,77 \Omega\text{m}$ (ова е вториот отчитан привиден електричен отпор), а пак $a=a_2=1\text{m}$.

Со математичка пропорција се добива резултантната вредност за привидниот електричен отпор, според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_2 = 23,77 \Omega\text{m} \rightarrow 23,77 - 20,00 = 3,77$$

$$x : 1000 = 3,77 : 10 \rightarrow x \approx 377 \Omega\text{m} \rightarrow \rho_{a2} = 377 \Omega\text{m}$$

со замена во равенката (8.1) се добива вредноста за реалниот електричен отпор- R_i и тоа: $\rho_{a2}=2 \cdot \pi \cdot a_2 \cdot R_2 \rightarrow 377=2 \cdot 3,14 \cdot 1,0 \cdot R_{2\text{-десно}}$, па според тоа:

$$R_{2\text{-десно}} = 60,031 \Omega.$$

Според пресметаниот реален електричен отпор $R_{2\text{-десно}} = 60,031$ и при корелација на добиениот резултат со спроводливите карактеристики на геолошките структури претставени во табелата 8.1 се добива дека од дистанцата $D=41 \text{ m}$ до дупнатината Д-1, се работи за слој од песок прашиност, средно збиен (Sfs) каде што реалниот електричен отпор е во границите од $60 \Omega\text{m}$.

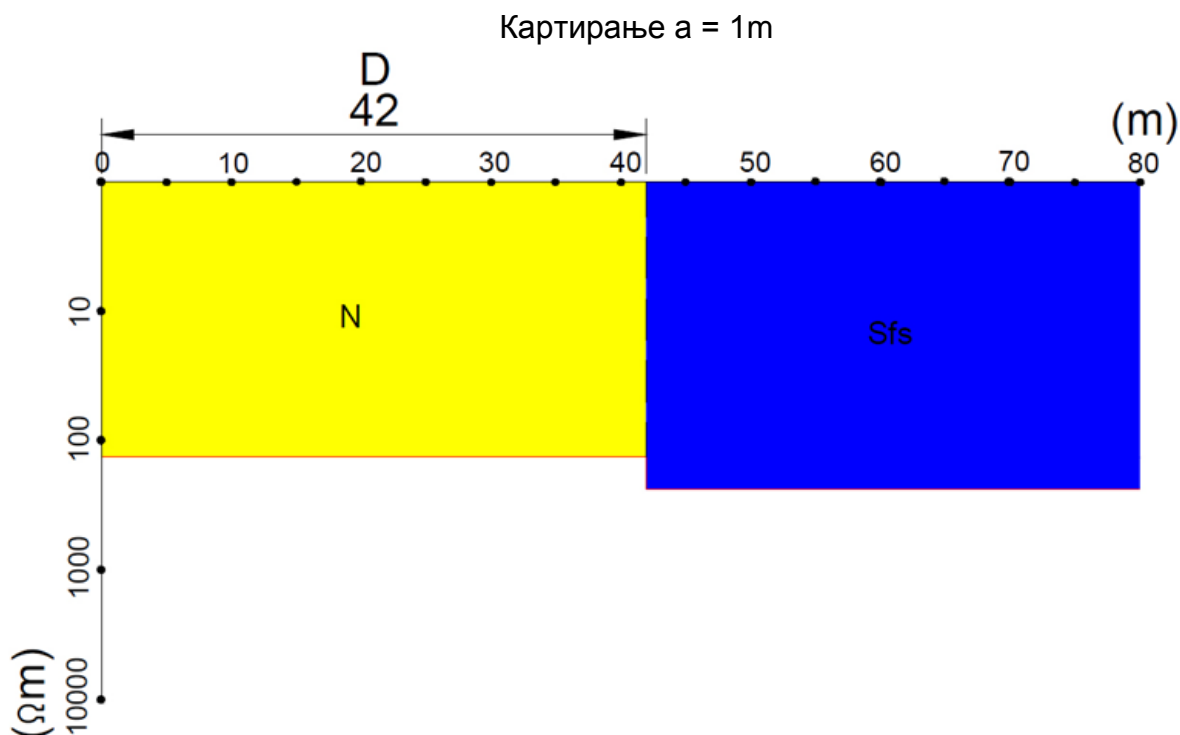
Значи, по должина на профилната линија Д-4 – Д1, за длабочина до $a=1\text{m}$ се регистрирани следниве геолошки слоеви:

-на дистанца Д-4 – 41 m :слој од насип (N),

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

-на дистанца 41 m – 80 m (Д-1):слој од песок прашиност средно збиен (Sfs).

Преку обработување на добиените податоци за електричните особини на различните геолошки средини опфатени со геоелектричниот модел добиен за истражниот простор до длабочина од $a = 1$ метар, тој реинтерпретиран може да биде прикажан со геолошка класификација на регистрираните вредности. На сликата 40 е претставен обработениот геоелектричен модел.



Слика 40: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=1$ m
Figure 40: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=1$ m

Во табелата 9.2 се претставени отчитаните и обработените податоци од геоелектричниот модел како и корелираните геолошки средини кои претставуваат основа за геолошка интерпретација на електричните истражувања.

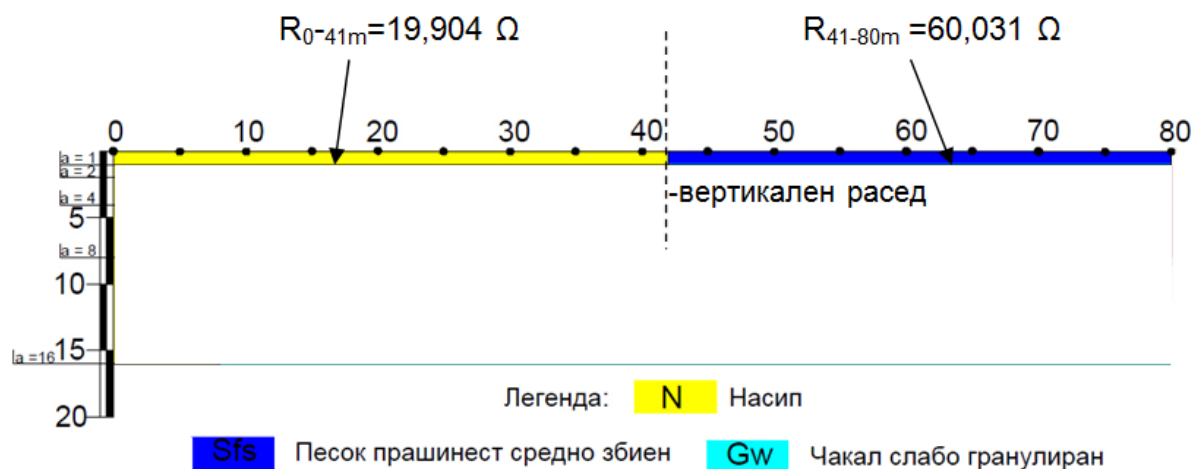
Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

Табела 9.2: Крајна табела со пресметани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 1 m

Table 9.2: The final table of the calculated values of geo electric model to a depth of 1 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ω m) / Apparent electrical resistance (Ω m)	Длабочина на испитување а (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D(m) / Distance on the profile line D (m)	Акумулиран електричен отпор (Ω m) / Accumulated electrical resistance (Ω m)	Интерпретиран електричен отпор (Ω m) / Interpreted electrical resistance (Ω m)	Геолошки средини / Geological environments
1	21,25	1,00	0-41	19,904	19,904	Насип (N) / Embankment (N)
2	23,77	1,00	41-80	60,031	60,031	Песок прашиност средно збиен (Sfs) / Sand with fine to medium granulation (Sfs)

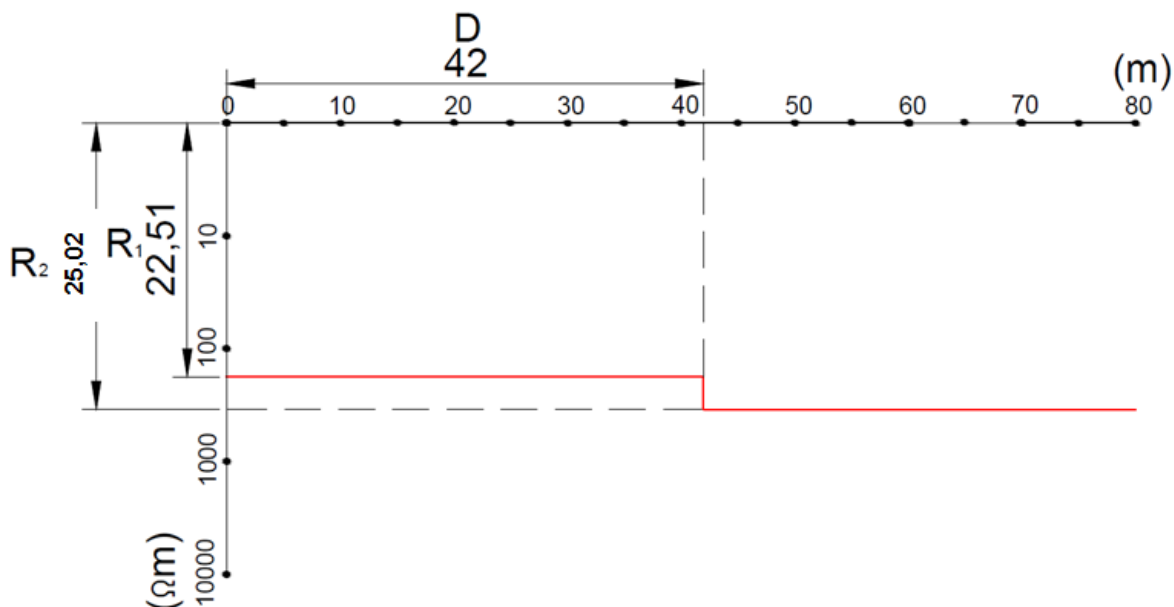
Според досегашните интерпретирани податоци за длабочина до $a=1$ m, геолошкиот профил кој се добива од геоелектричните испитувања и спроводливите карактеристики на геолошките средини графички може да се претстави и на начин како што тоа е прикажано на слика 41.



Слика 41: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=1$ m
Figure 41: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=1$ m.

► Втора длабочина на која е моделиран истражниот простор е изведен со растојание $a = 2\text{m}$ и вкупна должина на мерниот диспозитив од 6 m . На сликата 42 е претставен геоелектричниот модел за длабочина од 2 m .

На геоелектричниот модел, на x -оската е прикажана вкупната должина на испитуваниот простор (m), додека пак на y -оската логаритамски регистрираната вредност за привидниот електричен отпор. Од изгледот на кривата се утврдуваат 2 (две) различни вредности за регистрираниот привиден електричен отпор. Вредноста за привидниот електричен отпор се добива директно од моделот, а растојанието „ a “ е познато при мерењето.



Слика 42: Геоелектричен модел за длабочина од 2 m
Figure 42: Geoelectrical model to a depth of 2 m

Во табелата 9.3 се претставени отчитаните вредности од геоелектричниот модел добиен за истражна длабочина од 2 m .

Табела 9.3: Отчитани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 2 m
Table 9.3: Reporting value of resistivity model for dept of 2 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување a (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D (m) / Distance on the profile line D (m)
1	22,51	2,00	0-42
2	25,02	2,00	42-80

Од дијаграмот на кривата на привидниот електричен отпор за длабочина $a=2\text{m}$, претставен на слика 42, по претходно објаснетата постапка се добиваат вредностите за акумулиран електричен отпор (Ωm), интерпретиран електричен отпор (Ωm) и се определуваат карактеристиките на геолошките средини кои се внесени во креираната табела 9.4.

За длабочини до $a=2\text{m}$ и дистанца $0\text{ m} - 42\text{ m}$

На дистанца $D=0\text{m}$ (т. е. положбата на дупнатината Д-4) до $D=42\text{m}$, според геоелектричниот модел за длабочина од $a=a_2=2\text{m}$ што е прикажан на слика 42, како и според податоците во табела 9.3, првиот регистриран привиден електричен отпор изнесува $\rho_1=22,51\ \Omega\text{m}$.

Бидејќи y - оската од која се отчитува вредноста е полулогаритамска, резултантната вредност за привидниот електричен отпор се добива преку математичка пропорција според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_1 = 22,51\ \Omega\text{m} \rightarrow 22,51 - 20,00 = 2,51$$

$$x : 1000 = 2,51 : 10 \rightarrow x \approx 251\ \Omega\text{m} \rightarrow \rho_{a1} = 251\ \Omega\text{m}$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a1} = 2 \cdot \pi \cdot a_2 \cdot R_1 \rightarrow 251 = 2 \cdot 3,14 \cdot 2,0 \cdot R_{1\text{-лево}}$$

$$R_{1\text{-лево}} = 19,984\ \Omega.$$

Според пресметаниот реален електричен отпор $R_{1\text{-лево}} = 19,984\ \Omega$ и табелата 8.1 се добива дека од дупнатината Д-4 до дистанцата $D=42\text{m}$ се работи за **слој од насип (N)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $20\ \Omega\text{m}$.

За длабочини до $a=2\text{m}$ и дистанца $42\text{ m} - 80\text{ m}$

На дистанца $D=42\text{m}$ до $D=80\text{m}$ (т. е. до положбата на дупнатината Д-1), привидниот електричен отпор е со вредност од $\rho_2=25,02\ \Omega\text{m}$ (ова е вториот отчитан привиден електричен отпор), а пак: $a=a_2=2\text{m}$.

Со математичка пропорција се добива резултантната вредност за привидниот електричен отпор според постапката:

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

за отчитано: $R_2 = 25,02 \Omega m \rightarrow 25,02 - 20,00 = 5,02$

$$x : 1000 = 5,02 : 10 \rightarrow x \approx 502 \Omega m \rightarrow \rho_{a2} = 502 \Omega m$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a2} = 2 \cdot \pi \cdot a_2 \cdot R \rightarrow 502 = 2 \cdot 3,14 \cdot 2,0 \cdot R$$

$$R = 39,968 \Omega.$$

Потоа, поради тоа што од дистанцата $D=42m$ до крајот на профилот $D=80m$ се појавува двослојна геолошка средина, се пресметува акумулиран електричен отпор од двата слоја на истражниот простор применувајќи ја равенката (9.1) за пресметување на вкупниот електричен отпор како отпор на паралелни спроводници:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$$

каде што се заменуваат следните величини: $R=39,968 \Omega$ и

од горниот слој: $R_1=60,031 \Omega$ (Sfs),

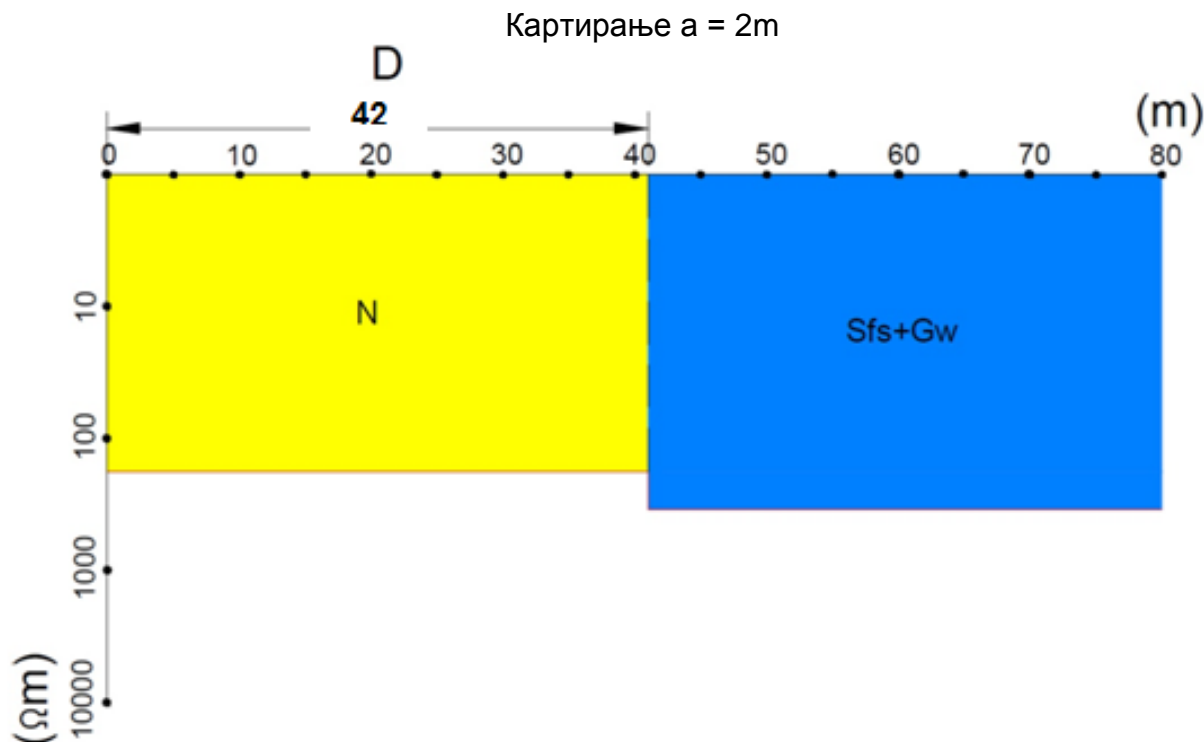
па се добива реалниот електричен отпор $R_{2-десно}=119,589 \Omega$, кој според табелата 8.1 укажува за постоење на **слој од чакал слабо гранулиран (Gw)**.

Значи, по должина на профилната линија Д-4 – Д-1, за длабочина до $a=2m$, се регистрирани следниве геолошки слоеви:

-на дистанца Д4 – 42 m:слој од насип **(N)**,

-на дистанца 42 m – 80 m: слој од песок прашиност средно збиен **(Sfs)** ← I-ви слој
+ слој од чакал слабо гранулиран **(Gw)** ← II-ри слој.

Преку обработување на добиените податоци за електричните особини на различните геолошки средини опфатени со геоелектричниот модел добиен за истражниот простор до длабочина од $a = 2$ метри, тој реинтерпретиран може да биде прикажан со геолошка класификација на регистрираните вредности. На сликата 43 е претставен обработениот геоелектричен модел.



Слика 43: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=2\text{ m}$
 Figure 43: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=2\text{ m}$

Во табелата 9.4 се претставени отчитаните и обработените податоци од геоелектричниот модел, како и корелираните геолошки средини кои претставуваат основа за геолошка интерпретација на електричните истражувања.

Табела 9.4: Крајна табела со пресметани вредности од гео-електричен модел за длабочина од 2 m

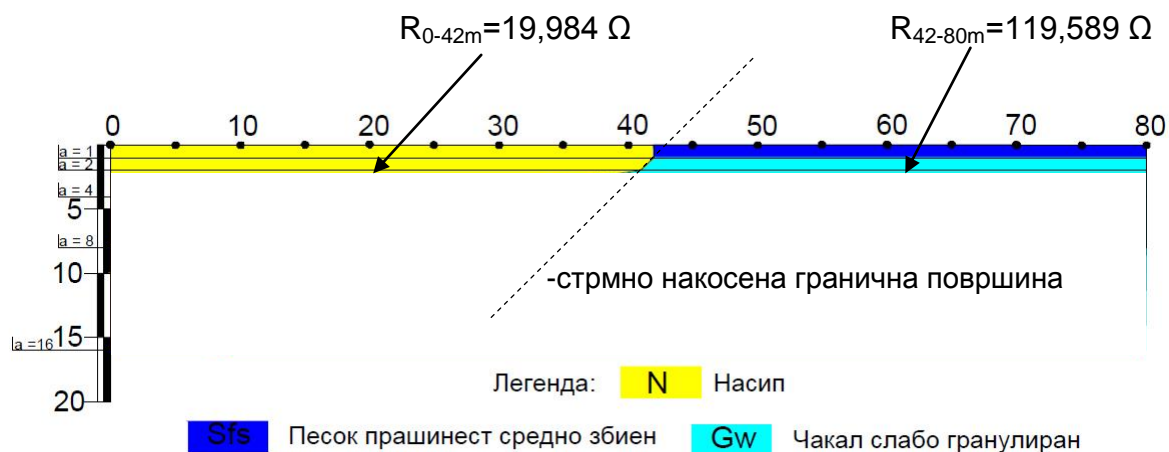
Table 9.4: The final table of the calculated values of geoelectric model to a depth of 2 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување a (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D (m) / Distance on the profile line D (m)	Акумулиран електричен отпор (Ωm) / Accumulated electrical resistance (Ωm)	Интерпретиран електричен отпор (Ωm) / Interpreted electrical resistance (Ωm)	Геолошки средини / Geological environments
1	22,51	2,00	0-42	19,984	19,984	Насип (N) / Embankment (N)

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

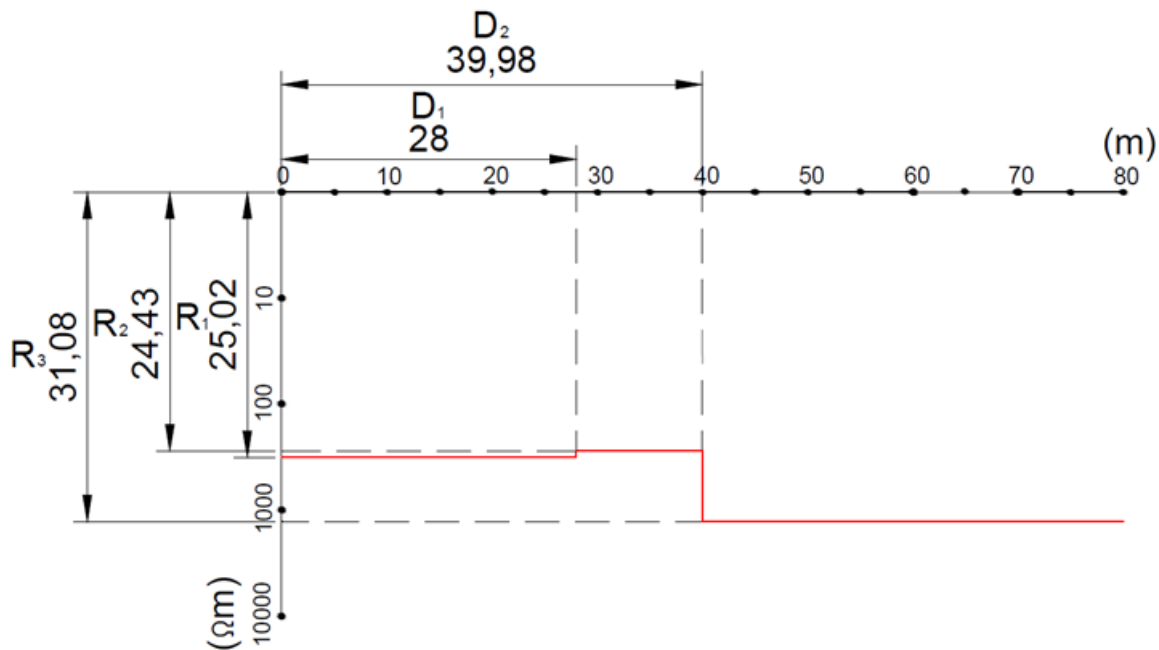
2	25,02	2,00	42-80	119,589	119,589	Чакал слабо гранулиран (Gw) / Gravel with fine granulation (Gw)
---	-------	------	-------	---------	---------	---

Според досегашните интерпретирани податоци за длабочина до $a=2\text{m}$, геолошкиот профил кој се добива од геоелектричните испитувања и спроводливите карактеристики на геолошките средини графички може да се претстави и на начин како што тоа е прикажано на слика 44.



Слика 44: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=2\text{ m}$
 Figure 44: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=2\text{ m}$

► На сликата 45 е претставен геоелектричен модел кој го моделира земјиштето до длабочина од 4 m со вкупна должина на мерниот диспозитив од 12 m.



Слика 45: Геоелектричен модел за длабочина од 4 m
Figure 45: Geoelectrical model to a depth of 4 m

На геоелектричниот модел, на x - оската е прикажана вкупната должина на испитуваниот простор (m), додека пак на y - оската логаритамски регистрираната вредност за привидниот електричен отпор. Од изгледот на кривата се утврдуваат 3 (три) различни вредности за регистрираниот привиден електричен отпор. Вредноста за привидниот електричен отпор се добива директно од моделот, а растојанието „а“ е познато при мерењето. Во табелата 9.5 се претставени отчитаните вредности од геоелектричниот модел добиен за истражна длабочина од 4 m.

Табела 9.5: Отчитани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 4 m
Table 9.5: Reporting value of resistivity model for dept of 4 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување а (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D(m) / Distance on the profile line D (m)
1	25,02	4,00	0-28
2	24,43	4,00	28-39,98
3	31,08	4,00	39,98-80

Од дијаграмот на кривата на привидниот електричен отпор за длабочина $a=4m$, претставен на слика 45, по претходно објаснетата постапка се добиваат вредностите за акумулиран електричен отпор (Ωm), интерпретиран електричен

отпор (Ωm) и се определуваат карактеристиките на геолошките средини кои се внесени во креираната табела 9.6.

За длабочини до $a=4m$ и дистанца $0 m - 28 m$.

На дистанца $D=0m$ (т. е. положбата на дупнатината Д-4) до $D_1=28m$, според геоелектричниот модел за длабочина од $a=a_3=4m$ што е прикажан на слика 45, како и според податоците во табела 9.5, првиот регистриран привиден електричен отпор изнесува $\rho_1=25,02 \Omega m$.

Бидејќи у-оската од која се отчитува вредноста е полулогаритамска, резултантната вредност за привидниот електричен отпор се добива преку математичка пропорција според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_1 = 25,02 \Omega m \rightarrow 25,02 - 20,00 = 5,02$$

$$x : 1000 = 5,02 : 10 \rightarrow x \approx 502 \Omega m \rightarrow \rho_{a1} = 502 \Omega m$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a1} = 2 \cdot \pi \cdot a_3 \cdot R_1 \rightarrow 502 = 2 \cdot 3,14 \cdot 4,0 \cdot R_1$$

$$R_1 = 19,984 \Omega.$$

Според пресметаниот реален електричен отпор $R_1 = 19,984 \Omega$ и табелата 8.1, се добива дека од дупнатината Д-4 до дистанцата $D_1=28m$ се работи за **слој од насип (N)**, каде што реалниот електричен отпор е во границите од $20 \Omega m$.

За длабочини до $a=4m$ и дистанца $28 m - 39,98 m$

На дистанца $D_1=28m$ до $D_2=39,98m$, привидниот електричен отпор е со вредност од $\rho_2=24,43 \Omega m$ (ова е вториот отчитан привиден електричен отпор), а пак длабочината: $a=a_3=4m$.

Со математичка пропорција, се добива резултантната вредност за привидниот електричен отпор -R според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_2 = 24,43 \Omega m \rightarrow 24,43 - 20,00 = 4,43$$

$$x : 1000 = 4,43 : 10 \rightarrow x \approx 443 \Omega m \rightarrow \rho_{a2} = 443 \Omega m$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a2}=2\cdot\pi\cdot a_3\cdot R \rightarrow 443=2\cdot 3,14\cdot 4,0\cdot R$$

$$R =17,635 \Omega.$$

Потоа, поради тоа што од дистанцата $D_1=28\text{m}$ до дистанцата $D_2=39,98\text{m}$ се појавува двослојна геолошка средина, пресметуваме акумулиран електричен отпор од двата слоја на истражниот простор применувајќи ја равенката (9.1) за пресметување на вкупниот електричен отпор како отпор на паралелни спроводници:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$$

каде што се заменуваат следниве величини: $R=17,635 \Omega$ и

од горниот слој: $R_1=19,984 \Omega$ (N),

па се добива реалниот електричен отпор $R_{2\text{-лево}}=149,254 \Omega$, кој според табелата 8.1 укажува за постоење на **слој од чакал слабо гранулиран (Gw)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $150 \Omega\text{m}$.

За длабочини до $a=4\text{m}$ и дистанца $39,98 \text{ m} - 80 \text{ m}$

На дистанца $D_2=39,98\text{m}$ до $D=80\text{m}$ (D-1), привидниот електричен отпор е со вредност од $\rho_3=31,08 \Omega\text{m}$ (ова е третиот отчитан привиден електричен отпор), а пак длабочината: $a=a_3=4\text{m}$.

Со математичка пропорција се добива резултантната вредност за привидниот електричен отпор -R според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_3 =31,08 \Omega\text{m} \rightarrow 31,08-30,00=1,08$$

$$x : 10.000 = 1,08 : 10 \rightarrow x\cong 1080 \Omega\text{m} \rightarrow \rho_{a3}=1080 \Omega\text{m}$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a3}=2\cdot\pi\cdot a_3\cdot R \rightarrow 1080=2\cdot 3,14\cdot 4,0\cdot R$$

$$R =42,994 \Omega.$$

Потоа, поради тоа што од дистанцата $D_2=39,98\text{m}$ до дистанцата $D=80\text{m}$ (Д-1) се појавува двослојна геолошка средина, пресметуваме акумулиран електричен отпор од двата слоја на истражниот простор применувајќи ја равенката (9.1) за пресметување на вкупниот електричен отпор како отпор на паралелни спроводници:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$$

каде што се заменуваат следниве величини: $R=42,994 \Omega$ и

од горниот слој: $R_1=60,031 \Omega$ (Sfs),

па се добива реалниот електричен отпор $R_{2\text{-десно}}=151,492 \Omega$, кој според табелата 8.1 укажува за постоење на **слој од чакал слабо гранулиран (Gw)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $150 \Omega\text{m}$.

Значи, по должина на профилната линија Д-4 – Д-1, за длабочина до $a=4\text{m}$ се регистрирани следниве геолошки слоеви:

-на дистанца $0 \text{ m} - 28 \text{ m}$:слој од насип (N),

-на дистанца $28 \text{ m} - 39,98 \text{ m}$: слој од насип (N) ← I-ви слој

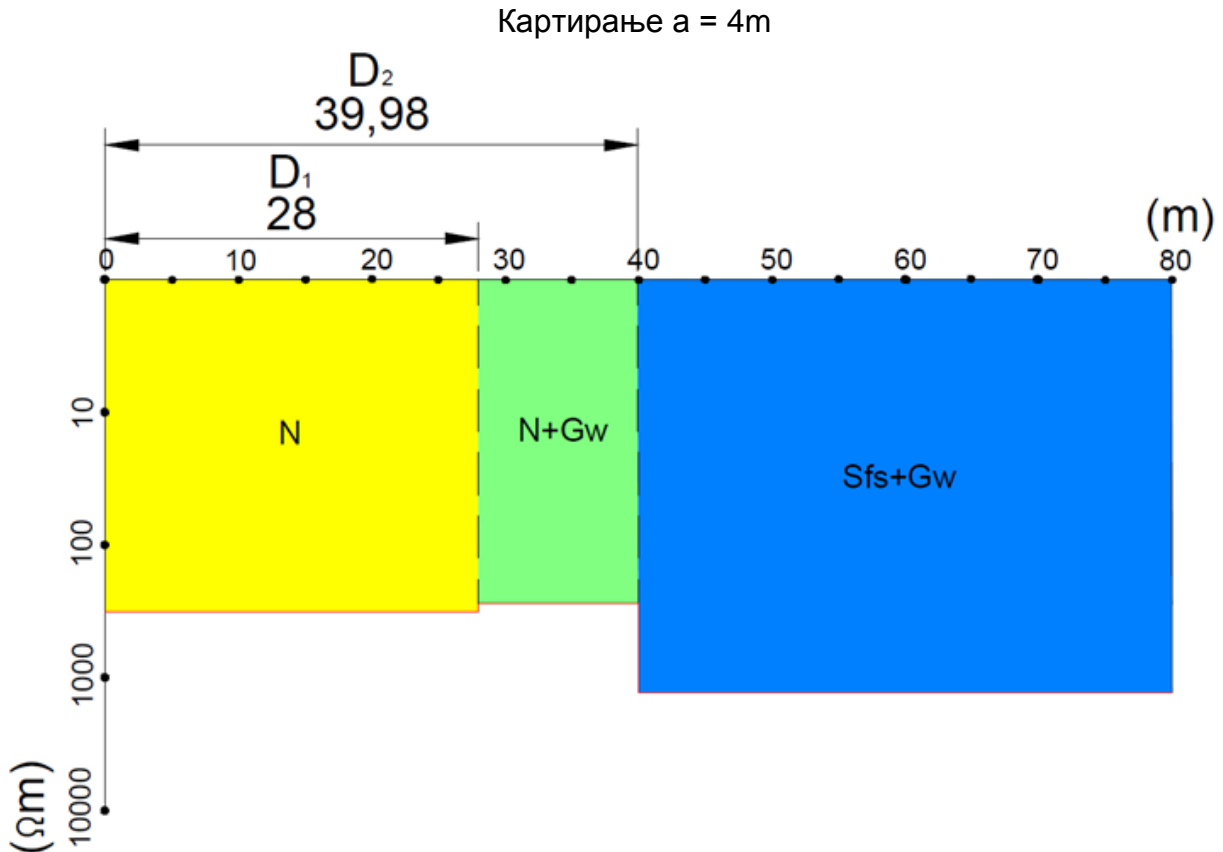
+ слој од чакал слабо гранулиран (Gw) ← II-ри слој

-на дистанца $39,98\text{m} - 80\text{m}$: слој од песок прашинест средно збиен (Sfs) ← I-ви слој

+ слој од чакал слабо гранулиран (Gw) ← II-ри слој.

Преку обработување на добиените податоци за електричните особини на различните геолошки средини опфатени со геоелектричниот модел добиен за истражниот простор до длабочина од $a = 4$ метри, тој реинтерпретиран може да биде прикажан со геолошка класификација на регистрираните вредности. На сликата 46 е претставен обработениот геоелектричен модел.

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед



Слика 46: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=4\text{ m}$
 Figure 46: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=4\text{ m}$

Во табелата 9.6 се претставени отчитаните и обработените податоци од геоелектричниот модел, како и корелираните геолошки средини кои претставуваат основа за геолошка интерпретација на електричните истражувања.

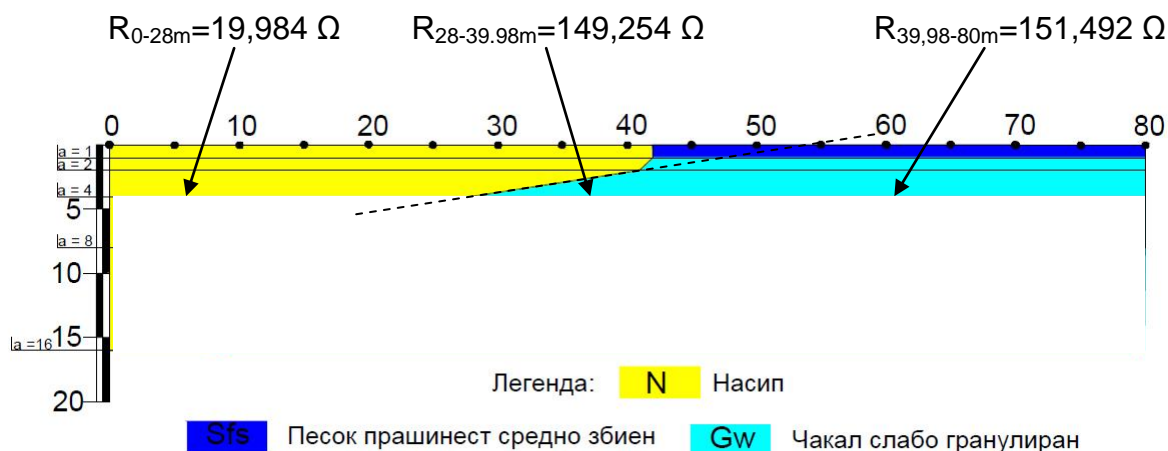
Табела 9.6: Крајна табела со пресметани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 4 m
 Table 9.6: The final table of the calculated values of geoelectric model to a depth of 4 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување a (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D (m) / Distance on the profile line D (m)	Акумулиран електричен отпор (Ωm) / Accumulated electrical resistance (Ωm)	Интерпретиран електричен отпор (Ωm) / Interpreted electrical resistance (Ωm)	Геолошки средини / Geological environments
1	25,02	4,00	0-28	19,984	19,984	Насип (N) / Embankment (N)

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

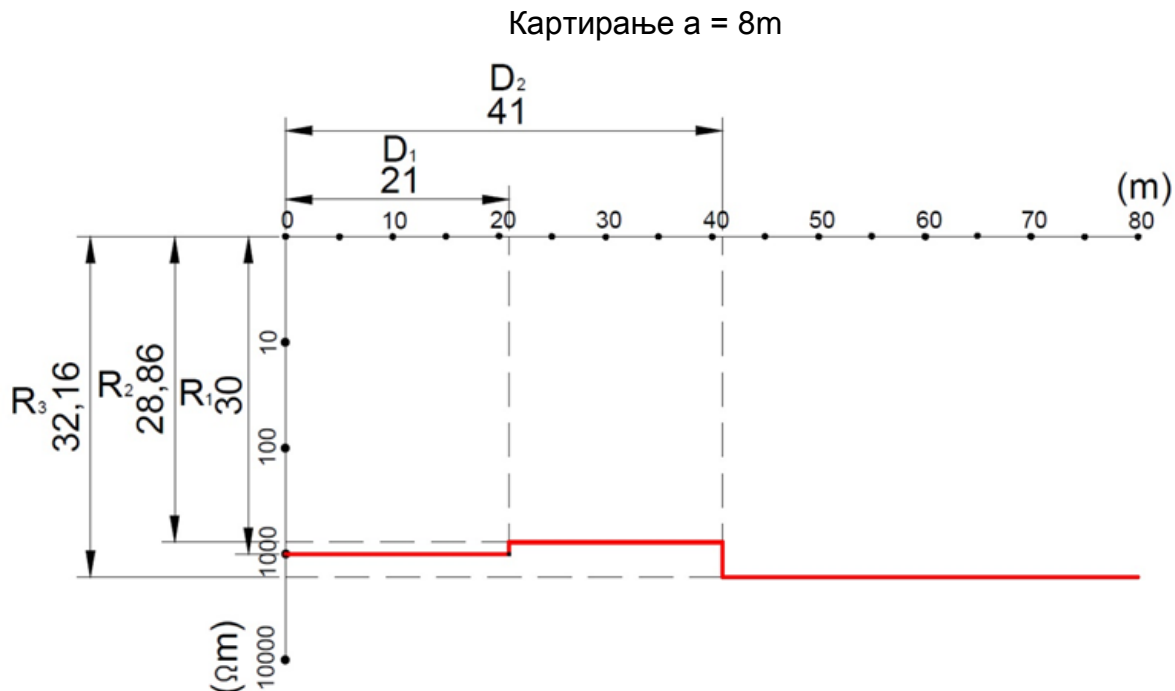
2	24,43	4,00	28-39,98	149,254	149,254	Чакал слабо гранулиран (Gw) / Gravel with fine granulation (Gw)
3	31,08	4,00	39,98-80	151,492	151,492	Чакал слабо гранулиран (Gw) / Gravel with fine granulation (Gw)

Според досегашните интерпретирани податоци за длабочина до $a=4\text{m}$, геолошкиот профил кој се добива од геоелектричните испитувања и спроводливите карактеристики на геолошките средини графички може да се претстави и на начин како што тоа е прикажано на слика 47.



Слика 47: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=4\text{ m}$
 Figure 47: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=4\text{ m}$

► На сликата 48 е претставен геоелектричен модел кој истражниот простор го моделира до максимална длабочина од 8 m со вкупна должина на мерниот диспозитив од 24 m.



Слика 48: Геоелектричен модел за длабочина од 8 m
Figure 48: Geoelectrical model to a depth of 8 m

На геоелектричниот модел, на x - оската е прикажана вкупната должина на испитуваниот простор (m), додека пак на y - оската логаритамски регистрираната вредност за привидниот електричен отпор. Од изгледот на кривата се утврдуваат 3 (три) различни вредности за регистрираниот привиден електричен отпор. Вредноста за привидниот електричен отпор се добива директно од моделот, а растојанието „ a “ е познато при мерењето. Во табелата 9.7 се претставени отчитаните вредности од геоелектричниот модел добиен за истражна длабочина од 8 m.

Табела 9.7: Отчитани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 8 m
Table 9.7: Reporting value of resistivity model for dept of 8 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување a (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D (m) / Distance on the profile line D (m)
1	30,00	8,00	0-21
2	28,86	8,00	21-41
3	32,16	8,00	41-80

Од дијаграмот на кривата на привиден електричен отпор за длабочина $a=8\text{m}$, претставен на слика 48, по претходно објаснетата постапка се добиваат вредностите за акумулиран електричен отпор (Ωm), интерпретиран електричен

отпор (Ωm) и се определуваат карактеристиките на геолошките средини кои се внесени во креираната табела 9.8.

За длабочини до $a=8m$ и дистанца $0 m - 21 m$

На дистанца $D=0m$ (т. е. положбата на дупнатината D_4) до $D_1=21m$, според геоелектричниот модел за длабочина од $a=a_4=8m$ што е прикажан на слика 48, како и според податоците во табела 9.7, првиот регистриран привиден електричен отпор изнесува $\rho_1=30 \Omega m$.

Бидејќи у-оската од која се отчитува вредноста е полулогаритамска, резултантната вредност за привидниот електричен отпор се добива преку математичка пропорција според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_1 = 30 \Omega m \rightarrow 30,00 - 20,00 = 10,00$$

$$x : 1000 = 10,00 : 10 \rightarrow x \cong 1000 \Omega m \rightarrow \rho_{a1} = 1000 \Omega m$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a1} = 2 \cdot \pi \cdot a_4 \cdot R_1 \rightarrow 1000 = 2 \cdot 3,14 \cdot 8,0 \cdot R_1$$

$$R_1 = 19,904 \Omega.$$

Според пресметаниот реален електричен отпор $R_1 = 19,904 \Omega$ и табелата 8.1 се добива дека од дупнатината D_4 до дистанцата $D_1=21m$ се работи за **слој од насип (N)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $20 \Omega m$.

За длабочини до $a=8m$ и дистанца $21 m - 41 m$

На дистанца $D_1=21m$ до $D_2=41m$, привидниот електричен отпор е со вредност од $\rho_2=28,86 \Omega m$ (ова е вториот отчитан привиден електричен отпор), а пак $a=a_4=4m$.

Со математичка пропорција се добива резултатната вредност за привидниот електричен отпор $-R$ според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_2 = 28,86 \Omega m \rightarrow 28,86 - 20,00 = 8,86$$

$$x : 1000 = 8,86 : 10 \rightarrow x \cong 886 \Omega m \rightarrow \rho_{a2} = 886 \Omega m$$

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

со замена во равенката (8.1.) се добива:

$$\rho_{a2}=2\cdot\pi\cdot a_3\cdot R \rightarrow 886=2 \cdot 3,14 \cdot 8,0 \cdot R$$

$$R =17,635 \Omega.$$

Потоа, поради тоа што од дистанцата $D_1=21\text{m}$ до дистанцата $D_2=41\text{m}$ се појавува двослојна геолошка средина, пресметуваме акумулиран електричен отпор од двата слоја на истражниот простор применувајќи ја равенката (9.1) за пресметување на вкупниот електричен отпор како отпор на паралелни спроводници:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$$

каде што се заменуваат следниве величини: $R=17,635 \Omega$ и

од горниот слој: $R_1=19,904 \Omega$ (N),

па се добива реалниот електричен отпор $R_{2\text{-лево}}=154,697 \Omega$, кој според табелата 8.1 укажува за постоење на **слој од чакал слабо гранулиран (Gw)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $150 \Omega\text{m}$.

За длабочини до $a=8\text{m}$ и дистанца $41 \text{ m} - 80 \text{ m}$

На дистанца $D_2=41\text{m}$ до $D=80\text{m}$ (Д-1), привидниот електричен отпор е со вредност од $\rho_3=32,16 \Omega\text{m}$ (ова е третиот отчитан привиден електричен отпор), а пак $a=a_4=8\text{m}$.

Со математичка пропорција се добива резултантната вредност за привидниот електричен отпор -R според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_3 =32,16 \Omega\text{m} \rightarrow 32,16-30.00=2,16$$

$$x : 10.000 = 2,16 : 10 \rightarrow x \cong 2160 \Omega\text{m} \rightarrow \rho_{a3}=2160 \Omega\text{m}$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a3}=2\cdot\pi\cdot a_4\cdot R \rightarrow 2160=2 \cdot 3,14 \cdot 8,0 \cdot R$$

$$R =42,994 \Omega.$$

Потоа, поради тоа што од дистанцата $D_2=41\text{m}$ до дистанцата $D=80\text{m}$ (Д-1) се појавува двослојна геолошка средина, пресметуваме акумулиран електричен отпор од двата слоја на истражниот простор применувајќи ја равенката (9.1) за пресметување на вкупниот електричен отпор како отпор на паралелни спроводници:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$$

каде што се заменуваат следниве величини: $R=42,994 \Omega$ и

од горниот слој: $R_1=60,031 \Omega$ (Sfs),

па се добива реалниот електричен отпор $R_{2\text{-десно}}=151,492 \Omega$, кој според табелата 8.1 укажува за постоење на **слој од чакал слабо гранулиран (Gw)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $150 \Omega\text{m}$.

Значи, по должина на профилната линија Д-4 – Д-1, за длабочина до $a=8\text{m}$, се регистрирани следниве геолошки слоеви:

-на дистанца 0 m – 21 m: слој од насип (N),

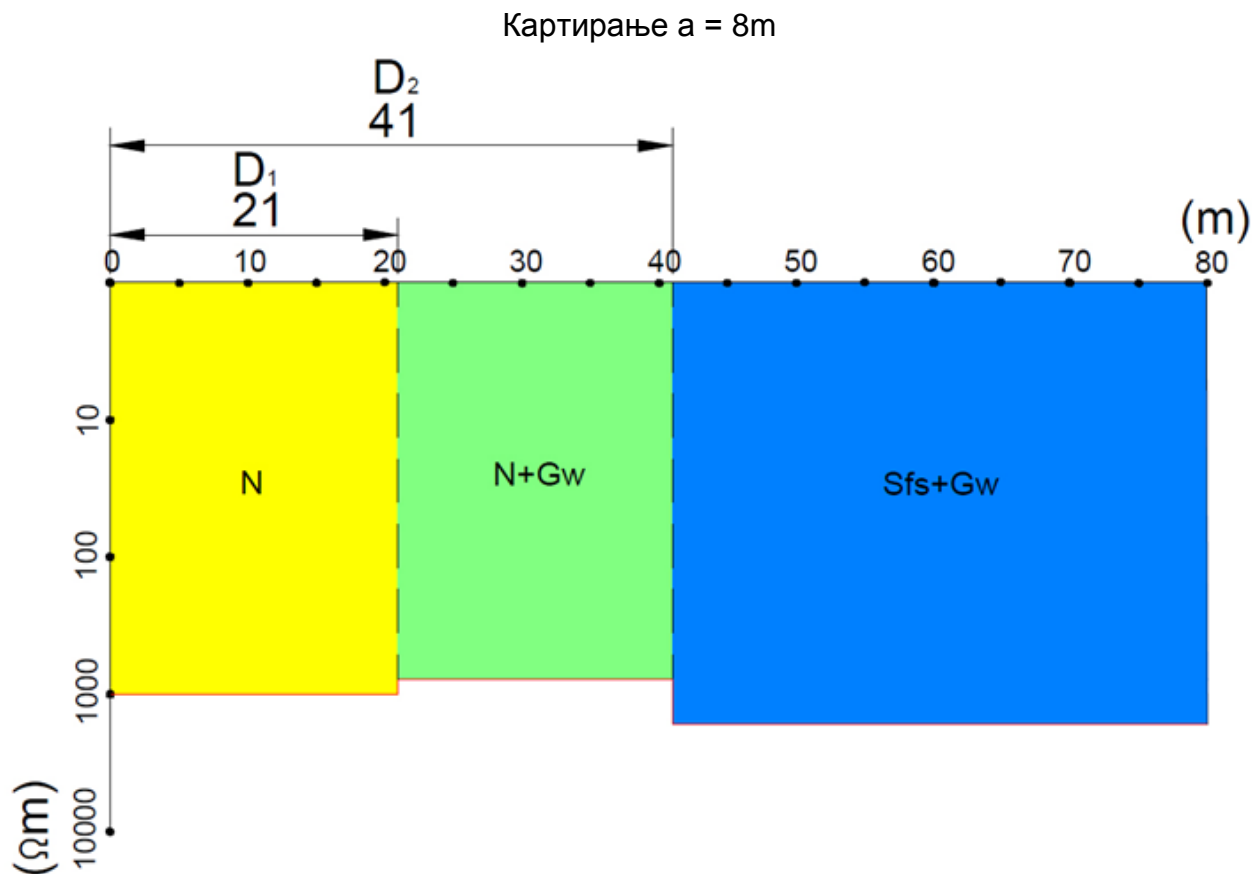
-на дистанца 21 m – 41 m: слој од насип (N) ← I-ви слој

+ слој од чакал слабо гранулиран (Gw) ← II-ри слој

-на дистанца 41m– 80m: слој од песок прашиност средно збиен (Sfs) ← I-ви слој

+ слој од чакал слабо гранулиран (Gw) ← II-ри слој.

Преку обработување на добиените податоци за електричните особини на различните геолошки средини опфатени со геоелектричниот модел добиен за истражниот простор до длабочина од $a = 8$ метри, тој реинтерпретиран може да биде прикажан со геолошка класификација на регистрираните вредности. На сликата 49 е претставен обработениот геоелектричен модел.



Слика 49: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=8\text{ m}$
 Figure 49: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=8\text{ m}$

Во табелата 9.8 се претставени отчитаните и обработените податоци од геоелектричниот модел како и корелираните геолошки средини кои претставуваат основа за геолошка интерпретација на електричните истражувања.

Табела 9.8: Крајна табела со пресметани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 8 m

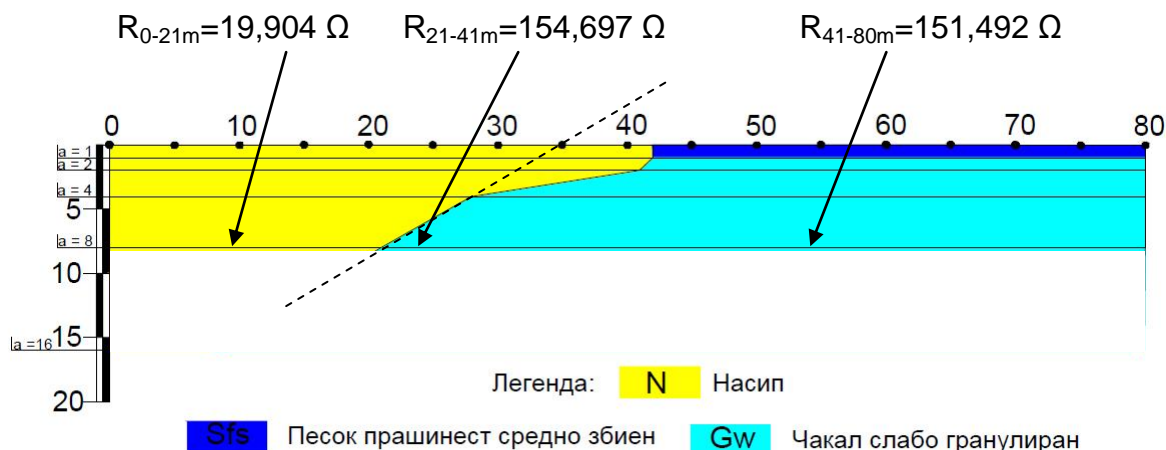
Table 9.8: The final table of the calculated values of geoelectric model to a depth of 8 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување a (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D (m) / Distance on the profile line D (m)	Акумулиран електричен отпор (Ωm) / Accumulated electrical resistance (Ωm)	Интерпретиран електричен отпор (Ωm) / Interpreted electrical resistance (Ωm)	Геолошки средини / Geological environments

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

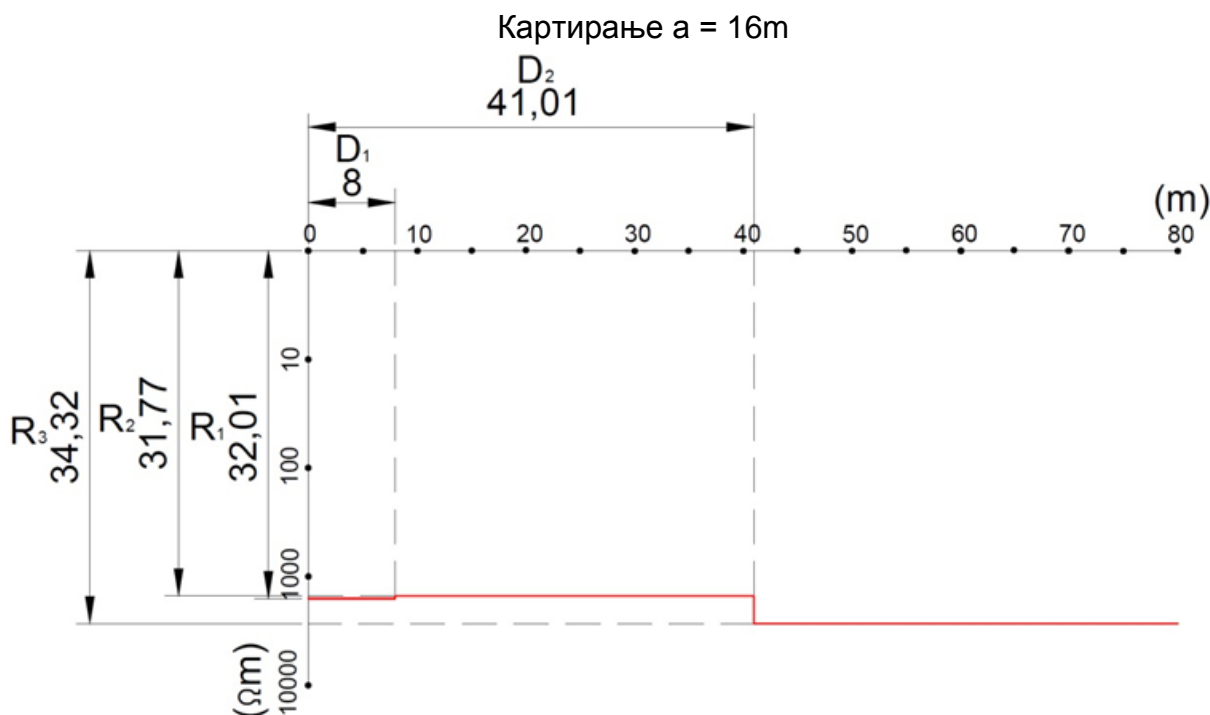
1	30,00	8,00	0-21	19,904	19,904	Насип (N) / Embankment (N)
2	28,86	8,00	21-41	154,697	154,697	Чакал слабо гранулиран (Gw) / Gravel with fine granulation (Gw)
3	32,16	8,00	41-80	151,492	151,492	Чакал слабо гранулиран (Gw) / Gravel with fine granulation (Gw)

Според досегашните интерпретирани податоци за длабочина до $a=8\text{m}$, геолошкиот профил кој се добива од геоелектричните испитувања и спроводливите карактеристики на геолошките средини графички може да се претстави и на начин како што тоа е прикажано на слика 50.



Слика 50: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=8\text{ m}$
Figure 50: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=8\text{ m}$

► На сликата 51 е претставен последниот геоелектричен модел кој истражниот простор го моделира до максимална длабочина од 16 m со вкупна должина на мерниот диспозитив од 48 m.



Слика 51: Геоелектричен модел за длабочина од 16 m
Figure 51: Geoelectrical model to a depth of 16 m

На геоелектричниот модел, на x - оската е прикажана вкупната должина на испитуваниот простор (m), додека пак на y - оската логаритамски регистрираната вредност за привидниот електричен отпор. Од изгледот на кривата се утврдуваат 3 (три) различни вредности за регистрираниот привиден електричен отпор. Вредноста за привидниот електричен отпор се добива директно од моделот, а растојанието „ a “ е познато при мерењето. Во табелата 9.9 се претставени отчитаните вредности од геоелектричниот модел добиен за истражна длабочина од 16 m.

Табела 9.9: Отчитани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 16 m
Table 9.9: Reporting value of resistivity model for dept of 16 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување a (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D (m) / Distance on the profile line D (m)
1	32,01	16,00	0 - 8
2	31,77	16,00	8 - 41,01
3	34,32	16,00	41,01 - 80

Од дијаграмот на кривата на привиден електричен отпор за длабочина $a=16\text{m}$, претставен на слика 51, по претходно објаснетата постапка се добиваат вредностите за акумулиран електричен отпор (Ωm), интерпретиран

електричен отпор (Ωm) и се определуваат карактеристиките на геолошките средини кои се внесени во креираната табела 9.10.

За длабочини до $a=16\text{m}$ и дистанца $0\text{ m} - 8\text{ m}$

На дистанца $D=0\text{m}$ (т. е. положбата на дупнатината Д4) до $D_1=8\text{m}$, според геоелектричниот модел за длабочина од $a=a_5=16\text{m}$ што е прикажан на слика 51, како и според податоците во табела 9.9, првиот регистриран привиден електричен отпор изнесува $\rho_1=32,01\ \Omega\text{m}$.

Бидејќи у-оската од која се отчитува вредноста е полулогаритамска, резултантната вредност за привидниот електричен отпор се добива преку математичка пропорција, според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_1 = 32,01\ \Omega\text{m} \rightarrow 32,01 - 30,00 = 2,01$$

$$x : 10.000 = 2,01 : 10 \rightarrow x \cong 2010\ \Omega\text{m} \rightarrow \rho_{a1} = 2010\ \Omega\text{m}$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a1} = 2 \cdot \pi \cdot a_5 \cdot R_1 \rightarrow 2010 = 2 \cdot 3,14 \cdot 16,0 \cdot R_1$$

$$R_1 = 20,004\ \Omega.$$

Според пресметаниот реален електричен отпор $R_1=20,004\ \Omega$ и табелата 8.1, се добива дека од дупнатината Д-4 до дистанцата $D_1=8\text{m}$, се работи за **слој од насип (N)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $20\ \Omega\text{m}$.

За длабочини до $a=16\text{m}$ и дистанца $8\text{ m} - 41,01\text{ m}$

На дистанца $D_1=8\text{m}$ до $D_2=41,01\text{m}$, привидниот електричен отпор е со вредност од $\rho_2=31,77\ \Omega\text{m}$ (ова е вториот отчитан привиден електричен отпор), а пак $a=a_5=16\text{m}$.

Со математичка пропорција, се добива резултантната вредност за привидниот електричен отпор -R според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_2 = 31,77\ \Omega\text{m} \rightarrow 31,77 - 30,00 = 1,77$$

$$x : 10.000 = 1,77 : 10 \rightarrow x \cong 1770\ \Omega\text{m} \rightarrow \rho_{a2} = 1770\ \Omega\text{m}$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a2}=2 \cdot \pi \cdot a_5 \cdot R \rightarrow 1770=2 \cdot 3,14 \cdot 16,0 \cdot R$$

$$R = 17,615 \Omega.$$

Потоа, поради тоа што од дистанцата $D_1=8\text{m}$ до дистанцата $D_2=41,01\text{m}$ се појавува двослојна геолошка средина, пресметуваме акумулиран електричен отпор од двата слоја на истражниот простор применувајќи ја равенката (9.1) за пресметување на вкупниот електричен отпор како отпор на паралелни спроводници:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$$

каде што се заменуваат следниве величини: $R=17,615 \Omega$ и

од горниот слој: $R_1=20,004 \Omega$ (N),

па се добива реалниот електричен отпор $R_{2\text{-лево}}=147,497 \Omega$, кој според табелата 8.1 укажува за постоење на **слој од чакал слабо гранулиран (Gw)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $150 \Omega\text{m}$.

За длабочини до $a=16\text{m}$ и дистанца $41,01 \text{ m} - 80 \text{ m}$

На дистанца $D_2=41,01\text{m}$ до $D=80\text{m}$ (Д-1), привидниот електричен отпор е со вредност од $\rho_3=34,32 \Omega\text{m}$ (ова е третиот отчитан привиден електричен отпор), а пак $a=a_5=16\text{m}$.

Со математичка пропорција се добива резултантната вредност за привидниот електричен отпор -R, според постапката:

$$\text{за отчитано: } R_3 = 34,32 \Omega\text{m} \rightarrow 34,32 - 30,00 = 4,32$$

$$x : 10.000 = 4,32 : 10 \rightarrow x \approx 4320 \Omega\text{m} \rightarrow \rho_{a3} = 4320 \Omega\text{m}$$

со замена во равенката (8.1) се добива:

$$\rho_{a3}=2 \cdot \pi \cdot a_5 \cdot R \rightarrow 4320=2 \cdot 3,14 \cdot 16,0 \cdot R$$

$$R = 42,994 \Omega.$$

Потоа, поради тоа што од дистанцата $D_2=41,01\text{m}$ до дистанцата $D=80\text{m}$ (Д-1) се појавува двослојна геолошка средина, пресметуваме акумулиран електричен отпор од двата слоја на истражниот простор применувајќи ја равенката (9.1) за пресметување на вкупниот електричен отпор како отпор на паралелни спроводници:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$$

каде што се заменуваат следниве величини: $R=42,994 \Omega$ и

од горниот слој: $R_1=60,031 \Omega$ (Sfs),

па се добива реалниот електричен отпор $R_{2\text{-десно}}=151,492 \Omega$, кој според табелата 8.1 укажува за постоење на **слој од чакал слабо гранулиран (Gw)** каде што реалниот електричен отпор е во границите од $150 \Omega\text{m}$.

Значи, по должина на профилната линија: Д-4 – Д-1, за длабочина до $a=16\text{m}$ се регистрирани следниве геолошки слоеви:

-на дистанца $0 \text{ m} - 8 \text{ m}$:слој од насип (N),

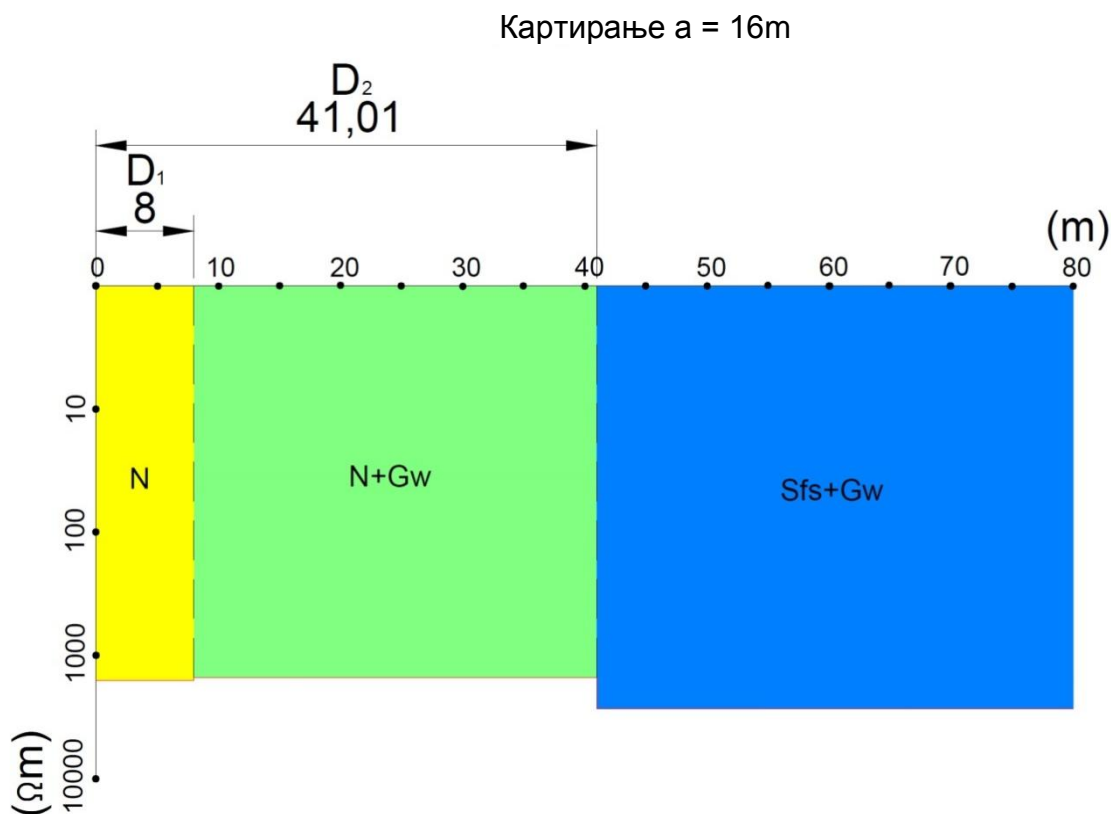
-на дистанца $8 \text{ m} - 41,01 \text{ m}$: слој од насип (N) ← I-ви слој

+ слој од чакал слабо гранулиран (Gw) ← II-ри слој

-на дистанца $41,01\text{m} - 80\text{m}$: слој од песок прашинест средно збиен (Sfs) ← I-ви слој

+ слој од чакал слабо гранулиран (Gw) ← II-ри слој.

Преку обработување на добиените податоци за електричните особини на различните геолошки средини опфатени со геоелектричниот модел добиен за истражниот простор до длабочина од $a = 16$ метри, тој реинтерпретиран може да биде прикажан со геолошка класификација на регистрираните вредности. На сликата 52 е претставен обработениот геоелектричен модел.



Слика 52: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=16\text{ m}$
 Figure 52: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=16\text{ m}$

Во табелата 9.10 се претставени отчитаните и обработените податоци од геоелектричниот модел, како и корелираните геолошки средини кои претставуваат основа за геолошка интерпретација на геоелектричните истражувања.

Табела 9.10: Крајна табела со пресметани вредности од геоелектричен модел за длабочина од 16 m

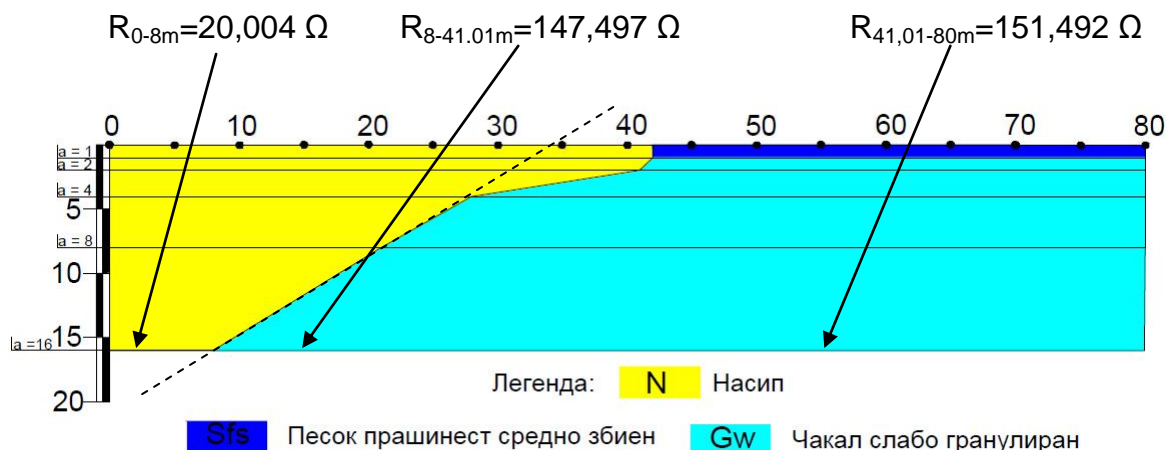
Table 9.10: The final table of the calculated values of geoelectric model to a depth of 16 m

Ред.бр./ Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Длабочина на испитување a (m) / Testing depth a (m)	Растојание по профилната линија D (m) / Distance on the profile line D (m)	Акумулиран електричен отпор (Ωm) / Accumulated electrical resistance (Ωm)	Интерпретиран електричен отпор (Ωm) / Interpreted electrical resistance (Ωm)	Геолошки средини / Geological environments

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

1	-	16,00	0 - 8	20,004	20,004	Насип (N) / Embankment (N)
2	31,77	16,00	8 - 41,01	147,497	147,497	Чакал слабо гранулиран (Gw) / Gravel with fine granulation (Gw)
3	34,32	16,00	41,01 - 80	151,492	151,492	Чакал слабо гранулиран (Gw) / Gravel with fine granulation (Gw)

Според досегашните интерпретирани податоци за длабочина до $a=16\text{m}$, геолошкиот профил кој се добива од геоелектричните испитувања и спроводливите карактеристики на геолошките средини графички може да се претстави и на начин како што тоа е прикажано на слика 53.



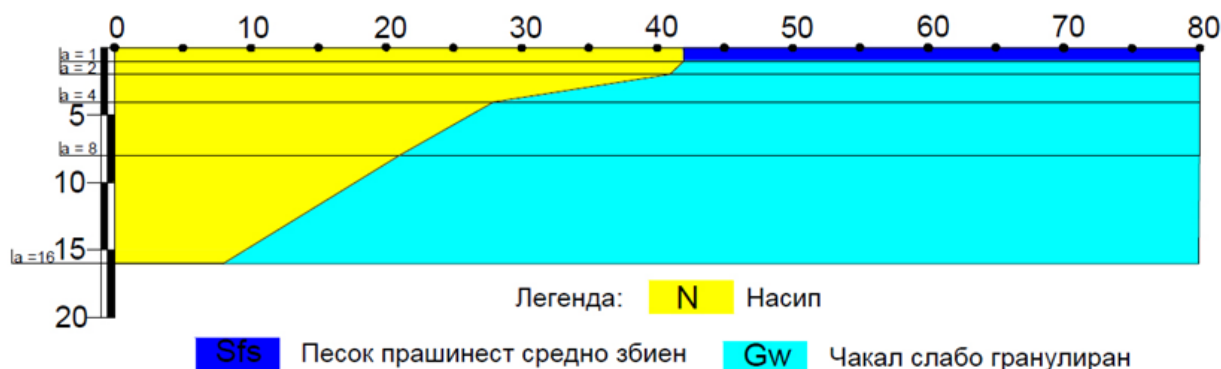
Слика 53: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор $a=16\text{ m}$
Figure 53: Interpreted geoelectrical model for the investigated area $a=16\text{ m}$

9.1. Интерпретиран геоелектричен модел на истражниот простор

Врз основа на податоците добиени при поединечната интерпретација на геоелектричните модели за различни длабочини се добиваат податоци за

Примена и употреба на метода на геоелектрично картирање со присуство на вертикален расед

специфичниот електричен отпор на регистрираните средини. Геолошките формации се идентификуваат преку корелација на добиените податоци со спроводливите карактеристики на застапените геолошки средини. Врз основа на тие податоци преку процес на комплексна интерпретација на геоелектричните модели се изработува комплетен геоелектричен модел за истражниот простор со максимална длабочина од 16 m. На сликата 54 е претставен геоелектричниот модел за истражниот простор обработен преку **метода на геоелектрично картирање**.



Слика 54: Интерпретиран геоелектричен модел за истражниот простор
Figure 54: Interpreted geoelectrical model for the investigated area

При корелација на интерпретираниот модел со геолошкиот профил јасно се утврдуваат разликите и поголемата прецизност и ефикасност на геоелектричниот модел. Во геолошкиот модел добиен од картираните дупнатини се утврдува дека меѓу двете дупнатини Д-1 и Д-4 на иста длабочина има присуство на различни карпести маси без ни еден податок каде едната средина завршува, а каде започнува другата. Преку геолошките истражувања вертикалните или стрмно наклонетите контакти многу тешко се детектираат и тие се интерполираат меѓу познатите податоци.

Методата на геоелектрично картирање опфаќа голем број на повторувања по должина на мерната површина и зависно од должината на истражниот простор може да е обемна и комплексна за апликација. Но, и покрај тоа, таа е далеку поисплатлива и поефикасна за утврдување на потповршинската структура во карактеристични геолошки средини со присуство на вертикални и на стрмно наклонети гранични површини.

ЗАКЛУЧОК

Според изработените истражувања, како и при споредба на добиените податоци при комплексната интерпретација на моделите можеме да заклучиме дека геоелектричното картирање е ефикасна метода за дефинирање на вертикалните раседи и стрмно накосените гранични површини. Со изработување на повеќе модели на различна длабочина, вертикалните раседи и стрмно накосените гранични површини се дефинираат низ различни длабочини хоризонтално, како и низ повеќе точки вертикално по должина на испитуваната средина. Со интерпретирање на податоците, граничните површини се моделираат многу попрецизно. Истражниот простор кој е обработен во трудот е испитан до релативно мала длабочина, но битно е да се напоми дека методата на геоелектрично картирање со прифатлива прецизност го моделира истражниот простор до поголеми длабочини. Испитувањата кои се обработени не се базираат на директни теренски испитувања, односно се изработени инверзно врз основа на геолошките и на спроводливите карактеристики на средините во истражниот простор. И покрај синтетичката природа, изработените геоелектрични модели можат да послужат како еталони за истражување на слични средини.

КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА (REFERENCES)

- [1] А. А. Никитина (1984) Комплексиrowание методов разведочной геофизики,
- [2] А. П. Краев (1965) Основы геозлектрики,
- [3] Barker R. D. (1990) Geotechnical and Environmental Geophysics, 2, SEG, Tulsa, Oklahoma,
- [4] Charles Stoyer, Andrea Zerilli, Geoffrey Wilson (1993) Resix,
- [5] Делипетров Т. (2003) Основи на геофизика, Универзитет “Св.Кирил и Методиј” – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип,
- [6] Dey A. and Morrison F. Resistivity modeling for arbitrarily shaped two dimensional structures,
- [7] Loke M. H. The inversion of two-dimensional resistivity data. Phd thesis university of Birmingham, UK,
- [8] Т. Добрев, В. Иванова, Р. Радиков(1989) Комплексиrowане при геофизичните проучвания,
- [9] Донева Б. (2009) Корелација помеѓу реалниот геолошки медиум и гео – електричниот модел – магистерски труд, Универзитет “Гоце Делчев”, Факултет за природни и технички науки – Штип,
- [10] John M. Reynolds (1997) An introduction to applied and environmental geophysics, Reynolds Geo – Sciences Ltd, UK 1997
- [11] Prem V. Sharma (2004) Environmental and engineering geophysics, Emeritus Professor, Niels Bohr Institute University of Copenhagen, 1997,
- [12] J. J. Jakosky (1960) Geofizička Istraživanja,
- [13] Šandor Slimak (1996) Inženjerska geofizika,
- [14] Браја М. Дас Принципи на геомеханичко инженерство - Sangage engineering 20