



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

ГРАДЕЖНО ИНЖЕНЕРСТВО – ГЕОМЕХАНИКА

ГОРАН СЛАВКОВСКИ

**ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНО СОНДИРАЊЕ ВРЗ ОСНОВА НА ПОДАТОЦИ ДОБИЕНИ
ПРИ ГЕОЛОШКИ И ГЕО – МЕХАНИЧКИ ИСПИТУВАЊА**

- МАГИСТЕРСКИ ТРУД -

Штип, октомври 2015 година

ГОРАН СЛАВКОВСКИ
ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНО СОНДИРАЊЕ ВРЗ ОСНОВА НА ПОДАТОЦИ ДОБИЕНИ
ПРИ ГЕОЛОШКИ И ГЕО – МЕХАНИЧКИ ИСПИТУВАЊА
УНИВЕРЗИТЕТ „ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ” – ШТИП

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

Комисија за оцена и одбрана

Претседател: проф. д-р Зоран Панов
Редовен професор на Факултет за природни и технички науки, Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип

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

Член: доц. д-р Ристо Поповски
Доцент професор на Факултет за природни и технички науки, Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип

Датум на одбрана: _____

ОБЈАВЕНИ ТРУДОВИ

- **Model of geo – electrical sounding based on geological investigations** - Goran Slavkovski, Blagoj Delipetrev, Todor Delipetrov, Zoran Toshik, Marjan Boshkov (Balkan mine 2015),
- **Application and usage of the method of geo – electrical mapping for geological environment with presence of vertical fault** - Trajan Sholdov, Marjan Delipetrev, Vladimir Manevski, Goran Slavkovski, Goran Aleksovski (Balkan mine 2015),
- **Complex interpretation of data obtained from seismic reflection and refraction** - Goran Aleksovski, Marjan Delipetrev, Vladimir Manevski, Goran Slavkovski, Zoran Toshik (Balkan mine 2015),

Рецензирани трудови за објавување во Зборник на трудови на Факултетот за природни и технички науки при Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип – Природни ресурси и технологии 2015

- **Геофизичко истражување на геолошки комплекс со метода на гео – електрично сондирање** - Горан Славковски, Благој Делипетрев, Благица Донева, Зоран Тошиќ, Марјан Бошков (Зборник на трудови на Факултет за природни и технички науки при Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип - Природни ресурси и технологии 2015),
- **Истражување со метода на сеизмичка рефлексивност** - Горан Алексовски, Марјан Делипетрев, Владимир Маневски, Горан Славковски, Зоран Тошиќ (Зборник на трудови на Факултет за природни и технички науки при Универзитет „Гоце Делчев“ - Штип - Природни ресурси и технологии 2015),
- **Корелација помеѓу гео – електрично сондирање и картирање при дефинирање на геомеханички параметри** - Трајан Шолдов, Марјан Делипетрев, Владимир Маневски, Горан Славковски, Горан Алексовски (Зборник на трудови на Факултет за природни и технички науки при Универзитет „Гоце Делчев“ - Штип - Природни ресурси и технологии 2015),

**Рецензирани трудови за објавување во Зборник на трудови - Poveks
Podeks 2015**

- **Гео - електричното сондирање во функција на дефинирање на геолошкиот модел на средината** - Горан Славковски, Марјан Бошков, Марјан Делипетрев, Владимир Маневски, Благој Делипетрев (Poveks Podeks 2015)

ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНО СОНДИРАЊЕ ВРЗ ОСНОВА НА ПОДАТОЦИ ДОБИЕНИ ПРИ ГЕОЛОШКИ И ГЕО – МЕХАНИЧКИ ИСПИТУВАЊА

Краток извадок

Примената на гео – електричните испитувања има големо значење за подетално моделирање на геолошки позната средина. Гео – електричните испитувања се базираат на регистрирање на промените врз определено електрично поле без разлика на неговата природа (природно или индуцирано), преку кои се определуваат спроводните својства на геолошките средини кои се поврзани со гео – механичките параметри. Определувањето на најадекватната и најсоодветната гео – електрична метода најмногу зависи од наслоеноста на земјиштето, гео – механичките карактеристики, како и целта на испитувањата.

Поради хоризонталната наслоеност на геолошките средини во испитуваната средина како и прифатливите податоци за реалниот специфичен електричен отпор на геолошките средини во овој научен труд ќе биде обработено изработувањето и интерпретацијата на гео – електрични модели изработени со метода на гео – електричното сондирање. Сондирањето е изведено со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив кој се состои од две струјни и две потенцијални електроди во мерен распоред во кој растојанието меѓу струјните електроди е многу поголемо од растојанието меѓу потенцијалните електроди. За секое ново мерење струјните електроди сукцесивно се оддалечуваат со што се зголемува длабочината на моделирање на испитуваната средина. Истражниот простор е составен од 5 истражни дупнатини и е со вкупна должина од 240m. Гео – електричното моделирање е изведено до максимална длабочина од 30m и е претставено преку модели на реален електричен отпор и модели на привиден електричен отпор. Моделите на реален електричен отпор се изработуваат преку гео – механичките карактеристики на геолошките средини, додека пак моделите на привиден електричен отпор се синтетички и се изработени во комбинација од податоците за гео – механичките карактеристики како и податоците од геолошките испитувања.

Последна фаза во научниот труд претставува интерпретацијата на гео – електричните модели на привиден електричен отпор преку која се дефинираат различните геолошки средини нивните реални електрични отпори, како и длабочините до граничните површини кои одделуваат две средини со различни геолошки карактеристики.

Клучни зборови: електрично поле, струјни електроди, потенцијални електроди, реален специфичен електричен отпор, привиден електричен отпор, гео – електрични испитувања, гео – електрични модели, геолошки средини, гео – механички карактеристики

GEO – ELECTRICAL SOUNDING BASED ON DATA OBTAINED THROUGH GEOLOGICAL AND GEO – MECHANICAL EXAMINATIONS

Abstract

The usage of the geo – electrical trials is of great importance for more detailed modelling of geologically known environments. The geo – electrical trials are based on registration of the changes on the electrical field regardless of its nature (natural or induced) through which are determined the conductive properties of the geological structures that are associated with the geo - mechanical parameters. The determination of the most adequate geo – electrical method mostly depends of the geological structure of the environment, the geo – mechanical characteristics as well as the purpose of the trials.

Because of the horizontally layered structure of the geological environments in the investigated area as well as the acceptable data for the actual specific electrical resistance of the geological environments in this paper will be elaborated the procedure of modelling and interpreting of geo – electrical models made with the method of geo – electrical sounding. The sounding is performed with Schlumberger layout of the measuring dispositive which is composed of two current and two potential electrodes in measuring array in which the distance between the current electrodes is much greater than the distance between the potential electrodes. For each new measurement the current electrodes are successively moving away from each other, which increases the modelling depth of the investigated environment. The examined area is composed of five exploratory boreholes with a total length of 240m. The geo – electrical sounding is performed with a maximum depth of 30m, and it's represented with models of actual electrical resistance and models of apparent electrical resistance. The models of actual electrical resistance are made through the data for the geo – mechanical characteristics of the geological environments, whereas the models of apparent electrical resistance are made synthetically in conjunction of the data for the geo – mechanical characteristics as well as the data obtained from the geological examinations.

The last phase in this paper is the process of interpretation of the geo – electrical models of apparent electrical resistance through which are determined the different geological structures, their actual electrical resistance as well as the depths to the boundary surfaces that separates two environments with different geological characteristics.

Key words: electrical field, current electrodes, potential electrodes, actual specific electrical resistance, apparent electrical resistance, geo – electrical trials, geo – electrical models, geological environments, geo – mechanical characteristics

СОДРЖИНА

1.	ВОВЕД	7
2.	ТЕОРЕТСКИ ПОСТАВКИ ЗА ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНИТЕ МЕТОДИ НА ИСПИТУВАЊЕ	10
2.1.	Гео - електрични својства на карпестите средини	11
2.2.	Видови на гео - електрични полиња, нивно настанување и класификација на гео - електричните методи	12
2.3.	Услови за примена на гео - електричните методи	14
2.4.	Гео - електрична проводливост на испитуваната средина	15
2.5.	Анизотропија	18
2.5.1	Подолжна гео - електрична отпорност (ρ_t) при спроведување на еднонасочна струја кај хоризонтална наслоеност, паралелно со слоевите во геолошкиот столб	20
2.5.2	Попречна гео - електрична отпорност (ρ_n) при спроведување еднонасочна струја кај хоризонтална наслоеност, нормално на слоевите во геолошкиот столб	21
2.5.3	Видови анизотропија	22
3.	ВЕШТАЧКИ ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНИ ПОЛИЊА СОЗДАДЕНИ СО СПРОВЕДУВАЊЕ ЕДНОНАСОЧНА СТРУЈА	25
3.1	Теориски основи на методите на гео - електрична отпорност - Омов закон	25
3.2	Нехомогена средина со 4 (четири) електроди поставени на површината на теренот	29
3.2.1	Воопштен случај	29
3.2.2	Случај кога растојанието АВ е многу поголемо од растојанието MN – Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив	32
3.2.3	Метода на гео - електрично сондирање со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив	37
3.2.4	Типови на криви ВЕС	38
3.2.5	Принцип на еквиваленција при обработка на кривите ВЕС	44
3.2.6	Обработка на податоците добиени при вертикално електрично сондирање (ВЕС)	45

3.2.7	Квалитативна обработка на кривите на вертикално електрично сондирање - ВЕС криви	46
3.2.8	Квантитативна обработка на кривите на вертикално електрично сондирање - ВЕС криви	49
4.	ГЕОГРАФСКИ ОПИС НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР	54
5.	ГЕОЛОШКИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА СКОПСКАТА КОТЛИНА	56
5.1	Поранешни истражувања	56
5.2	Геолошки карактеристики на поширокиот простор на Скопската котлина	56
5.3	Тектонски карактеристики на поширокиот простор на Скопската котлина	59
6.	ГЕОТЕХНИЧКИ ПРОФИЛ – КАРАКТЕРИСТИКИ НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР	61
6.1	Теренски истражни работи	61
6.2	Геолошки и хидрогеолошки карактеристики на истражуваниот простор	62
6.3	Изведба на истражни дупнатини	62
6.4	Лабораториски испитувања	64
6.5	Физичко - механички карактеристики на материјалите и нивна класификација	65
7.	ГЕОЛОШКИ ИСПИТУВАЊА	71
8.	ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНИ ИСПИТУВАЊА	73
9.	ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНИ ОСОБИНИ НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР..	74
9.1	Модели на реален електричен отпор и нивна корелација со геолошките истражувања	75
9.2	Модели на привиден електричен отпор	82
10.	ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА МОДЕЛ НА ПРИВИДЕН ЕЛЕКТРИЧЕН ОТПОР	83
10.1	Гео – електричен модел на истражниот простор	96
	ЗАКЛУЧОК	98
	ЛИТЕРАТУРА (REFERENCES)	99

1. **ВОВЕД**

Геоелектриката како научна и практична дисциплина претставува гранка на геофизиката, која се бави со изучување, мерење, регистрирање и следење на гео - електричните особини на карпестите маси, како и на гео - електричните полиња кои тие ги создаваат во поплицките и во подлабоките средини на Земјата. Гео - електричните испитувања се една од основните дисциплини кои се применуваат во применетата геофизика. Тоа е овозможено со развојот на гео – електричните методи на испитувања, кои имаат практична примена во инженерската геологија, хидрогеологијата, рударството, геотехниката, како и во другите инженерски дисциплини. Во рударството најчесто се применуваат при истражувањето на разни минерални сировини и на градежни материјали, додека во геотехниката се применуваат за дефинирање на разни состојби и својства на работните средини. Практичната примена на гео - електричните испитувања, всушност се темели на фактот дека минералите кои го сочинуваат карпестиот комплекс поседуваат различни гео - електрични својства. Примената на гео - електричните методи е овозможена од сознанието дека минералите кои го сочинуваат карпестиот комплекс, поседуваат специфични карактеристики, а пак како резултат на тие специфични карактеристики, различни видови материјали поседуваат различни гео - електрични својства. Поради тоа, некои геолошки тела кога ќе се најдат во одредени природни услови можат да предизвикаат одредено гео - електрично поле. Исто така, поради составот и геолошката градба на теренот како и поради различните природни процеси кои се одвиваат во внатрешноста на земјата, се предизвикуваат одредени електрични аномалии, кои се манифестираат и на површината на теренот. Со мерење и регистрирање на тие електрични аномалии, може да се донесе заклучок за геолошката градба на теренот, како и да се дефинираат состојбата и својствата на карпестиот комплекс.

Гео - електричните методи на испитување се базираат на регистрација на промените врз познато гео - електрично поле кое во зависност од начинот на настанување може да биде природно или индуцирано.

Промените на гео - електричното поле зависат од проводливите карактеристики на под површинскиот комплекс, па според тоа преку идентификување на промените на полето во корелација со проводливите карактеристики на геолошките средини се моделира под површинската градба на испитуваната средина.

Во зависност од природата на полето постојат два вида гео - електрични испитувања и тоа испитувања на сопствен потенцијал (SP) и испитувања на електричен отпор.

Истражувањата обработени во научниот труд се базираат на струјни и потенцијални електроди односно во истражниот простор се индуцира електрично поле па според тоа истите се квалификуваат како испитувања на електричен отпор. Овие испитувања се состојат од модели на реален електричен отпор и модели на привиден електричен отпор. Моделите на реален електричен отпор се изведуваат теренски во истражните дупнатини или во лабораториски услови преку испитување на геолошките средини регистрирани преку картирањето на истражните дупнатини. Преку интерпретација на моделите на привиден електричен отпор за дадени длабочини се определуваат специфичните електрични отпори на геолошките структури. Преку корелација на добиените податоци со моделите на електричен отпор се идентификуваат геолошките средини и врз основа на тие податоци се моделира под површинската структура на истражниот простор.

Моделите на привиден електричен отпор достигнуваат максимална должина од 60m па според тоа истражниот простор се моделира до максимална длабочина до 30m.

Истражниот простор кој е обработен во трудот е геолошки испитан преку пет истражни дупнатини и истиот е моделиран преку метода на гео – електрично сондирање. Поради хоризонталната наслоеност на геолошките средини во испитуваната средина како и прифатливите податоци за реалниот специфичен електричен отпор на геолошките средини во овај научен труд ќе биде обработено изработувањето и интерпретацијата на гео – електрични модели изработени со метода на гео – електричното сондирање. Сондирањето е изведено со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив кој се состои од две струјни и две потенцијални електроди во мерен распоред во кој

растојанието меѓу струјните електроди е многу поголемо од растојанието помеѓу потенцијалните електроди. Потенцијалните електроди го регистрираат привидниот електричен отпор на средината за дадена длабочина. За секое ново мерење струјните електроди сукцесивно се оддалечуваат со што се зголемува длабочината на моделирање на испитуваната средина.

Истражниот простор е со вкупна должина од 240m на кој се извршеи 5 истражни дупнатини. Гео – електричното моделирање е изведено до максимална длабочина од 30m и е претставено преку модели на реален електричен отпор и модели на привиден електричен отпор. Моделите на реален електричен отпор се изработуваат преку гео – механичките карактеристики на геолошките средини, додека пак моделите на привиден електричен отпор се синтетички и се изработени во комбинација од податоците за гео – механичките карактеристики како и податоците од геолошките испитувања.

Последна фаза во научниот труд претставува интерпретацијата на гео – електричните модели на привиден електричен отпор преку која се дефинираат различните геолошки средини нивните реални електрични отпори, како и длабочините до граничните површини кои одделуваат две средини со различни геолошки карактеристики.

2. ТЕОРЕТСКИ ПОСТАВКИ ЗА ГЕО - ЕЛЕКТРИЧНИТЕ МЕТОДИ НА ИСПИТУВАЊЕ

Геофизичките методи претставуваат значајна фаза при геолошките, односно геотехничките истражувања на теренот. Со нив се добиваат сознанија за: геолошкиот состав, градбата, својствата и состојбите на теренот..

Со геофизичките методи се изучуваат следниве одлики на теренот:

- геолошките процеси и појави,
- просторната положба и состојба на под површински слоеви,
- физичко-механичките својства на средината,
- подземните води и нивното движење.

При проучувањето на теренот, со овие методи се очитуваат аномалиите на природните физички полиња, кои можат да бидат:

- електрично поле,
- сеизмичко поле,
- магнетно поле,
- гравитациско поле,
- тоplotно поле,
- радиоактивно поле и др.

Сите овие полиња се предизвикани од својствата и особеностите на теренот, или поточно испитуваната средина. Геофизичките методи многу често ги користат законитостите на распростирање на вештачки предизвиканите полиња во испитуваната средина.

Во зависност од методите за очитување и регистрација на полињата, развиени се поголем број геофизички методи, како што се:

- гео - електрични методи,
- сеизмички методи,
- гравиметарски методи,
- магнетни методи,
- радиометриски методи и др.

Геофизичките истражувања се состојат од 3 фази и тоа:

- мерење,
- обработка на податоците и
- интерпретација на податоците.

Мерењата и обработката на податоците се извршуваат на самиот терен, а од добиените податоци со дополнителна обработка и анализа се изготвува интерпретацијата, за да се добие поквалитетна слика за градбата на теренот.

Геоелектриката како научна и практична дисциплина претставува гранка на геофизиката, која се бави со изучување, мерење и следење на гео - електричните особини на карпестите маси и гео - електричните полиња кои тие ги создаваат во поплатките и во подлабоките средини и комплекси на Земјата. Поделбата на геоелектриката може да се изврши на повеќе начини, но основната поделба е на геоелектрика и гео - електрични методи за истражување минерални сировини - апликативна геоелектрика. Во суштина, гео - електричните испитувања претставуваат една од основните дисциплини во применетата геофизика. Имаат голема примена во инженерската геологија и хидрогеологија, во рударството при истражување на минерални сировини и градежни материјали, во геотехниката за дефинирање на разни состојби и својства на работните средини, како и во други гранки од инженерството.

Во геотехниката за решавање на инженерски проблеми, најчесто се користат гео - електричните и сеизмичките методи. Во овој магистерски труд тема на разгледување ќе бидат гео - електричните методи, поточно методата на гео - електрично сондирање.

2.1 Гео - електрични својства на карпестите средини

Практичната примена на гео - електричните испитувања, всушност се темели на фактот дека минералите кои го сочинуваат карпестиот комплекс поседуваат различни гео - електрични, а делумно и магнетни својства.

Основни својства на карпестите маси се:

- електрохемиска активност – Под поимот електрохемиска активност, се подразбираат физичките особини на карпестиот материјал кои ги предизвикуваат електричните полиња поради, оксидо - редукцијата, дифузијата на јоните од една во друга средина, филтрацијата на подземните води и поларизацијата,
- електрична проводливост (σ), како и нејзината реципрочна вредност т.н. специфична електрична отпорност (ρ),
- диелектрична константа (ϵ),

- магнетна пермеабилност (μ),
- поларизација на средината под влијание на надворешни електрични полиња.

Примената на гео - електричните методи е овозможена од сознанието дека минералите кои го сочинуваат теренот, или поточно геолошката формација, поседуваат свои специфични карактеристики, а пак како резултат на специфичните карактеристики, различни видови материјали поседуваат различни гео - електрични својства. Поради тоа, некои геолошки тела кога ќе се најдат во одредени природни услови можат да предизвикаат одредено гео - електрично поле. Исто така, поради составот и геолошката градба на теренот, како и на различните природни процеси кои се одвиваат во внатрешноста на земјата, се предизвикуваат гео - електрични аномалии, кои пак се манифестираат и на површината на теренот. Со мерење и регистрирање на тие гео - електрични аномалии, независно дали тоа мерење се одвива на површината на теренот или пак во подземните објекти, може да се донесе заклучок за геолошката градба на теренот, како и да се дефинираат состојбата и својствата на испитуваната средина.

Геоелектричните испитувања имаат голема примена при:

- испитувања на површината на Земјата,
- испитувања на реките, езерата и морињата,
- испитувања во истражни дупнатини,
- испитувања во разни подземни објекти и простории,
- испитувања од воздух со авион или со хеликоптер,
- испитувања од вселената, преку сателити и др.

2.2 Видови на гео - електрични полиња, нивно настанување и класификација на гео - електричните методи

Гео – електричните полиња може да се класифицираат во зависност од потеклото, физичките својства на полето и струите кои се пренесуваат низ земјата. Во применетата геофизика, главна цел на изучување и испитување се природните и вештачките полиња. Во зависност од видот на полето се разликуваат и различни видови методи на испитување.

-

Природни полиња – Настануваат спонтано, под влијание на физичко – хемиските процеси кои се одвиваат во внатрешноста на земјата. Тие можат да бидат стационарни или да се менуваат со времето - променливи регионални полиња.

а). Стационарни полиња:

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

б). Променливи регионални полиња:

- метода на телурска струја,
- магнетно телурско сондирање,
- магнетно телурско профилирање и др.

- **Вештачки – индуцирани полиња** – Настануваат со спроведување на еднонасочна или наизменична струја со различна фреквенција низ земјата. Тие можат да бидат константни (стационарни) полиња и променливи полиња.

а). Константни (стационарни) полиња - Тие настануваат со спроведување на еднонасочна струја со различна фреквенција низ земјата. Овие постапки со заедничко име се нарекуваат Методи на специфичен електричен отпор (СЕО) и во оваа група се наоѓаат следните методи:

- метода на геоелектрично сондирање,
- метода на геоелектрично картирање,
- метода на закопани електроди,
- метода на диполно сондирање и др.

б). Променливи полиња – Тие настануваат со спроведување на наизменична струја со различна фреквенција низ земјата и тоа директно преку електроди или преку индуктивен пат. Во зависност од фреквенцијата на спроведената електрична струја, постојат методи кај ниско фреквентни полиња и методи кај високо фреквентни полиња:

б1). Методи кај ниско фреквентни полиња:

- метода со предизвикана поларизација,
- метода со индукција,
- метода на односот на градиентот на потенцијалот,

- метода на фреквентно сондирање,
- метода на вкопано тело,
- метода на диполно индуктивно профилирање и др.

б2). Методи кај високо фреквентни полиња: -
метода на индукција, -
метода на радиобраново прозрачување (метода на радио сенки), -
метода на радио извори и др.

Бидејќи насловот на овој труд е „Гео - електрично сондирање врз основа на податоци добиени при геолошки и гео – механички испитувања“, во трудот подетално ќе биде обработена методата на гео - електрично сондирање.

2.3 Услови за примена на гео - електричните методи

Неопходни услови за успешна примена на гео - електричните методи се:

- да постојат значителни разлики во гео - електричните својства и особености на геолошките средини,
- да постои поволна геолошко – структурна градба на теренот, поточно, теренот да е составен од поедноставни структурни форми, како и да постои поволен однос на дебелината на слоевите спрема длабочината на испитувањето,
- да има што помало влијание од екранираниот слој,
- да има што помало влијание од разни пречки при мерењето.

Пречките кај гео - електричните мерења потекнуваат од:

- геолошките услови во истражуваниот простор – тука најголемо влијание има длабочината на залегнувањето и обликот на телото кое се истражува. За гео - електрично испитување со еднонасочна струја при истражување на хоризонтални и благо наклонети површини на различни длабочини, најпогодна метода за употреба е методата на вертикално електрично сондирање (ВЕС). А пак при испитување на стрмни и вертикални гранични површини, најефикасна метода е методата на картирање.
- постоечките индустриски објекти во околината на истражниот простор – најголемо влијание имаат индустриските струи од 50 Hz, силните електрични заземјувања, трамваите, електрифицираните железници, радарите, радио-предавателите и др.

- прецизноста на мерните инструменти коишто се користат - со користење на понови инструменти произведени со понова и понапредна технологија, можноста да се направат грешки при мерењето е сведена на минимум. – топографијата – всушност, тоа се грешките настанати од ориентацијата и од должината на мерните линии.

2.4 Гео - електрична проводливост на испитуваната средина

Гео - електричната проводливост на испитуваната средина најмногу зависи од минеролошкиот состав, структурните и текстурните особини на средината и од длабочината на залегнување на материјалите.

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

Прикажани се вредностите на специфичната електрична отпорност (CEO) на некои минерални руди изразени во Ωm :

- за Камена сол CEO= $10^{14} - 10^{17} [\Omega m]$, - за Кварц CEO= $10^{12} - 10^{14} [\Omega m]$,
- за Нафта CEO= $10^9 - 10^{16} [\Omega m]$, - за Калцит CEO= $10^7 - 10^{12} [\Omega m]$,
- за Хематит CEO= $10^4 - 10^8 [\Omega m]$, - за Камен јаглен CEO= $10^0 - 10^2 [\Omega m]$,
- за Галенит CEO= $10^{-5} - 10^{-3} [\Omega m]$, - за Пирит CEO= $10^{-4} - 10^{-3} [\Omega m]$,
- за Магнетит CEO= $10^{-4} - 10^{-2} [\Omega m]$, - за Антрацит CEO= $10^{-4} - 10^{-2} [\Omega m]$.

Гео – електричната проводливост на карпите во голема мера зависи и од волуменот на порите, нивниот распоред, текстурите на средината, минерализацијата и хемискиот состав на подземните води, влажноста односно заситеноста со вода и температурата. Карпите кои се порозни, испукани и исполнети со вода или со раствори на разни минерални соли имаат подобра гео - електрична проводливост.

Во продолжение, се прикажани и вредностите на специфичната електрична отпорност (CEO) на некои видови карпи, изразени во Ωm :

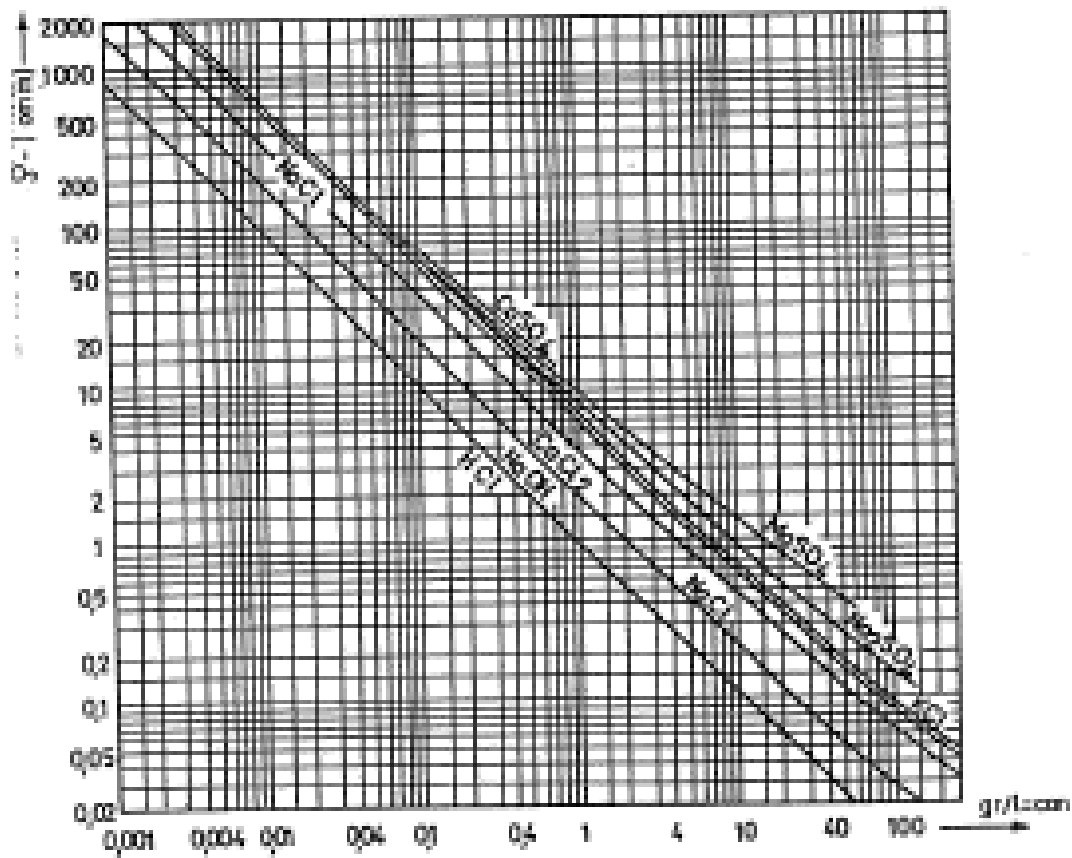
- Магматски и метаморфни карпи -

- за Базалт СЕО= 2×10^6 [Ωm], - за Дијабаз СЕО= $2 \times 10^3 - 2 \times 10^6$ [Ωm],
- за Диорит СЕО= 5×10^6 [Ωm], - за Габро СЕО= $1 \times 10^4 - 1.5 \times 10^6$ [Ωm],
- за Гнајс СЕО= $2 \times 10^4 - 3.4 \times 10^6$ [Ωm], - за Гранит СЕО= $3 \times 10^4 - > 10^6$ [Ωm],
- за Кристалеста карпа со нормален физички карактер (еруптив, гнајс, шкрилец) СЕО= $2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$ [Ωm],
- за Кварцит СЕО= $1 \times 10^3 - 2 \times 10^6$ [Ωm], за Лава СЕО= $1.2 \times 10^4 - 5 \times 10^6$ [Ωm]
- за Мермер СЕО= $1 \times 10^4 - 1 \times 10^7$ [Ωm],
- за Метеоритско железо СЕО= $1 \times 10^4 - 1.5 \times 10^6$ [Ωm],
- за Порфир СЕО= $6 \times 10^3 - 1.5 \times 10^6$ [Ωm],
- за Шкрилец СЕО $5 \times 10^2 - 1 \times 10^6$ [Ωm],
- за Серпентин СЕО= $2 \times 10^4 - 3 \times 10^5$ [Ωm],
- за Сиенит СЕО= $1 \times 10^4 - 10^7$ [Ωm],
- за Трахит СЕО= $1 \times 10^3 - 1 \times 10^7$ [Ωm],
- за Темен дијабаз СЕО= $1.5 \times 10^4 - 3 \times 10^5$ [Ωm],

- Седиментни карпи -

- за Алувиум и мил СЕО= $2.5 \times 10^3 - 1.5 \times 10^5$ [Ωm],
- за Глацијални седименти СЕО= $8 \times 10^2 - 9.5 \times 10^5$ [Ωm],
- за Глина СЕО= $5 \times 10^2 - 1.5 \times 10^5$ [Ωm],
- за Глина - глинци СЕО= $4 \times 10^2 - 9 \times 10^4$ [Ωm],
- за Граувака СЕО= $8 \times 10^2 - 1 \times 10^6$ [Ωm],
- за Конгломерат СЕО= $2.5 \times 10^3 - 1.5 \times 10^6$ [Ωm],
- за Консолидирани седиментни карпи (глинци, песочници, варовници и др.) СЕО= $1 \times 10^3 - 5 \times 10^4$ [Ωm],
- за Варовник СЕО= $6 \times 10^3 - 5 \times 10^7$ [Ωm],
- за Лапорци СЕО= $0.5 \times 10^2 - 7 \times 10^3$ [Ωm],
- за Песок СЕО $9.5 \times 10^1 - 5 \times 10^5$ [Ωm],
- за Песочник СЕО= $3 \times 10^3 - 1 \times 10^7$ [Ωm],
- за Суглини СЕО= $1 \times 10^3 - 4.5 \times 10^4$ [Ωm].

Вредностите на специфичните електрични отпори (CEO), на подземните води се движат во широк опсег и тоа од стоти дел на [Ωm] до 100, па дури и до 1000 [Ωm]. Гео – електричната проводливост на водата се состои од примарна проводливост, која се случува при навлегување на водата во порите и секундарна проводливост, која настанува со растворање на минералите во водата. Секундарната проводливост на растворите зависи од концентрацијата на растворените минерали, која пак е во директна зависност од временскиот рок на делување на водата на околната средина. Зависноста на електричната отпорност (ρ) на разни раствори при различни концентрации (f), претставена е на слика 1.



Слика 1. Зависност ρ - f (електрична отпорност-концентрација) за разни раствори

Figure 1. Addition ρ - f , (electrical resistance-concentration) for various solutions

При идеален случај, а тоа е кога имаме хомогена средина со еднородна зрнеста структура, поточно зрна со константен пречник идеално аранжирани, електричната отпорност е дадена со равенката:

$$\rho_v = \frac{1 + 0.25\sqrt[3]{1 - K_v}}{1 - \sqrt[3]{(1 - K_v)^2}} \rho_0 \quad (2.1)$$

каде е:

ρ_0 - електрична отпорност на флуидот кој ги исполнува порите,

K_v – коефициент на порозност (%).

Во случај кога имаме нехомогена средина со нееднородна структура, зависноста на отпорноста на карпестите маси од порозноста има многу посложен облик, па проводливоста, односно специфичната електрична отпорност на карпите се изразува со следните равенки:

$$\sigma_x = \frac{V_1}{C} \sigma_1 \quad (2.2)$$

$$\rho_x = \frac{C}{V_1} \rho_0 \quad (2.3)$$

каде е:

ρ_x - специфична електрична отпорност на испитуваната средина,

σ_x - специфична електрична проводливост на испитуваната средина,

C – константа која зависи од распоредот на порите,

V_1 - волумен на порите,

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

σ_1 - специфична електрична проводливост на средината која ги исполнува порите

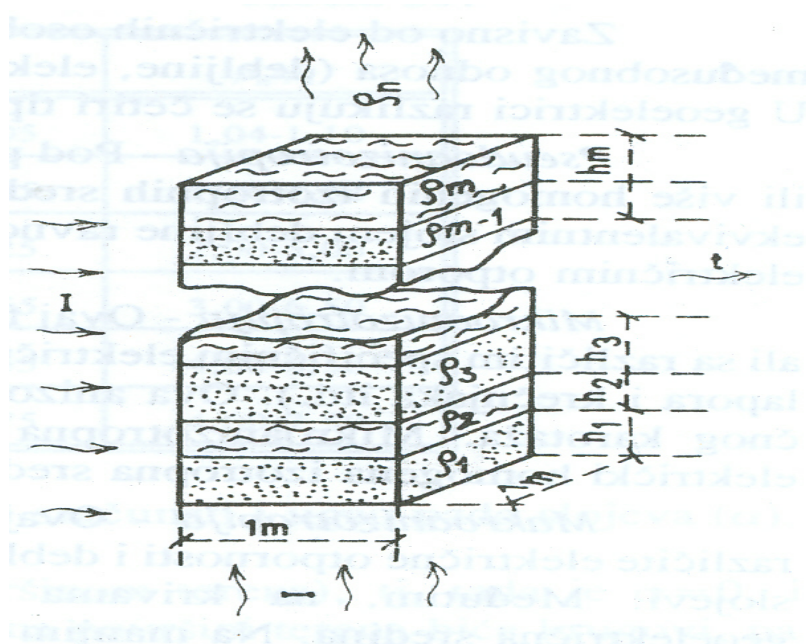
2.5 Анизотропија

Гео - електричната отпорност кај некои литолошки средини особено кај шкрилците и лапорот, значително се разликува во различни правци. Така што, специфичната електрична отпорност хоризонтално по должина на слоевите на

средината (ρ_t), е помала од специфичната електрична отпорност нормална на слоевите на средината (ρ_n). Карпестите средини кои имаат вакви својства се нарекуваат анизотропни средини, а ваквото својство на карпестите средини се нарекува анизотропија. Односот меѓу специфичната електрична отпорност нормална на слоевите на средината (ρ_n) и специфичната електрична отпорност хоризонтално по должина на слоевите на средината (ρ_t), го дефинира коефициентот на анизотропија (λ), со изразот:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_t}} > 1 \quad (2.4)$$

Кај седиментните карпи, вредностите на коефициентот на анизотропија (λ), најчесто се движат во опсег од 1 до 3. Ако еден комплекс е составен од две или повеќе литолошки средини и во електрична смисла истата средина не е хомогена и изотропна.



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

За подобро дефинирање на овие поими, потребно е подетално да се анализира случајот кога имаме геолошки столб со попречен пресек од 1m^2 и вкупна висина h (m) (Слика 2). Геолошкиот столб е составен од повеќе слоеви со различна дебелина h_i (m) и со различна електрична отпорност ρ_i (Ωm). Симболот (i) го означува бројот на слојот и се движи во граници од 1 до n . Ознаката (n) го прикажува вкупниот број слоеви во геолошкиот столб. Словите меѓу себе се паралелни, па вкупната дебелина на геолошкиот столб е претставена со изразот:

$$h = \sum h_i \quad (2.5)$$

2.5.1 Подолжна гео - електрична отпорност (ρ_t) при спроведување на еднонасочна струја кај хоризонтална наслоеност, паралелно со слоевите во геолошкиот столб

Во случај кога низ ваков геолошки столб се спроведе еднонасочна струја паралелно со слоевите во испитуваната средина, тогаш слоевите во геолошкиот комплекс може да се разгледуваат како паралелни проводници. Спроведената еднонасочна струја може да биде од линиски извор, или пак од точкаст извор доколку тој се наоѓа на доволно голема оддалеченост. Во ваков случај проводливоста на вакиот комплекс се одредува преку изразот:

$$S = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_n}{\rho_n} = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_i}{\rho_i} = \sum_{i=1}^{i=n} S_i \quad (2.6)$$

каде е:

S - вкупна подолжна проводливост ($1/\Omega\text{m}$),

n - број на слоеви во геолошкиот столб,

S_i - подолжна проводливост на i -тиот слој од комплексот (Ωm)

Поимот средна подолжна електрична отпорност (ρ_t), ја подразбира специфичната електрична отпорност хоризонтално по должина на слоевите на геолошкиот столб, но како столбот да е хомоген и изотропен и има проводност (S), за струја која протекнува паралелно со геолошкиот столб.

Во тој случај следува дека:

$$S = \frac{h}{\rho_t}; \quad (2.7)$$

$$\rho_t = \frac{h}{\sum_{i=1}^{i=n} S_i} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} h_i}{\sum_{i=1}^{i=n} S_i} \quad (2.8)$$

2.5.2 Попречна гео - електрична отпорност (ρ_n) при спроведување еднонасочна струја кај хоризонтална наслоеност, нормално на слоевите во геолошкиот столб

Во случај пак, кога низ ваков геолошки столб се спроведе еднонасочна струја нормално на слоевите во испитуваната средина, тогаш попречната отпорност може да се пресмета како вкупна отпорност на системот со единечен пресек од 1m^2 , со поединечна дебелина $h(\text{m})$ и специфична електрична отпорност $\rho_1 (\Omega\text{m})$, преку равенката:

$$T = h_1\rho_1 + h_2\rho_2 + \dots + h_n\rho_n = \sum_{i=1}^{i=n} h_i\rho_i = \sum_{i=1}^{i=n} T_i \quad (2.9)$$

каде е:

T - вкупна попречна отпорност (Ωm),

n - број на слоеви во комплексот,

T_i - попречна отпорност на i -тиот слој од комплексот (Ωm),

h_i - дебелина на (i) - слојот од комплексот

Со претходното воведување на поимот средна подолжна електрична отпорност (ρ_t), по аналогија се воведува и поимот средна попречна електрична отпорност (ρ_n). Поимот средна попречна електрична отпорност (ρ_n), ја подразбира специфичната електрична отпорност нормално на слоевите на геолошкиот столб, но како столбот да е хомоген и изотропен со специфична електрична отпорност (ρ_n). Во тој случај, математичкиот израз е дефиниран со равенката:

$$\rho_n \sum_{i=1}^{i=n} h_i = \sum_{i=1}^{i=n} T_i ; \quad (2.10)$$

$$\rho_n = \sum_{i=1}^{i=n} T_i : \sum_{i=1}^{i=n} h_i \quad (2.11)$$

Квадратниот корен од односот на подолжната електрична отпорност (ρ_t) и средната попречна електрична отпорност (ρ_n), се нарекува средна специфична електрична отпорност на анизотропната средина (ρ_m) и се изразува со равенката:

$$\rho_m = \sqrt{\rho_n / \rho_t} \quad (2.12)$$

2.5.3 Видови анизотропија

Од претходни испитувања согледано е дека кај некои литолошки средини особено кај шкрилците и лапорот, гео - електричната отпорност значително се разликува во различни правци. Така што, средините кои имаат вакви својства се нарекуваат анизотропни средини, а ваквото својство се нарекува анизотропија. Во зависност од поединечните електрични особини на застапените литолошки членови на геолошките комплекси и нивната меѓусебна корелација во однос на дебелината и електричната отпорност постојат повеќе видови анизотропија.

Во геоелектриката се разликуваат четири видови анизотропија: псевдоанизотропија, микроанизотропија, макроанизотропија и општа анизотропија.

- Псевдоанизотропија –

Под поимот псевдоанизотропија се подразбира пресек на две или повеќе хомогени изотропни средини во склоп на теренот, кои може да се заменат со еден еквивалентен слој со дебелина еднаква на збирот на дебелините на застапените поединечни слоеви и со еквивалентен специфичен електричен отпор.

- Микроанизотропија -

Овој вид анизотропија се однесува на наизменично менување на различните застапени слоеви со мали дебелини и кои се одликуваат со различна специфична електрична отпорност. Се јавува при промена на различни видови шкрилци, при промена на лапорец и песочници, при промена на лапорец и варовник и др. Овој вид анизотропија многу тешко се открива а не се согледува дури ни на дијаграмите при испитување со геоелектричен каротаж, на кои се регистрира како електрично хомогена изотропна средина.

- Макроанизотропија -

Овој вид анизотропија, се однесува на наизменично менување на различните застапени слоеви со различни дебелини и кои имаат различна специфична електрична отпорност. При испитување со геоелектричен каротаж, на дијаграмите јасно се очитуваат и согледуваат поединечните слоеви. Меѓутоа, при испитување со вертикално електрично сондирање (VES), на кривите се појавуваат како една геоелектрична средина. При испитување на помалите длабочини, таквиот геолошки пресек ќе биде воочлив и поединечните слоеви ќе бидат издвоени со (VES) кривите, па тогаш поимот макроанизотропија ја губи смислата. За да се одреди средната електрична отпорност на анизотропната средина (ρ_m) и коефициентот на анизотропија (λ) на макроанизотропните средини, потребно е да се знае дебелината (h_i) на секој слој од серијата на слоеви кои го сочинуваат комплексот и специфичната електрична отпорност на секој слој од серијата на слоеви кои го сочинуваат комплексот. Аналогно на тоа, потребно е да се одреди подолжната електрична проводливост (S) према равенката 2.6.

$$S = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_n}{\rho_n} = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_i}{\rho_i} = \sum_{i=1}^{i=n} S_i \quad (2.13)$$

каде е:

S - вкупна подолжна проводливост ($l/\Omega m$),

n - број на слоеви во геолошкиот столб,

S_i - подолжна проводливост на i -тиот слој од комплексот (Ωm).

- Општа анизотропија -

Ако слојот којшто влегува во состав на геолошкиот комплекс има карактеристики на макроанизотропија и на микроанизотропија, тогаш вкупната анизотропија се нарекува општа анизотропија. За да може да се дефинира една таква средина, неопходно е потребно претходно да се дефинира вкупната подолжна електрична проводливост (S), како и попречната специфична електрична отпорност (T). При тоа потребно е во равенките да се влезе со вредностите за подолжната и попречната специфична електрична отпорност за секој слој посебно, од сите слоеви од коишто е составен геолошкиот столб.

Коефициентот на општата анизотропија вообичаено е со поголема вредност од вредноста на коефициентот на микроанизотропијата кај секој поединечен прослој. Ако пак микроанизотропијата е „голема“, коефициентот на општата анизотропија ќе биде еднаков на производот на микро и макро анизотропијата. Карпестите маси во природата најчесто имаат слоевидна структура, а анизотропијата е својствена за овие средини.

Во однос на слоевитоста на средината и дебелината на слоевите, кај геоелектричните мерења, најчесто се среќаваме со општата анизотропија.

Во табела 2.1 се прикажани вредностите на коефициентите на анизотропија (λ) за некои седиментни карпи, изразени во (ρ_n/ρ_t).

Табела 2.1 Коефициентите на анизотропија (λ) за некои седиментни карпи, изразени во (ρ_n / ρ_t)

Table 2.1 Coefficients of anisotropy (λ) for some sedimentary rocks expressed in (ρ_n / ρ_t)

Вид карпа	λ	ρ_n/ρ_t
Глина со слоеви песок	1.02-1.05	1.04-1.10
Слоевит песочник	1.05-1.15	1.10-1.32
Глинени шкрилци	1.41-2.25	2.00-5.00
Камен јаглен	1.73-2.55	3.00-6.50
Антрацит	2.00-2.55	4.00-6.50
Графитни шкрилци	2.00-2.75	4.00-7.50

3. ВЕШТАЧКИ ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНИ ПОЛИЊА СОЗДАДЕНИ СО СПРОВЕДУВАЊЕ ЕДНОНАСОЧНА СТРУЈА

За да се создаде вештачко гео - електрично поле, потребно е да се користи генератор на еднонасочна струја, од кој како извор, со помош на линиски или точкасти електроди, струјата се спроведува низ испитуваната средина, создавајќи го т.н. вештачко гео - електрично поле. Потоа се мери разликата во потенцијалот меѓу двете потенцијални електроди, а која настанува со спроведувањето на струјата низ испитуваната средина. Бидејќи ни е познат интензитетот на струјата која се спроведува низ испитуваната средина, со промената на гео – електричната отпорност по длабочина, можно е да се одредат промените на длабочината на слоевите за кои се однесуваат конкретните и соодветни електрични податоци добиени со мерење на површината на теренот.

3.1 Теориски основи на методите на гео - електрична отпорност - Омов закон

Методите засновани на мерењето на гео - електричната отпорност на средината се покажале како најефикасни при определување на својствата на испитуваната средина, бидејќи со обработка на податоците добиени од мерењето се добиваат квантитативни податоци, во прв ред за длабочините на поединечни средини и нивната специфична електрична отпорност. Врз основа на добиените податоци, може да се конструираат карти на длабочините на поединечните слоеви.

За протекување на еднонасочна струја важи Омовиот закон, кој во елементарна форма гласи:

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

каде е:

I - јачина на струјата во ампери,

V - електромоторна сила во волти,

R - електрична отпорност во оми (отпор на електричната струја)

За проводник со должина (l) и попречен пресек (S), електричната отпорност (отпор) (R) е дадена со равенката:

$$R = \rho \frac{l}{S} \quad (3.2)$$

каде е:

ρ - специфична електрична отпорност во Ωm

Од равенката (3.2) следува дека специфичната електрична отпорност на проводникот е еднаква на производот на отпорноста на проводникот (R) по единица должина ($l = 1$), на единечен попречен пресек (S):

$$\rho = R S \quad (3.3)$$

Специфичната електрична отпорност се изразува во Ωm .

Реципрочната вредност на специфичната електрична отпорност е електричната проводливост (σ), со единица за мерка Сименс (Siemens) :

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (3.4)$$

Омовиот закон, може да се напише и во поинаков облик:

$$V = IR = I\rho \frac{l}{S} \quad (3.5)$$

Ако ја диференцираме претходната равенка по l се добива:

$$E = \frac{dV}{dl} = \frac{I}{S} \rho \quad (3.6)$$

каде е:

I - струја која протекнува низ целиот попречен (S)

Струјата која протекнува низ 1cm^2 е дефинирана со изразот $i = I/S$, што всушност е густината, така што претходната равенка го добива следниот облик:

$$E = \frac{dV}{dl} = i\rho \quad (3.7)$$

Градиентот на потенцијалот dV/dl , што всушност е јачина на полето (E), ($E = dV/dl$), е пропорционална со густината на струјата (i), а факторот на пропорционалноста е специфичната електрична отпорност (ρ) на средината. Од равенката (3.7) следува дека:

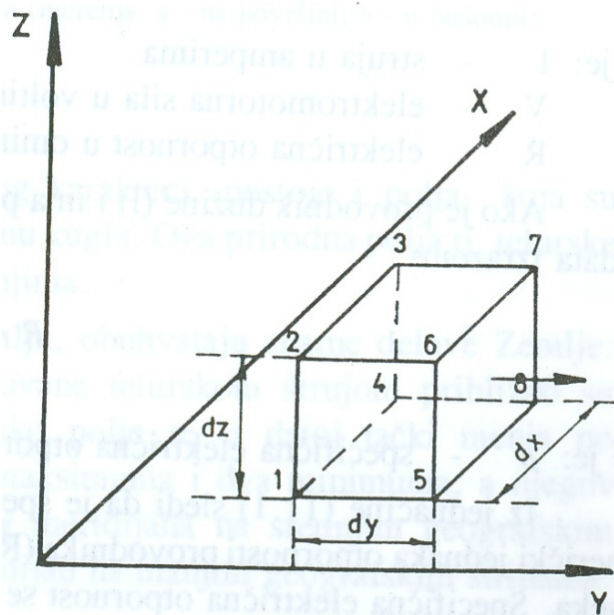
$$i = \frac{1}{\rho} \frac{dV}{dl} = \sigma \frac{dV}{dl} = E \sigma \quad (3.8)$$

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

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

$$i_x = \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x}; \quad i_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial y}; \quad i_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z} \quad (3.9)$$

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



Слика 3. Ток на струја (електричен ток) низ елементарен волумен
Figure 3. Current of electricity power (electric current) through the elementary volume

Кога низ проводникот тече струја со константна јачина, тогаш вкупната струја која влегува низ површината (1, 2, 3, 4) во проводникот, е еднаква на вкупната струја која излегува од проводникот низ површината (5, 6, 7, 8), која е паралелна со влезната површина но на некоја оддалеченост. Ако во внатрешноста на елементарниот волумен нема додатни извори на струја или пак утоци на струја, тогаш вкупната струја која влегува, мора да биде еднаква на струјата која излегува од коцката. Значи сумата на струјата $\Delta i_y, \Delta i_z, \Delta i_x$, е еднаква на нула:

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x} \right) dydz + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y} \right) dx dz + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z} \right) dz dy = 0 \quad (3.10)$$

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

$$\left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x} \right) \frac{1}{dx} + \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y} \right) \frac{1}{dy} + \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z} \right) \frac{1}{dz} = 0 \quad (3.11)$$

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

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (3.12)$$

Ова е всушност Лапласовата равенка, која може да се представи и во следниот облик:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (3.13)$$

каде:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (3.14)$$

Од изведувањето на овие равенки, следува дека каков било облик на проводникот низ кој тече струја со константна јачина, потенцијалот мора да ја задоволи равенката (3.13). Оваа равенка се однесува само за стационарни струи во изотропна хомогена средина. За секоја посебна ситуација, постојат одредени „гранични услови“ и тоа:

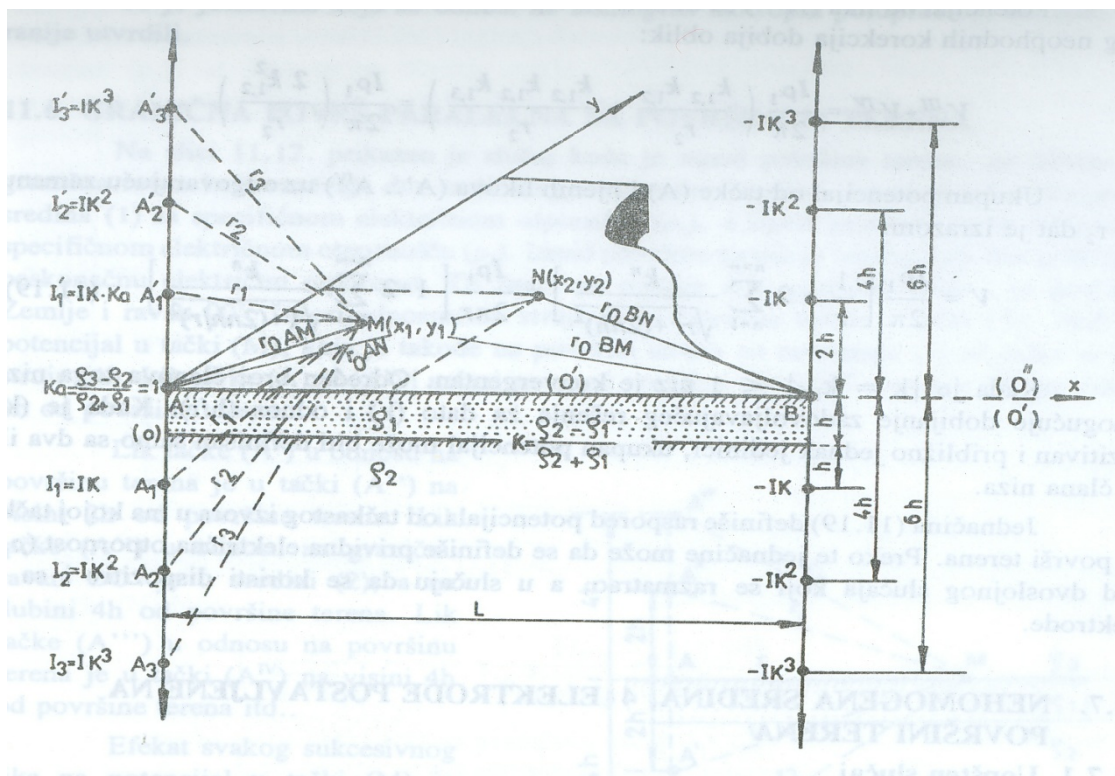
1. На секоја граница која разделува две различни геоелектрични средини, потенцијалите на спротивните страни од рамнината се исти, т.е. $V_1 = V_2$,
2. Нормалната компонента на густината на струјата која наидува на граница од една страна, еднаква е на нормалната компонента на густината на струјата која излегува од границата од спротивната страна. Тоа значи дека:

$$i_n = \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial V_1}{\partial n} = \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial V_2}{\partial n} \quad (3.15)$$

3.2 Нехомогена средина со 4 (четири) електроди поставени на површината на теренот

3.2.1 Воопштен случај

На слика 4 е прикажан случај кога граничната рамнина OO' , се наоѓа на длабочина (h) и е паралелна на површината на теренот. Под површината на теренот се наоѓа геоелектричната средина со специфична електрична отпорност (ρ_1), а под граничната рамнина OO' , се наоѓа геоелектричната средина со специфична електрична отпорност (ρ_2). На површината на теренот се поставени 4 електроди (AMNB), од кои две се струјни електроди, а две се потенцијални електроди. Почетокот на правоаголниот координатен систем е поставен во точката (A), во која е сместена електродата која е извор на струја со интензитет (I). Електродата која се наоѓа во точката (B) е на растојание (L) од координатниот почеток (A) и претставува утока на струја со интензитет ($-I$). Точките (MN), во кои се поставени електродите M и N, се произволно поставени на (x-y) рамнината со координати M (x_1, y_1) и N (x_2, y_2).



Слика 4. Гранична рамнина на одредена длабочина која е паралелна со површината на теренот
Figure 4. Border plane of a particular depth that is parallel with the ground surface

Коефициентите (k и k_a) за граничната рамнина OO' и OO'' , прикажани се во равенките (3.16) :

$$k_{1,3} = \frac{\rho_3 - \rho_1}{\rho_3 + \rho_1} = 1 \quad k_{1,2} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (3.16)$$

За да се дефинира разликата на потенцијалот меѓу точките (M) и (N), потребно е претходно да се одредат следните параметри:

1. Да се одреди потенцијалот во точката (M) и тоа од точката (A) и нејзините ликови, а потоа од точката (B) и нејзините ликови,
2. Да се одреди потенцијалот во точката (N) и тоа од точката (A) и нејзините ликови, а потоа од точката (B) и нејзините ликови.

- Оддалеченоста на точката (M) од точката (A) и нејзините ликови се дадени со следните равенки:

$$r_{OAM} = \sqrt{x_1^2 + y_1^2} \quad ; \quad r_{iAM} = \sqrt{x_i^2 y_1^2 + (2nh)^2} \quad (3.17)$$

- Оддалеченоста на точката (M) од точката (B) и нејзините ликови се дадени со следните равенки:

$$r_{OMB} = \sqrt{(L - x_1)^2 + y_1^2 + (2nh)^2} \quad ; \quad r_{iBM} = \sqrt{(L - x_1)^2 + y_1^2} \quad (3.18)$$

- Оддалеченоста на точката (N) од точката (A) и нејзините ликови се дадени со следните равенки:

$$r_{OAN} = \sqrt{x_2^2 + y_2^2} \quad ; \quad r_{iAN} = \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + (2nh)^2} \quad (3.19)$$

- Оддалеченоста на точката (N) од точката (B) и нејзините ликови се дадени со следните равенки:

$$r_{OBN} = \sqrt{(x_2 - L)^2 + y_2^2} \quad ; \quad r_{iBN} = \sqrt{(x_2 - L)^2 + y_2^2 + (2nh)^2} \quad (3.20)$$

- Интензитетот на струјата во изворот кој е сместен во точката (A) е со вредност (I), а во ликот (A_1) интензитетот на струјата е дефиниран со равенката:

$$(I = Ik) \quad (3.21)$$

Во ликот (A_1) интензитетот на струјата е дефиниран со равенката:

$$(I_1 x k_a = I x k x k_a = I x k) \quad (3.22)$$

во ликот (A_2), со равенката:

$$(I_2 = I_1' x k_2 = I x k x k = I x k^2) \quad (3.23)$$

а во ликот (A_2) интензитетот е дефиниран со равенката:

$$(I_2' = I_2 x k_a = I x k x k_a = I x k^2) \quad (3.24)$$

- Интензитетот на струјата во ликот (A_3), е дефиниран со равенката:

$$(I_3 = I_2' x k = I x k_3 = I x k^2 x k_3 = I x k^3) \quad (3.25)$$

односно во точката (A_3'), интензитетот на струјата е дефиниран со равенката:

$$(I_3' = I_3 x k_a = I x k^3 x k_a = I x k^3) \quad (3.26)$$

Ваквата постапка во пресметувањето се повторува за сите понатамошни ликови .

Истото ова важи и за точката (B) и сите нејзини ликови, со тоа што интензитетот е даден со ($-I$), со оглед на тоа дека е тоа точка на уток на струја. Разликата на потенцијалите меѓу точките (M) и (N) од точките (A) и (B) и нивните ликови, се пресметува со равенките:

$$\Delta V_{MN} = \left[\frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{1}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{(L-x_1)^2 + y_1^2}} + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + (2nh)^2}} - \right) \right] \quad (3.27)$$

$$2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{(L-x_1)^2 + y_1^2 + (2nh)^2}} - \frac{1}{\sqrt{x_2^2 + y_2^2}} + \frac{1}{\sqrt{(L-x_2)^2 + y_2^2}} \quad (3.28)$$

$$2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{x_2^2 + y_2^2 + (2nh)^2}} - 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\sqrt{(L-x_2)^2 + y_2^2 + (2nh)^2}} \quad (3.29)$$

Овие равенки се однесуваат на каков било распоред на електродите на површината на теренот, за нехомогена средина.

3.2.2 Случај кога растојанието АВ е многу поголемо од растојанието MN – Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив

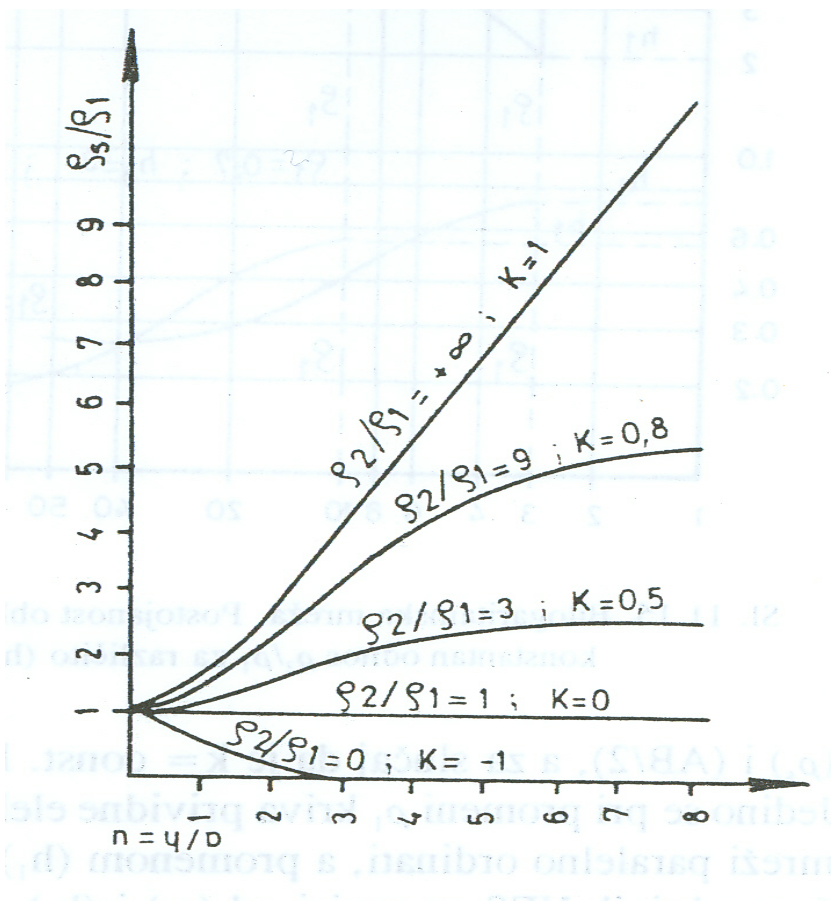
Во конкретен случај, кога имаме хоризонтална наслоеност на геолошките средини кај кои граничните рамнини се паралелни со површината на теренот, се применува методата на геоелектрично сондирање. Во ваков случај се применува Шлумбергеров распоред на електродите поставени на површината на теренот, со симетричен распоред на четири електроди, при што $AO=OB=L/2$, а $MN = l/2$, при што растојанието меѓу електродите MN (l) е многу помало од растојанието меѓу електродите АВ (L).

Во тој случај, привидната електрична отпорност на средината е дефинирана со равенката:

$$\rho_s = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{k^n}{\left[1 + \left(\frac{2nh}{AB} \right)^2 \right]^{3/2}} \right\} = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \sum_{k=1}^{k=\infty} \frac{k^n \left(\frac{AB}{2h_1} \right)^3}{\left[\left(\frac{AB}{2h_1} \right)^2 + 4n^2 \right]^{3/2}} \right\} \quad (3.30)$$

Ако во линеарен координатен систем на апцисата – x оската се нанесат растојанијата на струјните електроди или $AB/2$, а на ординатата – y оската, се нанесат вредностите за привидната електрична отпорност на средината (ρ_s), добиената крива ја претставува зависноста меѓу привидната електрична отпорност на средината (ρ_s) и растојанието меѓу струјните електроди (AB). Така добиената крива се нарекува крива на вертикално електрично сондирање (ВЕС).

За случај кога испитуваната средина е хомогена, односно кога $\rho_2 = \rho_1$, тогаш коефициентот $k = 0$ и од равенката (3.16) произлегува од дека $\rho_s = \rho_1$, т.е. дека привидната електрична отпорност (ρ_s) не зависи од растојанието на струјните електроди (AB) и одговара на специфичната електрична отпорност (ρ_1). Од друга страна, доколку растојанието меѓу струјните електроди $AB/2$ е мало во однос на дебелината на првиот слој (h_1), може да се заклучи дека привидната електрична отпорност (ρ_s), тежи кон специфичниот електричен отпор на првата средина (ρ_1). Доколку пак растојанието меѓу струјните електроди $AB/2$ е големо во однос на дебелината на првиот слој (h_1), привидната електрична отпорност (ρ_s), тежи кон специфичниот електричен отпор на подолната средина, т.е. на вториот слој (ρ_2). Дијаграмот на зависноста на специфичниот електричен отпор на подолната средина, т.е. на вториот слој (ρ_2), во однос на специфичниот електричен отпор на првата средина (ρ_1), во функција од односот на a/h и од k , $\rho_2/\rho_1 = f(a/h; k)$, прикажан е на слика 5.



Слика 5. Дијаграм на зависноста $\rho_2/\rho_1=f(a/h; k)$

Figure 5. Diagram of the dependence $\rho_2/\rho_1=f(a/h; k)$

Кривите кои се добиваат при вертикално електрично сондирање (ВЕС), се прикажуваат во билогаритамска мрежа (слика 8.), кое има одредени предности.

Привидната електрична отпорност при двослојна средина се одредува преку равенката (3.16). Ако во истата равенка се земе дека коефициентот (k) е со константна вредност ($k=\text{const.}$), во тој случај, со додатно упростување равенката може да се прикаже со следниот облик:

$$\rho_s = \rho_1 f\left(\frac{AB}{2h_1}\right) \quad (3.31)$$

Доколку зависноста во равенката (3.17) се прикаже во линеарен размер, во случај да се менува специфичната електрична отпорност на првата средина

(ρ_1), ќе се добијат разни облици на криви за привидната електрична отпорност (ρ_s). Ако се логаритмира равенката (3.17), се добива следниот облик:

$$\log \rho_s = \log \rho_1 + \log \left(\frac{AB}{2h_1} \right) \quad (3.32)$$

Ако привидната електрична отпорност на средината (ρ_s) се нанесе на ординатата која е со логаритамска поделба, тогаш при константен однос на ρ_2/ρ_1 , секогаш се добива крива со ист облик, која во зависност од дебелината на првиот слој (h_1), само ќе се поместува подолжно на апцисната оска и тоа паралелно на самата себеси. На овој начин се елиминира влијанието на специфичниот електричен отпор на првата средина (ρ_1) врз обликот на кривата за привидната електрична отпорност (ρ_s).

За да се исклучи и влијанието на дебелината на првиот слој (h_1), врз обликот на кривата од вертикалното електрично сондирање (ВЕС), потребно е привидната електрична отпорност на средината (ρ_s) да се прикаже преку логаритамската зависност од $\log(AB/2h_1)$, односно кривата да се претстави во следниот облик:

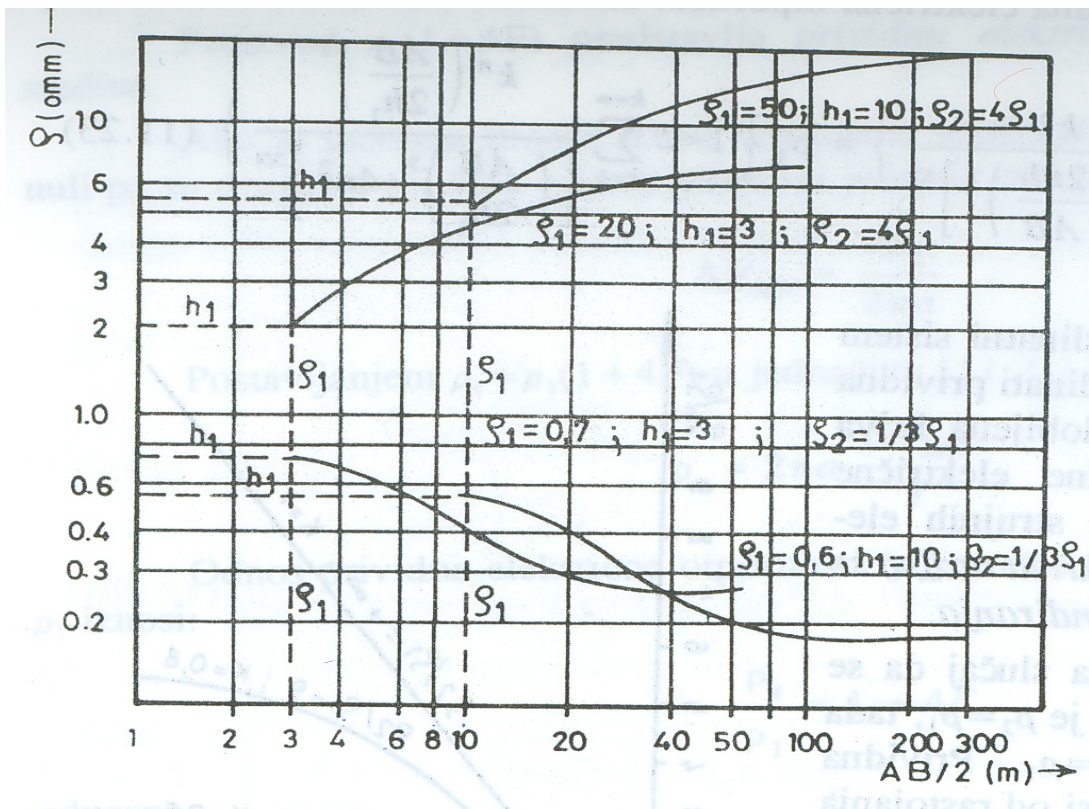
$$\log(\rho_s / \rho_1) = \log F(\log(AB/2h_1)) \quad (3.33)$$

Нанесувајќи ги во билогаритамска мрежа вредностите за привидната електрична отпорност на средината (ρ_s) и растојанието меѓу струјните електроди ($AB/2$), за случај кога коефициентот (k) е со константна вредност ($k=\text{const.}$), кривата од вертикалното електрично сондирање (ВЕС), го задржува својот облик иако се менуваат вредностите за специфичната електрична отпорност на првата средина (ρ_1), и дебелината на првиот слој (h_1).

Единствено, при промена на вредностите за специфичната електрична отпорност на првата средина (ρ_1), кривата на привидната електрична отпорност на средината (ρ_s), на билогаритамската мрежа се поместува паралелно на ординатната оска, а при промена на дебелината на првиот слој

(h_1), кривата на привидната електрична отпорност на средината (ρ_s), на билогаритамската мрежа се поместува паралелно на апцисната оска. Со оглед на тоа дека обликот на кривата од вертикалното електрично сондирање (ВЕС) не зависи од специфичната електрична отпорност на првата средина (ρ_1) и од дебелината на првиот слој (h_1), во случај кога односот на ρ_s / ρ_1 е константен, многу поедноставно е кривите од вертикалното електрично сондирање (ВЕС) да се прикажуваат во билогаритамска мрежа.

Билогаритамската мрежа на постојаноста на обликот на кривите од вертикалното електрично сондирање (ВЕС), за константен однос помеѓу ρ_2 / ρ_1 , при различни вредности на (h_1) и на (ρ_1), е прикажана на слика 6.



Слика 6. Билогаритамска мрежа
Figure 6. Bilogarithmic network

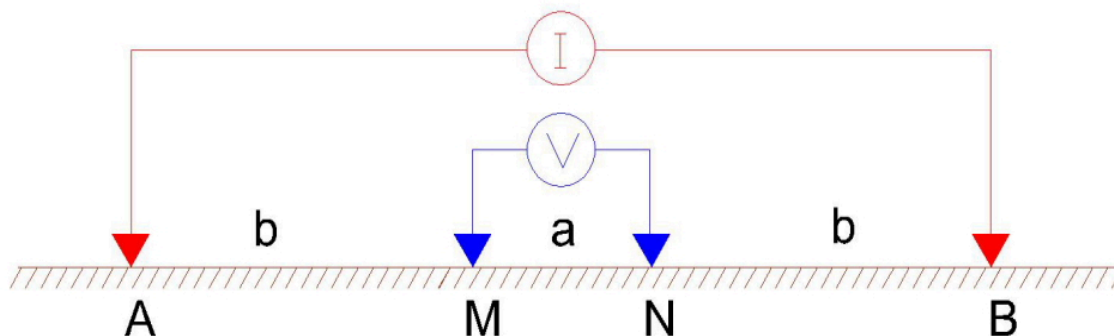
3.2.3 Метода на гео - електрично сондирање со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив

Примената и ефикасноста на гео – електричното сондирање зависи од градбата на теренот, наслоеноста, теренските услови и специфичниот електричен отпор на средините. Методата на гео – електрично сондирање се применува кај средини кај кои податоците од измерениот специфичен електричен отпор на средините манифестираат доволно големи разлики за да можат попрецизно да се регистрираат различните геолошки структури. Доколку условите на теренот дозволуваат примена на оваа метода, таа има голема практичност при определување на делумно испитани и обемни површини.

Според податоците од геолошките и гео – механичките истражувања се утврдува поволноста за применување на гео – електричните испитувања.

Хоризонталната наслоеност на геолошкиот комплекс укажува на поволни геолошки услови за примена на методата на гео – електрично сондирање.

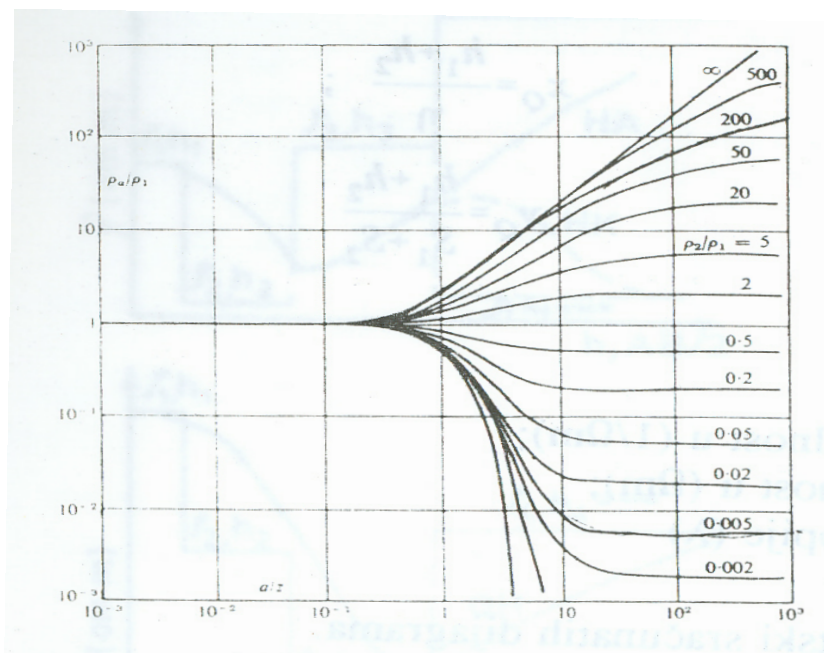
Методата на гео – електрично сондирање се изработува со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив. Шлумбергеровиот распоред на мерниот диспозитив се состои од две струјни и две потенцијални електроди, каде растојанието меѓу струјните електроди е многу поголемо од растојанието на потенцијалните електроди. Со методата на гео – електрично сондирање истражниот простор се моделира во центарот на мерниот диспозитив за длабочина која е еднаква на една половина од растојанието меѓу струјните електроди. За секое ново мерење струјните електроди постепено се оддалечуваат со што истражниот простор се моделира постепено на различни длабочини. Кривата која се добива претставува крива на привиден електричен отпор. На слика 7 е претставен изгледот на Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив, преку A,B – струјни електроди кои индуцираат електрично поле со јачина регистрирана со ампер метар и M,N – потенцијални електроди кои го регистрираат потенцијалот во средината на мерниот диспозитив со волт метар.



Слика 7. Шлумбергеров распоред на мерен диспозитив
Figure 7. Schlumberger array of the measuring dispositive

3.2.4 Типови на криви ВЕС

Составот на теренот, поточно геолошкиот пресек на теренот може да се состои од две, три или повеќе гео - електрични средини. Во зависност од бројот на гео - електричните средини, кривите ВЕС се нарекуваат двослојни, трослојни или повеќеслојни криви. Типот на кривите ВЕС се одредува според бројот на слоеви во геолошкиот пресек и меѓусебниот однос на гео - електричните отпорности на слоевите.



Слика 8. Дијаграм на двослојни теоретски криви
Figure 8. Dual Layer diagram of theoretical curves

Кај геолошки пресек составен од две различни гео - електрични средини - двослоен геоелектричен пресек, може да постојат само два типа на криви ВЕС и тоа:

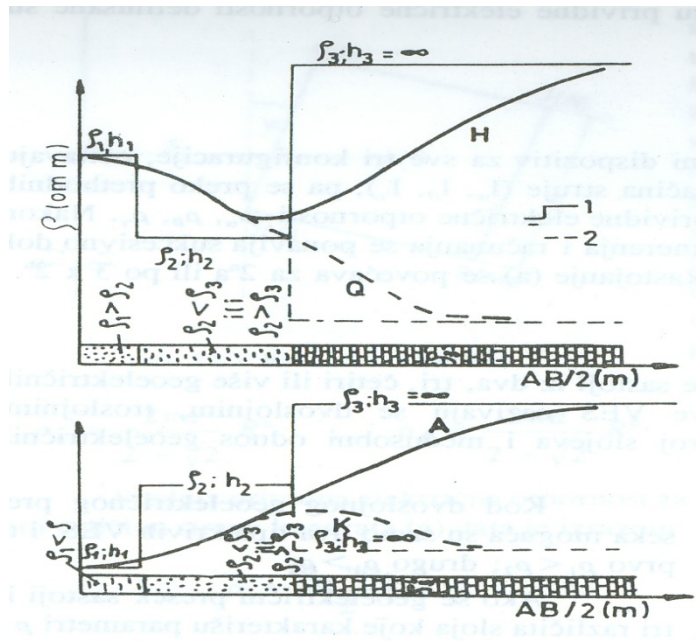
- прв тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 < \rho_2$; и
- втор тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 > \rho_2$.

На слика 8 е прикажан дијаграм на двослојни теоретски криви.

Ако геолошкиот пресек е составен од три различни гео - електрични средини – трослоен гео - електричен пресек, кои пак слоеви ги карактеризираат параметрите $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \rho_3, h_3 = \infty$, може да постојат четири типа на ВЕС криви и тоа:

- H тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$,
- Q тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$,
- A тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$,
- K тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$.

На слика 9 се прикажани можните трослојни криви ВЕС, во зависност од вистинските специфични електрични отпорности и од дебелините на секоја средина.



Слика 9. Типови трослојни криви
Figure 9. Three layer types of curves

Групирањето на трослојните криви е изведено по карактеристичните точки Н, А, Q и К. Овие карактеристични точки се врзани за конструкцијата на теоретските криви и се дефинирани со следниве равенки:

Н – точка на Хумел (Hummel)

$$x_H = h_1 + h_2 \quad y_H = \frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2} \quad (3.34)$$

А – точка на анизотропија

$$x_A = \sqrt{(T_1 + T_2)(S_1 + S_2)} = \lambda(h_1 + h_2) \quad (3.35)$$

$$y_A = \sqrt{\frac{T_1 + T_2}{S_1 + S_2}}$$

К – поместена точка на анизотропија

$$x_K = \varepsilon \sqrt{(T_1 + T_2)(S_1 + S_2)} \quad (3.36)$$
$$y_K = y_A$$

Q – поместена точка на Хумел (Hummel)

$$x_Q = \frac{h_1 + h_2}{\eta} \quad (3.37)$$
$$y_Q = \frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2}$$

каде е:

h_1, h_2 - дебелина на слоевите во (m),

S_1, S_2 - подолжна геоелектрична проводливост ($1/\Omega m$),

T_1, T_2 попречна геоелектрична отпорност (Ωm),

ε - зависи од коефициентот на (λ),

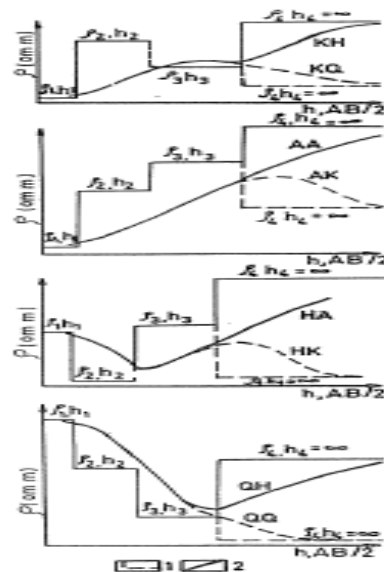
η - зависи од μ ; $v(\mu = \rho_2 / \rho_1; v = h_2 / h_1)$.

Коефициентите ε и η се пресметуваат преку теоретски пресметани дијаграми.

Ако геолошкиот пресек е составен од четири различни гео - електрични средини-четирислоен геоелектричен пресек, кои пак слоеви ги карактеризираат физичките параметри $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \rho_3, h_3, \rho_4, h_4 = \infty$, може да постојат осум типа на ВЕС криви и тоа:

- HA тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$,
- HK тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$,
- QH тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$,
- QQ тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$,
- AA тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$,
- AK тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$,
- KH тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$,
- KQ тип на криви ВЕС, во случај кога $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$.

На слика 10 се прикажани можните четирислојни криви ВЕС, во зависност од вистинските специфични електрични отпорности и од дебелините на секоја средина.

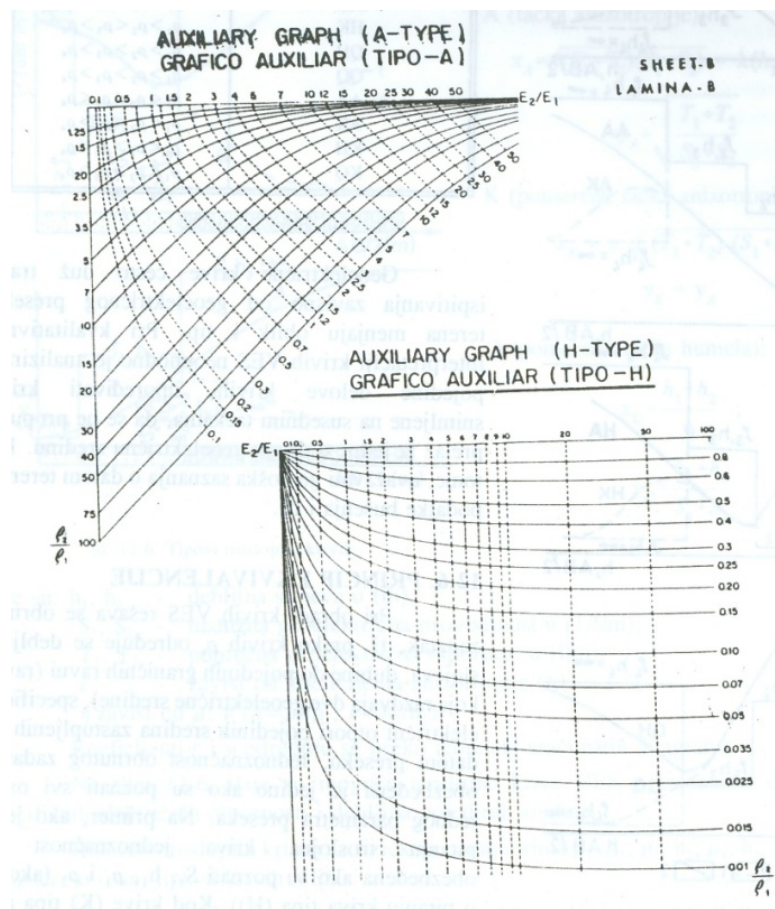


Слика 10. Типови четирислојни криви
Figure 10. Four layer types of curves

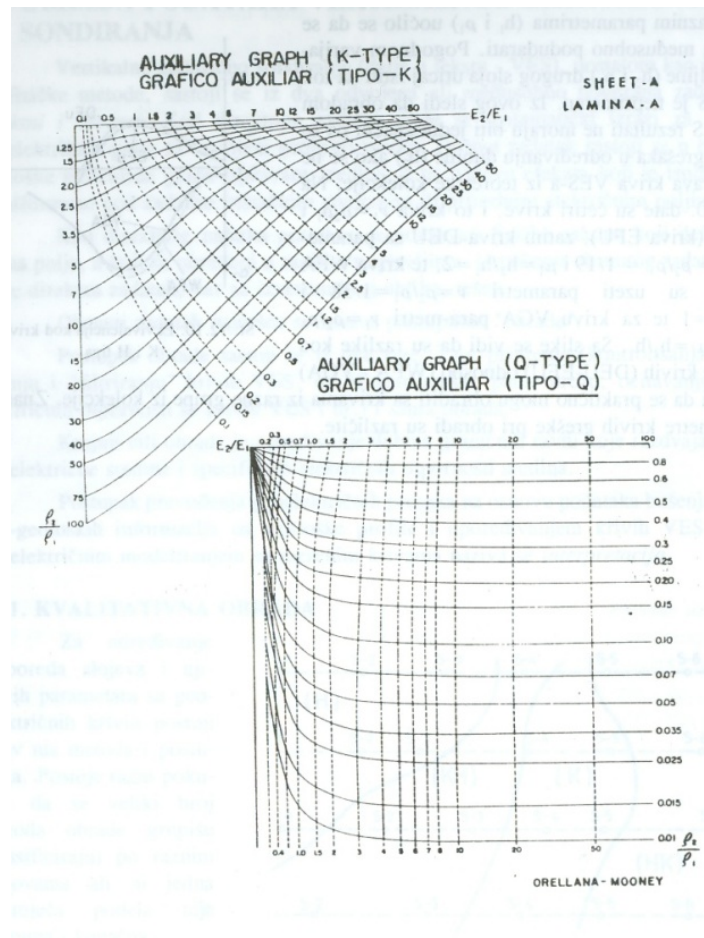
Во пракса во зависност од бројот на слоевите, дебелината на секој слој посебно и од вистинските електрични отпорности на секој слој, постојат голем број на различни типови на криви, особено во комплексите кои се поблиску до површината на теренот.

Во зависност од гео - електричниот пресек на испитуваниот терен, по должината на трасата на испитување, гео - електричните криви често пати може да го сменат обликот и типот. При квалитативна интерпретација на кривите ВЕС, неопходно е потребно да се вршат анализи на сите поедини делови на кривите, да се врши споредувања со кривите снимени на соседни точки, за да не се дозволи премин од една во друга гео - електрична средина. При тоа треба да се применуваат и геолошките сознанија за дадениот терен како и податоците од дупчењето и др.

На слика 11 прикажани се помошните теоретски криви од А и Н тип, а на слика 12 се прикажани помошните теоретски криви од К и Q тип.



Слика 11. Помошни теоретски криви од А и Н тип
Figure 11. Auxiliary theoretical curves of A and H type



Слика 12. Помошни теоретски криви од К и Q тип
Figure 12. Auxiliary theoretical curves of K and Q type

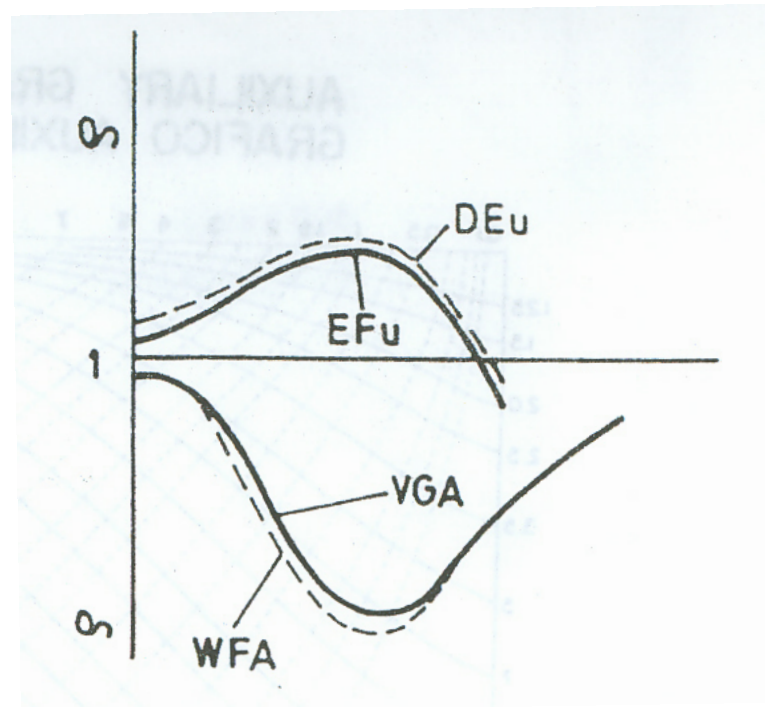
3.2.5 Принцип на еквиваленција при обработка на кривите ВЕС

При обработката на кривите ВЕС, се оди по обратен редослед, поточно преку кривите ρ_s , се одредува дебелината на поединечните слоеви, длабочините до одредени гранични рамнини коишто разделуваат две различни гео - електрични средини, како и специфичните гео - електрични отпори на поединечните средини застапени во конкретниот геолошки пресек. Еднозначноста во обратниот редослед ќе биде обезбедена единствено ако е непознат само еден параметар од конкретниот пресек, а сите други потребни параметри на пресекот се претходно познати.

На пример, ако се работи за трослојна крива од типот (Н), еднозначноста во обратниот редослед ќе биде обезбедена единствено ако се познати S_1, h_1, ρ_1, ρ_2 . Ако пак се работи за крива од типот (К), еднозначноста во обратниот редослед ќе биде обезбедена единствено ако се познати T, h_1, ρ_1, ρ_2 , и тогаш лесно може да се одреди длабочината на слојот (h_2) како и дебелината на слојот $H = h_1 + h_2$.

При испитувања во теренски услови, во повеќето случаи познати се h_1, ρ_1, ρ_2 , а понекогаш и точката (S). При интерпретација на кривите се користат колекции на теоретски криви, кои се составени за разни модели на терен. Со анализирање и споредување на разни теоретски криви, кои се пресметани со различни влезни параметри, (h_1, ρ_1), се дошло до сознание дека тие можат меѓусебно да се совпаѓаат. Со поволна варијација на дебелината на друг слој (h_2, ρ_2), влијанието на истите на кривите ВЕС е незабележително. Од наведеното следува дека при обработка на кривите ВЕС, резултатите не мора секогаш да бидат еднозначни, што пак доведува до грешки при одредувањето на длабочината (h_2), ако не се избере вистинската крива ВЕС од колекциите на теоретски криви. На слика 13, прикажани се четири криви и тоа кривата $v_1 = \rho_2 / \rho_1$ и $\mu_1 = h_1 / h_2$, таканаречена крива EFU, потоа кривата наречена DEU определена со параметрите $v_1 = \rho_2 / \rho_1 = 1/19$ и $\mu_1 = h_2 / h_1 = 2$, па

кривата WFA, определена со параметрите $\nu = \rho_2 / \rho_1 = 1/38$ и $\mu_1 = h_2 / h_1 = 1$ и кривата VGA определена со параметрите $\nu_1 = \rho_2 / \rho_1$ односно $\mu_1 = h_2 / h_1$. Од сликата се гледа дека разликите кај групите на криви WFA – VGA се мали и незначителни и дека практично можат да се обработуваат со кривите од разни групи на колекциите на криви. Од ова се заклучува дека, за исти параметри на кривите, грешките при обработката се различни.



Слика 13. Еквиваленција кај К и Н тип на криви
Figure 13. Equivalence at K and H type curves

3.2.6 Обработка на податоците добиени при вертикално електрично сондирање (ВЕС)

Методата на вертикално електрично сондирање (ВЕС), се состои од две различни постапки, кои сепак се меѓусебно поврзани.

Во првата постапка која е наречена – директна постапка, се бараат математички изрази со кои би се дефинирале гео - електричните полиња за конкретен геолошки модел. Кај оваа постапка потребно е да се познаваат физичките закони кои ги дефинираат гео - електричните полиња.

Втората постапка која е наречена – инверзна постапка, се состои од одредување на геолошката и на структурната градба на испитуваната средина,

а врз основа на ефектите кои испитуваниот терен ги манифестира под влијание на спроведени вештачки или природни гео - електрични полиња. Успешноста на инверзната постапка зависи од нивото на реализација на дефинирање на гео - електричните полиња во директната постапка. Оваа постапка е позната и под името - постапка на „обработка“. Постапката на „обработка“ се состои од две фази и тоа:

- 1 фаза – Подготовка, која опфаќа контролирање на записите од мерењето, исцртување и „филтрирање“ на кривите на вертикално електрично сондирање (ВЕС) на билогаритамска мрежа, очитување на вредностите на привидните електрични отпори од кривите на вертикално електрично сондирање - ВЕС криви и

– 2 фаза – Обработка на добиените податоци.

Крајна цел на обработката е да се одредат длабочините на граничните рамнини кои ги разделуваат различните гео - електрични средини и специфичните електрични отпори на различните гео - електрични средини. Постапката на одредувањето на геолошките пресеци преку податоците добиени од дупчењето и од инженерско – геолошките информации и нивно интерпретирање во геолошките профили, како и споредување на кривите на вертикално електрично сондирање (ВЕС) добиени со гео - електрично моделирање со измерените криви на вертикално електрично сондирање (ВЕС) се нарекува процес на интерпретација.

3.2.7 Квалитативна обработка на кривите на вертикално електрично сондирање - ВЕС криви

Постојат голем број методи и постапки за одредување на распоредот на слоевите и нивните параметри од гео - електричните криви. Исто така постојат и голем број обиди и поголем број методи, некако да се класифицираат или групираат по разни основи, но се уште ниту една од постоечките поделби не е конечна и не е во состојба потполно да ги класифицира сите методи и постапки.

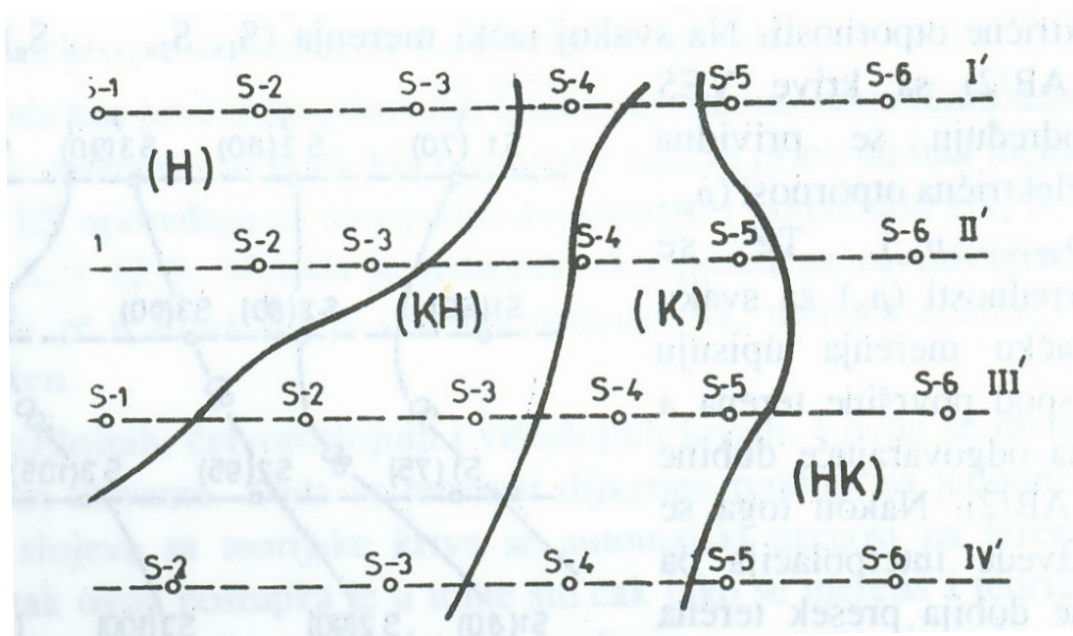
Според некои класификации постојат квалитативна и квантитативна постапката на „обработка“.

Кај квалитативната обработка, на основа на кривите на вертикално електрично сондирање (ВЕС), се конструираат карти или пресеци според разни параметри и тоа:

- според типот и видот на ВЕС кривите (Q,K,H и др.),
 - според наклонот на последната гранка на ВЕС кривите,
 - според привидните електрични отпорности (ρ) или инверзно, проводливоста на средините (σ),
 - според екстремните вредности на привидната електрична отпорност на средината (ρ_s), а во функција од длабочината т.е. $AB/2$.
- според вредностите на привидната електрична отпорност (ρ_s), за некој зафат на одредена длабочина.

Значи, може да се заклучи дека кај квалитативната обработка, картите и пресеците се формираат врз основа на параметрите, поточно од вредностите кои се одредуваат директно од ВЕС кривите.

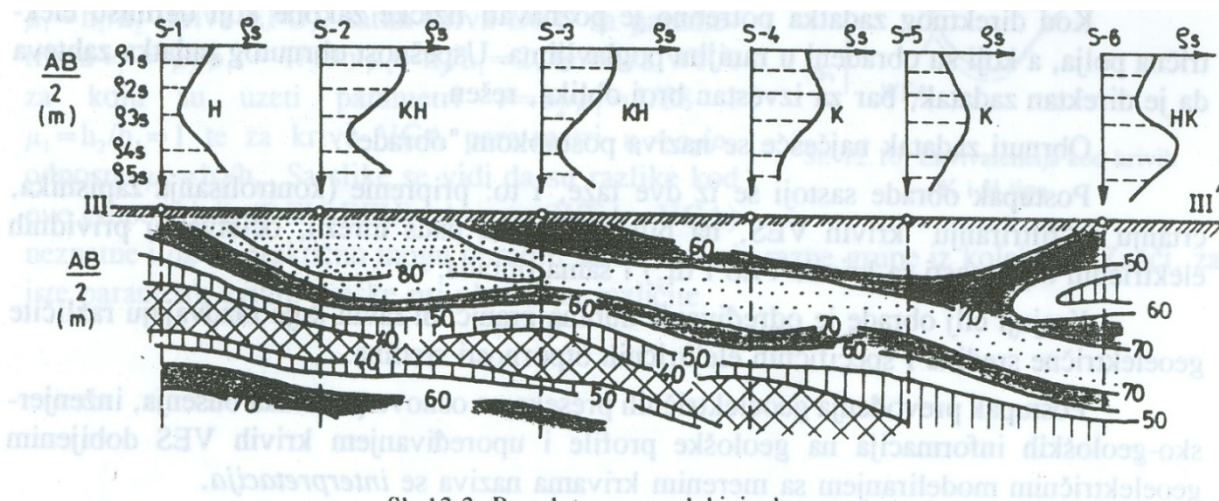
На слика 14 испитуваната средина е моделирана - зонирани според типот на добиените криви ВЕС (K, KH, HK и H тип).



Слика 14. Моделирање на испитуваната средина според типовите на добиените ВЕС криви (K, KH, HK и H тип)

Figure 14. Modeling of the researched area by the type of the obtained VES curves (K, KH, HK, and H type)

На слика 15, прикажан е пресек на теренот по должината на трасата III - III', моделиран според параметарот на привидната електрична отпорност кој е добиен при теренските мерења. За секоја точка на мерење (S_1, S_2, \dots, S_n), за одредена длабочината до која се врши испитувањето на средината, согласно растојанието меѓу струјните електроди ($h=AB/2$), од добиените ВЕС криви се одредуваат вредностите за привидната електрична отпорност ($\rho_{s1}, \rho_{s2}, \dots, \rho_{sn}$), кои пак се испишуваат под површината на теренот за секоја точка на мерење и за соодветната длабочина ($AB/2$). По нанесувањето на добиените вредности за секоја точка на мерење, се врши интерполација и се добива геолошки профил - пресек на теренот добиен според параметарот на привидната електрична отпорност, за одредена длабочина ($AB/2$).

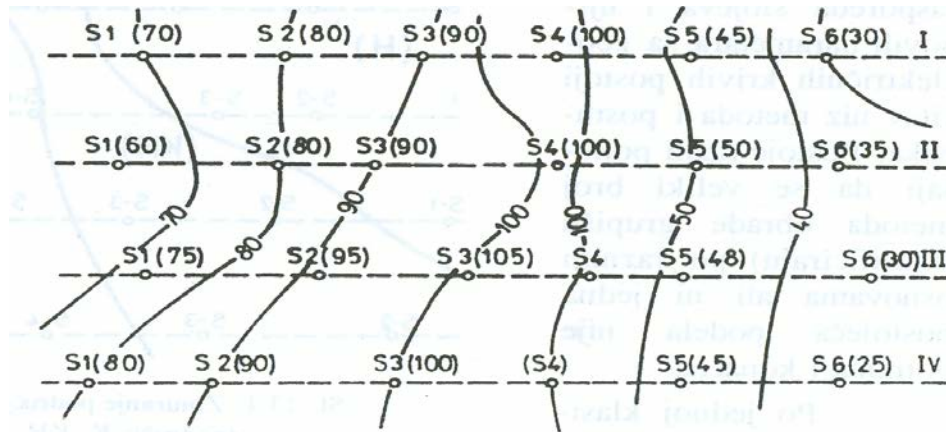


Слика 15. Геолошки профил на испитуваната средина добиен според длабочината и привидната електрична отпорност (ρ_s)

Figure 15. Geological profile of the researched area gained by the depth and the apparent electrical resistence (ρ_s)

На слика 16, прикажана е карта на длабочините на минималните вредности на привидните електрични отпори (ρ_s). Длабочините на минималните вредности директно се одредуваат од кривите ВЕС. Потоа добиените податоци се нанесуваат на карта под секоја точка на мерење. Со интерполација на длабочините меѓу сите точки на мерење (S), се добива прикажаната карта.

Од овие карти и пресеци, кои се добиени со квалитативна обработка на кривите ВЕС, се изведуваат заклучоци за распоредите на гео - електричните средини, промените на нивните својства во просторот и се класифицираат истражните простори и пресеци по разни гео - електрични параметри.



Слика 16. Карта на испитуваната средина според длабочината на минималните вредности на привидните електрични отпори (ρ_s)

Figure 16. Map of the researched area made by the depth of the minimal value for apparent electrical resistance (ρ_s)

3.2.8 Квантитативна обработка на кривите на вертикално електрично сондирање - ВЕС криви

При примената на гео - електричните методи, од самите почетоци па се до денес се употребувале разни методи и постапки за квантитативна обработка на податоците добиени при мерењата. Некои од тие методи се базирале на искусвени параметри, некои биле графички, а многу од математичките методи биле изведени од равенките за распределба на потенцијалот од точкест извор на струја поставен на површината на полупросторот. Меѓутоа, заедничко за квантитативната обработка на кривите на вертикално сондирање – ВЕС криви, без оглед на тоа која метода е применета е тоа што секогаш се дефинираат дебелината на слоевите и специфичната електрична отпорност на секој слој од испитуваната средина.

Методите кои се користат за квантитативна обработка на податоците од ВЕС кривите, генерално може да се поделат и класифицираат во две групи:

- а. Индиректни методи за квантитативна обработка на податоците од ВЕС криви и
- б. Директни методи за квантитативна обработка на податоците од ВЕС криви.

Особеностите и разликите меѓу овие две методи се согледуваат во тоа што кај индиректните методи не постои директна врска меѓу постапката на обработка на податоците од кривите ВЕС и математичко – физичките принципи на кои се заснова теоријата на вертикално електрично сондирање, додека кај директните методи се користат изразите за распределба на потенцијалот околу струјните електроди.

- Индиректни методи за квантитативна обработка на податоците од ВЕС криви

Од почетокот на примената на гео - електричните методи, најголема и најширока примена имале графичките методи, додека во денешно време се поголема примена имаат математичките методи, како и полуавтоматските и автоматските методи.

Од повеќето графички методи, најширока примена има методата кај која кривите на вертикално сондирање – криви ВЕС добиени со мерење, се споредуваат со теоретските двослојни и помошни криви. Оваа метода е доста едноставна и практична за примена во инженерството, меѓутоа бидејќи е таа апроксимативна, голем дел од информациите остануваат неискористени, што се покажало како голем недостаток.

Инаку постојат голем број колекции на трослојни, четирислојни и повеќеслојни криви. И во овој случај кривите на вертикално сондирање – ВЕС криви добиени со мерење, се споредуваат со теоретските криви. Кога дијаграмот добиен со теренско мерење, ќе се поклопи со некоја од теоретските криви, распоредот на слоевите од теоретската крива автоматски се пренесува на дијаграмот добиен со теренско мерење. Како недостаток на оваа метода може да се истакне податокот дека и во случај кривата на вертикално сондирање – крива ВЕС добиена со мерење, добро се поклопува со теоретската крива поради феноменот на еквиваленција, решението не мора секогаш да одговара на реалниот пресек на теренот. Меѓутоа, иако бројот на теоретските криви во колекциите е доста голем, а постојат и голем број

колекции, во пракса се покажало дека во голем број случаи, бројот на криви сепак е мал и не ги задоволува реалните потреби. Од друга страна пак, работењето со голем број криви е долготраен, тежок и комплициран процес.

- Директни методи за квантитативна обработка на податоците од ВЕС криви

Кај овие постапки, избегнат е условот при интерпретацијата на добиените податоци, интерпретаторот да направи проценка на бројот на слоеви во геолошкиот пресек, како и нивните параметри. За тоа, кај овие методи се користи инверзијата на Дар Зарук (Dar Zarrouk), која е функција во геоелектричниот модел. Трансформацијата на Дар Зарук (DZ) е функција меѓу подолжната електрична проводливост (S) и попречната електрична отпорност (T) и по својот облик е многу слична на кривата на привидната електрична отпорност за истиот модел. Значи една n - слојна Дар Зарук крива (DZ) составена е од n – гранки, од кои секоја е ограничена со точка со координати (d_m) и (ρ_m), кои ја претставуваат дебелината и електричната отпорност на еден фиктивен слој кој ги заменува сите слоеви кои се позиционирани над таа точка. Координатите (d_m) и (ρ_m), се претставени со следните равенки:

$$\rho_{mj} = \sqrt{\sum_{i=1}^m t_i / \sum_{i=1}^m S_i} \quad (\text{DZ}) - \text{отпорност} \quad (3.38)$$

$$d_{mj} = \sqrt{\sum_{i=1}^j T_1 \sum_{i=1}^j S_i} \quad (\text{DZ}) - \text{длабочина} \quad (3.39)$$

Кај кривите на гео - електрично сондирање пак, карактеристичните точки (H, Q, A, K) се пресметуваат преку израз во кој влегуваат сите дебелини и електричните отпорности на секој поединечен слој од моделот. Научникот Зоди (Zohdy) во 1965 година ја прикажал поврзаноста помеѓу (DZ) кривите и параметрите (d_m) и (ρ_m) на дијаграмите кои се користат при обработка на кривите добиени при геоелектрично сондирање. Врз основа на тоа и на сличноста на кривите на геоелектрично сондирање, Зоди во 1975 година ја претставил методата за автоматска обработка на кривите добиени со гео - електричните сондирања. Карактеристично за оваа метода е дека не се врши

трансформација на кривите во дијаграмот на трансформираниот отпорност на средините и нема потреба да се прогнозираат вредностите на параметрите на гео - електричниот модел, како што се – бројот на слоеви, дебелините и електричните отпорности на секој поединечен слој од моделот. Наместо тоа, кривите на привидната електрична отпорност се поистоветуваат со (DZ) кривите, а потоа се дигитализираат и тоа во б(шест) точки по логаритамската декада. Бројот на слоеви автоматски се изедначува со бројот на дигитализираните точки, а параметрите на слоевите се пресметуваат по следната равенка:

$$\rho_m = \sqrt{\frac{L_j \rho_j - L_{j-1} \rho_{j-1}}{(L_j / \rho_1)(L_{j-1} / \rho_{i-1})}} \quad (3.40)$$

каде е:

L_j - $AB/2$,

$\rho_p^m (AB/2)$ – дигитализиран мерен дијаграм на привидната електрична отпорност,

ρ_p^m - дијаграм на привидната електрична отпорност пресметан од геоелектричниот модел,

ρ_{pz} - Дар Зарук – ова отпорност,

\mathcal{E} - толеранција,

ρ_i, h_i - параметри на геоелектричниот модел.

При автоматската обработка на податоците, секоја вредност на привидната електрична отпорност на дијаграмот на гео - електрично сондирање претставува еден слој. Со овој начин на обработка, не постои можност за губење на информациите и податоците, но може да се случи мали промени на кривите ВЕС, а кои немаат никаква поврзаност со литостратиграфските промени во средината, да влијаат на појава на слоеви кои немаат никаква геолошка смисла. Тоа ја смалува корелабилноста на резултатите добиени при обработка по должина на профилот.

Меѓутоа, без оглед на тоа дали кривите ќе се обработуваат со индиректни или директни методи, со графички или нумерички методи, или пак со автоматски или полуавтоматски методи, сите методи на обработка на податоците треба да се сфатат како почетни влезни податоци, кои заедно со познатите геолошки податоци за теренот, податоците добиени со дупчење, податоците од каротабот на средината и други ќе се употребат за интерпретација на резултатите од испитувањата.

4. ГЕОГРАФСКИ ОПИС НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР

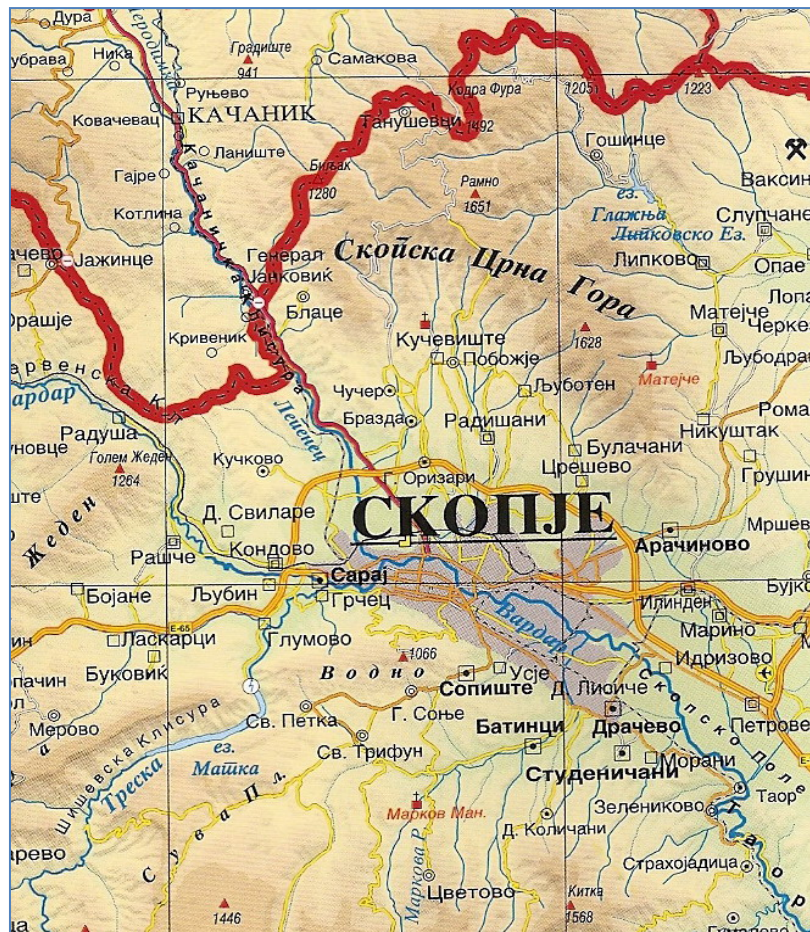
Скопје се наоѓа на 21°26' источна географска должина и 42° северна географска ширина. Надморската височина во центарот на градот изнесува 240 m. Се простира на 1818 км² во широчина од 9 км (од населба Водно до населба Радишани) и во должина од 23 км.(од населба Драчево до населба Ѓорче Петров). Градското подрачје зафаќа површина од 225 км².

Подрачјето на Скопската котлина е под влијание на континентална – субмедитеранска клима. Просечната годишна вредност на врнежи се движи околу 500 mm. Ветровите се исто така често присутни, најчесто со правец С-Ј. Климата во Скопје се карактеризира со средна годишна температура од околу 12,4 °С. Летата се долги суви и жешки, со температури кои можат да достигнат и до 40°С, а зимите се ладни, со температури кои можат да паднат и до -25°С. Често се случува да има и многу магливи денови. Низ скопската котлина протекува реката Вардар со своите притоки Треска, Лепенец, Серава, Маркова Река, Кадина Река и Пчиња. Скопската котлина ја опкружуваат планините: Водно, Караџица, Осој, Жеден и Скопска Црна Гора.

Во минатото целата Скопска котлина била под вода поради што и сега се уште се забележуваат остатоци од речни тераси на планината Скопска Црна Гора која се наоѓа на северната страна од котлината и на Водно кое е на јужната страна од котлината.

Истражниот простор се наоѓа на остатоците на најниската речна тераса (t₁) формирана кон реката Вардар, како што се гледа и по застапените почвени типови. Во близина на истражниот простор, хидролошка појава е реката Серава, која тече од падините на Скопска Црна Гора и меандрира низ пределот кон устието во реката Вардар. Често пати, за време на дождовните периоди реката се излевала, што се должи на деградираното речно корито. На целиот простор се застапени делувилјални седименти (чакал,песок и глина) а покрај реката Серава почвите се алувијални. Почвите се нестабилни, еродирани, скелетни, со иловица, со дебелина на слојот од 25 до 30 см.

На слика 17 е прикажана географска карта на пошироката област на Скопската котлина.



Слика 17. Географска карта на пошироката област на Скопската котлина M:500 000

Figure 17. Geographical map of wider area of Skopje valley M:500 000

Во однос на хидрогеолошкиот аспект, теренот на истражниот простор припаѓа на слабо до добро издашни терени во чии рамки е развиен збиен тип на издани во седименти кои се карактеризираат со меѓузрнеста – интергрануларна порозност. Поради ваквата геолошка градба на теренот, во поширокиот простор е застапен современ геолошки процес од типот на постојано плавен терен со можност за заезерување и формирање мочурливи зони.

5. ГЕОЛОШКИ КАРАКТЕРИСТИКИ НА СКОПСКАТА КОТЛИНА

5.1. Поранешни истражувања

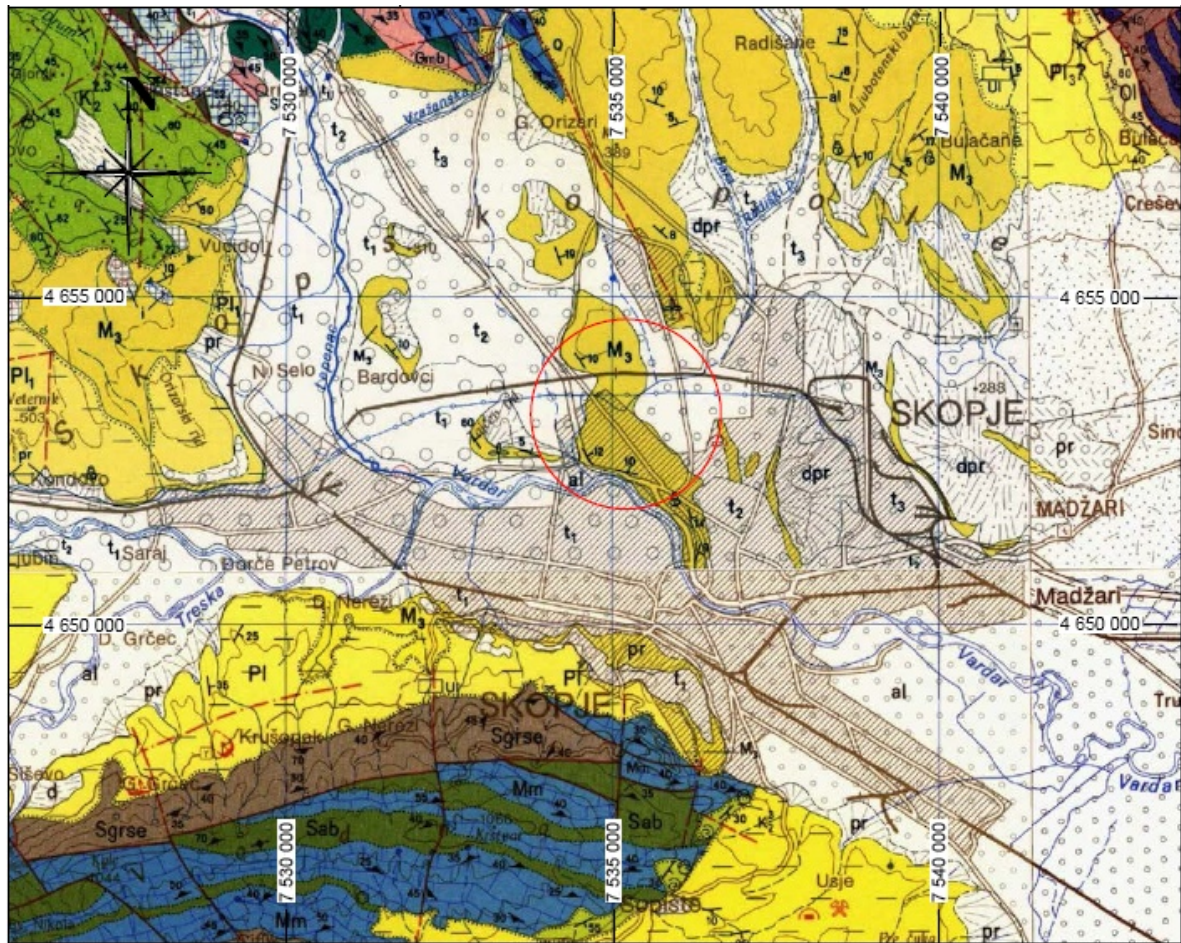
Меѓу првите документирани истражувања на поширокиот простор на Скопската котлина се вбројуваат истражувањата на В.Петкович (1904), кој го обработува терциерот на Скопската и Катлановската котлина, каде што издвојува палеоген и неоген од квартерни наслаги, Ј.Цвијич (1906) кој дава детални податоци за геологијата на овој терен и подетално ја опишува геолошката градба на Скопската котлина и нејзината околина, а од големо значење се геоморфолошките и геотектонските испитувања за развојот на Скопската котлина. Сегашната положба на оваа котлина ја објаснува со негативните радијални движења и пополнување со лакустрински седименти од неогена и квартерна старост. Г.Бончев (1920), во своите проучувања дал петрографски и минеролошки карактеристики на метаморфните карпи на овој терен.

Други истражувања на поширокиот простор на Скопската котлина се направени со Регионалните геолошки истражувања при изработката на ОГК за листот Скопје, за потребата на изработка на детални геолошки карти на Република Македонија во размер 1:25.000.

На слика 18 е прикажана геолошка карта на пошироката област на Скопската котлина.

5.2 Геолошки карактеристики на поширокиот простор на Скопската котлина

Во геолошката градба на поширокиот простор на Скопската котлина, поточно во планинскиот масив на Скопска Црна Гора и Жеден, учествуваат карпи од две геотектонски единици. Реката Лепенец е формирана долж тектонската граница меѓу Вардарската зона на исток и Шарската област на запад. Карпи кои учествуваат во градбата на овие терени се карпи од палеозојскиот метаморфен комплекс и помладите седименти од кредниот флиш. Најчести карпи во метаморфниот комплекс се: гнајсеви, мигматити, амфиболити и амфиболски шкрилци, шкрилци од разни вариетети, мермери, кварцити и кварцни шкрилци. Преку овие карпи трансгресивно лежат кредните флишни седименти кои се изградени од доста хетероген материјал.



Легенда:

	Алувиум / Alluvium		Карбонатна серија на флиш (турон, сенон) / Series of carbonate flysch (turon, senon)
	Пролувиум / Proluvial		Масивни варовници / Massive limestone
	Делувијално-пролувијален нанос / Deluvial-proluvial deposit		Графитични серицит кварцни шкрилци / Graphitic sericit-quartz schist
	Пониска речна тераса / Low river terrace		Кварцити и кварцни шкрилци / Quartzite and quartz schist
	Средна речна тераса / Middle river terrace		Мермери / Marbles
	Повисока речна тераса / Higher river terrace		Гнајсеви / Gneisses
	Песоци,глини,супесоци и суглини / Sands, clays		Амфиболити, амфиболски и амфиболитски шкрилци / Amphibolites, amphiboles and amphibolites shists
	Чакали,песоци,песокливи глини и лапорци / Gravels, sands, sandy clays and marls		Циполини и мермери / Cipolines and marbles
	Песочници,глинци и лапорци / Sandstones, claystones and marls		Истражувана област / Investigation area zone

Слика 18.Геолошка карта на пошироката област на Скопската котлина М:100 000

Figure 18. Geological map of wider area of Skopje valley M:100 000

Во составот на карпите од кредниот флиш постои голема разновидност. Во серија на карпите од кредниот флиш постои наизменично сменување на слоевите, почнувајќи од базни конгломерати, метапесочници, масивни варовници, алевролити, филити и др. Плочести варовници со прослојци од песоци се појавуваат со ограничени димензии. Со проспекцискиот увид на теренот се увидува дека Вардарската зона на овој простор преоѓа и на десниот брег на реката Лепенец. Карпите кои се констатирани на тој простор се издвоени како биотит - мусковитски шкрилци и мермери.

- Амфиболити (А) - Се среќаваат околу Лепенец. Односот кон гнајсевите е остар или пак се јавуваат во тенки леки во гнајсевите, со дебелина од 10 до 20m.

- Гнајсеви (Gmb) - Ги има од двете страни на реката Лепенец во Качаничката клисура. Гнајсевите лежат преку амфиболитите и амфиболитските шкрилци чиј премин е доста остар.

- Биотит-мусковитски шкрилци (Sbm) - Овие шкрилци се присутни во Качаничката клисура и имаат доста чести премини кон филити, микашисти и гнасеви. Во самите биотит-мусковитски шкрилци има вклопено прослојци и леќи од кварц-мусковитски шкрилци, кварцни шкрилци, мермери и други вариетети.

- Серпенити (Se) - Се јавуваат во крајните делови на Радушкиот и Брезовачкиот масив, како и по должина на Вардарската зона, каде се во контакт со палеозојските, пермотријаските, тријаските и горно-кредните слоеви.

- Мермеризирани варовници (M) - Се наоѓаат вклетени меѓу биотит-мусковитски шкрилци во подина и кредниот флиш во кровина. Генералниот правец на протегање е СЗ-ЈИ со пад кон исток. По боја се бели до сивкасто-бели со ситнозрнести до среднозрнести кристали на калцит. Структурата е гранобластична.

- Кварцити (K) - Поради поголемата цврстина штрчат на теренот во вид на поголеми карпи. Изградени се претежно од кварцни зрна, цементирани со кварцно врзиво, така што карпите се всушност мономинерални.

- Масивни варовници (K1,2) - Во градбата на овие седименти се прикажани масивни варовници, кои се појавуваат во склоп на кредниот флиш, во вид на издолжени леќи. Најдобро се развиени на просторот околу селото Никиштани.

По боја се светло сиви до бели. Појавата на слоевитите варовници е вклопена во серијата на кредниот флиш. На површината од теренот постои голем простор покриен со парчиња и блокови од варовник, со дебелина на покривниот слој до 5m. Димензиите на слоевите варираат од 2 до 50m, а по протегање можат да се пратат до 150m.

- Песочничка серија (K_{1,2}) - Преку јурските слоеви скоро секогаш лежат хетерогени конгломерати или бречи, чии валутоци можат да бидат од варовници, серпентини и дијабази. Цементот им е карбонатен, глиновит или офиолитски, зависно од подлогата.

- Песочнички флиш (K_{2^{2,3}}) - Во склопот на геолошката градба на оваа серија постои наизменично сменување на слоеви. Тоа се карпи од песковити, вапновити, силификувани лапорци, вапновити песочници, алевролити, серпентинити, конгломерати и други седименти. На многу места во серијата постои градациска слоевитост. Во флишната серија се среќаваат доста чести прослојци и слоеви од карбонати во кои е пронајдена макро и микро фауна од горен турон и сенон. Од микрофауна е одредена (*globotruncana tricarinata*), а од макрофауна се: (*Nerinea pallietei*, *Hippurites*) корали и др. -

Речни тераси (t₁,t₂,t₃) – Една речна тераса t₃ е забележлива во околината на реката Вардар и реката Лепенец на висина од 70 до 80m, а на пониско ниво се наоѓаат уште две тераси t₂ и t₁.

- Делувиум (d)- Се појавува на повеќе места околу селото Јажинце, село Кучково, од левата страна на реката Лепенец и др.

- Алувиум (al) - Најголеми површини под алувиум и речни наноси се констатирани околу реките Вардар, Лепенец и др. Изградени се од чакалесто-песоклив материјал. Во околината на реката Лепенец и притоците материјалот е покрупно зрнест.

5.3 Тектонски карактеристики на поширокиот простор на Скопската котлина

На Качаничка зона припаѓаат западните делови на Вардарската зона (западен структурен појас). Од исток оваа зона е одвоена со средишниот структурен појас (зона на Карадак) со Танушевската лушпа, Рамничарскиот и Бродечкиот расед, а од западната страна од Западно - Качаничкиот структурен блок е ограничена со Ивјска дислокација и Бурничко - Грачанска лушпа.

Во Качанската зона посебно се истакнува блокот на палеозоиските метаморфити, кои се гледаат од обете страни на Качаничка клисура. На оваа зона во овие метаморфити е констатирана Лепеничката антиклинала деформирана со бројни раседи. Во Качаничката зона помаркантни структури се Чучерската лушпа по која се изнесени серпентинити, Блатечкиот расед на кој се констатирани исто така серпентинити, а се забележува дека скокот на југозападното крило изнесува преку 200 m.

Постојат четири раседи од кои R-1 и R-2 се паралелни еден со друг, а нормални на протегањето на фолиацијата. R-3 ги сече под агол од околу 84° R-1 и R-2, а R-4 е нормален на R-3. Протегањето на паралелните раседи е према С-И. 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 има вкрстување на повеќе тектонски правци. На овој простор има контакт помеѓу три тектонски единици и тоа, Пелагонидите на југо – запад и Динаридите (Шарпланинска област) на запад, во тектонски контакт долж 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 трусно подрачје.

6. GEOTEHNIČKI PROFIL – KARAKTERISTIČKI NA ISTRAŽNIOT PROSTOR

За најпрецизно определување на адекватни геофизички методи најпрво се изработуваат геолошки и гео – механички испитувања на истражниот простор.

Гео – механичките испитувања на геолошките средини се изведуваат теренски со испитувања изведени во истражните дупнатини и со лабораториско испитување на репрезентативните примероци земени од истражните дупнатини.

Преку гео - механичките испитувања се утврдуваат модулите на еластичност, густината како и спроводливите карактеристики на различните геолошки средини. Од тие податоци се определуваат вредностите за реален специфичен електричен отпор на средините.

Од податоците добиени со геолошките и гео – механичките истражувања се утврдуваат можностите и поволноста за применување на гео – електричните испитувања.

Хоризонталната наслоеност на геолошкиот комплекс укажува на поволни геолошки услови за примена на методата на гео – електрично сондирање.

6.1 Теренски истражни работи

За подетално проучување на литолошкиот состав на истражниот простор, изведени се следниве теренски истражни работи:

- Детално инженерско - геолошко и хидрогеолошко картирање на теренот,
- Изведба на истражни дупнатини,
- Изведба на опити на стандардна динамичка пенетрација SPT-тест,
- Изведба на опити на статичка пенетрација CPT-тест,
- Картирање на јадрото од истражните дупнатини,
- Земање на оптимален број непореметени, полупореметени и пореметени примероци од истражните дупнатини за лабораториско испитување,
- Регистрирање на појава и мерење ниво на подземна вода,
- Изведба на гео - електрични испитувања.

6.2 Геолошки и хидрогеолошки карактеристики на истражниот простор

Истражниот простор кој е предмет на овие истражувања е со релативно едноставна геолошка градба, во која според генетската припадност се издвојуваат два комплекса:

- Квартерни седименти - претставени се со глиновито прашињеста фракција која е составен дел на горните слоеви од истражуваниот простор кои од инженерско - геолошки аспект припаѓаат во групата на слабоврзани карпести маси и на прашињесто - песочливи и чакалести наместа заглинети наслаги во подолните слоеви и кои генерално може да се издвојат како неврзани карпести маси.

- Неогени седименти - под кварталните наслаги се наоѓаат плиоценски седименти изградени од песоци и чакали, прашињесто - глиновити, потоа лапорци, песочници и конгломерати до длабочина околу 6,00m, а под нив се наоѓаат миоплиоценски лапоровити седименти, кои се манифестираат и до длабочина поголема од 10,00m.

Од хидрогеолошки аспект, теренот на истражниот простор припаѓа на слабо до добро издашни терени во чии рамки е развиен збиен тип на издани во седименти кои се карактеризираат со меѓузрнеста – интергрануларна порозност. Поради ваквата геолошка градба на теренот, во поширокиот простор е застапен современ геолошки процес од типот на постојано плавен терен со можност за заезерување и формирање мочурливи зони.

6.3 Изведба на истражни дупнатини

На истражниот простор изведени се 10 (десет) истражни дупнатини со поединечна длабочина од 10.00 m. Истражните дупчења се изведени на претходно избрани и лоцирани позиции со ознаки Д-1 до Д-10. Дупчењата се изведени геомеханички со суво дупчење што овозможува добивање на квалитетно јадро за понатамошни испитувања. Ознаките на истражните дупнатини, длабочината на истражните дупнатини, видот, бројот и длабочината на секој земен примерок за лабораториски испитувања, како и појавата и нивото на подземна вода, се прикажани во Табела 6.1.

Табела 6.1 Преглед на изведени истражни дупнатини
Table 6.1 Review of performed boreholes

Дупнатина / Borehole	Длабочина [m] / Depth [m]	Конечна длабочина [m] / Final depth [m]	Појава на подземна вода / Appearance of groundwater	Ниво на подземна вода / Level of Groundwa- -ter	Земени примероци / Sampling			
					○ – пореметени disturbed	□ – полупореметени semi-disturbed	■ - непореметени non-disturbed	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Д-1	0.00÷0.70		/	/				
	0.70÷3.00						■	
	2.00÷5.60					○		
	5.60÷10.00						10,00	■
Д-2	0.00÷0.90	10,00	/	/			■	
	0.90÷2.40							
	2.40÷4.80					○		
	4.80÷10.00						■	
Д-3	0.00÷0.90	10,00	6.30	/				
	0.90÷1.60							
	1.60÷4.90					○		
	4.90÷8.00					○	■	
	8.00÷10.00					○		
Д-4	0.00÷0.80	10,00	/	6.30				
	0.80÷1.60					○		
	1.60÷3.60					○		
	3.60÷5.20					○		
	5.20÷10.00						■	
Д-5	0.00÷0.80	10,00	/	8.30			■	
	0.80÷1.80						■	
	1.80÷6.50							
	6.50÷9.30					○		
	9.30÷10.00					○		
Д-6	0.00÷0.70	10,00	/	6.30			■	
	0.70÷2.00					○	■	
	2.00÷5.00					○	■	
	5.00÷10.00					○	■	
Д-7	0.00÷1.00	10,00	8,30	/				
	1.00÷1.90						■	
	1.90÷6.20					○		
	6.20÷10.00							

Д-8	0.00÷1.30	10,00	8,30	/	○		■
	1.30÷2.60				○		
	2.60÷6.30				○		■
	6.30÷10.00				○		
Д-9	0.00÷0.50	10,00	/	/			
	0.50÷1.30				○		■
	1.30÷6.00						
	6.00÷10.00				○		
Д-10	0.00÷0.40	10,00	/	/			
	0.40÷3.80				○		
	3.80÷10.00				○		

6.4 Лабораториски испитувања

На селектираните репрезентативни непореметени, полупореметени и пореметени примероци земени од истражните дупнатини извршени се лабораториски испитувања за определување на класификационите и физичко-механичките карактеристики на застапените материјали. Лабораториските испитувања се извршени за да се определат геомеханичките карактеристики на застапените материјали во геолошките средини на истражниот простор. Испитувањата се извршени целосно во согласност со важечките стандарди, а секој опит, извршен е соодветно на процедурата која ја пропишува соодветниот стандард, наведен покрај опитот на кој се однесува.

Опит	Стандард
1. Определување содржина на вода	MKTC CEN ISO/TS 17892-1:2010
2. Определување волуменска тежина	MKTC CEN ISO/TS 17892-2:2010
3. Определување волуменска тежина на цврсти честички	MKTC CEN ISO/TS 17892-3:2010
4. Определување гранулометриски состав	MKTC CEN ISO/TS 17892-4:2010
5. Определување Атебергови граници	MKTC CEN ISO/TS 17892-12:2010
6. Опит на директно смолкнување	MKTC CEN ISO/TS 17892-10:2010
7. Триаксијален опит	MKTC CEN ISO/TS 17892-9: 2010
8. Едометарски опит со инкрементно товарење	MKTC CEN ISO/TS 17892-5:2010
9. Едноаксијална јакост на притисок на ситнозрни почви	MKTC CEN ISO/TS 17892-7:2010

- Определување содржина на вода

Определувањето на содржината на вода, извршено е со сушење на репрезентативните примероци на температура од 105°C до константна тежина. Добиените резултати се движат во границите од 3.63 ÷ 42.60 %.

- Определување волуменска тежина на ситнозрни почви

Волуменската тежина во природна состојба на репрезентативните примероци е определена со помош на цилиндри со познат волумен за кохерентните материјали, а за некохерентните материјали преку техничка волуменска тежина. Добиените резултати се движат во границите од 1.787 ÷ 2.109 Mg/m³.

- Определување волуменска тежина на цврсти честички – Метод со пикнометар

Волуменската тежина на цврсти честички за кохерентните материјали е определена со метод на пикнометар со волумен од 100 cm³ Добиените резултати се движат во границите од 2.604 ÷ 2.718 Mg/m³.

- Определување гранулометриски состав

Гранулометрискиот состав е определен по пат на сеење и ареометрирање, како и со комбинирана метода на сеење и ареометрирање, во зависност од видот и големината на зрната за секој материјал поодделно.

- Определување Атербергови граници

Границите на конзистенција се определени за кохерентните почвени материјали и тоа границата на течење е определена со помош на Метод на конус што продира, а границата на пластичност е определена со извлекување на ваљци од почвениот материјал до дијаметар од 3 mm. Индексот на пластичност определен е емпириски, како разлика помеѓу двете горенаведени граници.

- Опит на директно смолкнување

Јакосните параметри, аголот на внатрешно триење и кохезија, за кохерентните материјали се определени преку опит на директно смолкнување на непореметени примероци со димензии во основа 60×60 mm и височина 30 mm. Опитот е изведен со смолкнување при контролирана деформација со брзина од $v = 0.05 \text{ mm/min}$. и е изведен како консолидирано дрениран со три точки на товарење и тоа: 100, 200, 400 kPa.

- Опит на триаксиална компресија

Триаксијалните испитувања се вршени на цилиндрични примероци со димензии 38/78 mm за кохерентни материјали и со димензии 101/202 mm за некохерентни материјали. Испитувањата за кохерентните материјали се изведени како консолидирано недренирани со следење на развојот на порните притисоци, а за некохерентните материјали како консолидирано дренирани, во серии од по три примероци, при константна брзина на деформирање од 0.04 до 0.05 mm/min. Во зависност од збиеноста и видот на материјалите, како и длабочината од која се земени примероците, применети се ќелиски притисоци од 100, 200 и 400 kPa. При овие опити, главен критериум за определување на параметрите на јакоста се максималните девијатори на ефективните напрегања.

- Определување Модул на стисливост со Едометарски опит

Модулот на стисливост на ситнозрните материјали е определен со Едометарски опит на цилиндрични примероци со дијаметар $D=71$ mm и висина $H=20$ mm со степени на оптоварување од 50, 100, 200, и 400 kPa. Материјалот во апаратот со спречено бочно ширење е вградуван со непореметена структура. Вредностите на модулот на стисливост за специфично оптоварување од 400 kPa се движи во границите $3000 \div 5970$ kPa.

- Еднооксијална јакост на притисок на ситнозрни почви

Еднооксијалната јакост на притисок на примероците е определена со еднооксијална компресија и слободно бочно ширење. Резултатите од ова испитување се корисни за определување на носивоста на кохерентни материјали со средна и висока пластичност.

6.5 Физичко - механички карактеристики на материјалите и нивна класификација

За добивање на квалитетни и меродавни вредности за физичко - механички карактеристики на теренот во функција од длабочината, изведени се 10 истражни дупнатини, од кои се земени селектирани репрезентативни примероци за понатамошни лабораториски испитувања, за дефинирање на физичко - механичките карактеристики на застапените материјали во слоевите на истражниот простор.

Според класификацијата извршена врз основа на теренските испитувања, картирањето и лабораториските испитувања може да се констатира дека на истражниот простор се застапени следниве материјали со нивните физичко-механички карактеристики:

- Површински слој од Глини – CI/MI

Слојот е регистриран на површината на теренот по целиот профил на истражуваниот простор, со максимална моќност на слојот до 3.00 m. и е составен од средно пластични прашиности глини во полуцврста до цврста конзистентна состојба, а препокриен е со хумусен покривач со максимална дебелина до 1.00m. Овој материјал е со следните физичко - механички карактеристики:

ρ	ω	φ	c	φ'	c'	M_v
Mg/m^3	%	[°]	kPa	[°]	kPa	kPa
1.835÷2.072	8.34÷19.66	19.56÷25.92	10.0÷25.50	12.36÷15.56	70.32÷93.57	4878

- Прашини и прашиности песоци – ML, CL/SFs, SFs/ML, SFs

Овие материјали се регистрирани под површинскиот слој од глини. Класифицирани се како ниско пластични прашини, заглинети и прашинети песоци и песокливи прашини. Овие материјали се со следните физичко - механички карактеристики:

ρ	ω	φ	c	φ'	c'	M_v
Mg/m^3	%	[°]	kPa	[°]	kPa	kPa
1.78÷2.10	8.93÷42.60	10.14÷19.56	10.0÷11.2	19.38÷19.71	24.01÷89.63	3000÷5970

- Прашинесто песокливи средно до добро збиени чакали – GP, GFs

Во подолните слоеви од истражниот простор, до крајната испитувана длабочина се среќават материјали од типот на прашинесто – песокливи, слабо гранулирани, средно до добро збиени чакали.

Физичко - механичките карактеристики добиени со лабораториски испитувања на селектираните репрезентативни примероци земени од истражните дупнатини, се прикажани во табела 6.2.

Гео – електрично сондирање врз основа на податоци добиени при геолошки и гео – механички испитувања

Дуплатина / Borehole	Длабочина / Depth [m]	Волуменска тежина во природна состојба / Natural bulk density	Волуменска тежина во сува состојба / Bulk density in the dry state	Содржина на вода / Water content	Специфична тежина / Specific weight	Атербергови граници / Atterberg limits				Ознака според АЦ класификација / Tag by AC classification	Директно смолкнување / Shear test		Едометарски опи / Oedometer test	Триаксијален опит / Triaxial test		Едноаксијална јакост на притисок / Unconfined compression test	
		γ [Mg/m ³]	γ_d [Mg/m ³]	wpr [%]	γ_s [Mg/m ³]	wl [%]	wp [%]	lp [%]	lc [%]		j [°]	C [kN/m ²]	Mv [kPa]	j' [°]	C' [kN/m ²]	qu [kPa]	ϵ [%]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Д-1/ВН-1	2.10-3.00															304,00	2,30
	3.00-5.60			3,63	2,628												
	6.40-6.70													19,38	24,01		
Д-2/ВН-2	1.50-1.70															293,00	2,60
	2.40-4.80			8,93	2,662												
	6.00-6.30	1,787	1,253	42,60	2,661	49,20	30,92	18,28	0,36	MI			3000				
	6.80-7.00															98,00	2,80

Гео – електрично сондирање врз основа на податоци добиени при геолошки и гео – механички испитувања

Д-3/ВН-3	1.60-4.90				2,703												
	4.90-8.00	2,07	1,68	23,15	2,642								3960				
	8.00-10.00			7,30	2,645												
Д-4/ВН-4	0.80-1.60	1,991	1,728	15,24	2,626	48,10	28,46	19,64	1,67	MI/CI							
	1.60-3.60	1,930	1,730	11,58	2,607												
	3.60-5.20	2,109	1,779	18,54	2,621	34,60	21,14	13,46	1,19	CL/CI							
	4.20-4.50													19,71	71,11		
	5.20-10.00	2,099	1,927	8,92	2,663												
Д-5/ВН-5	0.80-1.80					48,00	28,41	19,59		MI/CI				15,56	70,32		
	1.80-6.50	2,018	1,643	22,84	2,631						10,14	11,20	4795				
	6.50-9.30			15,38	2,631												
	9.30-10.00	2,068	1,672	23,67	2,718												
Д-6/ВН-6	0.70-2.00	2,026	1,617	25,28		48,60	30,22	18,38	1,27	MI				12,36	93,57		
	2.00-5.00	2,066	1,722	19,96	2,635	31,60	16,21	15,39	0,76	CL			5970				
	5.00-10.00	1,941	1,564	24,13	2,715	45,00	26,34	18,66	1,12	CI/MI			3077				
Д-7/ВН-7	1.00-1.90	2,072	1,778	16,56	2,628	48,65	29,08	19,57	1,64	MI	25,92	25,50	4878				
	1.90-6.20				2,604	22,40	14,99	7,41	1,20	CL							
	6.20-10.00																

Гео – електрично сондирање врз основа на податоци добиени при геолошки и гео – механички испитувања

Д-8/ВН-8	0.00-1.30	1,990	1,738	14,54									4819				
	1.30-2.60					22,80	14,99	7,81	1,13	CL							
	2.60-6.30	2,059	1,816	13,36										19,49	89,63		
	6.30-10.00				2,637												
Д-9/ВН-9	0.50-1.30	1,835	1,556	17,95							19,56	10,00					
	1.30-6.00																
	6.00-10.00				2,666												
Д-10/ ВН-10	0.40-3.80	1,864	1,721	8,34	2,605												
	3.80-10.00				2,660												

Табела 6.2 Физичко-механички карактеристики на примероците земени од истражните дупнатини добиени со лабораториски испитувања

Table 6.2 Physical and mechanical characteristics of the samples taken from the exploration drillings obtained by laboratory tests

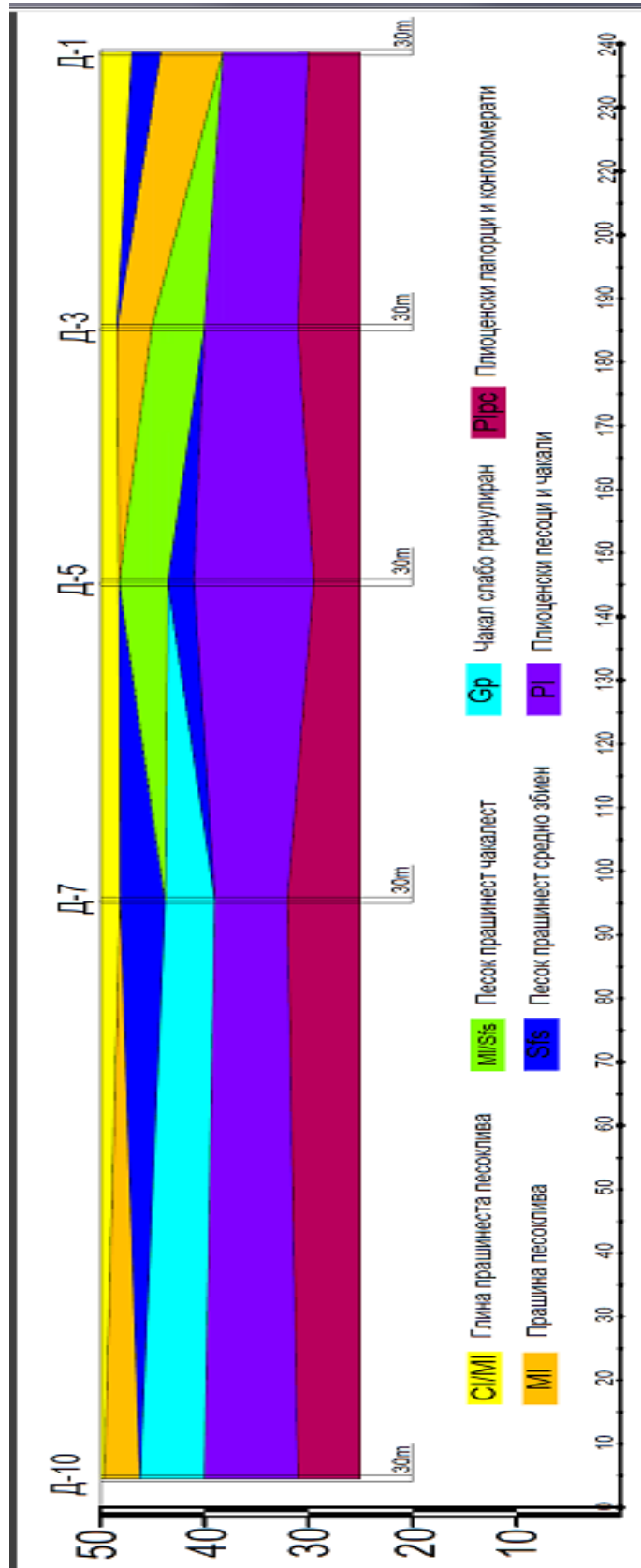
7. ГЕОЛОШКИ ИСПИТУВАЊА

На истражниот простор се изведени вкупно десет истражни дупнатини, со ознаки од Д-1, до Д-10, кои се опфатени во профил 1 и во профил 2. Во овој магистерски труд ќе биде анализирана геолошката структура на истражниот простор испитана преку пет истражни дупнатини кои се опфатени во профил 2 до длабочина од 25m. Геолошкиот профил 2 на истражниот простор ги опфаќа истражните дупнатини означени како Д-10, Д-7, Д-5, Д-3 и Д-1. Дупнатините се изведени на различна оддалеченост една од друга, со вкупна должина на профилот од 240m.

Геолошкиот профил на истражниот простор се изработува со користење податоци од картираните дупнатини, преку кои се определени геолошките средини кои се застапени во истражниот простор и од тие податоци можеме да констатираме дека истражниот простор е составен од следните геолошки структури:

- Глина прашиеста песоклива (CL/ML),
- Прашина песоклива (ML),
- Песок прашиест чакалест (ML/Sfs),
- Песок прашиест средно збиен (Sfs),
- Чакал слабо гранулиран (Gp),
- Плиоценски песоци и чакали (PI),
- Плиоценски лапорци и конгломерати (P|rc).

На сликата 19, е претставен геолошкиот профил на истражниот простор преку пет истражни дупнатини кои се опфатени во профил 2 и кој е моделиран преку податоците добиени од истражните дупнатини.



Слика 19. Геолошки профил за истражниот простор за профил 2
Figure 19. Geological profile of the investigated area for profile 2

8. ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНИ ИСПИТУВАЊА

При анализирање на геолошкиот профил 2 се доаѓа до заклучок дека геолошкиот комплекс во истражниот простор е хоризонтално наслоен. Поради хоризонталната наслоеност на геолошките средини во испитуваната средина како и прифатливите податоци за реалниот специфичен електричен отпор на геолошките средини во овој магистерски труд ќе биде обработено изработувањето и интерпретацијата на гео – електрични модели изработени со метода на гео – електричното сондирање.

Гео – електричното сондирање се изведува со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив, во кој линиски се поставени две струјни и две потенцијални електроди, во мерен распоред каде што растојанието меѓу струјните електроди е многу поголемо од растојанието меѓу потенцијалните електроди. Притоа во геолошките средини на истражниот простор низ двете струјни електроди се пропушта еднонасочна струја, при што потенцијалните електроди го регистрираат електричниот отпор на средината за дадена длабочина. Со секое ново мерење струјните електроди постепено се оддалечуваат, така што за секое поединечно мерење се добиваат податоци за различни длабочини, со што постепено се зголемува длабочината на моделирање на испитуваната средина.

Гео – електричното моделирање е изведено до максимална длабочина од 30m и е претставено преку модели на реален електричен отпор и модели на привиден електричен отпор. Моделите на реален електричен отпор и на привиден електричен отпор се изработуваат синтетички, во комбинација од податоците за гео - механичките карактеристики, како и податоците од геолошките испитувања.

Со методата на гео – електрично сондирање истражниот простор се моделира во центарот на мерниот диспозитив за длабочина на побудување која е еднаква на една половина од растојанието меѓу струјните електроди и е претставена со равенката:

$$D=AB/2 \quad \text{каде што:} \quad (8.1)$$

D – длабочина на побудување,

AB – растојание меѓу струјните електроди.

9. ГЕО – ЕЛЕКТРИЧНИ ОСОБИНИ НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР

За успешно применување на гео – електричната метода на сондирање, покрај геолошките податоци и податоците добиени со геомеханичките испитувања, потребно е да се определат и проводливите карактеристики на геолошките средини односно да се определат вредностите за реалниот електричен отпор. Вредностите за реален електричен отпор се добиваат преку идентификување на електричниот отпор, кој се регистрира преку спроведување на познато електрично поле низ геолошките структури. Вредностите на специфичниот електричен отпор варираат од 10 до $10^7 \Omega m$ и најмногу зависат од нивото на подземната вода, структурата и гео – механичките параметри на геолошките средини.

Методата на гео – електрично сондирање се применува кај средини кај кои податоците од измерениот специфичен електричен отпор на средините манифестираат доволно големи разлики за да можат попрецизно да се регистрираат различните геолошки структури.

Поради тоа што разликите меѓу добиените вредности на специфичниот електричен отпор на геолошките структури се доволно големи за да може да се регистрираат и да се анализираат и врз основа на тоа да се идентификуваат различните геолошки средини, се потврдува дека употребата на гео – електричните методи на испитување е адекватно и оправдано решение.

Во табелата 9.1 се претставени структурно различните геолошки средини со добиените вредности за нивниот специфичен електричен отпор.

Табела 9.1 Проводливи карактеристики на геолошките структури
Table 9.1 Conductivity properties of the geological environments

Геолошки структури / Geological environments	Специфичен електричен отпор (Ωm) / Real electrical resistance (Ωm)
Глина прашиеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)	20
Прашина песоклива (ML) / Sands with fine granulation (ML)	60
Песок прашиест чакалест (ML/Sfs) / Sands with fine granulation and gravel (ML/Sfs)	80
Песок прашиест средно збиен (Sfs) / Sands with medium granulation (Sfs)	100
Чакал слабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine granularity (Gp)	150
Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)	200
Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)	300

9.1 Модели на реален електричен отпор и нивна корелација со геолошките истражувања

Специфичен електричен отпор претставува електричниот отпор кој се регистрира од страна на потенцијалните електроди при спроведување електрична струја низ испитуваните геолошки средини.

Моделите на реален специфичен електричен отпор претставуваат полу логаритамски дијаграми, во кои на X оската се нанесуваат податоци за длабочината на испитување на истражниот простор, додека пак на Y оската се нанесуваат податоци за реалниот специфичен електричен отпор регистриран за дадена длабочина.

Моделите на реален специфичен електричен отпор можат да се добијат со нанесување на полулогаритамски дијаграми на добиените вредности од директните теренски испитувања на лице место за секоја истражна дупнатина, 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 5 (пет) различни геолошки слоеви.

Моделите на реален специфичен електричен отпор претставени во трудот се изработени синтетички преку податоците за гео – механичките карактеристики од дупнатините, податоците од геолошките испитувања и гео – електричните карактеристики на застапените геолошки структури во истражниот простор опфатен во профил 2.

Со цел да се извршат гео – електрични испитувања долж целиот истражен профил 2 кој е составен од пет дупнатини, се изработени вкупно пет модели на реален специфичен електричен отпор. Изгледот и формата на гео – електричниот модел е различен и зависи од дебелината на геолошките средини како и нивните гео – електрични карактеристики. Секој гео – електричен модел моделира една точка на површината на теренот која е позиционирана на средина меѓу струјните електроди до длабочина која е еднаква на една половина од растојанието меѓу струјните електроди.

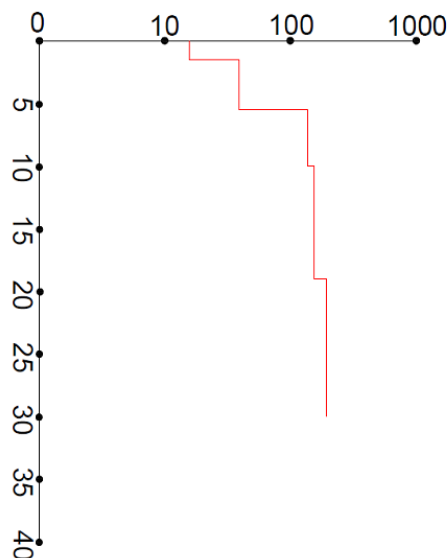
За секоја дупнатина се оформува табела со добиени вредности врз основа на кои се изработуваат поединечните модели на реален специфичен електричен отпор. Во табелите се внесуваат податоци за видот на картираните геолошки средини, распореденоста на слоевите, дебелината на слоевите и нивниот специфичен електричен отпор. Податоците за геолошките средини, распореденоста на слоевите, како и дебелината на слоевите се добиваат т.е. се очитуваат од картираните дупнатини на геолошкиот профил за истражниот простор (слика 19), а податоците за специфичниот електричен отпор на геолошките средини се добиваат т.е. се очитуваат од табела 9.1.

Во табелата 9.2 за дупнатината Д-10, се прикажани податоците за изработка на моделот на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-10, Сонда 1, профил 2. Од геолошкиот профил на истражниот простор се гледа дека се застапени вкупно 5 (пет) различни геолошки слоеви со вкупна длабочина од 30m.

Табела 9.2 Дупнатина Д-10, Сонда 1, профил 2
Table 9.2 Borehole D-10, Sonda 1, profile 2

Ред.бр. / Number	Геолошки структури / Geological environments	Дебелина на слој (m) / Layer thickness (m)	Специфичен електричен отпор (Ωm) / Real electrical resistance (Ωm)
1	Глина прашиеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)	1,50	20
2	Прашина песоклива (ML) / Sands with fine granulation (ML)	4,00	60
3	Чакал слабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine granularity (Gp)	4,51	150
4	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)	9,00	200
5	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)	11,01	300

Од податоците прикажани во табела 9.2 се изработува синтетичкиот модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-10, Сонда 1, профил 2, кој е прикажан на полулогаритамски дијаграм на слика 20.



Слика 20. Синтетички гео – електричен модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-10, Сонда 1, профил 2

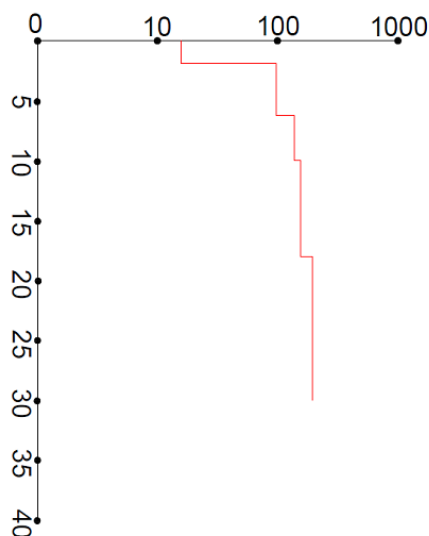
Figure 20. Synthetic geo – electrical model of real electrical resistance for borehole D-10, Sonda 1, profile 2

Во согласност со претходната постапка, во табелата 9.3 за дупнатината Д-7, Сонда 2, профил 2, се прикажани податоците за изработка на моделот на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-7. Од геолошкиот профил на истражниот простор се гледа дека се застапени вкупно 5 (пет) различни геолошки слоеви со вкупна длабочина од 30m.

Табела 9.3 Дупнатината Д-7, Сонда 2, профил 2
Table 9.3 Borehole D-7, Sonda 12 profile 2

Ред.бр. / Number	Геолошки структури / Geological environments	Дебелина на слој (m) / Layer thickness (m)	Специфичен електричен отпор (Ωm) / Real electrical resistance (Ωm)
1	Глина прашиеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)	1,90	20
2	Песок прашиест средно збиен (Sfs) / Sands with medium granulation (Sfs)	4,30	100
3	Чакал слабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine granularity (Gp)	3,81	150
4	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)	8,00	200
5	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)	12,01	300

Според податоците прикажани во табела 9.3 се изработува синтетичкиот модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-7, Сонда 2, профил 2 кој е прикажан на полулогаритамски дијаграм на слика 21.



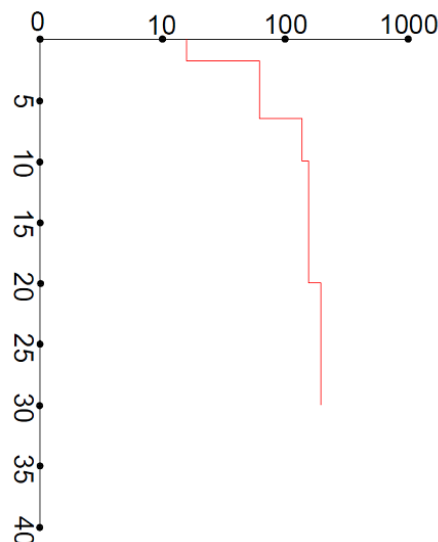
Слика 21. Синтетички гео – електричен модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-7, Сонда 2, профил 2
Figure 21. Synthetic geo – electrical model of real electrical resistance for borehole D-7, Sonda 2, profile 2

Исто како во претходните постапки, во табелата 9.4 за дупнатината Д-5, Сонда 3, профил 2, се прикажани податоците за изработка на моделот на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-5. Од геолошкиот профил на истражниот простор се гледа дека се застапени вкупно 5 (пет) различни геолошки слоеви со вкупна длабочина од 30m.

Табела 9.4 Дупнатината Д-5, Сонда 3, профил 2
Table 9.4 Borehole D-5, Sonda 3, profile 2

Ред.бр. / Number	Геолошки структури / Geological environments	Дебелина на слој (m) / Layer thickness (m)	Специфичен електричен отпор (Ωm) / Real electrical resistance (Ωm)
1	Глина прашиеста песклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)	1,80	20
2	Песок прашиест чакалест (ML/Sfs) / Sands with fine granulation and gravel (ML/Sfs)	4,70	80
3	Чакал слабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine granularity (Gp)	3,51	150
4	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)	10,00	200
5	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)	10,00	300

Од податоците прикажани во табела 9.4 се изработува синтетичкиот модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-5, Сонда 3, профил 2 кој е прикажан на полулогаритамски дијаграм на слика 22.



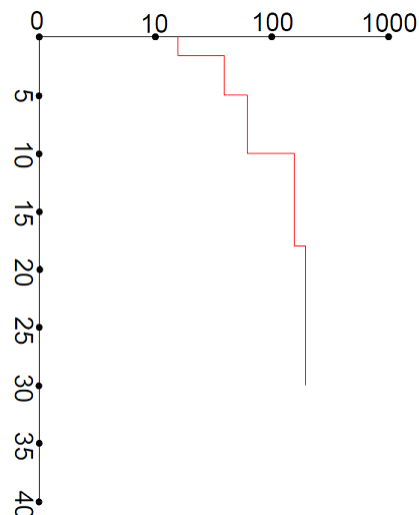
Слика 22. Синтетички гео – електричен модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-5, Сонда 3, профил 2
Figure 22. Synthetic geo – electrical model of real electrical resistance for borehole D-5, Sonda 3, profile 2

Како и во претходните постапки, во табелата 9.5 за дупнатината Д-3, Сонда 4, профил 2, се прикажани податоците за изработка на моделот на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-3. Од геолошкиот профил на истражниот простор се гледа дека се застапени вкупно 5 (пет) различни геолошки слоеви со вкупна длабочина од 30m.

Табела 9.5 Дупнатината Д-3, Сонда 4, профил 2
Table 9.5 Borehole D-3, Sonda 4, profile 2

Ред.бр. / Number	Геолошки структури / Geological environments	Дебелина на слој (m) / Layer thickness (m)	Специфичен електричен отпор (Ω m) / Real electrical resistance (Ω m)
1	Глина прашиеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)	1,60	20
2	Прашина песоклива (ML) / Sands with fine granulation (ML)	3,40	60
3	Песок прашиест чакалест (ML/Sfs) / Sands with fine granulation and gravel (ML/Sfs)	5,01	80
4	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)	7,99	200
5	Плиоценски лапорци и конгломерати (PIpc) / Pliocene marls and conglomerates (PIpc)	12,01	300

Според истата постапка, од податоците прикажани во табела 9.5 се изработува синтетичкиот модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-3, Сонда 4, профил 2, прикажан на полулогаритамски дијаграм на слика 23.



Слика 23. Синтетички гео - електричен модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-3, Сонда 4, профил 2

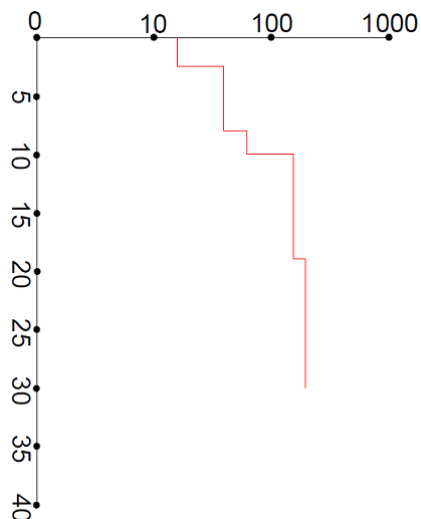
Figure 23. Synthetic geo – electrical model of real electrical resistance for borehole D-3, Sonda 4, profile 2

Согласно претходните постапки, во табелата 9.6 за дупнатината Д-1, Сонда 5, профил 2, се прикажани податоците за изработка на моделот на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-1. Од геолошкиот профил на истражниот простор се гледа дека се застапени вкупно 5 (пет) различни геолошки слоеви со вкупна длабочина од 30m.

Табела 9.6 Дупнатината Д-1, Сонда 5, профил 2
Table 9.6 Borehole D-1, Sonda 5, profile 2

Ред.бр. / Number	Геолошки структури / Geological environments	Дебелина на слој (m) / Layer thickness (m)	Специфичен електричен отпор (Ωm) / Real electrical resistance (Ωm)
1	Глина прашиеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)	2,50	20
2	Прашина песоклива (ML) / Sands with fine granulation (ML)	5,50	60
3	Песок прашиест чакалест (ML/Sfs) / Sands with fine granulation and gravel (ML/Sfs)	2,00	80
4	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)	9,00	200
5	Плиоценски лапорци и конгломерати (PIpc) / Pliocene marls and conglomerates (PIpc)	11,01	300

Од податоците прикажани во табела 9.6 се изработува синтетичкиот модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-1, Сонда 5, профил 2, кој е прикажан на полулогаритамски дијаграм на слика 24.



Слика 24. Синтетички гео – електричен модел на реален специфичен електричен отпор за дупнатината Д-1, Сонда 5, профил 2
Figure 24. Synthetic geo – electrical model of real electrical resistance for borehole D-1, Sonda 5, profile 2

9.2 Модели на привиден електричен отпор

При применување на методата на гео – електрично сондирање, за изработка на моделите на привиден електричен отпор се започнува со креирање синтетички сонди на привиден електричен отпор за сите дупнатини од истражниот простор

Како и моделите на реален специфичен електричен отпор и моделите на привиден електричен отпор претставуваат полулогаритамски дијаграми, во кои на X оската се нанесуваат податоци за длабочината на испитување на истражниот простор, додека пак на Y оската се нанесуваат податоци за привидниот електричен отпор регистриран за дадена длабочина.

Со цел да се извршат гео – електрични испитувања долж истражниот профил изработени се вкупно пет модели на привиден електричен отпор.

Моделите на привиден електричен отпор во трудот се изработени синтетички преку податоците од геолошките испитувања, гео – механичките карактеристики и гео – електричните карактеристики на застапените геолошки структури во дупнатините и се претставени во поглавје 10 - Интерпретација на модел на привиден електричен отпор.

Секој гео – електричен модел моделира една точка на површината на теренот која е позиционирана на средина меѓу струјните електроди до длабочина која е еднаква на една половина од растојанието меѓу струјните електроди. На сликите 25 – 29 се претставени интерпретирани криви на привиден гео - електричен отпор за профил 2.

10. ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА МОДЕЛ НА ПРИВИДЕН ЕЛЕКТРИЧЕН ОТПОР

За да се одреди геолошката структура на истражниот простор, потребно е да се спроведе постапка на интерпретација на моделите на привидниот електричен отпор. Процесот на интерпретација на моделите на привиден електричен отпор за секој модел е ист и зависи од прекршувањата на кривата, длабочината на прекршување како и привидниот отпор регистриран по секое прекршување. Секое прекршување на кривата на привиден електричен отпор индицира промена во составот, поточно укажува дека се работи за нова геолошка средина т.е. нов слој во геолошката структура. Привидниот електричен отпор кој се регистрира за дадена длабочина претставува вкупниот електричен отпор кој геолошката структура го манифестира како целина. Поради тоа интерпретацијата на моделите на привиден електричен отпор е постапна и започнува од првото прекршување на кривата.

Процесот на интерпретација најпрво започнува со идентификување на сите прекршувања на кривата и нивно димензионирање спрема X и Y оската. Преку димензионирањето од двете оски се определуваат податоците за длабочината, дебелината на геолошките структури и привидниот електричен отпор. Податоците од X оската се добиваат аналогно, додека пак податоците од Y оската се добиваат преку математичко равенство, бидејќи Y оската е логаритамска.

Вредноста на привидниот електричен отпор што се регистрира со Шлумбергеров распоред зависи од растојанието меѓу струјните и потенцијалните електроди и отпорот на геолошката структура е претставен преку равенството:

$$P_a = \frac{\pi a^2}{b} \left[1 - \frac{b^2}{4a^2} \right] R \quad (10.1)$$

при услов $a \geq 5b$

каде што:

R_a – привиден електричен отпор,

a – растојанието од едната струјна електрода до центарот на мерниот диспозитив,

b – растојанието меѓу двете потенцијални електроди,

π – константа со вредност 3,14,

R – вкупниот отпор на геолошката средина

За секое прекршување на кривата, се познати вредностите на мерниот диспозитив (a и b) (Слика 7, страница 38), како и регистрираниот привиден отпор. Преку овие податоци користејќи го равенството 10.1 се пресметува вкупниот отпор на геолошката структура. За првото прекршување вкупниот отпор е еднаков на реалниот електричен отпор на првата геолошка средина. За секое наредно прекршување вкупниот отпор претставува акумулирана вредност која зависи од специфичните електрични отпори на геолошките средини.

Поради сферниот начин на простирање на електричното поле како и хоризонталната наслоеност на геолошката структура различните геолошки средини можеме да ги земеме како паралелни отпорници па според тоа вкупниот отпор на геолошка структура која е составена од (n) геолошки средини се пресметува преку следното равенство:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \dots + \frac{1}{R_n} \quad (10.2)$$

Преку податоците кои се добиваат при директна анализа од кривата на привиден електричен отпор и користејќи ги претходно наведените равенства, за секое прекршување се определува дебелината на геолошката средина како што се нејзиниот специфичен електричен отпор и длабочината до секоја гранична површина.

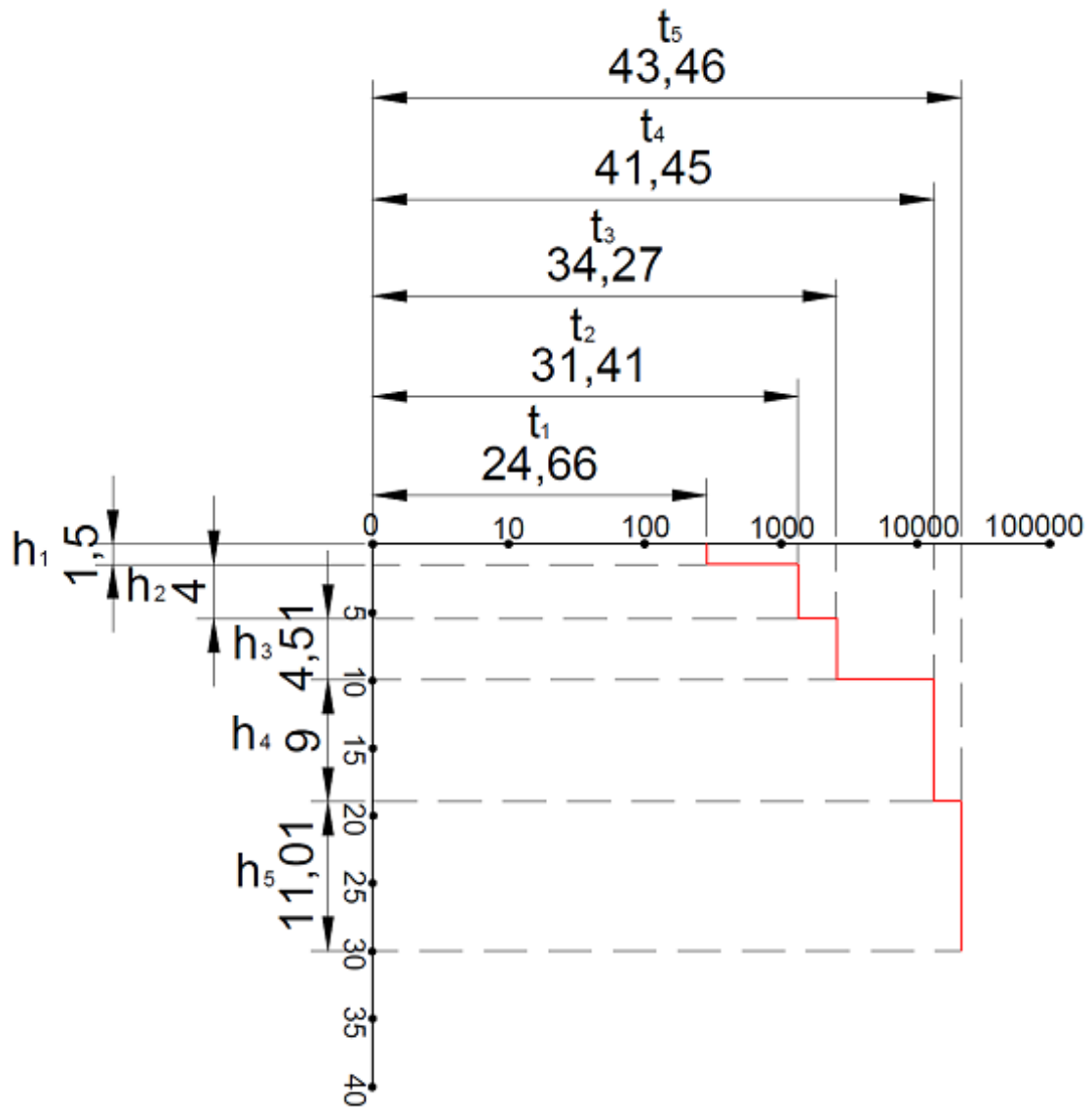
На слика 25 претставен е дијаграм на интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-10, Сонда 1, профил 2, во која на X оската се нанесени податоци за длабочината на испитување, додека пак на Y оската се нанесени податоци за привидниот електричен отпор регистриран за дадена длабочина. Податоците од X оската од каде се прочитуваат вредностите за дебелините на слоевите се добиваат аналогно, додека пак од податоците од Y оската која е логаритамска, преку математичко равенство со воспоставување на сооднос се добиваат вредностите за привидниот електричен отпор.

Се креира табела 10.1 и се внесуваат добиените вредности за растојанијата a (m) и b (m), како и пресметаните вредности за привидниот електричен отпор (Ωm), за секој слој посебно.

Во понатамошната постапка, во равенката (10.1) се применуваат претходно добиените вредности за растојанијата a (m) и b (m) и за привидниот електричен отпор (Ωm) и се добиваат вредностите за вкупниот акумулиран електричен отпор (Ωm) за секој слој и добиените вредности се внесуваат во табела 10.1.

Интерпретираниот електричен отпор (Ωm) за секој слој на геолошка структура се пресметува преку равенката (10.2) со внесување на добиените вредности за акумулираниот електричен отпор (Ωm). Добиените вредности се внесуваат во табела 10.1.

Од добиените вредности за интерпретиран електричен отпор (Ωm), се одредуваат карактеристиките и видот на геолошките средини за дупнатината Д-10, Сонда 1, профил 2, спрема податоците од табела 9.1 на страница 75, кои се внесуваат во креираната табела 10.1.



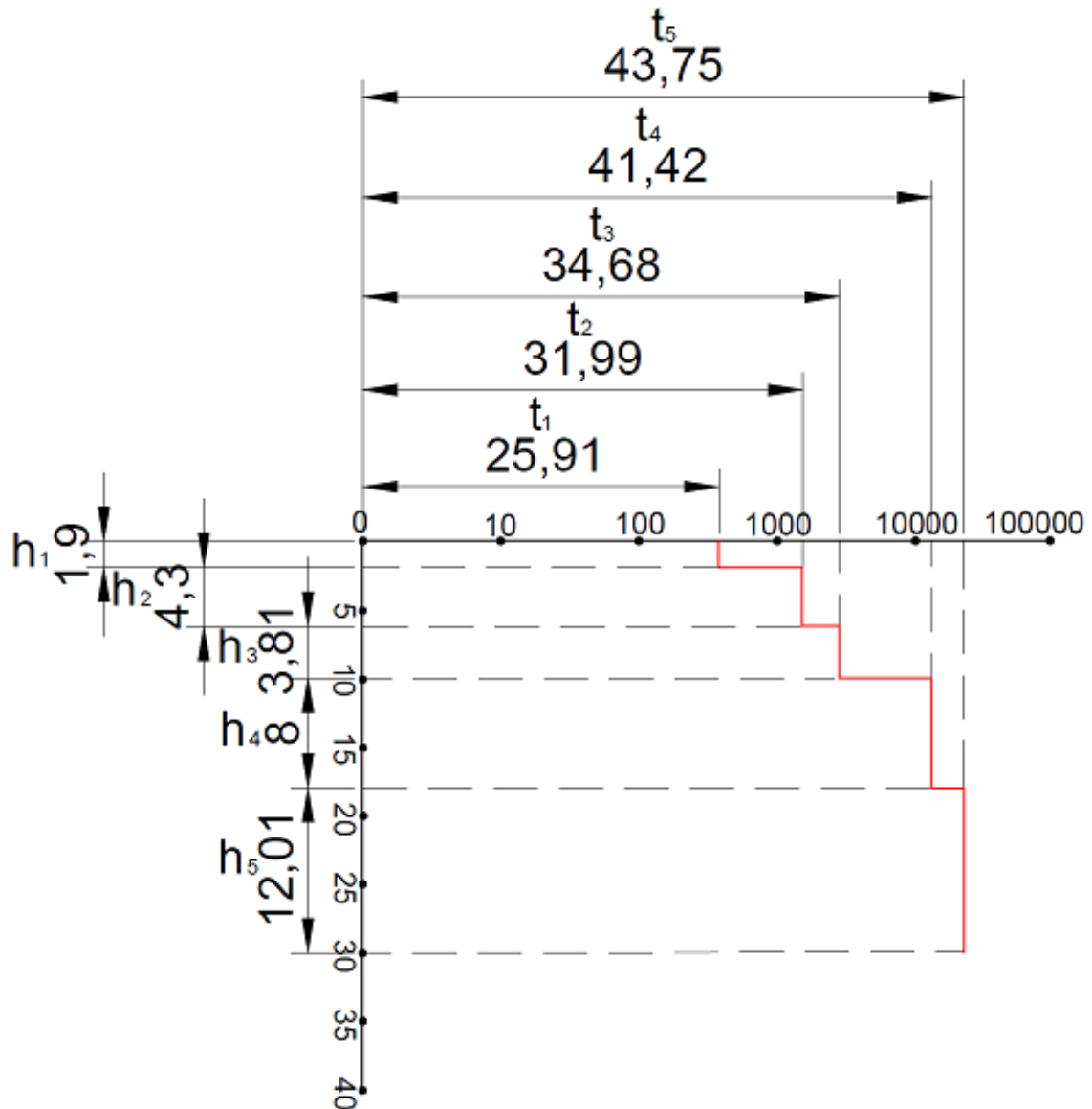
Слика 25. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-10, Сонда 1, профил 2

Figure 25. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole D-10, Sonda 1, profile 2

Табела 10.1 Дупнатината Д-10, Сонда 1, профил 2
Table 10.1 Borehole D-10, Sonda 1, profile 2

Ред.бр / Number	Привиден електричен отпор (Ωm) / Apparent electrical resistance (Ωm)	Растојание a (m) / Distance a (m)	Растојание b (m) / Distance b (m)	Акумулиран електричен отпор (Ωm) / Acumulated electrical resistance (Ωm)	Интерпретиран електричен отпор (Ωm) / Interpreted electrical resistance (Ωm)	Геолошки средини / Geological environments
1	466	1,50	0,30	19,988	19,988	Глина прашинеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)
2	1410	5,50	1,00	14,968	59,598	Прашина песоклива (ML) / Sands with fine granulation (ML)
3	4270	10,01	1,00	13,605	149,46	Чакал слабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine granularity (Gp)
4	14500	19,01	1,00	12,787	212,67	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)
5	34600	30,02	1,00	12,23	280,76	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)

На слика 26 е прикажан дијаграм на интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-7, Сонда 2, профил 2, од кој по претходно објаснетата постапка се пресметани – добиени вредностите за акумулиран електричен отпор (Ωm), интерпретиран електричен отпор (Ωm) и одредени се карактеристиките на геолошките средини, кои се внесени во креираната табела 10.2.



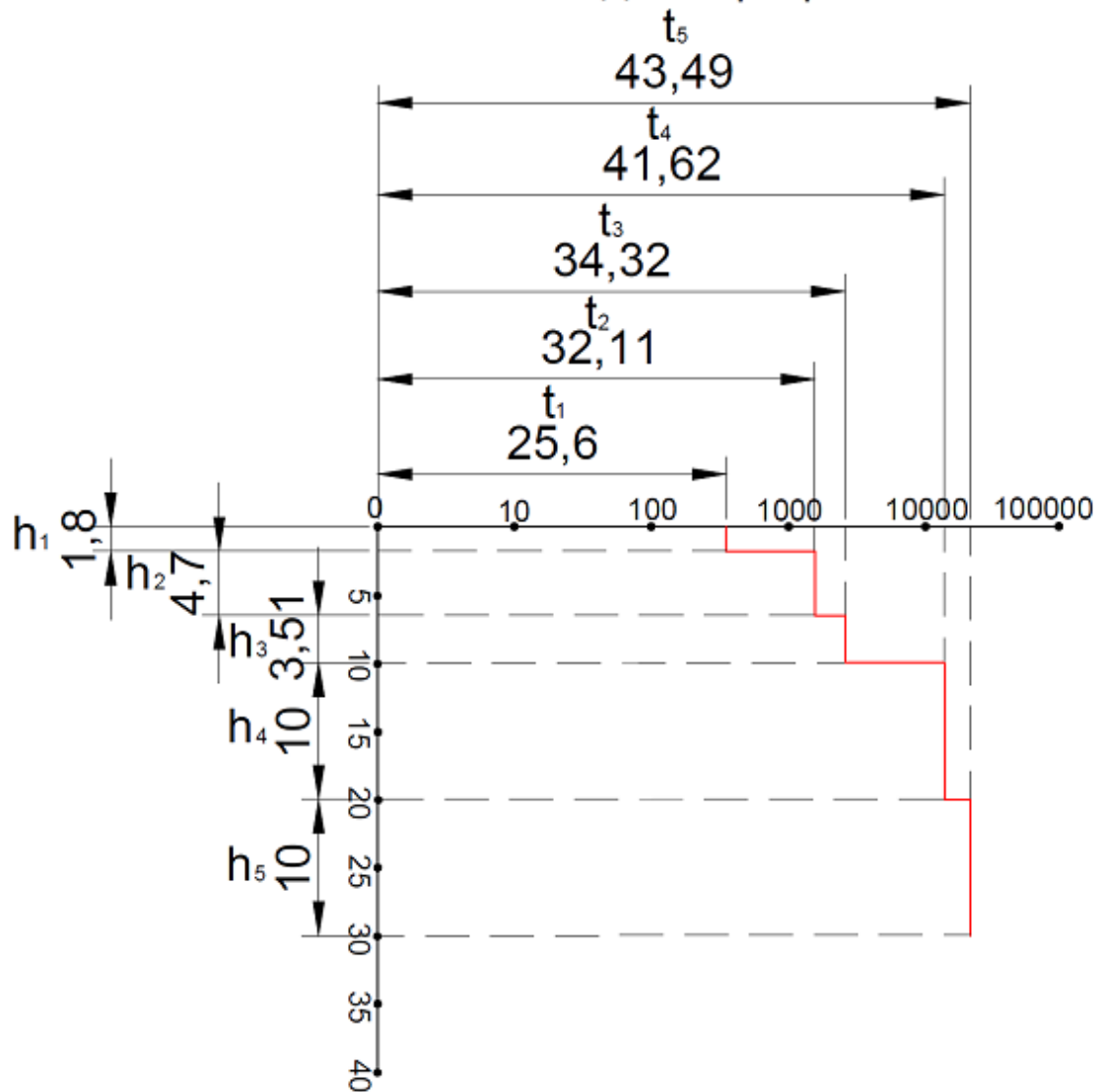
Слика 26. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-7, Сонда 2, профил 2

Figure 26. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole D-7, Sonda 2, profile 2

Табела 10.2. Дупнатината Д-7, Сонда 2, профил 2
Table 10.2 Borehole D-7, Sonda 2, profile 2

Ред.бр / Number	Привиден електричен отпор / Apparent electrical resistance	Растојание / Distance a (m)	Растојание / Distance b (m)	Акумулиран електричен отпор / Accumulated electrical resistance	Интерпретиран електричен отпор / Interpreted electrical resistance	Геолошки средини / Geological environments
1	591	1,90	0,38	20,012	20,012	Глина прашињеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)
2	1990	6,20	1,00	16,595	97,19	Песок прашињест средно збиен (Sfs) / Sands with medium granulation (Sfs)
3	4680	10,01	1,00	14,91	146,84	Чакал слабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine granularity (Gp)
4	14200	18,01	1,00	13,953	217,387	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)
5	37500	30,02	1,00	13,256	265,367	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)

Од дијаграмот на интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-5, Сонда 3, профил 2, претставен на слика 27, по претходно објаснетата постапка се добиени вредностите за акумулиран електричен отпор (Ωm), интерпретиран електричен отпор (Ωm) и се определени карактеристиките на геолошките средини и внесени се во креираната табела 10.3.

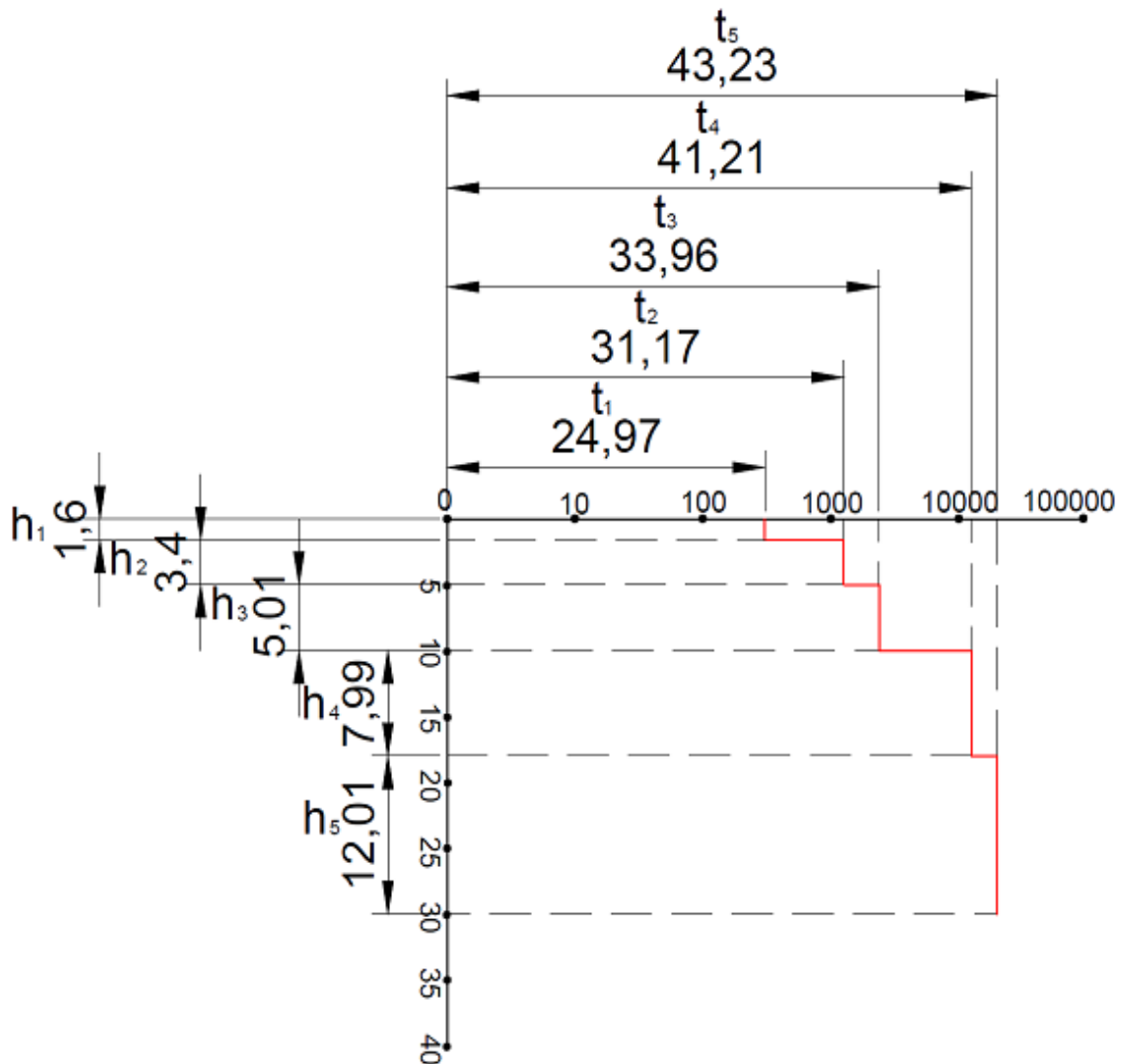


Слика 27. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-5, Сонда 3, профил 2
Figure 27. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole D-5, Sonda 3, profile 2

Табела 10.3. Дупнатината Д-5, Сонда 3, профил 2
Table 10.3 Borehole D-5, Sonda 3, profile 2

Ред.бр / Number	Привиден електричен отпор / Apparent electrical resistance	Растојание / Distance a (m)	Растојание / Distance b (m)	Акумулиран електричен отпор / Acumulated electrical resistance	Интерпретиран електричен отпор / Interpreted electrical resistance	Геолошки средини / Geological environments
1	560	1,80	0,36	20,052	20,052	Глина прашинеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)
2	2110	6,50	1,00	16,00	79,18	Песок прашинест чакалест (ML/Sfs) / Sands with fine granulation and gravel (ML/Sfs)
3	4320	10,01	1,00	13,765	98,54	Чакал слабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine granularity (Gp)
4	16200	20,01	1,00	12,893	203,53	Плиоценски песоци и чакали (Pl) / Pliocene sands and gravel (Pl)
5	34900	30,01	1,00	12,345	290,445	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)

Постапувајќи во согласност со објаснетата постапка, од дијаграмот на интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-3, Сонда 4, профил 2, прикажан на слика 28 се пресметани вредностите за акумулиран електричен отпор (Ωm), интерпретиран електричен отпор (Ωm) и се одредени карактеристиките на геолошките средини, кои се внесени во креираната табела 10.4.



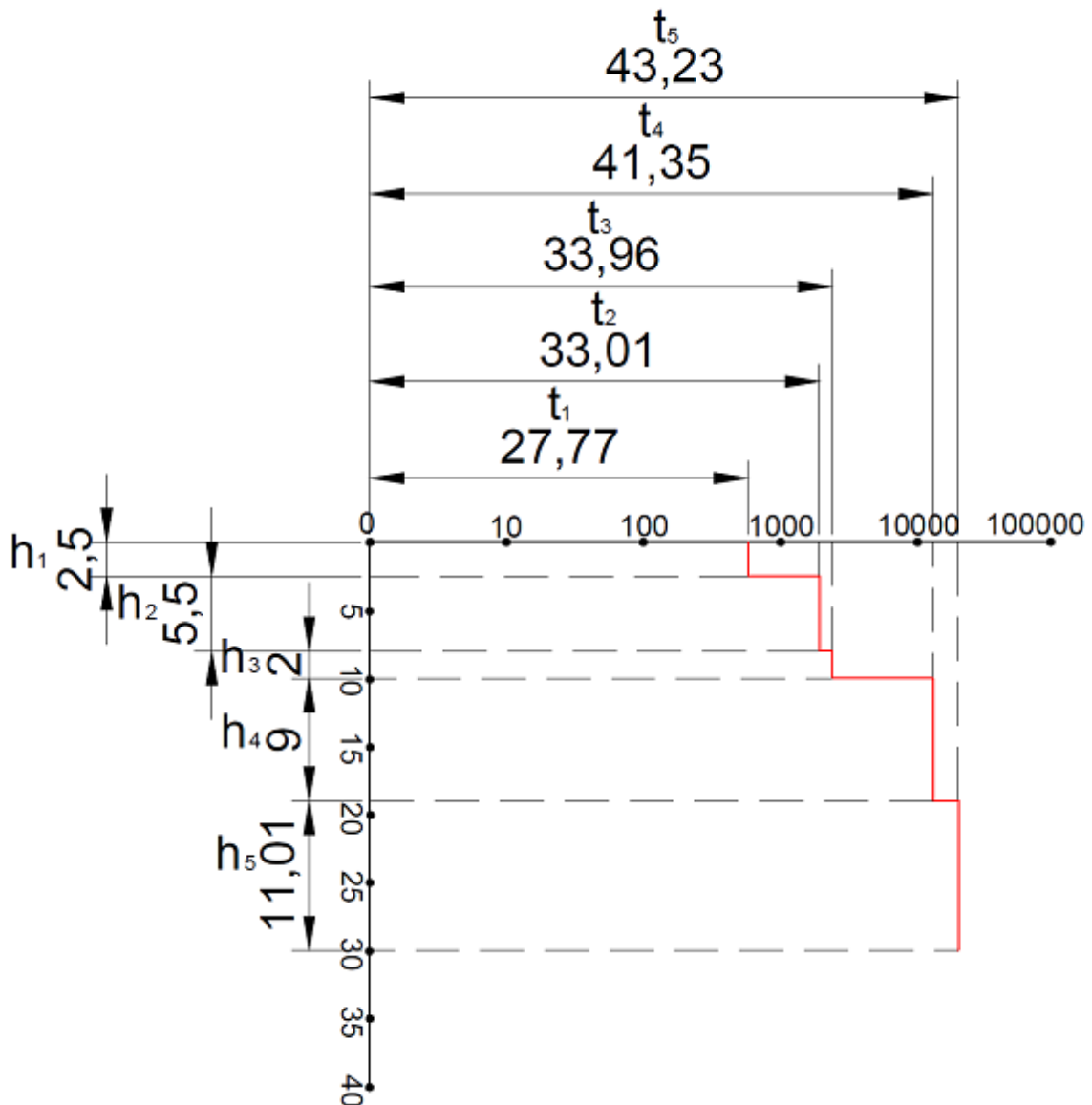
Слика 28. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-3, Сонда 4, профил 2

Figure 28. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole D-3, Sonda 4, profile 2

Табела 10.4 Дупнатината Д-3, Сонда 4, профил 2
Table 10.4 Borehole D-3, Sonda 4, profile 2

Ред.бр / Number	Привиден електричен отпор / Apparent electrical resistance	Растојание / Distance a (m)	Растојание / Distance b (m)	Акумулиран електричен отпор / Acumulated electrical resistance	Интерпретиран електричен отпор / Interpreted electrical resistance	Геолошки средини / Geological environments
1	497	1,60	0,32	19,985	19,985	Глина прашинеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)
2	1170	5,00	1,00	15,055	61,03	Прашина песоклива (ML) / Sands with fine granulation (ML)
3	3960	10,01	1,00	12,618	77,95	Песок прашинест чакалест (ML/Sfs) / Sands with fine granulation and gravel (ML/Sfs)
4	12100	18,01	1,00	11,903	210,06	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)
5	32300	30,01	1,00	11,425	284,50	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)

Од дијаграмот на слика 29 во кој е претставена интерпретираната крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-1, Сонда 5, профил 2, од кој по претходно објаснетата постапка се пресметани вредностите за акумулиран електричен отпор (Ωm), интерпретиран електричен отпор (Ωm) и се одредени карактеристиките на геолошките средини, кои се внесени во креираната табела 10.5.



Слика 29. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината Д-1, Сонда 5, профил 2
Figure 29. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole D-1, Sonda 5, profile 2

Табела 10.5. Дупнатината Д-1, Сонда 5, профил 2
Table 10.5 Borehole D-1, Sonda 5, profile 2

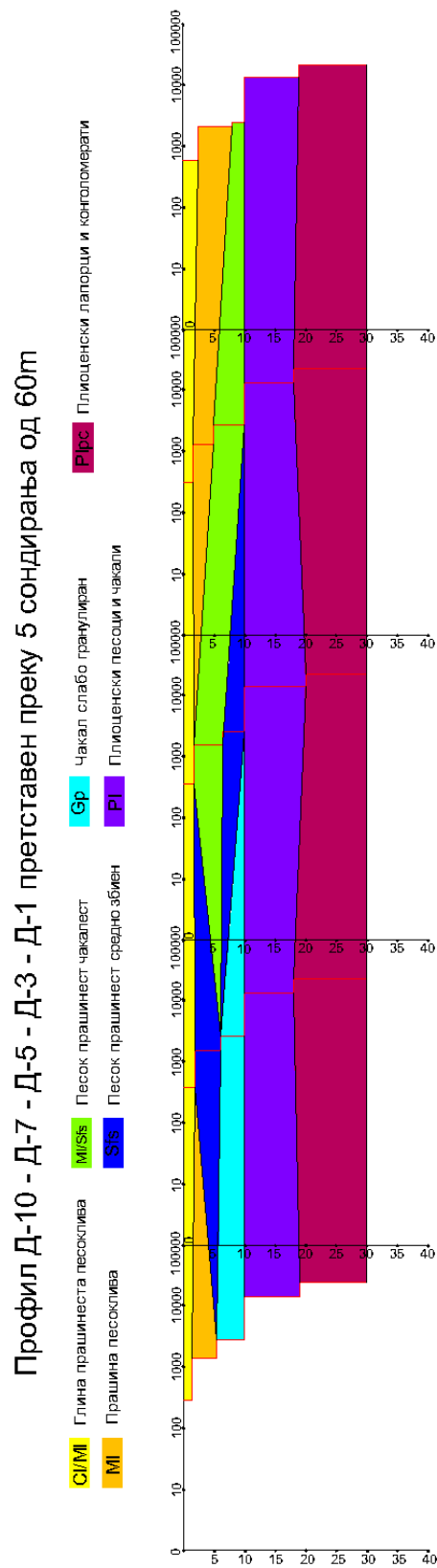
Ред.бр / Number	Привиден електричен отпор / Apparent electrical resistance	Растојание / Distance a (m)	Растојание / Distance b (m)	Акумулиран електричен отпор / Acumulated electrical resistance	Интерпретиран електричен отпор / Interpreted electrical resistance	Геолошки средини / Geological environments
1	777	2,50	0,50	19,996	19,996	Глина прашинеста песоклива (CL/ML) / Clayed composition (CL/ML)
2	3010	8,00	1,00	15,037	60,63	Прашина песоклива (ML) / Sands with fine granulation (ML)
3	3960	10,00	1,00	12,643	79,41	Песок прашинест чакалест (ML/Sfs) / Sands with fine granulation and gravel (ML/Sfs)
4	13500	19,00	1,00	11,92	208,44	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)
5	32300	30,01	1,00	11,425	275,12	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)

10.1 Гео – електричен модел на истражниот простор

Геолошките средини се идентификуваат преку корелација на интерпретираните вредности за реалниот електричен отпор како и регистрираните спроводливи карактеристики. За секој гео – електричен модел (мерна точка) изведен по должината на истражниот простор се добиваат податоци за длабочините до граничните површини како и застапените геолошки средини. Преку овие податоци се моделира истражниот простор.

Гео – електричниот модел на истражниот простор се изработува преку дефинирање на геолошките средини според податоците добиени од интерпретацијата на моделите на привиден електричен отпор во корелација со гео – електричните карактеристики на истражниот простор. На сликата 24 визуелно е претставен гео – електричниот модел за истражниот простор добиен преку методата на сондирање, кој има еднаква должина како и геолошкиот профил. При директна споредба на гео – електричниот профил со геолошкиот профил можеме да заклучиме дека губењето на податоците при гео – електричното моделирање е многу мало односно сите геолошки средини кои се опфатени во геолошкиот профил се регистрирани при гео - електричното моделирање.

Примената на методата за гео – електрично сондирање се оправдува преку податоците од специфичниот електричен отпор на средините кои манифестираат доволно големи разлики за прецизно регистрирање на различните геолошки структури.



Слика 30. Гео – електричен модел за истражниот простор за профил 2
Figure 30. Geo – electrical model of the investigated area for profile 2

ЗАКЛУЧОК

Примената и ефикасноста на гео – електричното сондирање зависи од градбата на теренот, наслоеноста на рудното тело, теренските услови и најбитно, специфичниот електричен отпор на средините. Доколку условите дозволуваат успешна примена на методата истата е од голема практичност при определување на делумно испитани и обемни површини. Методата на сондирање се користи исклучиво во комбинација со истражни картирани дупнатини. Податоците кои се добиваат при моделирањето со гео – електрично сондирање ги надополнуваат податоците добиени од картираните дупнатини и овие испитувања можат значително да го намалат бројот на неопходни дупнатини, со што и драстично да ги намалат трошоците при геолошко моделирање на испитуваната средина. Во зависност од потребите, методата на гео – електрично сондирање може да се применува самостојно или за поголема ефикасност во комбинација со други геофизички методи.

Примената на методата за гео – електрично сондирање успешно е спроведена поради тоа што податоците од специфичниот електричен отпор на средините манифестираат доволно големи разлики за прецизно регистрирање на различните геолошки структури при што немаме загуба на одредени геолошки средини. Бидејќи сите застапени геолошки формации се регистрирани, тоа е резултат на добрите проводливи карактеристики на средините.

ЛИТЕРАТУРА (REFERENCES)

- А.А.Никитина (1984) Комплексирување методов разведочной геофизики,
- А.П.Краев (1965) Основы геоэлектрики,
- Barker R.D. (1990) Geotechnical and Environmental Geophysics, 2, SEG, Tulsa, Oklahoma,
- Г.Я.Черняк (1987) Электро-магнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии,
- Делипетров Т. (2003) Основы на геофизика, Универзитет “Св.Кирил и Методиј” – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип,
- Dey A. and Morrison F. Resistivity modeling for arbitrarily shaped two dimensional structures,
- Т.Добрев, В.Иванова, Р.Радиков(1989) Комплексиране при геофизичните проучвания,
- Донева Б. (2009) Корелација помеѓу реалниот геолошки медиум и гео – електричниот модел – магистерски труд, Универзитет “Гоце Делчев”, Факултет за природни и технички науки – Штип,
- John M.Reynolds (1997) An introduction to applied and environmental geophysics, Reynolds Geo – Sciences Ltd, UK 1997
- Prem V.Sharma (2004) Environmental and engineering geophysics, Emeritus Professor, Niels Bohr Institute University of Copenhagen, 1997,
- J.J.Jakosky (1960) Geofizička Istraživanja,
- Šandor Slimak (1996) Inženjerska geofizika,
- Браја М.Дас Принципи на геомеханичко инженерство - Cengage engineering 20
