



УНИВЕРЗИТЕТ "ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ"- ШТИП
ФАКУЛТЕТ ЗА ПРИРОДНИ И ТЕХНИЧКИ НАУКИ
ГРАДЕЖНО ИНЖЕНЕРСТВО - ГЕОМЕХАНИКА

ЗОРАН ТОШИЌ

**КОМПЛЕКСНА ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА СЕИЗМИЧКИ МОДЕЛ ДОБИЕН СО
МЕТОДА НА РЕФРАКЦИЈА И ГЕО - ЕЛЕКТРИЧНО СОНДИРАЊЕ**

-МАГИСТЕРСКИ ТРУД-

Штип, Ноември 2015

Ментор: Проф.д-р Тодор Делипетров

Редовен професор на Факултет за природни и технички науки,

Универзитет „Гоце Делчев“ – Штип

Членови на комисија за оценка и одбрана:

Претседател: Проф. д-р Крсто Блажев,

Член: Проф. д-р Тодор Делипетров,

Член: Проф. д-р Зоран Панов

Датум на одбрана: _____

ОБЈАВЕНИ ТРУДОВИ

- **Correlation of the models obtained with the method of refraction and geo-electrical sounding** - Zoran Toshic, Marjan Delipetrov, Vladimir Manevski, Marjan Boshkov, Trajan Sholdov (Balkanmine 2015),
- **Model of geo-electrical sounding based on geological investigations-** Goran Slavkovski, Blagoj Delipetrov, Todor Delipetrov, Zoran Toshik, Marjan Boshkov (Balkanmine 2015),
- **Complex interpretation of data obtained from seismic reflection and refraction** – Goran Aleksovski, Marjan Delipetrov, Vladimir Manevski, Goran Slavkovski, Zoran Toshik (Balkanmine 2015),

Рецензирани трудови за објавување во Годишен зборник на трудови на Факултет за природни и технички науки при Универзитет "Гоце Делчев" Штип, Природни ресурси и технологии 2015

- **Комплексна интерпретација на сеизмички модел добиен со метода на рефракција и гео-електрично сондирање** - Зоран Тошиќ, Благој Делипетров, Марјан Делипетров, Марјан Бошков, Трајан Шолдов
- **Геофизичко истражување на геолошки комплекс со метод на гео-електрично сондирање** - Горан Славковски, Благој Делипетров, Благица Донева, Зоран Тошиќ, Марјан Бошков
- **Истражување со метод на сеизмичка рефлексација** - Горан Алексовски, Марјан Делипетров, Владимир Маневски, Горан Славковски, Зоран Тошиќ

Краток извадок

Со цел да се добијат поконкретни и поточни податоци при моделирањето на под површинската структура на испитуваната средина при користење на геофизички испитувања, доколку дозволуваат теренските услови, потребно е да се применат повеќе геофизички методи. Во овај научен труд ќе биди обработена постапката на комплексна интерпретација на сеизмички и геоелектричен модел. Сеизмичкиот модел ја моделира геолошката структурата преку определување на брзините на простирање на еластичните бранови кои зависат од геомеханичките карактеристики на средините. Геоелектричниот модел ја моделира средината преку регистрирање на промените врз електричното поле кои зависат од спроводливоста на геолошките средини. Зависно од теренските услови и целта на испитувањата многу е важно да се определат најадекватните геофизички методи.

Параметрите на истражниот простор (слоевитоста, спроводливоста, геомеханичките карактеристики на геолошките средини, како и длабочината на испитување) кој е обработен во научниот труд овозможуваат прифатливи услови за примена на рефрактивната сеизмичка метода и методата на геоелектрично сондирање. Рефрактивните модели, како и моделите на геоелектрично сондирање се изработени синтетички при употреба на податоците добиени при геолошки и геомеханички испитувања. При интерпретирање на рефрактивните профили се определуваат геолошките средини преку различните брзини на простирање на еластичните бранови, како и нивните гранични површини, додека пак при интерпретација на моделот на привиден електричен отпор, различните геолошки средини се определуваат преку нивниот специфичен електричен отпор.

Како завршна фаза од моделирањето во научниот труд се изработува корелација помеѓу двата добиени модели, се споредуваат и интерполираат добиените резултати со цел да се добие поконкретна и попрецизна слика за подповршинската структура на испитуваната средина.

Клучни зборови: Рефракција, еластични бранови, електрично сондирање.

Abstract

In order to obtain more concrete and more accurate results when the modelling of the under surface structure of the investigated area is made with the usage of geophysical examinations, if the field conditions allow it's necessary to be applied more than one geophysical method. In this paper is elaborated the procedure of complex interpretation of a seismic and geo – electrical model. The seismic model is modelling the geological structure by determining the velocity of propagation of the elastic waves which depends from the geo – mechanical characteristics of the geological environments. The geo – electrical model is modelling the investigated area by registering the changes on the electrical field which depends from the conductivity of the geological environments.

The parameters of the investigated area (the layers of different geological environments, their electrical conductivity and geo – mechanical characteristics as well as the depth of examination) that is elaborated in this paper provide acceptable conditions for applying the refractive seismic method and the method of geo – electrical sounding. The investigated area is geologically researched with five exploratory boreholes and has a total length of 240m in one profile line. The refractive models as well as the models of geo – electrical sounding are made synthetically while using the data obtained from geological and geo – mechanical examinations. The refractive models are composed from five refractions and the geo – electrical model is made from five geo – electrical soundings all of them with length of 60m. With the interpretation of the refractive models are determined the different geological environments (by the different propagation velocity of the elastic waves) as well as the boundary surfaces that separates them, whereas with the interpretation of the models of apparent electrical resistivity the different geological structures and the boundary surfaces between them are defined by their actual specific electrical resistance. As a final phase of the modelling in the paper is made correlation between the two models (seismic refraction and geo – electrical sounding) as well as comparison and interpolation between the interpreted results in order to obtain more concrete and more precise vision for the under surface structure of the investigated area.

Keywords: Refraction, elastic, waves, electrical sou.

СОДРЖИНА

ВОВЕД.....	8
1. ИСПИТУВАЊЕ НА НАПОНСКА СОСТОЈБА КАЈ КАРПИТЕ	11
1.1. Напонска состојба во реална средина	11
1.2. Метода на истражување на напонска состојба	12
2. СЕИЗМИЧКИ БРАНОВИ	14
2.1. Видови на сеизмички бранови	14
2.2. Брзина на ширење на надолжни сеизмички бранови низ разни геолошки средини.....	17
2.3. Енергија на сеизмички бранови.....	21
3. СЕИЗМИЧКИ МЕТОДИ ВО ГЕОТЕХНИКА	22
3.1. Основни принципи на сеизмички испитувања	22
3.1.1. Крутост на почвата и карпи.....	22
3.1.2. Густина и порозност	23
3.1.3. Коефициент на водопропусност	24
3.1.4. Деформабилност на карпестите маси.....	24
3.2. Рефракциска сеизмичка метода.....	25
4. ШИРЕЊЕ НА РЕФРАКЦИОНЕН БРАН	30
4.1. Патека на рефракциониот бран кога граничната рамнина е паралелна со површината на теренот	30
4.2. Двослоен случај, Граничната рамнина е паралелна со површината на земја.....	32
4.3. Повеќеслоен случај на паралелни слоеви.....	34
5. ПРИМЕНА НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИ МЕТОДИ.....	37
5.1. Електрични својства на карпи.....	38
5.1.1. Електрохемиска активност.....	39
5.1.2. Електрична проводливост (σ)	40
5.2. Вертикално електрично сондирање (ВЕС)	42
5.3. Метода на електрично сондирање со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив	45
5.4. Типови на криви (ВЕС)	49
5.5. Интерпретација на ВЕС криви	53
6. ГЕОГРАФСКА ПОЛОЖБА НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР	57

6.1. Геолошки карактеристики на теренот	57
6.2. Основни геолошки карактеристики на поширокиот регион.....	58
6.3. Основни сеизмотектонски карактеристики на истражниот простор	60
6.4. Геоморфолошки карактеристики на теренот	61
6.5. Геолошки карактеристики на теренот по должина на истражуваниот простор	61
6.6. Тектонски склоп	62
6.7. Основни хидрогеолошки карактеристики на теренот.....	62
7. ГЕОЛОШКИ И ГЕО-МЕХАНИЧКИ ИСПИТУВАЊА НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР	64
8. СЕИЗМИЧКИ ИСПИТУВАЊА.....	68
8.1. Интерпретација на рефрактивна метода	70
8.2. Рефрактивни сеизмички профили	83
9. ГЕО-ЕЛЕКТРИЧНИ ИСПИТУВАЊА.....	86
9.1. Модели на привиден електричен отпор и нивната корелација со геолошките истражувања.....	87
9.2. Интерпретација на модел на привиден електричен отпор	90
9.3. Гео – електричен модел за истражниот простор.....	99
10. КОМПЛЕКСНА ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА ГЕОФИЗИЧКИТЕ ИСПИТУВАЊА	101
ЗАКЛУЧОК.....	103
КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА.....	104

ВОВЕД

Геофизички истражни работи се промовираат како погодни и практични истражни методи, интегрирани во процес на истражните работи. Со индиректна постапка на геофизичките методи, се одредуваат инженерските карактеристики на материјалите во геотехниката. Геофизичките истражувања се базираат на физичките карактеристики на потповршинската структура (карпеста маса, седименти, вода итн.) и генерално можат да бидат поделени во два фундаментално различни типови.

Пасивните методи ги регистрираат варијациите презентирани во природните полиња на земјата како што се гравитационото и магнетното поле.

Во контраст на тоа, активните методи се базираат на вештачко генерирање на сигнали кои се трансмитираат низ потповршинскиот комплекс, кои се модифицирани преку физичките карактеристики на материјалите низ кои се пропагираат. На површината на теренот со адекватни рецептори се регистрираат променетите сигнали кои можат да бидат прикажани и интерпретирани.

Доколку постојат услови пожелно е геофизичките испитувања да се изведуваат со користење на неколку геофизички методи. Истражниот простор обработен во трудот е моделиран преку сеизмички и геоелектрични испитувања. Сеизмичките и геоелектричните испитувања се изведуваат независно едни од други се до комплексната интерпретација на добиените податоци.

Геофизичките испитувања почнуваат да се применуваат уште во 1920 година, во САД и Франција. Со развој на дигиталните методи за следење се развиваат и геофизичките методи така да денес овие методи представуваат битна група во т.н испитувања во неразорен материјал.

Геофизичките мерења се изведуваат од површина на теренот во дупнатини, во ископи или во комбинација на овие точки каде што се поставуваат изворите или детекторите.

Поради потребата за подетално согледување на промените на податоците од рефракциските истражувања извршена е рефракциска интерпретација на рефлективните профили се со цел да се обезбеди компарација на интерпретацијата на геолошката градба од рефракциските истражувања со истражувања со повисока резолуција. Истите тие се изведени за континуирано следење на литофизичките промени во темелното тло и за согледување на локалните тектонски карактеристики на локацијата. Тие допринесуваат за пореално дефинирање на податоците од рефракциските профилирања и за поцелосно дефинирање на физичко-механичкиот и геотехничкиот склоп на истражуваниот простор.

Методата на геоелектрично сондирање ја определува потповршинската структура на испитуваната средина преку изработка на геоелектрични модели. Геоелектричните модели се составени од сонди кои се добиваат при секое мерење. За секоја дупнатица опфатена во истражниот простор се изведува посебно мерење, па според тоа целата истражна површина е покриена со одреден број сонди.

Вертикално електрично сондирање (ВЕС), со Шлумбергеров и Венеров електроден распоред, представува примарна метода на истражување со оглед на тоа што со неа се добиваат низа корисни податоци и информации од квалитативен и квантитативен карактер од литолошкиот состав на карпести маси, структура на градба на карпестиот масив и негови хидрогеолошки услови, како и останатите својства од доменот на инженерската геологија и геотехника.

Како и сите геофизички методи така и ВЕС има две меѓусебно поврзани задачи и тоа: директна и инверзна. Кај директната се бара математички израз за дефинирање на геофизичките полиња за даден геолошки модел, додека со инверзната задача се врши определување на геолошката структура на одредена средина врз основа на ефект кој е манифестиран на испитуваниот терен под услов на создадени вештачки или природни електрични полиња. Оваа метода се темели на одредување на распределбата на електричниот отпор на карпите мерена од површината.

Мерењата најчесто се изведуваат со четворо-електроден распоред, што значи дека на еден пар електроди се мери јачината на струја која се спроведува во земја, а на друг пар се одредува напонот на површината настанат под дејство на електричното поле. Со овие мерења се пресметува привидна специфична електрична отпорност на карпестата маса зафатена со испитувањето.

Преку познавање на физичките и на геомеханичките карактеристики на геолошкиот материјал во испитуваната средина, со податоците добиени при сеизмичките испитувања се овозможува моделирање на потповршинската структура на испитуваната површина, нејзината слоевитост, како и присуството на раседи.

Геофизичките сеизмички истражувања, реализирани на истражниот простор како тема на овој магистарски труд, изведени се со примена на плитки сеизмички рефракциски и геоелектрични профили, распоредени според целта на истражувањата, со следна намена:

- Литофизичко расчленување на градбата на темелната геолошка основа според вредностите на сеизмичките V_p и V_s брзини,
- Карактеризирање на литофизичките средини на теренот со вредности на еластични, динамички и гео-механички параметри добиени по пат на сеизмички брзини,
- Согледување на настанатите деформации на истражниот простор од аспект на геолошки и физичко механички состојби на основата.

За интерпретација на податоците од истражувањата, користени се податоци од инженерско-геолошките испитувања на поширокото урбанистичко подрачје на Скопје и геомеханички истражувања на локацијата на која е сместен истражниот простор.

Интерпретирање на податоците од двете испитувања се обработуваат корелативно и преку процес на интерполација и се обработува комплексно интерпретиран геофизички модел. Во секој примерок земен како презентација за различните геолошки средини, покрај теренските истражувања се вршат и

испикувања во лабораториски услови со цел да се утврдат адекватните параметри од причина што истражниот простор во овој труд се моделира со апликација на сеизмички методи преку лабораториските испитувања со што се определуваат геомеханичките карактеристики на геолошките средини. Врз основа на добиените податоци од геолошките и геомеханичките испитувања се определува и проценува ефикасноста на најадекватната геофизичка метода.

1. ИСПИТУВАЊЕ НА НАПОНСКА СОСТОЈБА КАЈ КАРПИТЕ

Површинскиот дел на земјата, а секако до длабочината во која се одвиваат градежните активности, се карактеризира со хетерогеност, испуканост и анизотропност. Затоа и напонот во таква средина се карактеризира со дисконтинуалност, хетерогеност и анизотропност. Значи напонот во две блиски точки по големина и правец може лесно да се разликува. Од ова следува значајно испитување на напонската состојба во различни размери и различни фази на истражувањето. Познавање на напонската состојба и нејзината промена во просторот е од важно значење за проектирање и градба на објекти.

1.1. Напонска состојба во реална средина

Напонската состојба која постои во природни услови се нарекува природен напон (примарен). Примарниот напон е доста голем и не може да се занемари. Примерите настанати од примарниот напон се последица од ерозијата на Земјината кора, предизвикани од гравитацијата и тектониката.

Секундарната напонска состојба се формира во зоната каде дејствува човекот, по правило низ ископот, било да се на површината или во подземјето. Длабочината на секундарната напонска зона зависи од примарниот напон, но и од радиусот и обликот на ископот на подземниот објект и физичко-механичката карактеристика на карпестите маси. Терциерната напонска состојба се јавува како резултат на додатните оптоварувања а тоа зависи од тежината на објектот, внатрешниот притисок, води кон хидротехничкиот тунел и тн.

Општите физичко-структурните својства на карпестите маси: нивната дисконтионалност, хетерогеност и анизотропност се одржуваат како на примарната, така и на секундарната, па и на терциерната напонска состојба.

1.2. Метода на истражување на напонска состојба

Во пракса се користат разни методи за дефинирање на напонската состојба да можат да се поделат во следните групи:

- Аналитички;
- Лабораториски;
- Теренски методи.

Аналитички метод : Оваа метода се уште се наоѓа во фаза на развој. Досегашниот резултат овозможува само добивање на претстава за општите закони, и тоа само за релативно хомогени и малку испукани карпи.

Лабораториски метод: Во оваа група спаѓаат истражувања на моделите на реалната средина во лабораториски услови. Во оваа група постојат разни методи, методи на еквивалентни материјали, методи на фотоеластичност, методи на тензометриска мрежа, геофизичка метода и други методи.

Теренски метод: Денес постојат четири групи на методи за истражување на напонската состојба во природни услови и тоа:

- Геолошка;
- Геотехничка;
- Геофизичка;
- Сеизмолошка.

Во инженерска геологија се користат првите три групи на истражување. Сеизмолошката се користи кога изучувањата на напонот се на епицентрални подрачја и континентите.

Кај геолошката метода правецот на дејство на главниот напон се одредува со статичко-аналитичка пукнатина на смолкување и затегнување. Одредување на апсолутната вредност на напонот со геолошката постапка се уште не е разработена во потполност.

Геотехничките опити спаѓаат во статичкото-деструктивната метода. Кај статичката метода денес се разликуваат следниве постапки: метода на ослободување, метода на компензација, метода на хидрауличен расцеп на карпестите маси.

Геофизичката метода овозможува одредување на напонската состојба на карпестата маса без нејзината деградација. Геофизичката метода спаѓа во последна - недеструктивна метода. Напонската состојба обично се изучува преку брзината на ширењето на еластичниот бран, поретко преку електричните отпорности, а се почесто со радиоактивната метода.

Врската помеѓу напонот и брзината на ширењето на бранот најчесто се остварува со паралелна статичко-динамичко испитување т.е дефинирање на корелативната крива $\sigma=f(V)$.

Истражувањето на напонската состојба на карпеста маса со геофизичка метода има квалитативен и квантитативен карактер.

Кај квалитативната постапка геофизичките параметри се врзуваат за владеачките напони. Од геофизичките параметри најчесто се испитуваат:

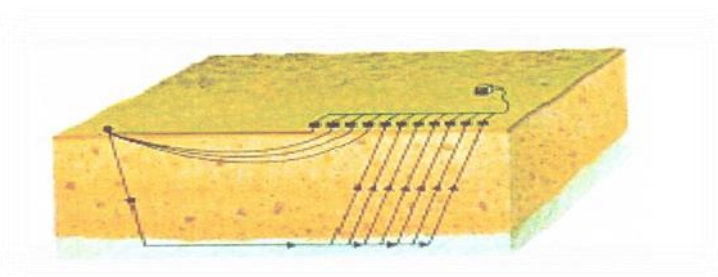
- $V_{P,S}$ - брзина на ширење на P или S бранот;
- $V_{P,S}/V_{P,S(e)}$ - релативна промена на брзината во однос на еталонската (изборната) големина.

Обично за $V_{P,S(e)}$ се зема брзината во карпа на ослободениот напон $V_{P,S(e)}$.

2. СЕИЗМИЧКИ БРАНОВИ

2.1. Видови на сеизмички бранови

Рефракциска сеизмика е заснована на одредување брзина на сеизмички бран и лоцирање на значајни геофизички дисконтинуитети. Таа се темели на рефракциски еластични сеизмички бранови на контакт на две средини чии сеизмички карактеристики ги задоволуваат условите $V_2 > V_1$. Еластичниот бран се генерира на површината и започнува да се шири со брзина на горната површинска зона. За успешно применета метода на сеизмичка рефракција треба да постои нормален проток на брзина, што значи да материјалите со поголема брзина на еластични бранови треба да се наоѓаат под оние со помала брзина. Од резултат на мерењата се пресметуваат брзините и дебелините на зоните со различни сеизмички карактеристики.



Слика 1. Рефракциска сеизмика

Figure 1. Resfractional seismicity

Сеизмичките бранови според начинот на простирањето се делат на:

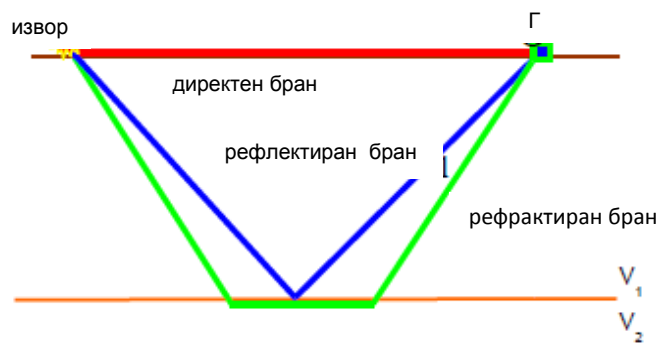
- лонгитудинални или P-бранови (надолжни бранови),
- трансверзални или S-бранови (напречни бранови) и
- површински бранови.

Кај надолжните или лонгитудиналните (V_p) бранови честичките на карпестата маса осцилираат во правецот на ширењето на брановите, а движењето се манифестира со наизменично згуснување и разредување на материјата во

карпестата маса низ која поминуваат тие. Се протегаат во сите агрегатни состојби на материјата и се со најголема брзина. Брзината на движење во зависност од типот на карпестата маса најчесто има вредност од 0,5 до 5 km/sec. Притисокот во точката на палење предизвикува главно радијални компресии, што значи дека прво се генерираат P-бранови.

Исто така стандардните геофони се осетливи само на вертикалните компоненти од потресите на тлото, па записите на сеизмограмот главно почнуваат од P-бранови или површински бранови. Ако е потребно S-брановите да дојдат до израз, тогаш треба да се примени посебен начин на предизвикување на брановите и нивната регистрација за да се елиминира влијанието на P-брановите.

Кај напречните или трансверзалните (V_s) бранови честичките осцилираат во правец нормален на правецот на ширењето на брановите, менувајќи ја притоа само формата на елементарните честички на карпестата маса. Се шират само во цврста средина.



Слика 2. Пат на сеизмички бран

Figure 2. Seismic wave path

Површинските бранови се шират низ површинската зона на теренот и се побавни од надолжните и напречните бранови. Од површинските бранови најзначајни се Реилиевите и Лавеовите бранови.

Останати сеизмичките методи кои се користат при испитувања се:

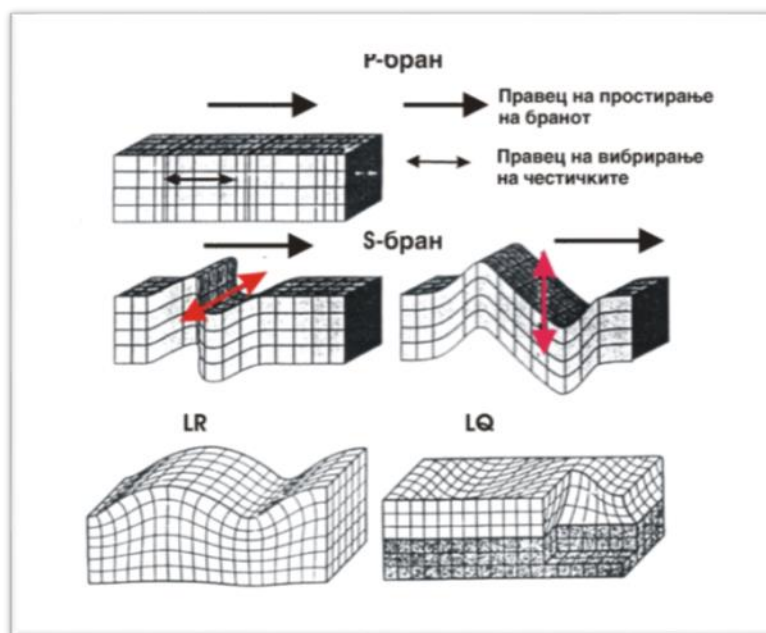
- Метода "petite sismique",
- Сеизмичка томографија,
- Down (up) hole испитувања,
- Crosshole испитувања.

Метод "petit sismique" во основа е сличен на предходната метода со разлика што се изведува на пократката оддалеченост (2 до 10м) меѓу еластичниот бран и геофонот. Оваа метода главно се користи да се одреди фреквенцијата на попречните бранови (S-бранови) кои се во директна корелативност со модулот на деформабилност.

Сеизмичка томографија подразбира повеќе извори на бранови и побројни геофони кои се сместени околу зоната која се истражува за да се добие поголем број на сеизмички мерења во разни правци.

Downhole испитувања е сеизмичка метода која овозможува директно мерење на интервални брзини на еластичните бранови по должина на дупнатината.

Методата го користи изворот на бран од удар со чекан врз плоча поставена на отворот на дупнатина или во непосредна близина на отворот. Брановите се шират низ дупнатината до геофоните кои се поставени во дупнатината. Предност на оваа метода пред рефракциска сеизмика е можноста да се добијат интервални брзини и во формации кои имаат инверзна сеизмичка брзина со длабина ($V_1 > V_2$).



Слика 3. Начин на осцилации на елементарните честички на карпата кај надолжните (p), напречните (s), Реилиевите (LR) и Левеовите (LQ) сеизмички бранови

Figure3 . Manner of the oscillations of the elementary particles of the rock in longitudinal (p), cross (s), Rayleigh (LR) and Love (LQ) seismic waves

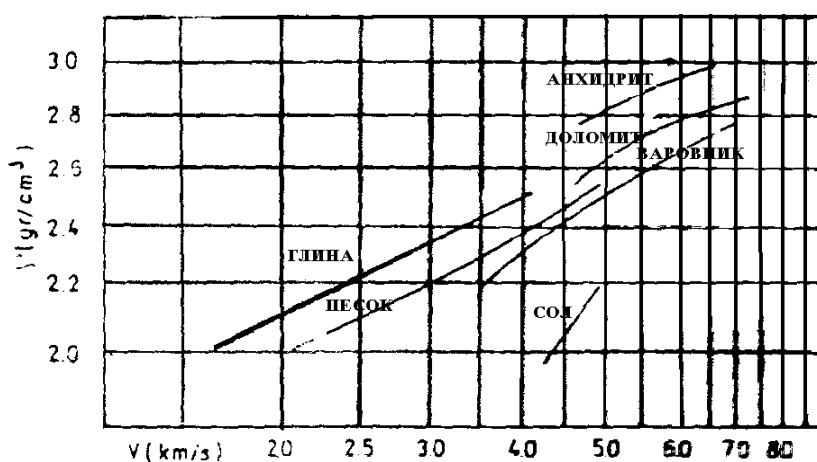
2.2. Брзина на ширење на надолжни сеизмички бранови низ разни геолошки средини

Ширењето на надолжните еластични бранови, изразени преку дијаграм, е во зависност од густината за различни литолошки средини. Дијаграмот е представен на semi-log скала (по Гарднер од 1974 година).

На Слика 4. дадени се подрачјата на промената на брзината на ширењето на надолжните - лонгитудиналните еластични бранови за некои карпести маси од каде се гледа дека брзините кај поединечните карпести маси се поклопуваат.

До тоа доаѓа од таму што карпестите маси се мешавини на различни минерали па дури и кога се хомогени доаѓа до промена на брзината на ширењето на брановите.

Брзината на брановите е условена од текстурата на карпестата маса, шуплините, пукнатините, картификацијата, кои можат да бидат исполнети со различен материјал.



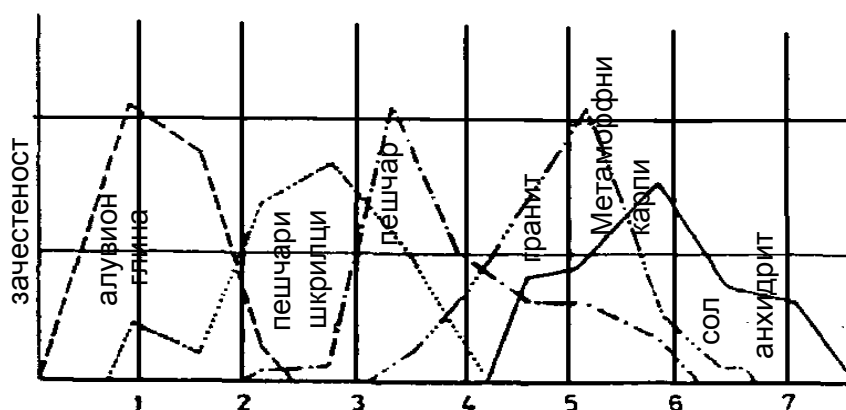
Слика 4. Дијаграм на зависност на надолжните еластични бранови за различни литолошки членови

Figure 4. Diagram of the dependence of the longitudinal elastic waves for different lithological members

Својството, брзината на ширењето на бранот да зависи од фреквенцијата се нарекува брзина на фазата или фазна брзина.

Ако средината низ која се шират групните бранови нема дисперзно својство, сите фреквенции во сигналот се шират со брзина која е еднаква на фазната брзина. Покомплициран случај се појавува ако средината поседува дисперзни својства, тогаш брзината на ширењето на бранот се одредува со фреквенцијата на синусоидалните бранови кои го сочинуваат групниот сигнал.

Брзината на ширењето на интерферентниот бран се нарекува групна брзина која може да биде поголема или помала во однос на фазната брзина.



Слика 5. Подрачја на промена на брзината на простирањето на еластични бранови по Бирч (1966 god.)

Figure 5. Speed change areas of distribution of the elastic waves by Birch (1966)

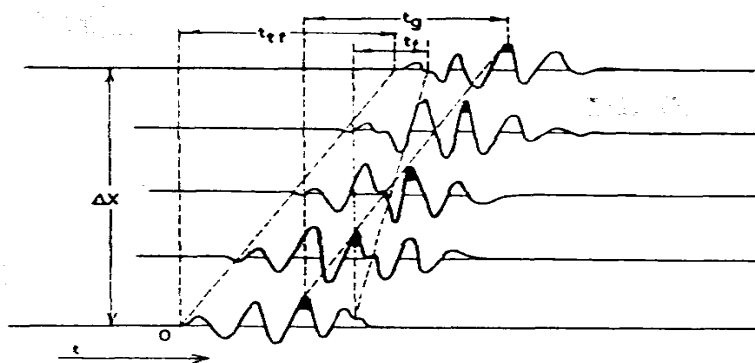
Ако фреквенциите на елементарните бранови меѓусебно многу се разликуваат, тогаш групата на брановите брзо се разградува и групната брзина ја губи својата смисла.

Групната брзина се изразува со следниот израз:

$$V_R = \Delta x / t_g \quad (2.1)$$

Фазна брзина: $V_f = \Delta x / t_f \quad (2.2)$

Бранов фронт: $V_{tf} = \Delta x / t_{tf} \quad (2.3)$



Слика 6. Одредување групни, фазни брзини и брзини на брановиот фронт
Figure 6. Determination of group, Phase speeds and the wave front speeds

Табела 2.1 . Брзини на ширење на бран низ различни средини

Table 2.1. Speeds of propagation of the wave of the wave through the different environments

Средина / environment	m/s	Средина / environment	m/s
Воздух / Air	315 - 360	Алувијални глечерски талози / Alluvial, glacial precipitates	500 – 1000
Обична вода / plain water	1740	Глинести шкрилци / a clay shale	2700 - 4800
Исплака / washings	1640-1740	Кристалини/ crystalinity	4000 – 6800
Мраз / frost	310 – 420	Гранити / granites	4000 – 5700
Лес / les	150 – 500	Базалт / basalt	4500 – 6000
Глина / clay	1200 – 2500	Анхидрит(гипс)/ anhidride	3000 – 6000
Лапорец / marl	200 – 3500	Варовник, доломит/ limestone, dolomite	2500 – 6000
Чакал, сув песок / gravel, dry sand	100 – 600	Нафта /oil	1300 – 1400
Влажен песок / moist sand	200 – 1800	Камен јаглен / stone coal	1600 – 1900
Површински деградирана површина / surface degraded area	100 - 500	Сол / salt	5000

2.3. Енергија на сеизмички бранови

За побудување на тлото потребно е да се потроши или примени некој вид енергија. Ширењето на еластичните бранови може да се посматра како ширење на енергија од изворот на импулсот низ полубесконечна средина во сите правци, што значи енергијата ја пренесуваат еластичните (сеизмички) бранови. Енергијата по должината на секој зрак е иста и во секој момент е дефинирана со изразот:

$$E = V \cdot \rho \cdot C^2 \quad (2.4)$$

каде V – брзина на ширењето на сеизмичкиот бран,

ρ – густина на средината во која се шири сеизмичкиот бран,

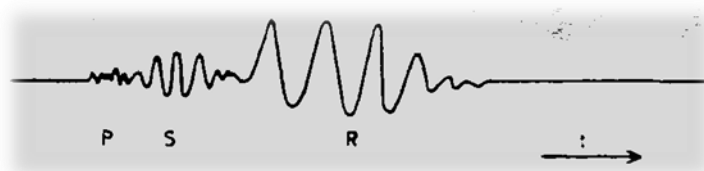
C – брзина на осцилирање на материјалните честички на тлото.

Вкупната енергија која сеизмичките бранови ја пренесуваат до местото на регистрирање е дефинирана со изразот:

$$E = \frac{1}{2\pi} \cdot V \cdot \rho \cdot \sum_{i=1}^{i=n} C^2 \cdot T_i \quad (2.5)$$

каде: T - период на осцилирање на бранот.

Сеизмичките бранови, кои пристигнуваат во тлото по побудување на жариштето до место на запазување, пристигнуваат временски поместени со оглед на различните брзини на ширењето на бранот. На Слика 7. е илустрирана комплексна бранова слика на осцилирање на тлото во местото на запазување.



Слика 7. Комплексна бранова слика на осцилирање на тлото

Figure 7. Simplex wave picture of oscillation of the land

3. СЕИЗМИЧКИ МЕТОДИ ВО ГЕОТЕХНИКА

3.1. Основни принципи на сеизмички испитувања

Сеизмичките методи се применливи за решавање на голем број практични проблеми, а се базираат на законите на рефракција и рефлексција како посовремени испитувања. Сеизмичката техника вообичаено подразбира мерење на време кое е потребно сеизмичкиот бран да го помине од изворот на енергијата до геофоните (детектори на сигнал). При поминување на тој пат, сеизмичката енергија се рефлектира или рефрактира.

Со примена на сеизмичките испитувања се врши изучување на геолошко-структурната градба на земјата, и тоа:

- Одредување на јакоста на метеријалите,
- Дефинирање на степен на оштетеност,
- Дефинирање на хетерогеност по параметар на испуканост,
- Примена на сеизмички методи во комбинирани статичко-динамички истражувања на деформабилност,
- Примена на сеизмички методи при определување на природна напрегнатост,
- Стисливост и деформациски параметри.

3.1.1. Крутост на почвата и карпи

Како основен принцип за одредување на деформацискиот модел на почвата врз основ на сеизмичките мерења е нејзината крутост. За определување на својствата на почва, со длабочината се анализира и интезитетот на брзината на ширењето на брановите. Исто така према ЕС8, брзината на овие бранови може да се поврзе со модулот на смолкнување за помали деформации според изразот:

$$G_o = \text{густина} \cdot v_s^2 \quad (3.1)$$

врз чии основи се пресметува модулот на мали деформации.

Општиот принцип кај поврзувањето на поединечните брзини на брановите и својствата на почвата низ која се шират брановите е прикажан со врската:

$$V_p^2 = \frac{E(1+\nu)}{\rho(1-2\nu)(1+\nu)} \quad (3.2)$$

каде што е : V_p брзина на Р бранови, ρ е густина, ν Поасонов коефициент, а

E е Јунгов модел, па со врската :

$$V_s = \left(\frac{G}{\rho}\right)^{0.5} \quad (3.3)$$

каде што е: V_s брзина на S бранови, а G модул на смолкнување.

На овој начин одредената големина на модул на деформација има голема примена во практичниот дел од геотехничкото инженерство.

3.1.2. Густина и порозност

Емпириската равенка (Wyllie et al, 1958) се користи за дефинирање на порозноста на заситени почви врз чија основа се пресметува густината со претпоставена специфична густина на почвата. Таа равенка е:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{n}{V_f} + \frac{1-n}{V_m} \quad (3.4)$$

каде што е: n порозност, V_p – брзина на Р бранови низ цврста маса, V_f – брзина низ вода и пори, V_m – брзина низ смесата од цврсти честички, вода и пори. Порозноста е параметар кој не се испитува директно, туку се определува по пресметковен пат. Кај цврстите карпи порозноста е главно поврзана со испуканоста и може да се пресмета ако се познати некои од карактеристиките на дисконтинуитетите. Според времето на формирање, споредено со постанокот на карпестите маси, разликуваме две основни генетски категории на порозноста:

- примарна порозност (сингенетска), која настанува во процесот на стварањето на самите карпести маси,

- секундарна порозност (метагенетска), која настанува после оцврстувањето на карпестите маси со процесите на алтерација, механичките напрегања и др.

3.1.3. Коефициент на водопропусност

Познато е дека водопропусноста е една од најбитните геотехнички параметри, но кои многу тешко можат прецизно да се определат. Кај почвите водопропусноста се одредува со испитувања на терен, а можат да се вршат и во лабораторија бидејќи ефектот на размер нема некое поголемо влијание, додека кај карпестите маси тоа не е возможно. Во праксата, при инјектирањето, водопропусноста на почвите најчесто се изразува преку Дарсиевиот коефициент на филтрацијата (K), кој има димензии на брзина (m/sec) и најчесто се користи во различните хидраулички пресметки.

Кај цврстите карпести маси, водопропусноста се дефинира преку Лижоновата единица (лижон) или преку специфичната водопропусност (q).

3.1.4. Деформабилност на карпестите маси

Сеизмичките методи успешно се користат за одредување на параметрите на деформабилноста под динамичко оптеретување врз чиј основ се доаѓа до параметрите за статичко оптеретување. Основните изрази кои ги поврзуваат брзините на притискувачките и смолкнувачките бранови со еластичните параметри на деформабилноста, кои се користат во инженерство, се:

$$E_d = 2\rho(1 + \mu \cdot d) \cdot V_s^2 \quad (3.5)$$

$$G_d = \rho \cdot V_s^2 \quad (3.6)$$

$$\mu \cdot d = (V_p^2 - 2V_s^2) / 2(V_p^2 - V_s^2) \quad (3.7)$$

каде се: E_d и G_d динамички Јунгов модел на смолкнување, ρ е волуменска маса, а μd динамички Поасонов коефициент. Често се применува и емпириската врска помеѓу RMR (Rock Mass Rating) вредностите и статичките големини на модулот на деформација E_s , према Биенавски (1978).

$$E_s = 2 \cdot (RMR) - 100 \quad (3.8)$$

Со сеизмичките методи се одредуваат големините потребни за дефинирање на RMR вредностите. Тие големини се: цврстина на карпите, растојание и состојба на дисконтинуитетот, ориентација на дисконтинуитетот и нивото на подземните води.

3.2. Рефракциска сеизмичка метода

Во теоријата на ширењето на брановите се претпоставува дека карпите се хомогени и изотропни, а сеизмичките методи се темелат на појава на ширење вештачки предизвикан еластичен бран низ карпест материјал. Како извор на сеизмичките бранови се применуваат удари со чекан по метална плоча која е на површината или експлозив кој се поставува во плитки дупнатини. Сеизмичките бранови се шират низ карпата предизвикувајќи еластични деформации и по одредено време стигаат до одредена точка на површината каде што се детектира нивното доаѓање со геофони или сеизмометри. Тука се засилуваат, евентуално филтрираат и се снимаат. На снимката се регистрира не само времето на повратниот бран до поединечни длабочини туку и моментот на побуда на тлото по што можат да се конструираат дијаграми кои даваат зависност помеѓу растојанието на геофоните од точката на побуда и времето на враќање на бранот до поединечните геофони. Таквите дијаграми се нарекуваат **ходохрони** или **дромохрони**. Поминувајќи го тој пат, сеизмичката енергија се рефлектува или рефрактува, односно во рефлективната сеизмика се изучува ширењето на еластичните бранови кои се одбиваат од различни еластични граници, а во рефракциската сеизмика ширењето на прекршените бранови.

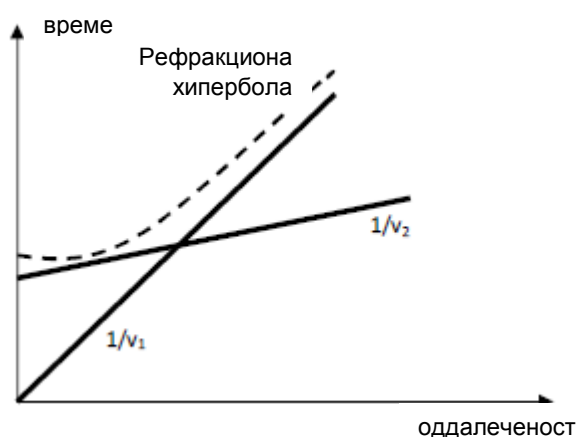
Со обработка на податоците, мерењето на времето на патувањето на бранот од изворот до геофонот и оддалеченоста на геофонот од изворот се добива брзината на ширење на еластичните бранови низ карпест материјал. Подземјето не е хомогено, а сеизмичките брзини зависат од градбата, минералниот состав, структурно-текстурните особини на средината и

длабочината на слоевитоста. Границите на промените на брзините вообичаено се поклопуваат со геолошките граници, па врз основа на брзината може да се конструира и геолошкиот модел на подземјето. Брзината на бранот и длабочината на секој слој поединечно можат да се утврдат под услов да се примени константна прогресија на сеизмичката импенданција при длабочинското истражување.

Под сеизмичката импенданција се подразбира отпорот кој почвата или карпестата маса го даваат при ширењето на сеизмичките бранови, а еднаква е на производ на брзината на бранот и густина на почвената маса низ која се движи бранот.

Може да настанат два случаја при анализирање на брановите кои први пристигнуваат до детекторите. Тие можат да бидат или директни или рефлектирани бранови. Очигледно, за поголема оддалеченост на изворот и на детекторот, бранот кој се рефлектира може да стигне пред директниот бран бидејќи брзината на бранот низ цврста средина е поголема од онаа низ помалку цврста средина каде патува директниот бран, што е прикажано на сликата со два наклона на правец.

На слика 8. е прикажана типична крива на зависност од време и поминат пат, што представува реципрочна вредност на брзина на бранот.



Слика 8. Зависност на време и поминат пат на сеизмички бран

Figure 8. Dependence between the time and passed distance of the seismic wave

Пресек помеѓу вака дефинирани два правца се наоѓа на оддалеченост од извор на брановите кои се нарекуваат " crossover distance ".

За едноставни профили , каде еден слој е врз цврста подлога (субстрат), па врз основа на тоа може да се пресмета длабочината на супстратот (z) според изразот:

$$z = \frac{t_1 v_1 v_2}{2\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (3.9)$$

Во сите равенки преку кои се определува длабочината до граничната рамнина фигурира брзина на простирање на рефлектираниот бран.

Таа брзина представува просечна брзина на сеизмички бран од површината на теренот до граничната рамнина, и обратно.

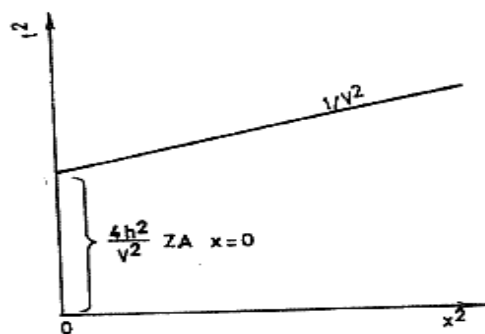
Брзината (V) се определува на неколку начини, и тоа:

- Преку ходохроната на рефлектираните сеизмички бранови,
- Рефлектираниот бран е изразен преку равенката на ходохроната :

$$t^2 = \frac{x^2}{v^2} + \frac{4h^2}{v^2} \quad (3.10)$$

Оваа равенка се прикажува во правоаголен координатен систем со тоа што на ординатата се нанесува времето t^2 а на апцисата x^2 . Коефициентот на правецот е реципрочна вредност од квадратот на брзината на ширењето на сеизмичкиот бран.

Кога $x=0$, правецот ја пресекува ординатата (t^2) на висина $4h^2/V^2$, па може да се определи длабочината до граничната рамнина кога е позната брзината (V).



Слика 9. Ходохрона на рефлектирачкиот бран во $x^2 - t^2$ координатен систем

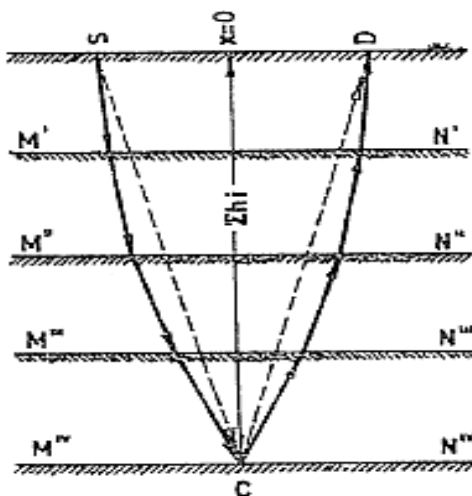
Figure 9. Hodochrone of the reflecting wave in $x^2 - t^2$ coordinate system

➤ **Минирање и набљудување на површината на теренот покрај дупнатината**

Кога се располага со дупнатина, тогаш со минирање и набљудување на површината на теренот, можно е да се утврди просечната брзина на ширењето на брановите. Дупнатините најчесто се вертикални и распоредот на точките на минирање и распоредот на геофоните се распоредуваат да се симетрични во однос на отворот на дупнатината.

Кога се располага со геолошкиот столб на дупнатината, брзината на сеизмичките бранови може да се определи врз основа на времето на ширење на сеизмичките бранови од точка на палење до рефлекторит и по одбивањето и ширење на бранот до геофонот кој е поставен на површината на теренот во близина на дупнатините. Мерењето на еластичните бранови се врши во дупнатината на различни длабочини, или обратно, на основа на резултатите на испитувањето се прави таканаречена вертикална ходохрона каде $t=f(d)$.

Постапката е прикажана на Слика 10. каде ходохроната го представува времето на простирање на еластичниот бран во зависност од длабочината. Кога геолошкиот пресек е релативно дебел, а слоевите со различна брзина на ширење на лонгитудиналните еластични бранови, ходохроната која се добива од испитувањето може да биде искршена линија. Бројот на гранките е во зависност од бројот на слоевите, додека должината на гранките од дебелината на формацијата.



Слика 10. Пат на рефлектирачки бран кога постојат повеќе рамнини
Figure 10. Reflecting wave path in case of existing more flat levels

Точките на прекршување на вертикалната ходохрона ја дефинираат граничната рамнина која ги раздвојува различните еластични средини. Кај поголемиот број на слоеви, каде поедините слоеви се мали, вертикалната ходохрона добива неправилен облик и потешко може да се дефинира граничната рамнина и вистинската брзина на поедините еластични средини кои се застапени долж оската на дупнатината.

Врз основа на податоците при посматрање, може да се определи така наречена интервална брзина V_i , прикажана преку равенката:

$$V_i = \frac{z_n - z_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}, \quad (3.11)$$

каде што е: $z_n - z_{n-1}$ - длабина на која се поставени два соседни геофона,

$t_n - t_{n-1}$ - време на простирање на еластичен бран од површината до геофонот на длабината (z_n).

➤ **Минирање на површината и мерење во бушотината**

Најточни податоци за одредување на просечната брзина се определуваат кога минирањето се врши на површината на теренот непосредно до дупнатината, а појавувањето на брановите се регистрира во дупнатината на различни длабини. На тој начин, кога се врши површинско минирање и регистрирање на брановите на различни длабини (z) можат да се определат просечната брзина (V) и интервалната брзина (V_i) која се определува преку изразот:

$$V_i = \frac{z_n - z_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \quad (3.12)$$

каде што : z_{n-1}, z_n - длабочина на која се поставени два соседни геофона,

t_{n-1}, t_n - време на простирање на бранот од површината на теренот до геофоните.

Кога се познати брзините на ширењето на брановите од површината на теренот до некоја длабочина лесно се пресметува интервалната брзина до истата длабочина.

4. ШИРЕЊЕ НА РЕФРАКЦИОНЕН БРАН

4.1. Патека на рефракциониот бран кога граничната рамнина е паралелна со површината на теренот

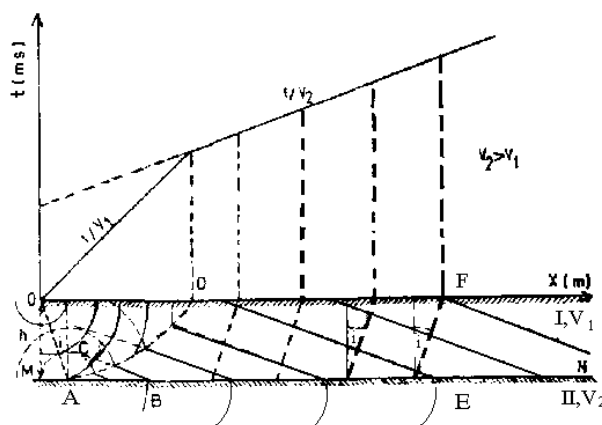
Граничната рамнина (MN), која е паралелна со површина на теренот, се наоѓа на одредена длабочина (h). Над граничната рамнина се шири еластичната средина (I) низ која се шират еластичните бранови со брзина V_1 . Под граничната линија (MN) се наоѓа еластичната средина (II) низ која еластичните бранови се движат со брзина V_2 . За да се примени рефракциската метода треба да биде исполнет условот $V_1 < V_2 < V_3 < \dots < V_n$. Од ова произлегува да секоја подлабока средина има поголема брзина на ширење на брановите од предходната.

Ако тлото на површината се побуди во точка (O), настануваат сферни, еластични бранови кои се шират во сите правци. Кога сферните бранови од точка (O) дојдат до површината (MN) дел од енергијата продира во еластичната средина (II), а дел од енергијата се прекршува и низ средината (I) се враќа на површината на земја.

Во овој случај нас не интересираат прекршените бранови. Сеизмичкиот зрак на сферниот бранов фронт, кој под критичниот агол (i) паѓа на граничната линија, се прекршува на неа по Шнелиусовиот закон.

$$\sin i = \frac{V_1}{V_2} \quad (4.1)$$

Според Хајгенсовиот принцип секоја точка на брановиот фронт претставува извор на нов сферен бран така што и во точка (A) каде што дошло до прекршување на сферниот бран - претставува извор на нов бран. Брановите се шират по должината на граничната рамнина (MN) со брзина V_2 , во средина (I) со брзина V_1 , а во средина (II) со брзина V_2 .



Слика 11. Двослојни хоризонтален случај ($V_1 < V_2$)

Figure 11. Twolayered horizontal case ($V_1 < V_2$)

Од сликата се гледа дека додека сферниот бран од точка (A) доаѓа до сфера (C) во еластична средина (I), за исто време сеизмичкиот зрак по должината на граничната рамнина (MN) стига до точка (B).

Резултантниот бранов фронт во горната еластична средина (I), се движи како на површината на теренот до брановиот фронт (CB). Тој се нарекува рамнински бранов фронт кој со граничната рамнина заклопува критичен агол (i). Односот (AC) према (AB) е синус на критичниот агол (i).

Според тоа сеизмичкиот зрак кој се рефрактира кон површината на земјата заклопува нормала на граничната рамнина на критичниот агол (i).

Патувањето на сеизмичкиот зрак од точка (O) до точка (F), која се прекршува на граничната рамнина (MN), дадена е со должините: OA, AB, BE, EF. Од сликата се гледа дека од точката (D) директниот сферен бран пристигнува пред рефрактивниот бран. Во точката (D) истовремено пристигнуваат и директните сферни и рамнински рефрактивни бранови.

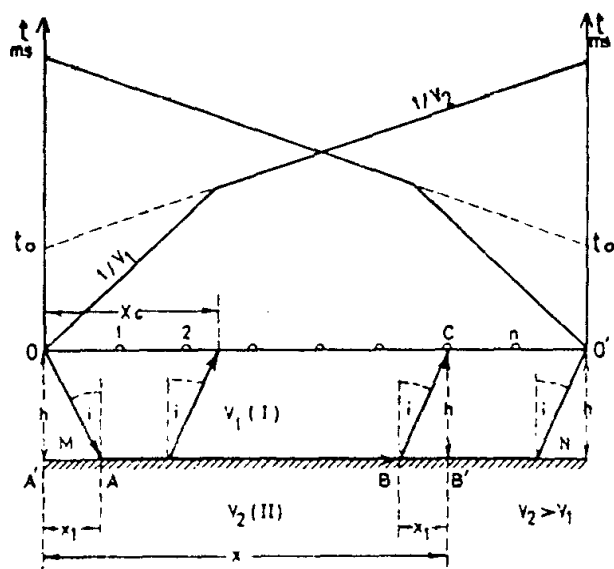
Точката (D) се нарекува **критична точка**, додека растојанието на точката (D) до изворот на импулсите, т.е до точката (O), се нарекува **критична оддалеченост**. Према тоа сеизмичките зраци ќе пристигнуваат со брзина V_1 до распоредените геофони помеѓу точките на минирањето (O) и критичната точка (D), додека до критичната точка со брзина V_2 .

Од сликата може да се види дека до критичната точка ходохронот има едни а после критичната точка други аголни нагиби, како и тоа дека во првата еластична средина (I), во подрачјето (AOD) се застапени сферните бранови V_1 , после критичната точка (D) се рамнински, додека во еластичната средина (II), се сферни бранови.

4.2. Двослоен случај, Граничната рамнина е паралелна со површината на земја

Двослоен случај е кога граничната рамнина (MN) е паралелна со површината на теренот. Ако во горната средина (I) брзината на надолжниот еластичен бран изнесува V_1 , а во долната еластична средина (II) брзината на бранот е V_2 , за случај да е граничната рамнина на длабочина (h) и да е брзината $V_2 > V_1$, времето на поминувањето на брановите е дадено со израз:

$$t = \frac{\overline{OA}}{V_1} + \frac{\overline{AB}}{V_2} + \frac{\overline{BC}}{V_1} \quad (4.2)$$



Слика 12. Двослоен хоризонтален случај

Figure 12. Two layered horizontal case

Од сликата се гледа дека е: $OA=BC$ и да е $AB = x - 2x_1$.

Од триаголникот OAA' , односно BCB' следи :

$$OA = BC = \frac{h}{\cos i}, \text{ односно да е } x_1 = h \operatorname{tg} i.$$

Ако се заменат OA , BC и AB во равенката (5.2), времето на ширењето на сеизмичкиот бран од изворот до геофонот поставен на растојание (x) дадено е со изразот :

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \cos i \quad (4.3)$$

односно ако $\cos i$ се изрази преку брзината, следи изразот:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \sqrt{V_2^2 - V_1^2} \quad (4.4)$$

Од првата гранка на ходохронот директно се одредува брзината на ширењето на надолжниот еластичен бран низ средината (I), а за другата

брзина низ средината (II). За произволно растојание (x), со ходохронот лесно се исчитува одговарачкото време на патувањето на сеизмичкиот бран.

Ходохронот на надолжниот бран се одредува на повеќе начини при длабочина (h) до граничната рамнина (MN) кога таа е паралелна со површината на теренот.

4.3. Повеќеслоен случај на паралелни слоеви

Повеќеслоен случај – четирите слоја на потповршинската структура се паралелни меѓу себе и со површината на теренот како што се прикажани на Слика 13.

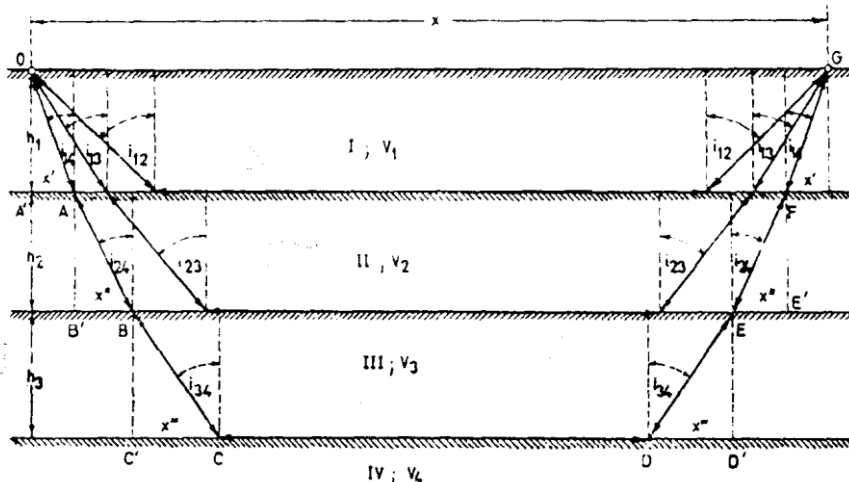
Кога имаме повеќеслојно тло над супстратите тогаш ќе дојде до патување на брановите во согласност Шнелиусовиот закон и Хајгенсовиот принцип за слоевито тло. Во таквите слоеви на тлото се претпоставува дека седиментите поседуваат такви својства да брзините во секоја наредна средина се поголеми од средината над неа.

Брзината на надолжниот еластичен бран во средина (I), непосредно под површината на теренот, изнесува V_1 , во другата еластична средина изнесува V_2 , во третата брзината на бранот е V_3 и во четвртата V_4 .

Брзините го задоволуваат условот да е $V_1 < V_2 < V_3 < V_4$. Дебелините на поединечните средини изнесуваат : за средина (I) h_1 , средина (II) h_2 , средина (III) h_3 . Упадниот и прекршниот агол на различни гранични рамнини даден е со изразот $i_{mn} = V_m / V_n$. Времето на ширење на сеизмичкиот зрак од изворот на импулсот, т.е од точката (O) до приемникот (G), кој е поставен на површината на теренот на далечина (x) од изворот на импулсот, е даден со изразот:

$$t(OG) = t(OA) + t(AB) + t(BC) + t(CD) + t(DE) + t(EF) + t(FG) \quad (4.5)$$

Од триаголниците OAA' , ABB' , BCC' , EDD' , FEE' и GFF' , а преку брзините V_1, V_2, V_3 , како и длабочините h_1, h_2, h_3 , се дефинираат времињата $t(OA)$, $t(AB)$, $t(BC)$, $t(CD)$, $t(DE)$, $t(EF)$ и $t(FG)$.



Слика 13. Четворослоен случај, гранични рамнини паралелни меѓусебно и со површината на теренот

Figure 13. Four layered case, the margin flat layers parallel with each other and with the surface of the terrain

Времето $t(CD)$ се дефинира преку изразот: CD/V_4 , а од наведените триаголници се одредуваат x' , x'' , x''' .

Имајќи во предвид дека е: $\sin i_{mn} = \frac{V_m}{V_n}$ и кога вредностите од (4.6) и (4.7) ќе се заменат во равенката (4.5) следува:

Вкупно време на ширењето на брановите е дадено со изразот:

$$t(OG) = \frac{x}{V_n} + \sum \frac{2h_m}{V_m} \cos i_{mn} \quad (4.6)$$

Времето на задоцнување на општиот облик :

$$D_{mn} = \frac{h_{mn}}{V_m} \cos i_{mn} \quad (4.7)$$

па следува дека е :

$$t(OG) = \frac{x}{V_n} + 2D_{1n} + 2D_{2n} + \dots + 2D_{mn} \quad (4.8)$$

Од оваа равенка следува, за двослоен случај:

$$i_{o2} = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1} \text{soci}_{12} \quad (4.9)$$

За случај кога е $x = 0$, следува :

$$h_1 = \frac{V_1 t_{02}}{2 \text{cos} i_{12}}.$$

За трослојни случаи, со замена во равенката (4.7) се добива следниов облик:

$$i_{o3} = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1}{V_1} \text{soci}_{13} + \frac{2h_2}{V_2} \text{soci}_{23} \quad (4.10)$$

Ако се усвои да за $x = 0$, заменувајќи ја вредноста за h_1 , и по решавање по h_2 , се добива дека е:

$$h_2 = (t_{03} - t_{02}) \frac{V_2}{2 \text{cos} i_{23}}. \quad (4.11)$$

Со условот да е $B_1 < B_2 < B_3 < B_4$, а граничните рамнини меѓусебно и со површината на теренот паралелни, произлегува дека ходохоните се подолжни еластични бранови-прекршени линии. Бројот на гранките на ходохонот одговара на бројот на еластичните бранови.

Со поедините гранки на ходохонот се одредуваат брзините на ширењето на надолжните еластични бранови низ еластичната средина (I-IV), а преку зададените равенки и длабочината до поедините гранични рамнини.

5. ПРИМЕНА НА ГЕОЕЛЕКТРИЧНИ МЕТОДИ

- **Електрични методи**

Овие методи се темелат на мерење на електричните својства кај карпите. Различни карпи покажуваат различни електрични својства, па со нивното одредување и интерпретација може да се добие сознание за градбата и составот на некој терен. Неопходни услови за примена на геоелектричните методи се:

- значајни разлики на геолошките средини во електрични својства;
- поволна геолошко-структурна градба на теренот;
- незначајно влијание на екранираниот слој;
- што помало влијание на разни пречки при мерење (геолошките услови; постоење на околната индустрија, инструменти кои се користат; топографија и должина на мерните линии).

Геоелектрични испитувања се составени од испитувања на поединечните особини на електричните полиња и искористување на добиените податоци за откривање на слоевитоста и структурата. Геоелектричните методи вообичаено се базираат на ефектите на површината предизвикани со проток на електрична струја низ геолошката формација под површината на тлото.

Електричното поле може да се создаде на повеќе начини. Може да се користи поле од природно електрохемиски предизвикана струја во земја, како метода на сопствен потенцијал. Најчесто се употребува вештачки начин на добивање електрична струја под површината на земја, создадена по галвански или индуктивен пат.

Својства на електричните полиња кои се испитуваат опфаќаат: распределба на извори на површината на теренот, однос на изворите на површината и јачина на струјата на напојување, фазно поместување, сила и правец на електромагнетно поле, нарушување на простирање на електромагнетен бран и поларизација на дејството.

Електричните особини на карпите најчесто варираат во друг правец во однос на физичките особини, па тогаш овие електрични методи можат да бидат од корист во условите кога не можат да бидат успешно применети други методи или можат да се користат за добивање на резултати кои би се користеле како дополние на резултатите кои се добиени по друга метода.

Исто така и овие електрични методи нема да дадат потполно корисни податоци кога електричните особини на карпите не се разликуваат многу за да можат да предизвикаат разлики во електричните полиња.

Најпознати методи во оваа група се методи на отпорност: геоелектрично профилирање, геоелектрично сондирање и електрична томографија.

- **Методи на отпорност**

Методите се темелат на одредување и распределба на електричен отпор кај карпите со мерења извршени на површина на теренот. Мерењата најчесто се изведуваат со четвороелектроден распоред, што значи да на еден пар електроди се мери јакост на струја која се спроведува во земја, а на друг пар напонот на површината настанат како последица од дејството на електричното поле. Со овие мерења се одредува и пресметува привидна отпорност на зафатената карпеста маса.

5.1. Електрични својства на карпи

Можност за примена на геоелектрични испитувања се базира врз основа дека минералите од кои е изградена маса имаат различни електрични и делумно магнетни својства. Основните својства на карпестите маси кои се користат за геоелектричните испитувања се:

- електрохемиска активност;
- електрична проводливост (σ), односно реципрочна вредност на електрична проводливост, означена како специфична отпорност (r);
- диелектрична константа (ϵ);
- магнетна пермеабилност (μ);

- поларизација на средината под влијание на надворешни електрични полиња.

5.1.1. Електрохемиска активност

Електрохемиската активност претставува способност на геолошката средина во природни услови да генерира " геоелектрично поле " под влијание на физичко-хемиските процеси кои настануваат и се одвиваат во таа средина, а тоа се:

- Оксидационо - редуциски процеси кај металните минерални сировини;
- дифузија на јоните од една во друга средина кај контакти на две различни геолошки тела;
- протекување или филтрација на подземни води со различит хемиски состав преку пори и пукнатини во карпестата маса (филтрација на подземните води);
- потенцијал на поларизација при движење на електрична струја низ електролити или карпи кои содржат јони.

Во природа рудните тела кои се поблиски до површината на тлото се наоѓаат во зона на оксидација, додека подлабоките тела во т.н редуциска зона. Така настанува движење на струја во природни услови што предизвикува аномалии кои можат да се регистрираат при геоелектрично сондирање.

Потенцијал на дифузија настанува со мешан раствор на различни концентрации и хемиски состав така да при дупчење се регистрира потенцијалот на дифузија при контактот на калта од дупчењето и подземната вода од масивот.

Потенцијална филтарција или протекување на вода настанува кога низ рудните тела протекува вода од површинските врнежи.

Потенцијал на поларизација настанува со движење на електричната струја низ електролити кои најчесто ја претставуваат подземната вода со различна концентрација на јони. Концентрација на јони се менува низ подземниот тек што е и основа за мерење.

Заедничко за сите предходно наведени методи е природна условеност во близина на рудните тела во кои се создаваат аномалии кои со прецизни и осетливи инструменти можат да се регистрираат, изучуваат и врз основа на тоа да се донесуваат одлуки и заклучоци од состојбата во подземјето со мерењата на површината, во дупнатини или во подзејето во рудник.

5.1.2. Електрична проводливост (σ)

Во зависност од средината која се испитува, електричната проводливост зависи од:

- минеролошки-петролошки состав на карпата;
- структурно-текстурна особина на средината;
- услови на промена на геолошката средина и длабина на налегнување на материјалите.

Специфичен електричен отпор (CEO) на минерали кои ја сочинуваат карпата главно се многу високи, и до $10^6 \Omega$. Исклучок се сулфитите (пирит, халкопирит, галенит, арсенопирит, халкозин, борнит, ковелин, пиротин и др.) потоа некои оксиди (магнетит, каситерит), графитот и висококарбонизирате јаглени, анцатритот и уште некои минерални материји кои, ако се најдат во повисока концентрација, можат значително да ја намалат отпорноста (CEO).

Геолошките средини најчесто се порозни, испукани, влажни, со раствори кои содржат минерални соли, па поради тоа и спроводливоста на карпите често е под влијание на тие секундарни појави настанати со продирање на раствор кој го носи водата.

Спроводливоста кај карпите во општ случај може да се изрази како:

$$\rho_x = \frac{c}{v_1} \rho_1 \quad (5.1)$$

$$\sigma_x = \frac{v_1}{c} \sigma_1 \quad (5.2)$$

каде што ρ_x е специфична електрична отпорност и σ_x –спроводливост за испитуваната средина. c е константа која зависи од порозноста на

испитуваниот материјал, додека V_1 е волумен на пори и шуплини во геолошката средина.

Многу честите промени на специфичната електрична отпорност за поединечните геолошки средини бара користење на основни геолошки карти или детални карти за да се добијат општи познавања за средина во која се изведуваат испитувањата. Специфичен електричен отпор (СЕО) зависи од температурата на средината во која се вршат мерењата и најчесто се сведуваат на температура од 18°C како референтна температура.

Геолошката средина најчесто е анизотропна, што значи дека на вертикалниот профил се појавуваат изменети литолошки членови со различни специфични отпорности. Оваа карактеристика кај карпестите маси, која се нарекува анизотропија, се дефинира со коефициент :

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_i}} > 1 \quad (5.3)$$

λ - коефициент на анизотропија кај седиментните карпи се движи од 1-3. Ако две или повеќе литолошки средини сочинуваат еден комплекс, истата средина во електрична смисла не е ниту хомогена ниту изотропна.

Анизотропијата може да се следи на повеќе начини:

- **Псеудоанизотропија** настанува во геолошка средина која е составена од повеќе слоеви и кои во краен случај може да се заменат со еден подебел слој со еквивалентен специфичен електричен отпор;
- **Микроанизотропија** се појавува кога се менуваат слоевите со мала дебелина, но со различни СЕО (шкрилци со различни примеси, менување на лапор и чакалест материјал, лапор и варовник и др.) Оваа анизотропија најчесто не се регистрира при геолошките мерења;
- **Макроанизотропија** се појавува во геолошки услови кога се менуваат слоевите со различна електрична отпорност и дебелина.

Крива на геолошкото сондирање тоа го регистрира како една средина;

- **Општата анизотропија** настанува во сложени геолошки комплекси каде е присутна макро и микроанизотропија во поголем обем. Кај геолошките мерења најчесто се сретнуваме со општата анизотропија каде се издвојуваат геолошките средини без расчленување на составите на материјалите во пооделните средини.

5.2. Вертикално електрично сондирање (ВЕС)

Вертикално електрично сондирање (ВЕС) е најадекватна метода за истражување на хоризонтални и благо наклонети површини на различни длабини. Како и останатите геофизички методи и оваа метода се состои од две задачи, меѓусебно поврзани и зависни, и тоа: директна и инверзна.

Кај директната се бара математички израз за дефинирање на геофизички полиња за даден геолошки модел.

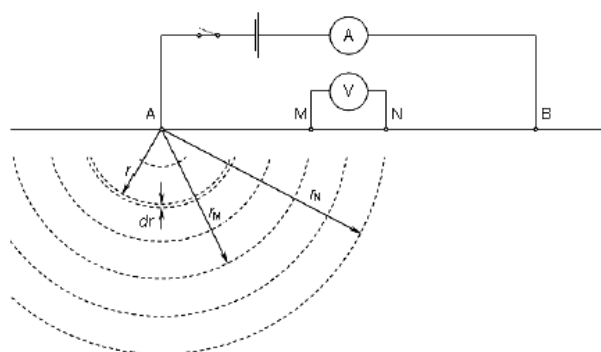
Инверзната задача се состои во одредувањето на геолошката структура на одредена средина врз основа на ефект кој испитуваниот терен го манифестира под услов на вештачки создадени или природни електрични полиња. Кај директната задача потребно е да се познаваат физичките закони кои ги дефинираат електричните полиња. Инверзниот процес најчесто се користи за обработка на добиените резултати, кој се состои од подготовка и самата обработка (записник, цртање и филтрирање на криви ВЕС).

Постапката на одредување на геоелектричниот пресек врз основа на податоците од дупчењето, инженерско-геолошките информации на геолошките профили и споредувањето на ВЕС кривите добиени со геоелектрично моделирање на измерените криви се нарекува интерпретација.

Кај оваа постапка на испитувањето, мерењата по должината на теренот се изведуваат на одреден број на распони. Должината на распонот зависи од длабочината на испитувањето и бројот на геофони во сеизмичкиот комплет.

Струјата се спроведува преку две електроди (А и В), најчесто надворешни, а помеѓу електродите (М и N), најчесто внатрешни, се мери разликата на потенцијалот која настанува со спроведување на струјата низ тлото.

Електродите (А и В) се нарекуваат струјни електроди, а електродите (М и N) потенцијални електроди. Најчесто низ тлото се пропушта еднонасочна струја.



Слика.14. Шема на ширење струја низ хомогено и изотропно подземје

Figure 14. Scheme of spreading the current through seamlessly and isotropic underground

Во инженерската пракса се користат разни мерни распореди на електродите. Кај поголемиот број од методите се користат четвороелектродни линиски диспозитиви.

Правецот на трасата при мерењата се бира во зависност од геолошката градба и топографијата на терен.

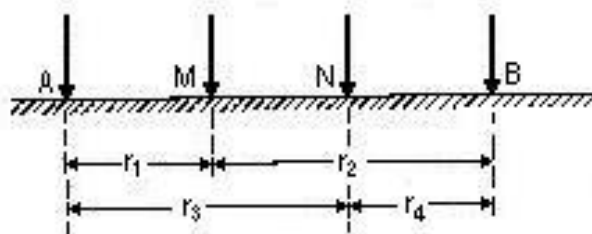
Кај методата (BEC) се користи Шлумберговиот (Schlumberger) симетричен распоред од четири електроди. Електродите се симетрични во однос на центарот на мерниот диспозитив (O).

Кај методата на картирање најчесто се користи Венеров (Wenner), а кај постапката на нурнати електроди специјален распоред на електроди, во правецот по должина на трасата.

Кај методата ВЕС потенцијалните електроди (M,N) се статични, а струјните електроди (A,B) по секое мерење сукцесивно се оддалечуваат од центарот на мерниот систем.

Електродите се разместуваат по должината на линијата на испитување со потенцијални електроди на фиксни растојанија, обично за една и четири единици, од неподвижна струјна електрода. Единечна должина зависи од саканата длабина на испитување и релативна спроводливост на слоевите во тоа подрачје. Должината на распонот најчесто варира помеѓу 100 и 200 м, а растојанието помеѓу два соседни геофона од 5 до 15м. Должината на распонот се менува според потребите по должината на самата траса на испитување. Онаму каде што преклопот е поголем, должината на распонот се зголемува и обратно, каде што преклопот е помал распонот се намалува.

При мерењето се регистрира јачината на струјата (I) која се спроведува низ тлото, разликата на потенцијалот (ΔV) помеѓу електродите (M,N) и оддалеченоста на електродата од центарот на мерниот диспозитив. Овие три големини се параметри кои влегуваат во равенката преку кои се дефинира привидниот електричен отпор на средината под централната мерна точка.



Слика 15. Четириелектроден мерен распоред

Figure 15. Four-electrodes measurement schedule

Привидниот електричен отпор, за каков и да е мерен распоред од две струјни електроди и две потенцијални електроди поставени над полупросторот, е дефиниран со изразот:

$$\rho_s = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \frac{\Delta V}{I} \quad (5.4)$$

$$k = \frac{2 \cdot \pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \quad (5.5)$$

каде што: $\overline{AB} = r_1$; $\overline{AN} = r_2$; $\overline{BM} = r_3$; $\overline{BN} = r_4$

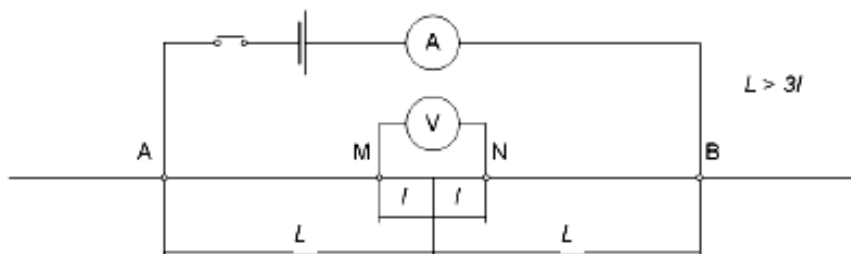
Големината (K) зависи од растојанието помеѓу електродите и се нарекува фактор на распоред. Изразот ρ_s произлегува од распоредот на потенцијалот на површината на хомогениот полупростор. Изразот се употребува за пресметување на специфичните електрични отпори, за каков и да е граден полупростор да се постапува како со хомоген нормално слоевит простор. Специфичен електричен отпор на таков замислен хомоген полупростор во кој распределбата на потенцијалот е онаква каква е во дадениот полупростор се нарекува привиден електричен отпор (ρ_s).

Привидниот електричен отпор се добива кога ΔV ќе се замени со изразот кој следува од разделбата на потенцијалот за конкретниот полупростор. Привидниот електричен отпор зависи од отпорност на поедините карпи и на некој начин претставува просечна вредност на отпорност на зафатената маса. Ако растојанието на електродите е помало, струјата продира поплатко, па и привидниот отпор ќе биде поблиску на слоевите поблиски до површината. Во случај на поголемо растојание, струјата продира подлабоко и привидниот отпор е поблиску на отпорност на карпите од поголема длабина. Со последователно зголемување на растојанието на електроди и со мерењето се зафаќа поголема маса на карпест материјал на поголема длабина, додека средиштето на вертикално мерење останува исто. На тој начин се спроведува геоелектрично сондирање или истражување на вертикални промени на отпор по длабина.

5.3. Метода на електрично сондирање со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив

За геоелектрично сондирање најчесто се користи Шлумбергеровиот (Schlumberger) симетричен распоред од четири електроди, две струјни електроди (A) и (B) и две потенцијални електроди (M) и (N) .

Основата одлика на оваа метода е многу мало растојание помеѓу потенцијалните електроди MN (теоретски бескрајно мал) во однос на растојание на струјните електроди AB.



Слика 16. Шлумбергеров распоред на електроди $L > 3l$

Figure 16. Schlumberger's schedule of electrodes $L > 3l$

Мерењето се врши така да постојано, при секое ново мерење, се зголемува растојанието помеѓу струјните електроди AB (стандардна оддалеченост) врз однапред одредени оддалечености на потенцијалните електроди MN, кои се фиксни и не се придвижуваат при секое мерење.

При секое ново померање на електродите A и B, кога sukcesивно се оддалечуваат од центарот на потенцијалните електроди, се пресметува константа K која за Шлумбергеровиот распоред изнесува:

$$K = \frac{\pi}{2d} (L^2 - l^2); \quad L = \frac{AB}{2}; \quad l = \frac{MN}{2} \quad (5.6)$$

Во тлото на струјните електроди најчесто се спроведува еднонасочна струја која, модифицирана од геолошките услови на теренот, се регистрира во потенцијалните електроди MN.

За овој мерен распоред постои поврзаност на длабочината до која се спроведува еднонасочната струја и таа директно зависи од оддалеченост на струјните електроди и доколку длабочината ја бележиме со h , а растојанието помеѓу двете струјни електроди со AB, зависноста може да се претстави со равенството: $h = AB/2$.

Од измерените вредности ΔV и I се пресметува и привидната отпорност на подземните слоеви за сите померања на електродите со кои се врши мерењето.

$$\rho_s = K \frac{\Delta V}{I} \quad (5.7)$$

- За случај кога $1 < 0.1L$, тогаш привидната отпорност е дадена со изразот:

$$\rho_s = \frac{\pi L^2}{4} \frac{\Delta V}{l} \frac{1}{I} \quad (5.8)$$

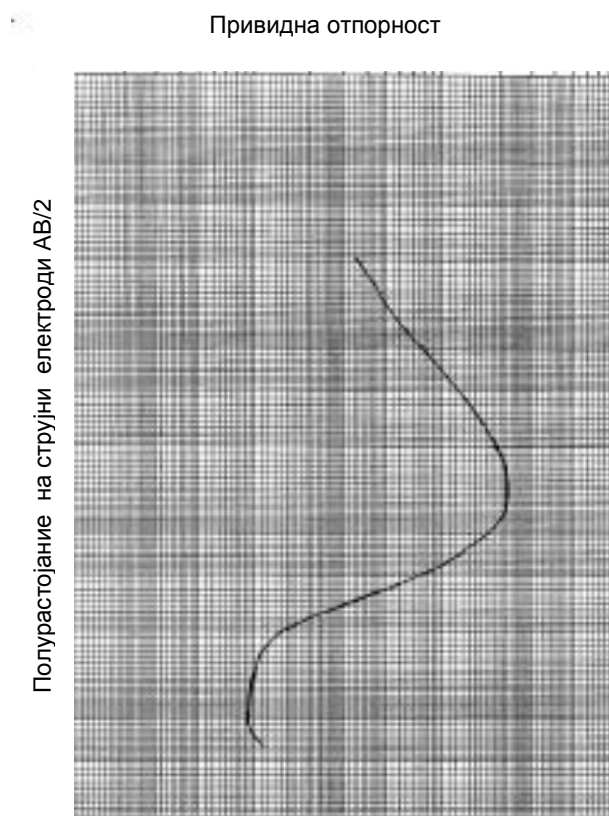
- Идеален Шлумбергеров распоред кога $1=0$ и тогаш:

$$\rho_s = \frac{\pi L^2}{4} \frac{E}{I} \quad (5.9)$$

Принципот на заемноста гласи: потенцијалот од точката (A) во точката (M) еднаков е на потенцијалот на изворот (M) во точката (A), што значи потенцијалот не се менува кога приемните и предајните електроди ги заменат местата.

Добиените вредности се уцртуваат во дијаграм во log-log мерења и тоа така да на ордината се нанесуваат вредностите $AB/2$ (на струјните електроди) кои одговараат на длабините, додека на апциса се нанесуваат пресметаните вредности на привиден електричен отпор ρ_a (Слика 17).

Кога подземјето би било хомогено, тогаш дијаграмот на геоелектрично сондирање би бил правец за константна вредност и таа би одговарала на стварна отпорност на формацијата (Слика 18а).

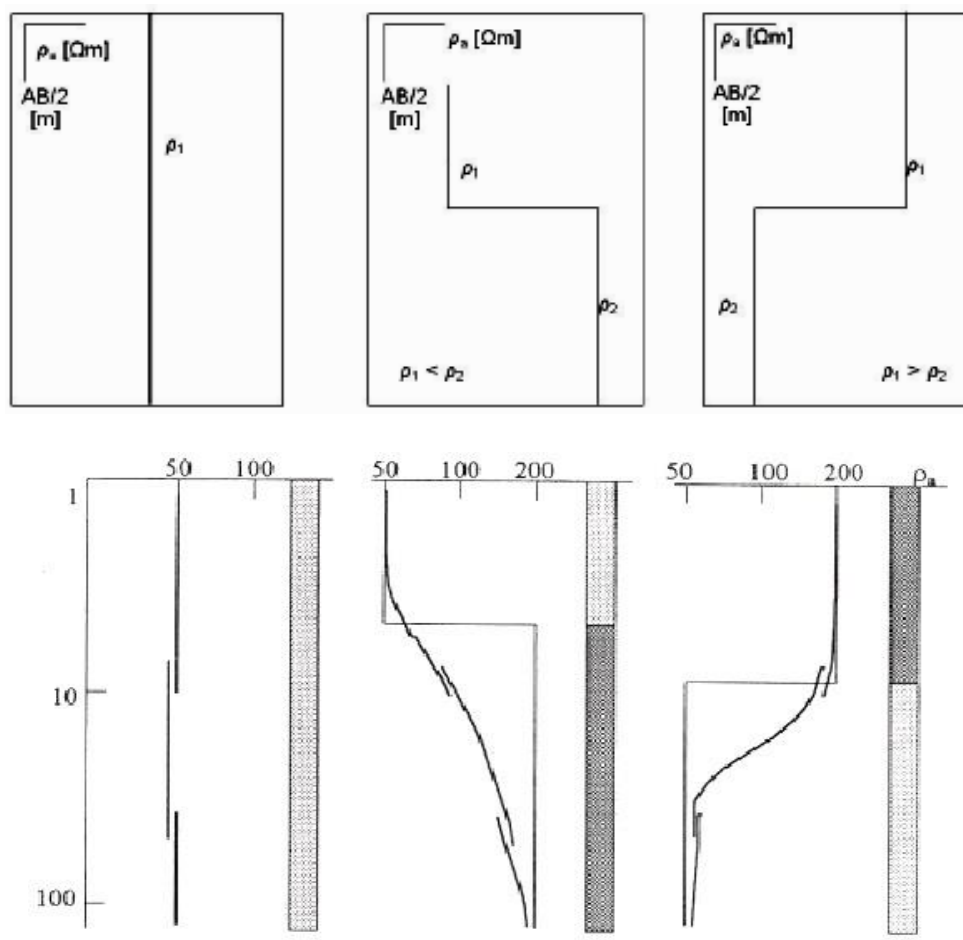


Слика 17. Пример на крива во log-log дијаграм

Figure 17. An example of a curve of a log-log diagram

Ако длабочините зафатени со сондирање содржат 2, 3 или повеќе слоеви со различна отпорност, тогаш се добива крива чија форма зависи од меѓусебните односи на отпорноста на тие слоеви (Слика18б).

Со интерпретација на добиениот дијаграм од геоелектрично сондирање се одредуваат дебелини на поедините слоеви (d), отпорот на слоевите (ρ) и длабочина на нивните покриви (h).



а) хомогено подземје /

homogenous underground model

б) двослоен модел /

two layer model

Слика 18. Дијаграм на геоелектрично сондирање

Figure 18. Diagram of the geo-electric probing

5.4. Типови на криви (ВЕС)

Со интерпретирање на добиените податоци од геоелектрично сондирање се изработуваат дијаграми, со уцртување на ВЕС криви при геоелектрично моделирање. Геолошкиот пресек на теренот може да биде составен од два, три, четири или повеќе геоелектрични средини.

Во зависност од бројот на средини кои се испитуваат, па и ВЕС кривите се нарекуваат двослојни, трослојни, четирислојни или повеќеслојни криви.

Бројот на слоевите и меѓуслоевниот односот на геоелектричните отпорности го одредува типот на кривите ВЕС. Кај двослоен геоелектричен пресек можни се само два типа на криви ВЕС и тоа прво $\rho_1 < \rho_2$, второ $\rho_1 > \rho_2$. Ако геоелектричниот пресек е составен од три различни слоја кои ги карактеризираат параметрите $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \rho_3, h_3, = \infty$, можни се четири типа на криви, и тоа:

Табела 5.1. Типови на криви

Table 5.1. Types of curves

Типови на трослојни криви/Types of three layers curves	Однос SEO/ Scale SEO
H	$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
Q	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$
A	$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
K	$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

Групирање на трослојни криви изведено е на карактеристични точки H, A, Q и K. Овие точки (H, A, Q и K) се врзани за конструкција на теоретски криви и дефинирани се со израз:

H (точка на Хумел):
$$x_H = h_1 + h_2, \quad y_H = \frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2} \quad (5.10)$$

A (точка на анизотропија) :
$$x_A = \sqrt{(T_1 + T_2)(S_1 + S_2)} = \lambda(h_1 + h_2)$$

$$y_A = \sqrt{\frac{T_1 + T_2}{S_1 + S_2}} \quad (5.11)$$

K (поместена точка на анизотропија):
$$x_K = \varepsilon \sqrt{(T_1 + T_2)(S_1 + S_2)} \quad (5.12)$$

$$y_K = y_A$$

$$x_Q = \frac{h_1 + h_2}{\eta} \quad (5.13)$$

Q (непоместена точка на Хумел) :

$$y_Q = \frac{h_1 + h_2}{S_1 + S_2} \quad (5.14)$$

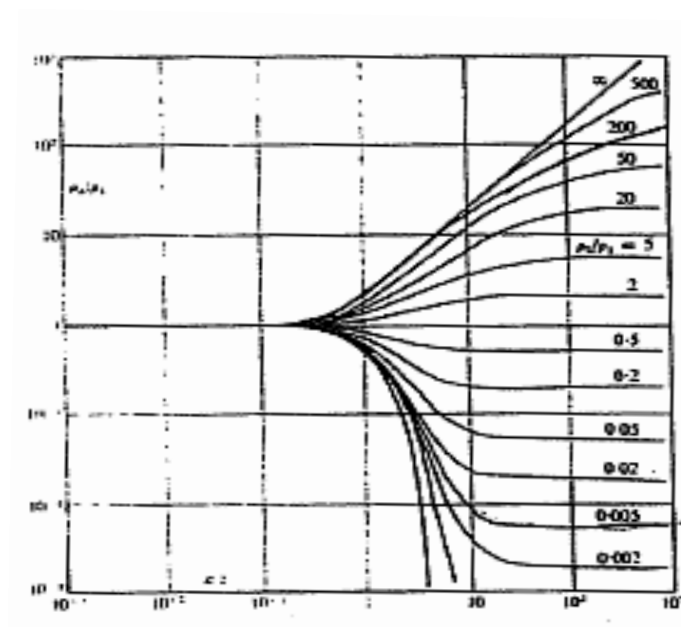
каде што : h_1, h_2 – дебелина на слоевите во (м),

S_1, S_2 – надолжна геоелектрична проводливост во ($1/\Omega m$),

T_1, T_2 – попречна геоелектрична отпорност во (Ωm),

Коефициентите ε и η се пресметуваат преку теоретски пресметани дијаграми и ε – зависи од коефициентот на анизотропија (λ), η зависи од μ ;

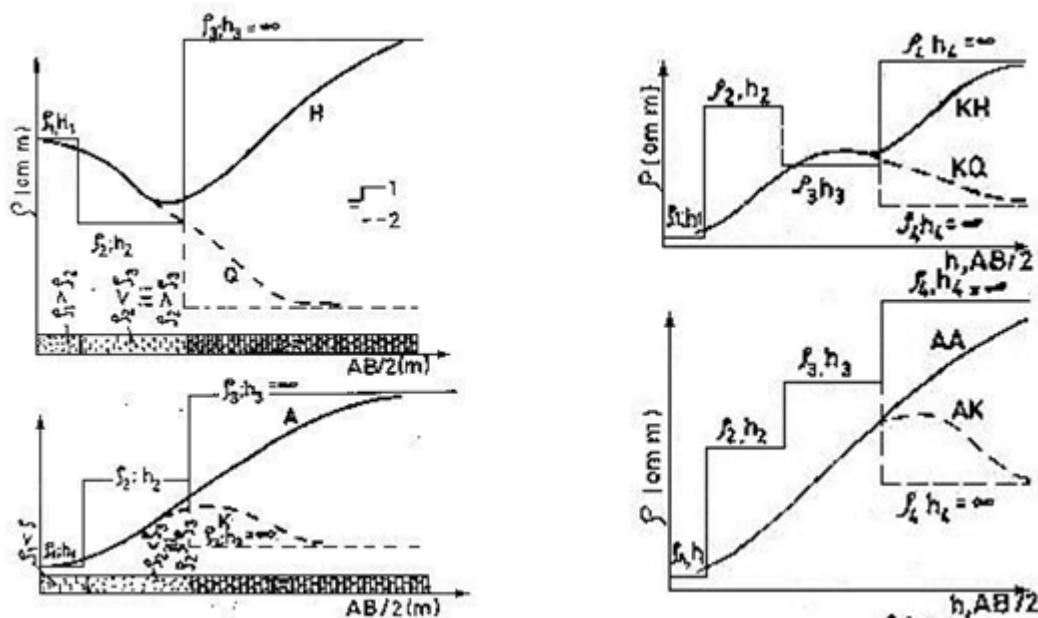
Кај четворослојните криви со утврдените физички параметри $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \rho_3, h_3, \rho_4, h_4 = \infty$, можни се осум типови на ВЕС криви. Геоелектрични криви најчесто по должината на трасата на испитување, во зависност од геоелектричниот пресек на теренот, го менуваат обликот и типот.



Слика 19. Двослојни теоретски криви

Figure 19. Two layered theoretical curve

На Слика 20. се претставени можните типови на трослојни ВЕС криви во зависност од вистинските специфични електрични отпорности и дебелини на поедините средини.



Слика 20. Типови на трослојни и четворослојни криви

Figure 20. Types of three layered and four layered curves

При интерпретација на ВЕС кривите е неопходно да се анализираат поедините делови на кривите, да се споредуваат кривите снимени на соседни точки и да не се дозволи преминување од една во друга геоелектрична средина со што се уважуваат сознанијата добиени при геолошките испитувања на даден терен, како и податоците од дупчењето.

Во пракса, во зависност од бројот на слоевите, дебелина на слоевите и вистинските електрични отпорности на слоевите, постојат голем број различни типови на криви, особено во горниот дел на теренот, односно поблиску до површината на теренот.

5.5. Интерпретација на ВЕС криви

Формите на кривите на сондирање зависат од хомогеноста на карпестата маса. Доколку се работи за хомогено подземје, дијаграмот на геоелектрично сондирање би бил права со константна вредност, што би одговарала на стварната отпорност на подземјето или мерената привидна отпорност, воедно би била и отпорност на карпата (Сл.18а). Ако до длабината на сондирање се појават два, три или повеќе слоеви со различна отпорност, не се добива изненаден скок или паѓање на отпорноста, туку постепено преминување во крива чиј облик зависи од меѓусебните односи на отпорност на поединечните слоеви (Сл.18б).

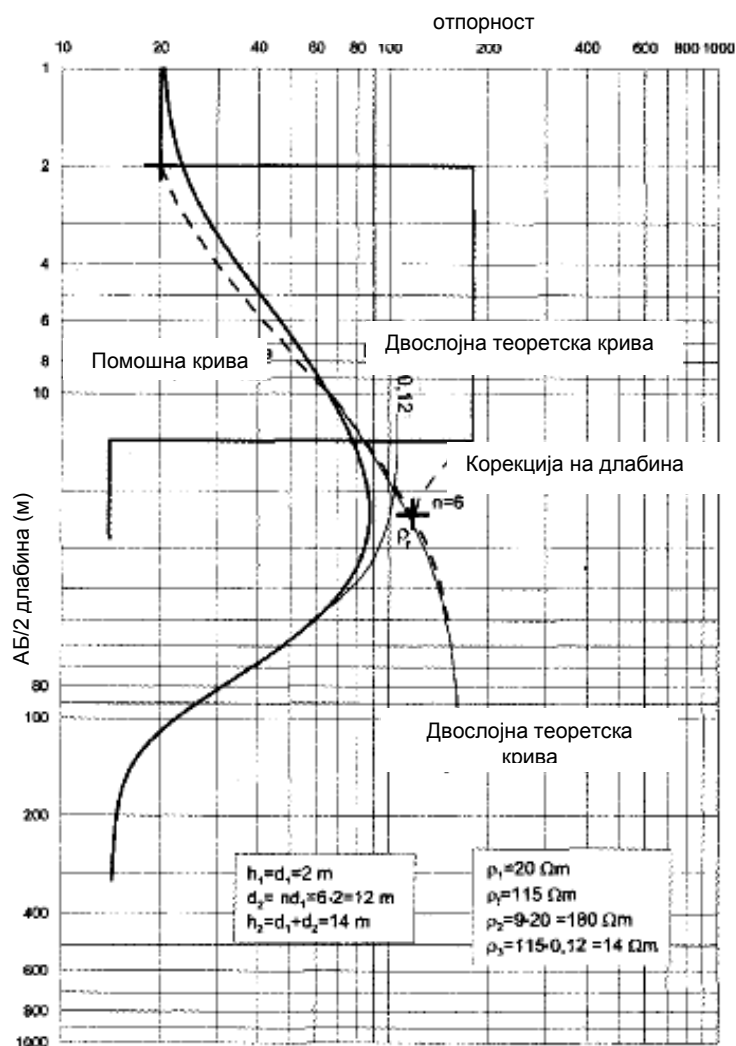
Во почеток на кривата влијае само поптиткиот слој, а подоцна со зголемувањето на растојание на електродите на мерењето се повеќе влијаат подлабоките слоеви и на крај привидната отпорност се доближува до отпорност на подлабокиот слој. За да може од крива на привидните отпорности да се добие права отпорност на карпите, кривата мора да се интерпретира на соодветен начин.

Со интерпретација на дијаграмот на геоелектрично сондирање се одредуваат дебелините на слоевите d , односно длабината на нивните покриви h , како и вредноста на отпорноста на слоевите ρ .

Потоа на хартија, со мерена крива се означува со крукче почетната точка на кривата, а тоа е местото каде што е на скалата $D/h_1 = 1$. Бидејќи на тоа место $D/h_1 = 1$ крвчето ни ја означува дебелината на првиот слој h_1 , со тоа е означена и длабочината на вториот слој.

Ако се прочита вредноста на отпорноста на местото каде е крстот ќе ја добиеме отпорноста на првиот слој ρ_1 .

Теоретска крива со која се поклопува нашата мерена крива ни ги покажува односите за измерените отпорности на слоевите, а тоа значи ако кривата на пример ни е крива бр.7, односот ќе бидат $\rho_2 / \rho_1 = 7$, или да е $\rho_2 = 7\rho_1$ (Слика 21).



Слика 21. Интерпретација на крива од двослоен модел
Figure 21. Interpreting of two layered curve model

Интерпретација на крива од трослојниот модел е доста сложена. Се изведува по Хумелевата метода со помошни точки. Се користат теоретската крива од двослојниот модел и помошни криви. Типот на помошните криви се одредува според форма на кривите, а може да бидат следни типови А, К, Н или Q.

- 1) Горниот дел од крива се интерпретира како двослојна крива, што значи се бара најдоброто преклопување на горниот дел на мерената крива со некоја теоретска крива и притоа оските мора да им бидат паралелни.

При таквото преклопување можно е интерполирање помеѓу постоечките теоретски криви. Ако вториот слој е со поголема отпорност од првиот слој, односот помеѓу отпорностите би бил поголем од 1 и таквите криви се на десна страна и обратно, ако вториот слој е со помала отпорност од првиот, кривата би била од лева страна. Потоа на хартија, на која е мерена кривата, се обележува со кружче местото на почетната точка на кривата, а тоа е место каде што на скалата е $D/h_1 = 1$, бидејќи на тоа место $D/h_1 = 1$, крстот ни ја одредува дебелината на првиот слој d_1 , а со тоа е одредена и длабината на вториот слој. Кога ќе се прочита вредноста на отпорноста на местото каде е нацртан крстот ќе се добие отпорноста на првиот слој ρ_1 .

Врз основа на положбата на првиот крст може веднаш да се прочитаат и :

- дебелина на првиот слој и длабина на вториот слој $d_1 = h_1$,
 - отпорност на првиот слој ρ_1 .
- 2) Типот на помошните криви се одредува според бројот на теоретските криви со кои се преклопува мерената крива, со одредени соодноси меѓу отпорностите на првиот и на вториот слој ρ_2 / ρ_1 .
 - 3) Според формата на мерената крива се избира снопот на помошни криви (пример, ако кривата е тип К, се избираат помошни криви за тип К).
 - 4) Од снопот на помошни криви се прецртува кривата која е еднаква на соодносот на отпорностите ρ_2 / ρ_1 .
 - 5) Потоа се бара теоретска крива на двослојот со која најдобро се преклопува завршниот дел на мерената крива.
 - 6) Повторно се црта почетната точка на теоретската крива како друг крст. Овој крст ја заменува отпорноста и дебелина на првите два слоја.
 - 7) Отпорноста на третиот слој може да се пресмета по изразот $\rho_3 = \rho_f * \rho_2 / \rho_1$ при што ρ_f е отпорност прочитана во вториот крст.
 - 8) Длабината на третиот слој се добива со помош на корекциски криви за длабина, кои се наоѓаат во склоп на помошните криви, а се цртаат со испрекината линија. Местото каде испрекината линија, на која се наоѓа

вториот ктст, ја сече линијата на правецот на отпорноста на вториот слој воедно е длабина на третиот слој h_2 .

На овој директен начин може да се одреди длабина само на третиот слој, додека за подлабоките слоеви мора да се пресметуваат длабините и дебелините.

- 9) Резултатите од интерпретацијата (добиените модули на подземјето) се цртаат на паус со крива на геоелектрично сондирање и во долниот дел од паусот се запишува пресметката.

Интерпретацијата на мерените криви на трослојниот модел може да се изврши и со помош на теоретските криви од трослојот. Постојат многу албуми на трослојот со различни пресметки на отпорности и дебелините на слоевите и со нивна помош може да се работи интерпретацијата.

Постапката е слична како и интерпретацијата со теоретските двослојни криви. Интерпретацијата на криви при повеќеслојно подземје се работи со помош на теоретските криви од двослојот или трослојот.

Интерпретираните криви може дополнително да се интерпретираат компјутерски со метод на моделирање кое се темели на интерактивно приближување на зададениот модел со соодветна теоретска крива.

При компјутерската интерпретација потребно е софтверот да дозволува одредени интервенции во текот на обработка на потребните податоци, како на пример одредување на границите на отпорноста.

6. ГЕОГРАФСКА ПОЛОЖБА НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР



Слика 22. Географска положба на истражниот простор

Figure 22. Geographical position of the investigated location

Истражниот простор е сместен во рамките на геотехничките единици, во прв ред во Македонија. Се наоѓа во Скопската околина и вардарска зона и се карактеризира со посебни карактеристики во врска со останатите тектонски единици.

6.1. Геолошки карактеристики на теренот

Во склоп на анализите превземени за теренските испитувања на истражниот простор, соодветно внимание е посветено кондефинирање на геолошките карактеристики на теренот. Во теренскиот дел од работите, како и при обработка на вкупниот фонд податоци, земен е во предвид фактот дека треба да се добие увид во следните аспекти кои се значајни за потребните испитувања, и тоа:

- основните геолошки карактеристики на поширокиот регион;
- основните сеизмотектонски карактеристики на истражниот простор;
- геоморфолошките карактеристики на теренот;
- структурно-тектонскиот склоп.

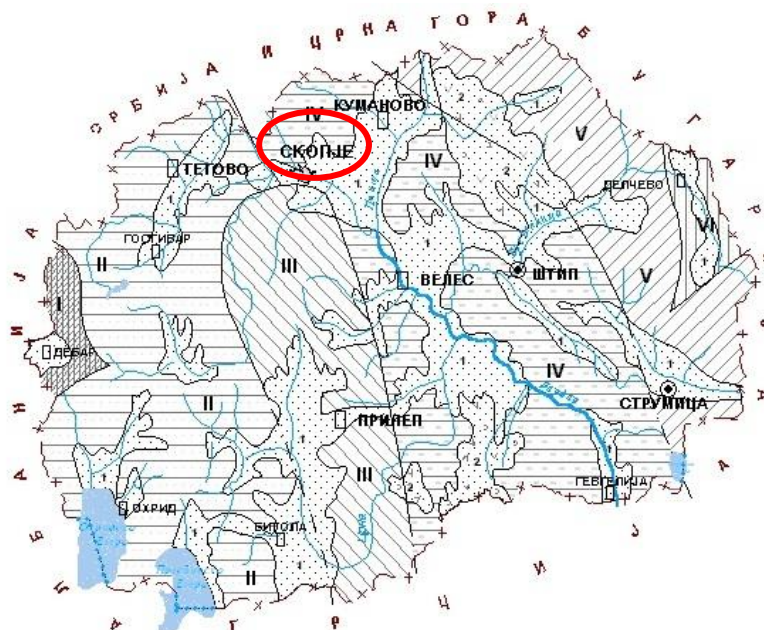
Гореспоменативе аспекти се анализирани врз основа на инженерско - геолошкото картирање на теренот, како и сите теренски и лабораториски истражувања и испитувања. Имено, како основна подлога изработена е инженерско-геолошка карта М 1:10000, со приказ на сите позначајни геолошки елементи на теренот во хоризонтална проекција. Поединечните детали кои не е можно да се прикажат на споменатите графички прилози соодветно се дадени на поединечните профили на истражните раскопи и бунари.

6.2. Основни геолошки карактеристики на поширокиот регион

Во согласност со фактот дека геолошкиот развој на поширокото подрачје влијаел на геолошките карактеристики на теренот по должина на проектираните варијанти на истражниот простор, во продолжение се прикажани најважните аспекти. Врз основа на критериумот на разгледување на проблемот на широко кон потесно подрачје, за истакнување се следните најважни факти:

Предметната локација е лоцирана во северниот дел на вардарската зона која представува една од геотектонските единици од I ред во Р.Македонија. Местоположбата на оваа единица во релација со истражуваниот простор, како и со останатите геотектонски единици е прикажана на Слика 23. (М.Арсовски, 1997). Сложените тектонски процеси кои постојат по должина на истражуваниот простор се резултат на три орогени фази (каледонската, херцинската и алпската).

Приближната сегашна состојба на вардарската зона, како геотектонска единица, е оформена со алпската орогенеза. Во времето на оваа орогенеза се имаат случено сложени геотектонски движења проследени со магматски активности од интрузивен, субвулкански и ефузивен карактер.



- | | |
|---|--|
| I – Цукали-Краста зона | V – Српско-Македонски масив |
| II – Западно-МакедонскМестополоа зона | VI – Краишtidна зона |
| III – Пелагониски хорст – антиклиновиум | 1 – Неотектонски депресији |
| IV – Вардарска зона | 2 – Неоген квартерни вулкански области |

Слика 23. Местоположба на вардарска зона во однос на останатите геотектонски единици во Р.Македонија (М.Арсовски,1997).

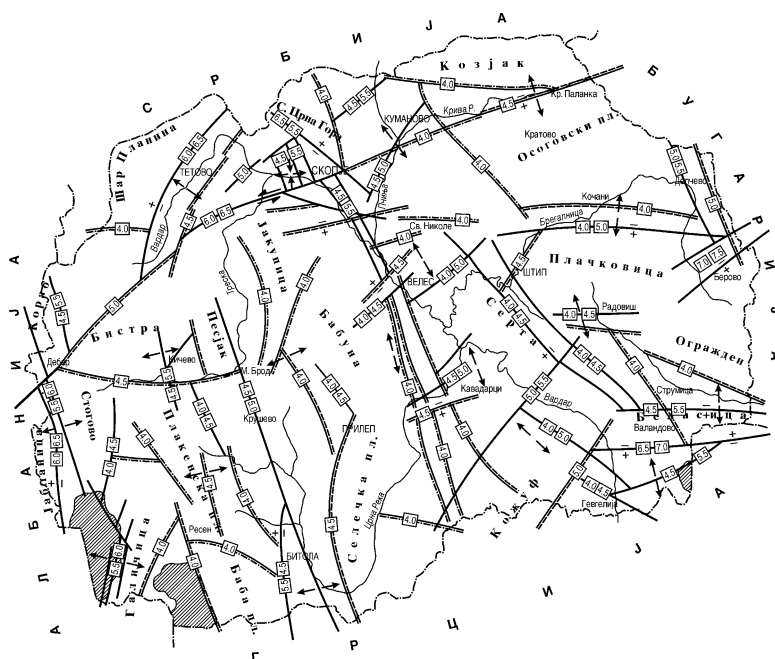
Figure 23. Location of Vardar zone in relation to the geo-tectonic units in Republic of Macedonia (M.Arsovski, 1997)

Со современите геолошки процеси во квартал и холоцен, преку ерозионите процеси и активноста на речните водотеци, формирана е генералната геоморфолошка состојба на теренот која се карактеризира со формирање на алувијални и полувијални седименти, а на падините делувијални наслаги.

Сите фази на геолошкиот развој имале крајно влијание врз формирањето на денешната состојба на теренот, што се манифестира во денешниот релјеф и условите за истражните работи (директно или индиректно).

6.3. Основни сеизмотектонски карактеристики на истражниот простор

Во корелација со геолошкиот развој на теренот и геолошките процеси се и сеизмотектонските карактеристики на просторот. Глобално истражниот простор се наоѓа во зона со констатирани магнитуди на случените земјотреси до $M=4.0-4.5$ (Слика 24). Според Ј.Јанчевски (1987 год.) овие зони се поврзани со регионални дислокации кои се потенцијално сеизмоактивни.



Слика 24. Карта на сеизмоактивни структури во Р.Македонија (Ј.Јанчевски, 1987)

Figure 24. Map of seismic active structures in the Republic Macedonia (J.Jancevski, 1987)

Според постојната сеизмолошка карта на Р.Македонија, за повратен период од 500 години (која се препорачува за промена според Eurocode 8 за сеизмички анализи се до донесување на национален документ) може да се констатира дека истражниот простор е лоциран во подрачје со интезитет $I=VII-VIII^0$ MCS (скала по Меркали, Канцани и Сиеберг). Според постојните критериуми, за ваков очекуван интезитет на земјотрес, за евентуалните потреби од динамички анализи се препорачува усвојување на коефициентот на сеизмичност $K_x = 0.2$.

Очигледно е дека како за истражниот простор, така и за објектите, можат од посебно значење да бидат појавите на современи ендегени движења, што треба да се имаат предвид при испитувањата.

6.4. Геоморфолошки карактеристики на теренот

Истражуваната локација се наоѓа во терен кој се карактеризира со едноличен развој на геоморфолошки форми. Просторот се одликува со благо ридест терен, претежно изграден од помлади полувијални наносни седименти со јасно изразени фации на песочници, лапорци, глинци, а поретко и конгломерати, во кои се присутни современи процеси од типот на јаружење и спирање на теренот.

6.5. Геолошки карактеристики на теренот по должина на истражуваниот простор

Според податоците од наведените инженерско-геолошки и геомеханички истражувања :

- Теренот на геолошката основа на истражниот простор е изграден од помлади полувијални наносни седименти сочинети од песоци и чакали, правливо глиновити, а на некои места на површината покриени со глина (Q2prsk). Дебелината на овие седименти изнесува од 5-10м,

- Под полувијалните седименти се наоѓаат плиоценски седименти сочинети од песоци и чакали, правливо глиновити, потоа лапорци, песочници и конгломерати до длабина околу 60м. Под нив се наоѓаат миоплиоценски лапоровити седименти до длабина поголеми од 1000м.

- Со геолошките истражувања на околниот терен е констатиран расед со правец СИ-ЈЗ, кој не е нанесен на инженерско геолошката карта на Скопје, меѓутоа е прикажан на ИГ профили. Се оценува дека овој расед го сече истражниот простор.

6.6. Тектонски склоп

Истражниот простор лоциран е во крајните северни делови на една крупна геотектонска единица од I ред, наречена вардарска зона. Оваа геотектонска единица претставува едно длабинско раздробување по нејзината должина и во текот на нејзиниот развој се одигрувале различни тектонски и магматски движења.

6.7. Основни хидрогеолошки карактеристики на теренот

Хидрогеолошките карактеристики на истражниот простор се анализирани со цел да се согледаат можните практични решенија при изградба на објектот. Притоа се анализирани следниве проблеми:

- хидрогеолошката функција на карпите;
- видови на хидролошко-хидрогеолошки појави.

Имајќи ги предвид геолошките карактеристики на истражниот простор, застапените карпести маси од аспект на нивната хидрогеолошка функција можат да се класифицираат на следен начин:

- хидрогеолошки колектори со интергрануларна порозност каде се класификувани алувијалните и терасните седименти, како и полувијалните творби изградени од песоливо-чакалести смеси со присуство на фина фракција,
- хидрогеолошки изолатори каде се класификувани флишните седименти претставени со лапорци, глинци и песочници, делувијални творби, како и глиновитите и правливи партии од плиоценските седименти.

Релативните хидрогеолошки изолатори каде се класификувани микашести (Sm), гранити (γ), скарнови (Sk), андезити (α) и конгломерати (KG). За типични колектори можат да се сметаат алувијалните и терасните наслаги поради нивниот гранулометарски состав и структурниот тип на порозноста.

Овие карпести маси можат да бидат носители на значајни количини подземна вода, особено во зоните на активното речно корито на р. Вардар.

Делувијалните седименти поради присуството на фините фракции во вид на глиновито врзиво кои ги обвиваат длабинските зрна можат да се сметаат за типични хидрогеолошки изолатори со меѓузрнска порозност.

Од друга страна, микашистите, гранитите, скарновите и конгломератите се класифицирани како релативни хидрогеолошки изолатори со пукнатински тип на порозност. Ваквата класификација укажува дека генерално во овие карпести маси не треба да се очекува постоење на типични издански зони и дека евентуалните појави на влажнење можат да се очекуваат само по долината на раседните структури кои одат подлабоко и комуницираат со површината на теренот, по должината на поединечните пукнатини и локално.

Ова значи дека геолошките предуслови за формирање на издански зони се поврзани главно за деловите изградени од алувијални и терасни седименти, каде постојат и директни хидрогеолошки предуслови за формирање на изданска зона од збиен тип. Во овие зони се очекува подземните води да имаат високо ниво.

Од аспект на хидрогеолошката проблематика при изведба на објектот на истражниот простор може да се истакне дека покрај геолошките услови на истражниот терен и присутноста на хидролошките елементи како фундаментални ерозивни бази на истражуваниот терен, исто така важен фактор за степенот на инфилтрација на атмосферските врнежи е и морфологијата на теренот.

Во овој дел на Република Македонија присутна е континентална клима што значи дека во зима паднатите снегови не се задржуваат долго, во пролет и есен дождовите понекогаш можат да бидат обилни и продолжени, додека во летниот период можат да се создадат услови за поројни дождови и формирање на буици. Конфигурациските, како и морфолошките услови на теренот (благии наклони на природните падини и благии ридски форми) овозможуваат на места каде што постојат услови за тоа да се инфилтрираат атмосферските врнежи во самата почва, а на места каде за тоа не постојат услови да настане интензивно спирање на теренот и современи ерозивни процеси.

Во зоните изградени од цврсти карпести маси, на одредени места може да се очекува влажнење и дифузно истекување на вода. Според тоа може да се заклучи дека во фаза на изведба и експлоатација на објектот може да се очекува локално влажнење, капење и повремено течење околу раседите и раседните зони.

7. ГЕОЛОШКИ И ГЕО-МЕХАНИЧКИ ИСПИТУВАЊА НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР

Геолошката структура на истражниот простор е испитана до длабочина од 25m преку пет истражни дупнатини со различна оддалеченост една од друга кои достигнуваат вкупна должина од 250m .

Геолошкиот профил 1, преку кој се анализира геолошката структурирана на истражниот простор во овој магистерски труд, ги опфаќа истражните дупнатини означени како Д-9, Д-8, Д-6, Д-4 и Д-2. Преку картирање на дупнатините се определуваат 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 прашињеста песоклива (CL/ML);
- Прашина песоклива (ML);
- Песок прашињест чакалест (ML/Sfs);
- Песок прашињест средно збиен (Sfs);
- Чакал слабо гранулиран (Gp);
- Плиоценски песоци и чакали (PI);
- Плиоценски лапорци и конгломерати (PIpc).

На Слика 25. е претставен геолошкиот профил на истражниот простор моделиран според податоците добиени од истражните дупнатини.

Преку анализирање на геолошкиот профил можеме да дојдеме до заклучок дека рудното тело во истражниот простор е хоризонтално наслоено.

Геомеханичките испитувања на геолошките средини можат да се изведат теренски со испитувања изведени во истражните дупнатини или лабораториски преку испитување на примероците земени од картираните дупнатини.

Табела 7.1. Геомеханички параметри на геолошките средини

Table 7.1. Geomechanical parameters of the geological environments

Параметар /parameter	Глина, високопластична Пролувијални седименти/ highly a plastic clay, proluvial sediments (Q_2 prsk)	Песоци и чакали прашинести заглинети, Пролувијални седименти/ Sands and gravel,clayed , proluvial sedi- ments (Q_2 prsk)	Песоци, чакали песоклива прашина заглинети, Пролувијални седименти/ Sands and gravel,clayed , proluvial sediments (Q_2 prsk)	Песоци и чакали и глиновити песочници, лапорци и конгломерати, Плиоценски седименти (PL) / Sands and gravel,marls, conglomerates, Pliocene sands and gravel (PI)
$H(m)$	1-3	2-5	8-12	25-60
$V_p (m/s)$	340-450	400-550	910-1360	1750-2750
$V_s (m/s)$	125-180	180-250	400-570	650-1100
$\gamma(kN/m^3)$	15-16	17-18	19-20	21-23
μ_{din}	0.42-0.40	0.38-0.37	0.38-0.39	0.42-0.40
$E_{din}(MPa)$	68-148	165-315	855-1840	2570-7950
$G_{din}(MPa)$	25-55	60-115	375-660	905-2840
$K_{din}(MPa)$	142-247	230-405	1100-2790	5350-13250

Преку геомеханичките испитувања се утврдуваат модулите на еластичност, густината, како и спроводливите карактеристики на различните геолошки средини. Од тие податоци се определуваат брзините на простирање

на еластичните бранови, како и вредностите за реален специфичен електричен отпор на средините.

Во Табела 7.1. претставени се физичките и геомеханичките карактеристики на геолошките средини со интервалните истражувања по наведените изрази. Со користење на вредностите на сеизмичките V_p и V_s брзини се пресметуваат интервалните вредности на еластичните динамички параметри на темелните геолошки средини на објектот. Интервалните вредности на еластичните динамички карактеристики (Пуасоновиот коефициент μ_{din} и модулите на еластичност E_{din} , смолкнување G_{din} и волумен K_{din}) се пресметуваат со користење на равенки каде постои поврзаност со вредностите на V_p и V_s во теорија на еластичност.

$$\mu_{din} = (V_p^2 - 2V_s^2) / 2(V_p^2 - V_s^2)$$

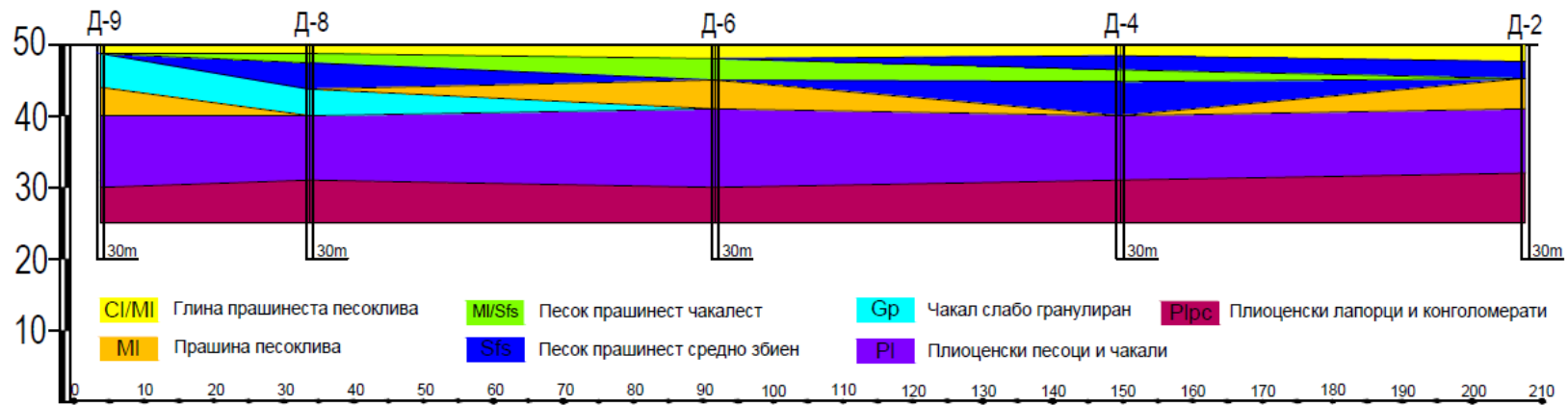
$$G_{din} = \rho V_s^2, \rho = \gamma / g$$

$$E_{din} = 2(1 + \mu_{din})G_{din}$$

$$K_{din} = E_{din} / 3(1 - 2\mu_{din})$$

Според податоците од геолошките и геомеханичките истражувања се утврдува поволноста за применување на сеизмичките и геоелектричните испитувања. Хоризонталната слоевитост на геолошкиот комплекс укажува на поволни геолошки услови за примена на рефрактивната сеизмичка метода, како и методата на геоелектрично сондирање. Брзините на простирање на еластичните бранови го исполнуваат условот секоја подлабока геолошка структура да пропагира поголема брзина на простирање од претходната, што овозможува адекватни услови за примена на рефрактивната метода. Примената на методата за геоелектрично сондирање се оправдува преку податоците од специфичниот електричен отпор на средините кои манифестираат доволно големи разлики за прецизно регистрирање на различните геолошки структури.

Геолошки профил Д-9 –Д-8 – Д-6 – Д-4 – Д-2



Слика 25. Геолошки профил на истражниот простор за профил1

Figure 25. Geological profile of the investigated area for profile

8. СЕИЗМИЧКИ ИСПИТУВАЊА

Сеизмичките испитувања се изведени со метода на рефракција и истите се базираат на регистрирање на рефрактираните еластични бранови кои се пропагираат низ геолошкиот комплекс. Целиот истражен простор е испитан преку четири рефрактивни модели двострано.

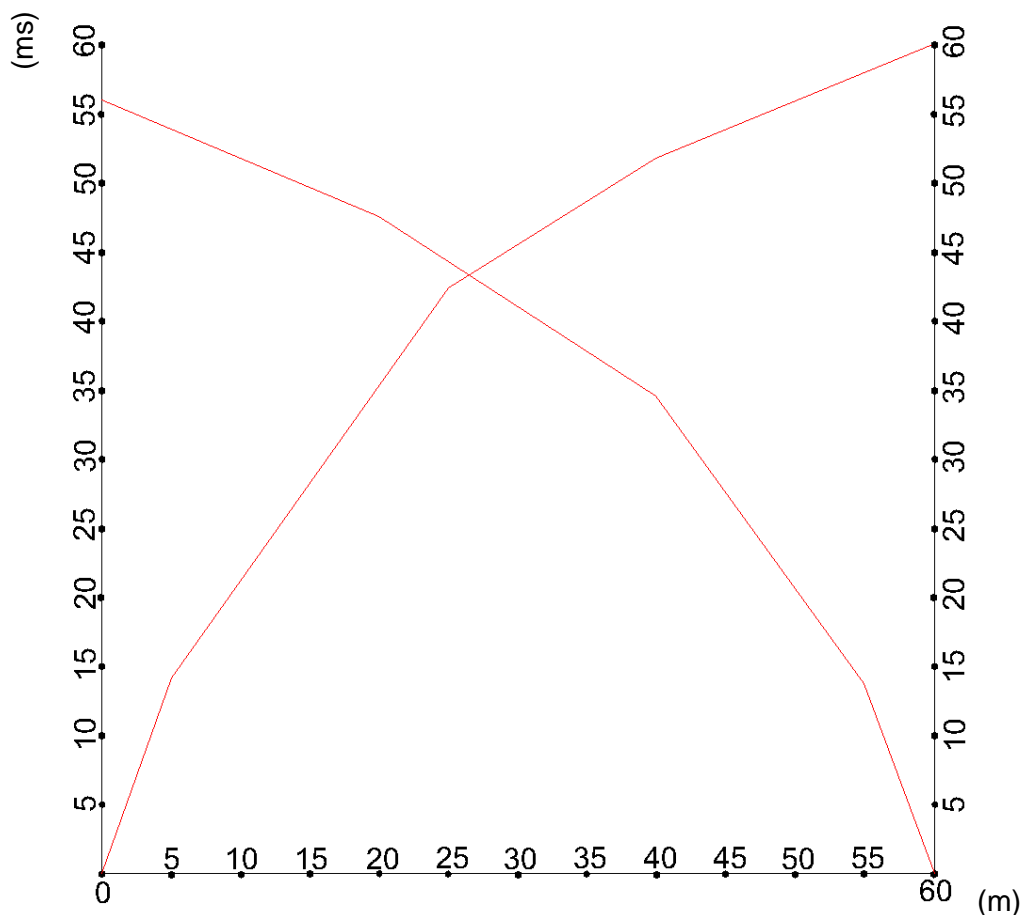
На рефрактивниот профил се претставени регистрираните криви (ходохрони), како и интерцептите на времето t_0 за секое прекршување на кривата. Според бројот на прекршувањата се определува бројот на геолошките средини застапени во геолошкиот комплекс. Преку определување на диференцијалот на должината dx и времето dt се пресметува брзината на простирање на еластичните бранови во испитуваната геолошка средина преку равенката:

$$Vn = \frac{dx_n}{dt_n} (m/s) \quad (8.1)$$

Преку брзините на простирање на еластичните бранови се идентификуваат различните геолошки средини, а нивните дебелини се определуваат преку пресметување на длабочините до граничните површини кои ги одделуваат.

На Слика 26. е претставен еден рефрактивен модел иако во овој магистарски труд се изработени вкупно четири рефрактивни модела кои целосно ја моделираат истражуваната површина (со должина од 210m) и се поклопуваат на секои 50m од профилната линија, со максимална должина од 60m.

Поради обемноста на испитувањата, во трудот е претставен еден рефрактивен модел.



Слика 26. Модел на рефракција претставен преку две ходохрони

Figure 26. Model of refraction presented through two curves

Длабочините до граничните површини се определуваат преку одредување на средната брзина на пропагирањето на еластичните бранови од изворот до граничната површина V_n , интерцептот за времето t_0 , како и аголот на прекршување на сеизмичкиот бран. Релацијата меѓу параметрите е наведена преку следното равенство:

$$Z_n = \frac{1 V_n * t_{0n}}{2 \cos i_n} \quad (8.2)$$

каде што :

z_n – длабочина до n гранична површина,

V_n – брзина на простирање од површината на теренот до граничната површина,

t_{on} – интерцепт на времето t за n геолошка средина,

$\cos i_n$ агол на прекршување на рефрактираниот еластичен бран.

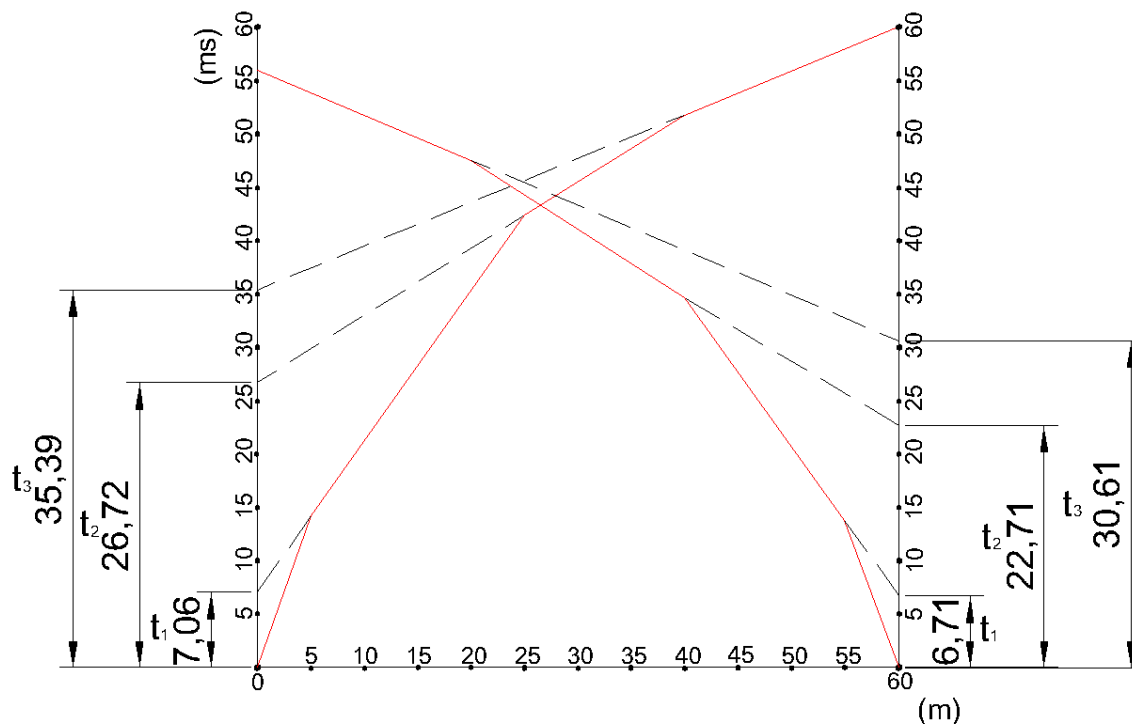
8.1. Интерпретација на рефрактивна метода

Според наведените закони се интерпретираат сите рефрактивни модели во двете насоки, а со тие податоци се моделира потповршинската структура за определено растојание.

На Слика 28. претставен е интерпретиран сеизмички модел кој преку интерцептот на времето t_0 за секоја геолошка средина го моделира истражниот простор преку определување на различните геолошки средини според брзината на ширењето на еластичните бранови и длабочините на слоевите до граничната површина.

Може да се заклучи дека t_0 , времињата за секое прекршување се претставени со непрекината линија, а преку димензионирањата се претставени и вредностите на интерцептите на времето (m_s), како и пресметаните длабочини до граничните површини претставени во (m).

Различни геолошки средини, определени преку интерпретацијата, се идентификувани и претставени преку брзините на простирање на еластичните бранови.



Слика 27. Рефрактивен модел за профил 1

Figure 27. Refractive model profile 1

Табела 8.1. Исчитани вредности од дијаграм со насока напред-назад –профил 1

Tabale 8.1. Recorded values from diagram with the forward-back – profile 1

50-110

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0000	14,1819	5,0000	14,1819	8,0700
2	19,9683	28,2197	24,9683	42,4016	24,7800
3	14,9714	9,3885	39,9397	51,7901	29,7100
4	20,0470	8,1598	59,9867	59,9499	60,0000

110-50

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,1068	13,7535	5,1068	13,7535	7,7600
2	15,0210	20,8276	20,1278	34,5811	25,5600
3	20,0026	12,9199	40,1304	47,5010	32,5700
4	20,0018	8,4500	60,1322	55,9510	60,0000

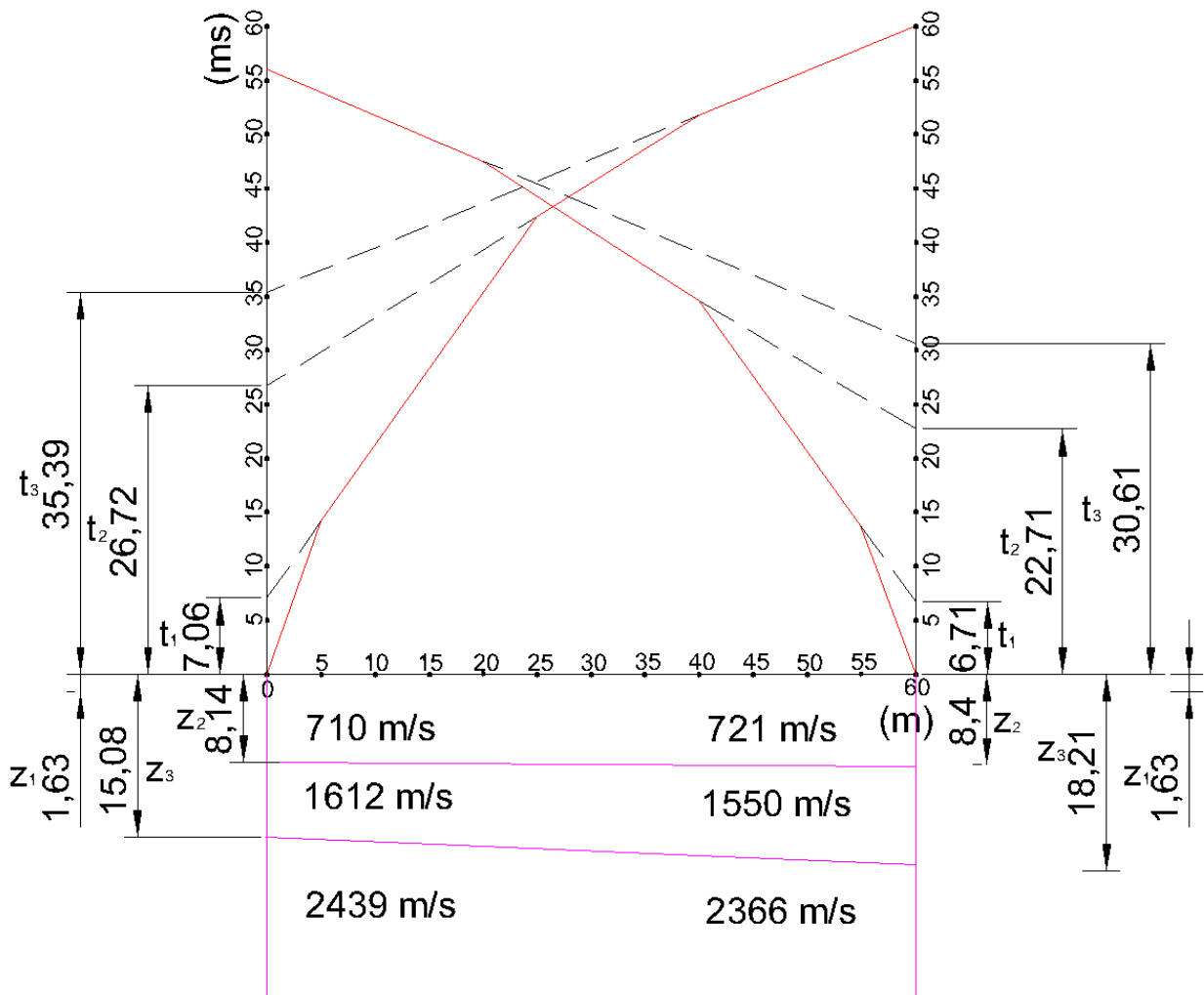
Табела 8.2. Исчитани вредности за dx и dt по кои се пресметани брзините и длабочините на слоевите за профил 1
 Table 8.2. Recorded values for dx and dt which are calculated speeds and depths of the layers for profile 1

50-110

	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n	Vn=dxn/dtn	Vnm=dx1n/dy1n	sinin=v1/v2	in=arcsini	cosin	zn=0.5(tn*Vn/cosin)
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)				(m)
1	5,0000	14,1819	5,0000	14,1819	8,0700	352,56	352,56	0,49825	29,88426	0,86703	1,64
2	19,9683	28,2197	24,9683	42,4016	24,7800	707,60	588,85	0,44373	26,34236	0,89616	8,14
3	14,9714	9,3885	39,9397	51,7901	29,7100	1594,65	771,18	0,64908	40,47206	0,76072	15,06
4	20,0470	8,1598	59,9867	59,9499	60,0000	2456,80	1000,61				

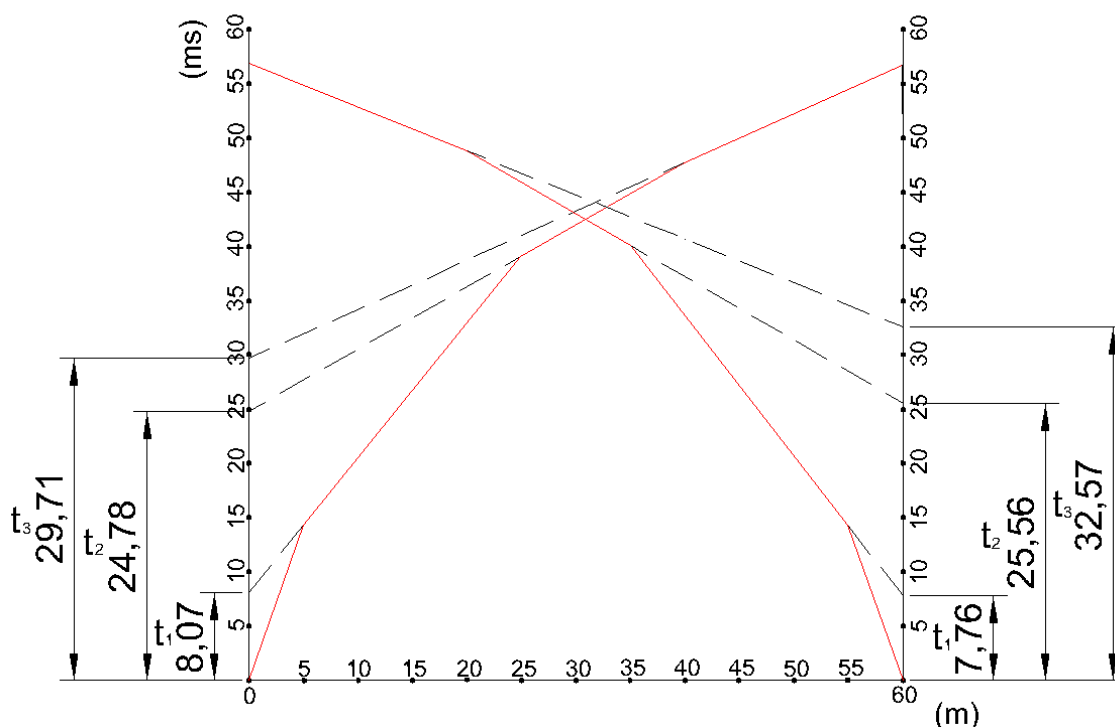
110-50

	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n	Vn=dxn/dtn	Vnm=dx1n/dy1n	sinin=v1/v2	in=arcsini	cosin	zn=0.5(tn*Vn/cosin)
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)				(m)
1	5,1068	13,7535	5,1068	13,7535	7,7600	371,31	371,31	0,51484	30,98706	0,85728	1,68
2	15,0210	20,8276	20,1278	34,5811	25,5600	721,21	582,05	0,46584	27,76429	0,88487	8,41
3	20,0026	12,9199	40,1304	47,5010	32,5700	1548,20	844,83	0,65406	40,84811	0,75645	18,19
4	20,0018	8,4500	60,1322	55,9510	60,0000	2367,08	1074,73				



Слика 28. Интерпретиран рефрактивен модел - профил 1

Figure 28. Interpreted refractive model - profile 1



Слика 29. Рефрактивен модел за профил 2

Figure 29. Refractive model profile 2

Табела 8.3. Исчитани вредности од дијаграм со насока напред-назад-профил 2

Tabale 8.3. Recorded values from diagram with the forward-back-profile 2

50-110

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0000	14,2800	5,0000	14,2800	8,0700
2	19,9788	24,8165	24,9788	39,0965	24,7800
3	15,0000	8,6000	39,9788	47,6965	29,7100
4	20,1030	9,0000	60,0818	56,6965	60,0000

110-50

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0600	14,2800	5,0600	14,2800	7,7600
2	20,0171	25,8168	25,0771	40,0968	25,5600
3	14,9613	8,6500	40,0384	48,7468	32,5700
4	20,0495	8,1000	60,0879	56,8468	60,0000

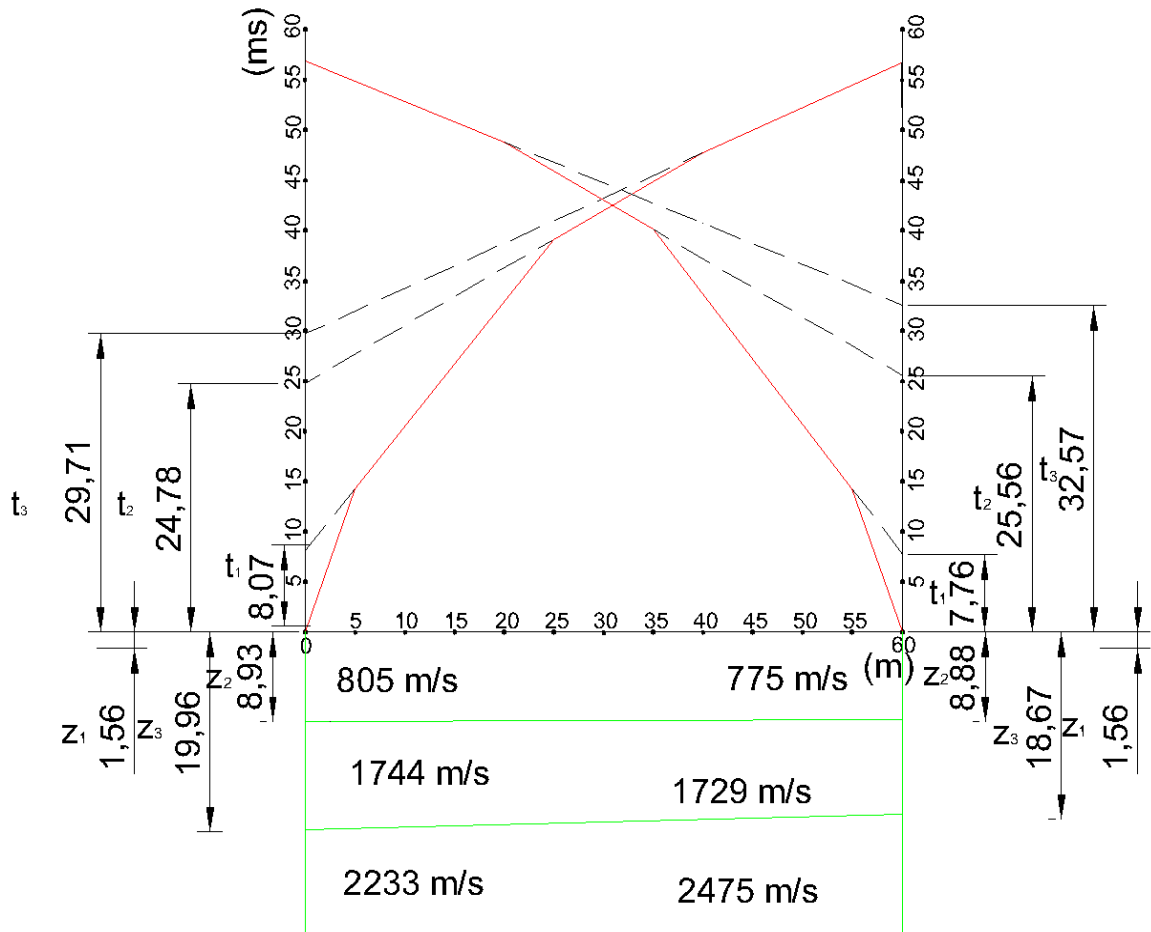
Табела 8.4. Исчитани вредности за dx и dt по кои се пресметани брзините и длабочините на слоевите за профил 2
 Table 8.4. Recorded values for dx and dt which are calculated speeds and depths of the layers for profile 2

50-110

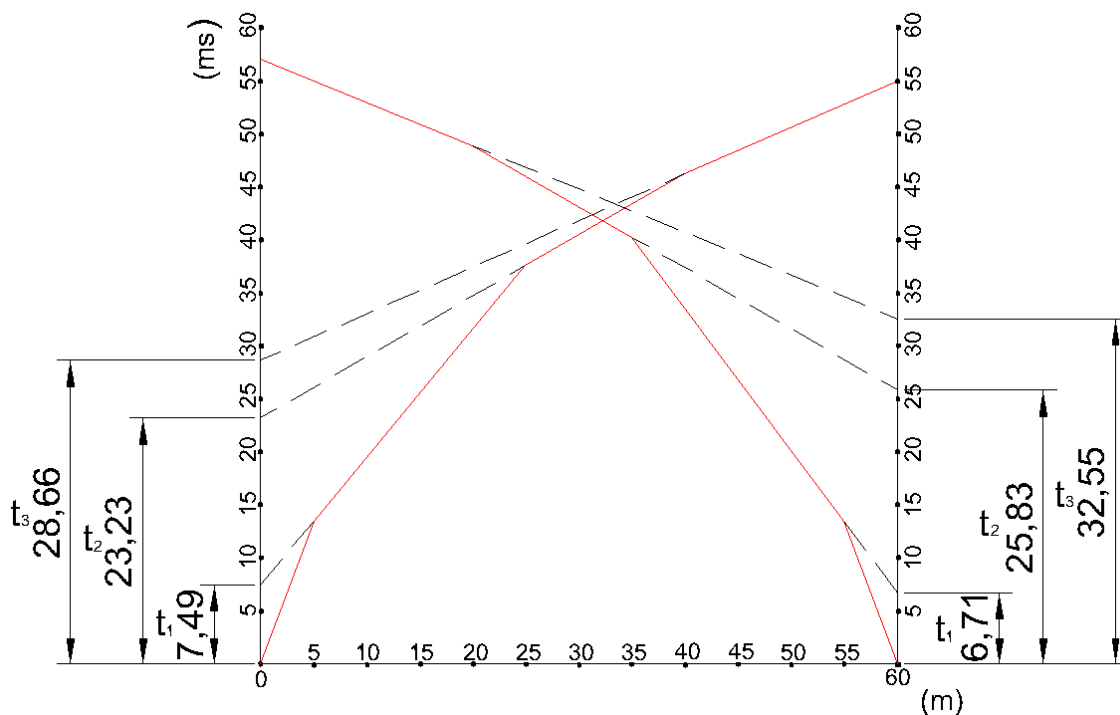
	dx	dt	dx1n	dy1n	ton	Vn=dxn/dtn	Vnm=dx1n/dy1n	sinin=v1/v2	in=arcsini	cosin	zn=0.5(tn*Vn/cosin)
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)				(m)
1	5,0000	14,2800	5,0000	14,2800	8,0700	350,14	350,14	0,43492	25,78043	0,90047	1,57
2	19,9788	24,8165	24,9788	39,0965	24,7800	805,06	638,90	0,46157	27,48836	0,88710	8,92
3	15,0000	8,6000	39,9788	47,6965	29,7100	1744,19	838,19	0,78086	51,33959	0,62470	19,93
4	20,1030	9,0000	60,0818	56,6965	60,0000	2233,67	1059,71				

110-50

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton	Vn=dxn/dtn	Vnm=dx1n/dy1n	sinin=v1/v2	in=arcsini	cosin	zn=0.5(tn*Vn/cosin)
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)				(m)
1	5,0600	14,2800	5,0600	14,2800	7,7600	354,34	354,34	0,45701	27,19419	0,88946	1,55
2	20,0171	25,8168	25,0771	40,0968	25,5600	775,35	625,41	0,44828	26,63313	0,89390	8,94
3	14,9613	8,6500	40,0384	48,7468	32,5700	1729,63	821,35	0,69877	44,32846	0,71535	18,70
4	20,0495	8,1000	60,0879	56,8468	60,0000	2475,25	1057,01				



Слика 30. Интерпретиран рефрактивен модел - профил 2
 Figure 30. Interpreted refractive model - profile 2



Слика 31. Рефрактивен модел за профил 3

Figure 31. Refractive model profile 3

Табела 8.5. Исчитани вредности од дијаграм со насока напред-назад-профил 3

Tabale 8.5. Recorded values from diagram with the forward-back-profile 3

50-110

	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0000	13,5035	5,0000	13,5035	8,0700
2	19,9788	24,0865	24,9788	37,5900	24,7800
3	15,0000	8,8301	39,9788	46,4201	29,7100
4	20,1000	8,7902	60,0788	55,2103	60,0000

110-50

	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0788	13,5074	5,0788	13,5074	7,7600
2	20,0141	26,7159	25,0929	40,2233	25,5600
3	14,9859	7,9960	40,0788	48,2193	32,5700
4	19,9991	8,1420	60,0779	56,3613	60,0000

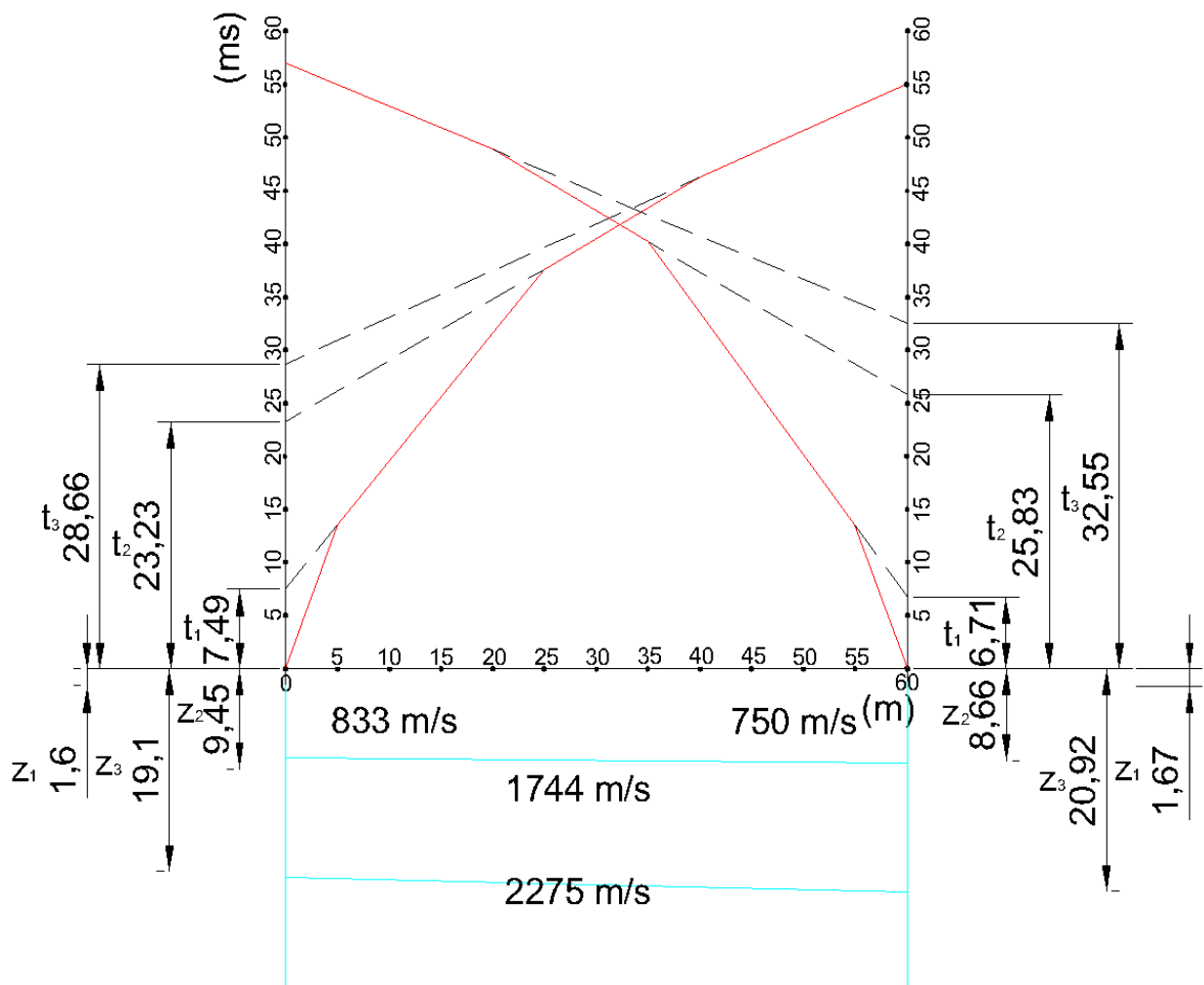
Табела 8.6. Исчитани вредности за dx и dt по кои се пресметани брзините и длабочините на слоевите за профил 3
 Table 8.6. Recorded values for dx and dt which are calculated speeds and depths of the layers for profile 3

50-110

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton	Vn=dxn/dtn	Vnm=dx1n/dy1n	sinin=v1/v2	in=arcsini	cosin	zn=0.5(tn*Vn/cosin)
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)				(m)
1	5,0000	13,5035	5,0000	13,5035	8,0700	370,27	370,27	0,44640	26,51319	0,89483	1,67
2	19,9788	24,0865	24,9788	37,5900	24,7800	829,46	664,51	0,48828	29,22768	0,87269	9,43
3	15,0000	8,8301	39,9788	46,4201	29,7100	1698,74	861,24	0,74290	47,97874	0,66941	19,11
4	20,1000	8,7902	60,0788	55,2103	60,0000	2286,64	1088,18				

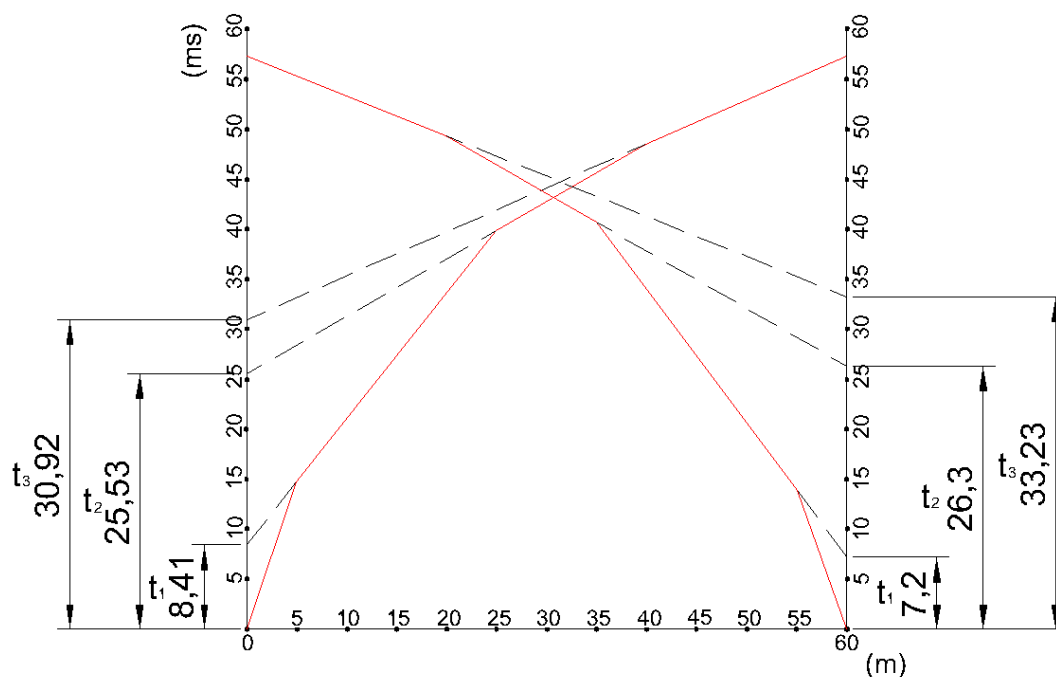
110-50

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton	Vn=dxn/dtn	Vnm=dx1n/dy1n	sinin=v1/v2	in=arcsini	cosin	zn=0.5(tn*Vn/cosin)
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)				(m)
1	5,0788	13,5074	5,0788	13,5074	7,7600	376,00	376,00	0,50191	30,12623	0,86492	1,69
2	20,0141	26,7159	25,0929	40,2233	25,5600	749,15	623,84	0,39972	23,56069	0,91664	8,70
3	14,9859	7,9960	40,0788	48,2193	32,5700	1874,17	831,18	0,76301	49,73035	0,64639	20,94
4	19,9991	8,1420	60,0779	56,3613	60,0000	2456,29	1065,94				



Слика 32. Интерпретиран рефрактивен модел - профил 3

Figure 32. Interpreted refractive model - profile 3



Слика 33. Рефрактивен модел за профил 4

Figure 33. Refractive model profile 4

Табела 8.7. Исчитани вредности од дијаграм со насока напред-назад-профил 4

Tabale 8.7. Recorded values from diagram with the forward-back-profile 4

50-110

	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0000	14,3369	5,0000	14,3369	8,0700
2	19,9788	24,5440	24,9788	38,8809	24,7800
3	15,0000	8,6175	39,9788	47,4984	29,7100
4	20,0761	8,7932	60,0549	56,2916	60,0000

110-50

	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	4,7254	13,4989	4,7254	13,4989	7,7600
2	20,0770	26,8152	24,8024	40,3141	25,5600
3	15,0000	8,6108	39,8024	48,9249	32,5700
4	19,9752	8,0100	59,7776	56,9349	60,0000

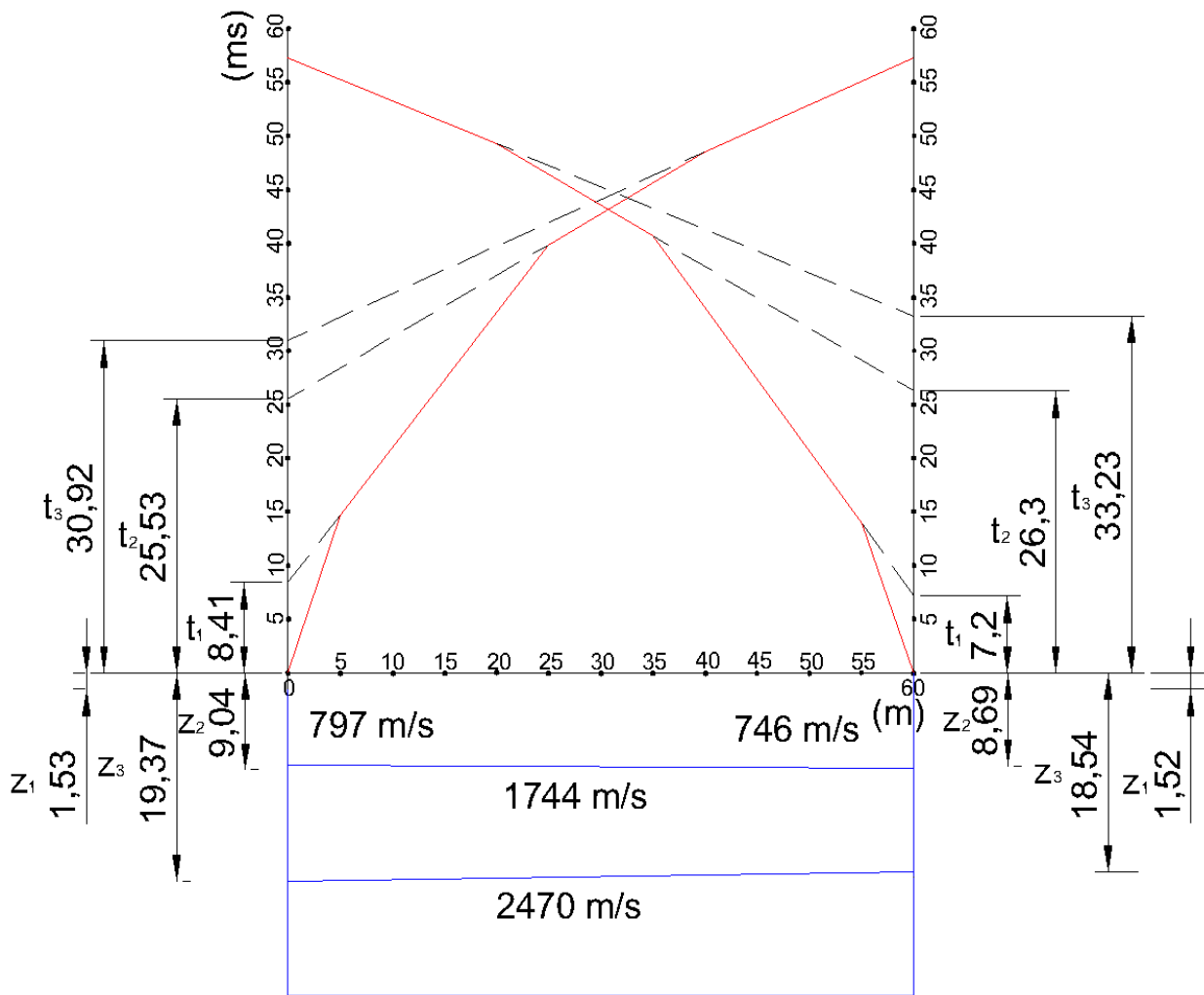
Табела 8.8. Исчитани вредности за dx и dt по кои се пресметани брзините и длабочините на слоевите за профил 4
 Table 8.8. Recorded values for dx and dt which are calculated speeds and depths of the layers for profile 4

50-110

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton	Vn=dxn/dtn	Vnm=dx1n/dy1n	sinin=v1/v2	in=arcsini	cosin	zn=0.5(tn*Vn/cosin)
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)				(m)
1	5,0000	14,3369	5,0000	14,3369	8,0700	348,75	348,75	0,42844	25,36864	0,90357	1,56
2	19,9788	24,5440	24,9788	38,8809	24,7800	814,00	642,44	0,46764	27,88138	0,88392	9,01
3	15,0000	8,6175	39,9788	47,4984	29,7100	1740,64	841,69	0,76239	49,67541	0,64712	19,32
4	20,0761	8,7932	60,0549	56,2916	60,0000	2283,14	1066,85				

110-50

	dx	dt	dx1n	dy1n	ton	Vn=dxn/dtn	Vnm=dx1n/dy1n	sinin=v1/v2	in=arcsini	cosin	zn=0.5(tn*Vn/cosin)
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)				(m)
1	4,7254	13,4989	4,7254	13,4989	7,7600	350,06	350,06	0,46754	27,87499	0,88397	1,54
2	20,0770	26,8152	24,8024	40,3141	25,5600	748,72	615,23	0,42980	25,45510	0,90292	8,71
3	15,0000	8,6108	39,8024	48,9249	32,5700	1742,00	813,54	0,69854	44,30971	0,71557	18,51
4	19,9752	8,0100	59,7776	56,9349	60,0000	2493,78	1049,93				



Слика 34. Интерпретиран рефрактивен модел - профил 4

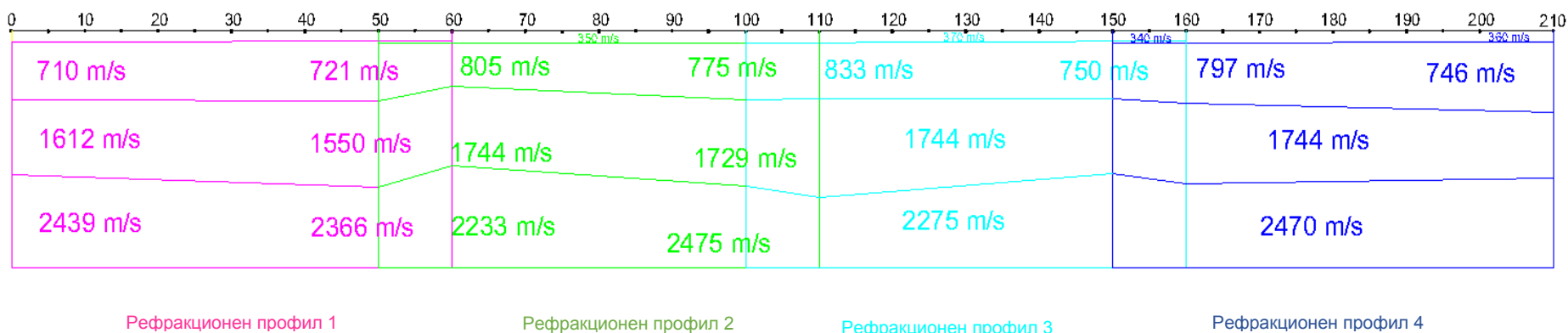
Figure 34. Interpreted refractive model profile - 4

8.2. Рефрактивни сеизмички профили

Со преклопување на рефрактивните модели по должина на испитуваната средина се добива вкупната должина на истражниот простор. Секој рефрактивен модел изработен според техниката НАПРЕД – НАЗАД го моделира истражниот простор во две точки (на почетокот и крајот на моделираната површина). При преклопувањето на моделите се добиваат одредени разлики во добиените податоци кои преку процес на интерполација ја моделираат конечната форма на потповршинската структура. На Слика 35. е претставен интерполираниот сеизмичкиот модел добиен за истражниот простор. Вака претставениот модел ги прецизира геолошките средини и граничните површини според брзината на простирање на еластичните бранови. За сеизмичкиот модел да се користи како дополнување на геолошките карактеристики на истражниот простор, тој е потребно да се корелира со геомеханичките параметри на застапените геолошки формации со цел да се идентификуваат регистрираните карпести комплекси.

Идентификацијата на различните средини се изработува според Табела 7.1. во која се претставени геомеханичките параметри на геолошките средини (според кои за секоја средина се пресметани и брзините на простирање на еластичните бранови). Преку процесот на корелација, сеизмичкиот профил добива препознатлив геолошки приказ кој го прикажува истражниот простор според литолошките карактеристики. На Слика 36. е претставен корелираниот сеизмички профил добиен за истражниот простор.

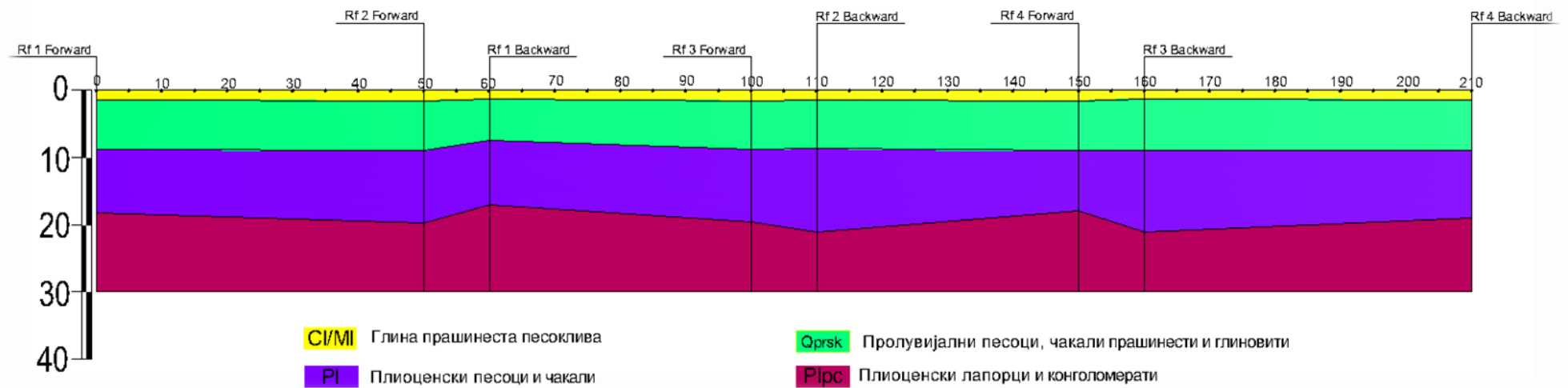
Профил- Д-9 – Д-8 – Д-6 –Д-4 – Д-2 претставен преку 4 рефракции од 60м.



Слика 35. Сеизмички модел за истражниот простор

Figure 35 . Seismic model of the investigated area

Профил Д-9 – Д-8 – Д-6 – Д-4 – Д-2 претставен преку 4 рефракции



Слика 36. Рефрактивен профил составен од четири рефракции

Figure 36. Refractive profile composed from four refraction

9. ГЕО-ЕЛЕКТРИЧНИ ИСПИТУВАЊА

Геоелектричните испитувања врз истражниот простор се изведени со метода на геоелектрично сондирање. Методата се базира на индуцирање на електрично поле помеѓу двете струјни електроди и регистрирање на промените во двете потенцијални електроди. Испитувањата се изведени со Шлумбергеров распоред на мерниот диспозитив каде растојанието меѓу двете струјни електроди е многу поголемо од растојанието меѓу потенцијалните електроди. Длабочината на испитување зависи од растојанието меѓу двете струјни електроди, па според тоа со секое ново мерење меѓусебно се оддалечуваат.

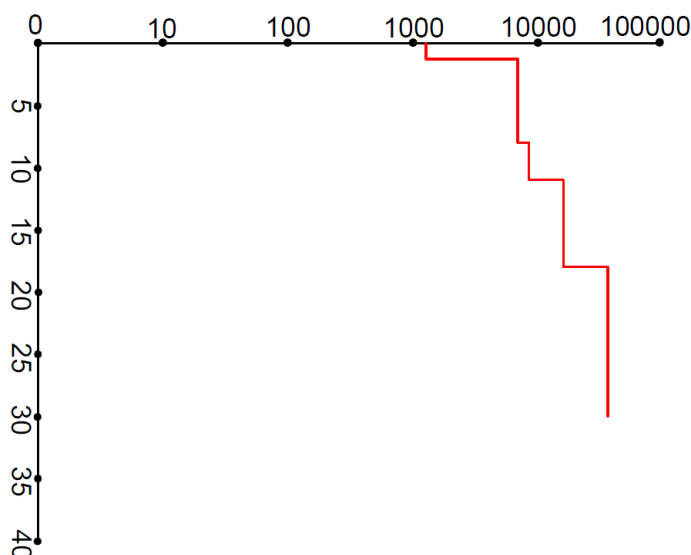
Табела 9.1. Спроводливи карактеристики на геолошките структури

Table 9.1. Conductivity properties of the geological environments

Геолошки структури / Geological environments	Специфичен електричен отпор (Ωm) / Real electrical resistance (Ωm)
Глина правливо песоклива (CI/MI) / Clayed composition (CI/MI)	20
Прав песоклива (MI) / Sands with fine granulation (MI)	60
Песок правлив чакалест (MI/Sfs) / Sands with fine granulation and gravel (MI/Sfs)	80
Песок правлив 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 (PIpc) / Pliocene marls and conglomerates (PIpc)	300

9.1. Модели на привиден електричен отпор и нивната корелација со геолошките истражувања

Отпорот кој се регистрира во потенцијалните електроди претставува привиден електричен отпор кој го манифестира геолошкиот комплекс. Вредностите на привидниот електричен отпор на средините се добиваат вештачки со користење на податоците од реалниот отпор на средините и дупнатините во испитуваната средина преку математичка формула која ќе биде разработена подоцна во трудот. Привидниот електричен отпор зависи од различните геолошки средини застапени во комплексот, како и нивните спроводливи карактеристики. Од таа причина и кривите на привидниот електричен отпор на средините претставуваат синтетички криви кои се креирани по математички пат и понатаму интерпретирани како да се добиени при теренски испитувања. Синтетичките криви на привидниот електричен отпор се интерпретираат преку податоците од синтетичките криви на реалниот електричен отпор. Постапките за интерпретација на моделите и кривите на привидниот електричен отпор се вршат универзално без разлика на синтетичкиот начин на добивање на кривите.



Слика 37. Геоелектричен модел на привиден електричен отпор, сонда 1

Figure 37. Geoelectrical model of apparent electrical resistance, sound 1

На Слика 37. е претставен геоелектричен модел на привидниот електричен отпор, сонда1, профил 1.

Од геоелектричниот модел се определуваат точките на прекршување на кривата кои означуваат различна геолошка средина. Од моделот директно се определува дебелината на различните регистрирани геолошки средини, како и привидниот електричен отпор.

Манифестираниот привиден електричен отпор зависи од a - растојанието од едната струјна електрода до центарот на мерниот диспозитив, b – растојанието помеѓу потенцијалните електроди и R вкупниот отпор кој се регистрира за дадена геолошка структура. Односот на привидниот електричен отпор според наведените карактеристики се определува според следното равенството:

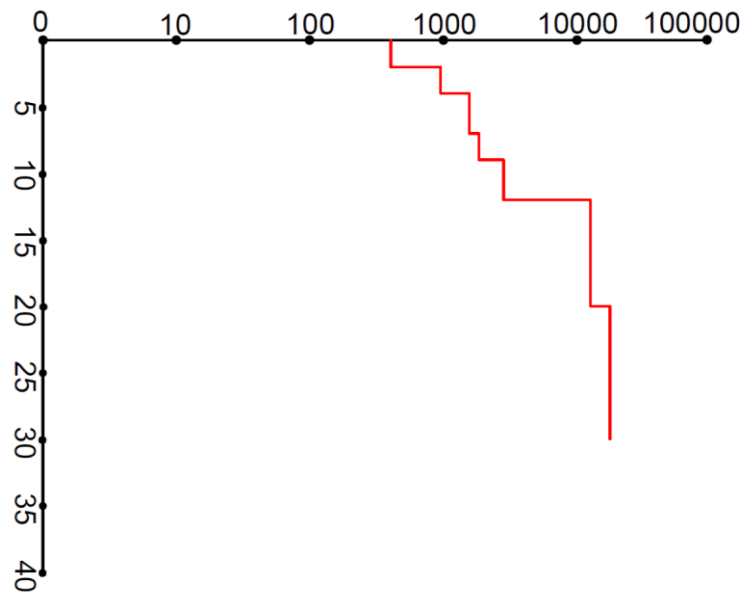
$$\rho_a = \frac{\pi a^2}{b} \left[1 - \frac{b^2}{4a^2} \right] R \quad (9.1)$$

Растојанијата a и b се познати при поставувањето на мерниот диспозитив додека пак вкупниот отпор R се добива како акумулиран отпор на сите геолошки средини. Поради сферниот начин на ширење на електричното поле и хоризонталната наслоеност на рудното тело вкупниот отпор на еден комплекс може да се земе како вкупен збир на паралелни отпорници според равенството:

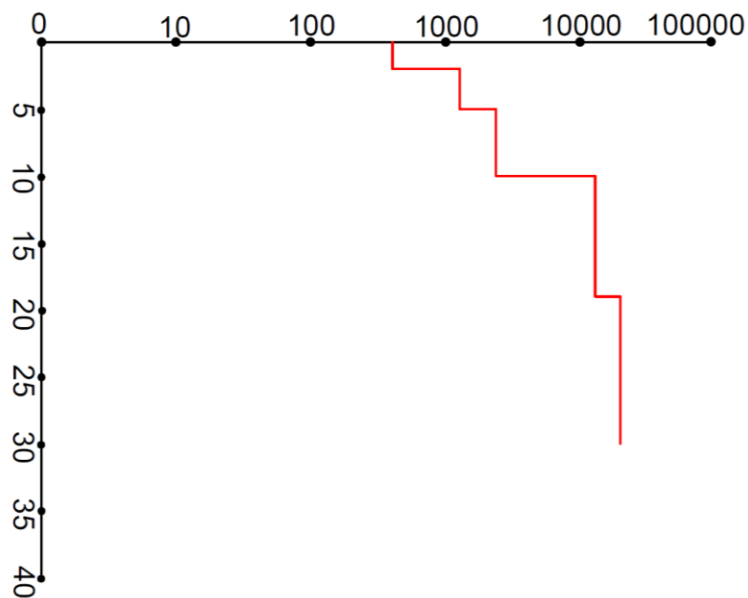
$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \dots + \frac{1}{R_n} \quad (9.2)$$

Геолошките средини се идентификуваат преку определување на реалните електрични отпори R_1, R_2, \dots, R_n , во корелација на добиените податоци со спроводливите карактеристики на застапените геолошки формации. Процесот на интерпретација се изведува за сите геоелектрични модели.

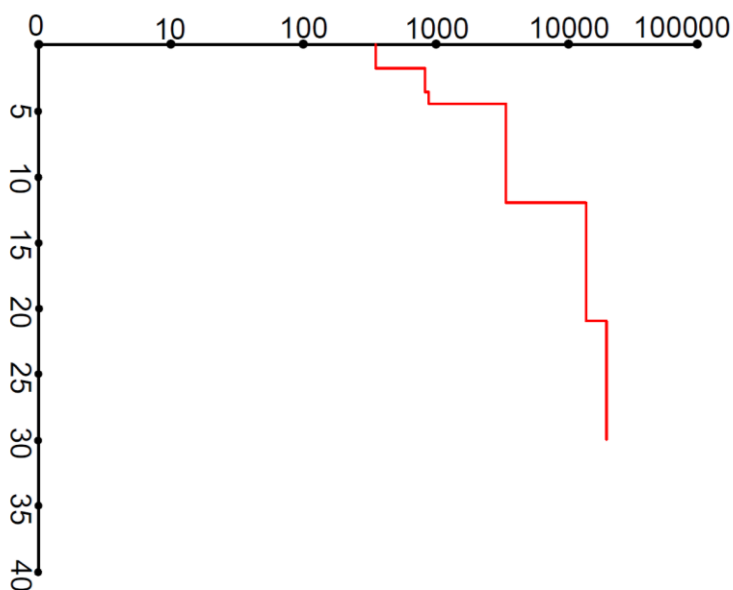
Со поврзување на податоците добиено од геоелектричните модели се изработува геоелектричен профил на истражниот простор моделиран преку специфичниот електричен отпор на средините. На Слика 46. е претставен геоелектричен модел на истражниот простор.



Слика 38. Геоелектричен модел на привиден електричен отпор, сонда 2
Figure 38. Geoelectrical model of apparent electrical resistance, sound 2



Слика 39. Геоелектричен модел на привиден електричен отпор, сонда 3
Figure 39. Geoelectrical model of apparent electrical resistance, sound 3

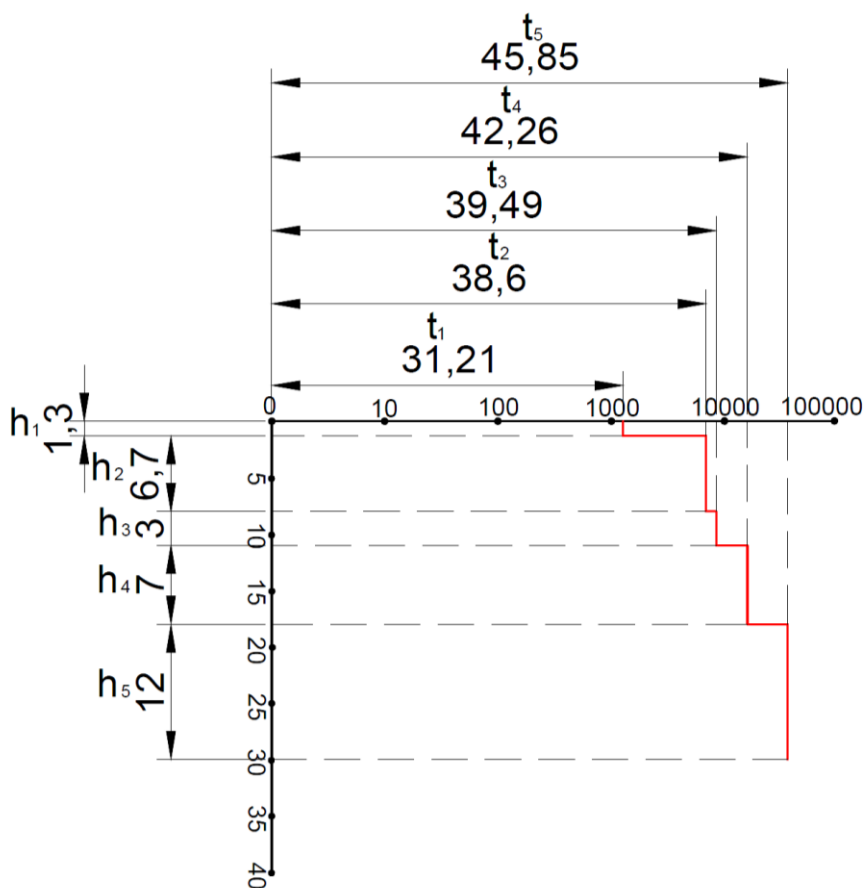


Слика 40. Геоелектричен модел на привиден електричен отпор, сонда 4
Figure 40. Geoelectrical model of apparent electrical resistance, sound 4

9.2. Интерпретација на модел на привиден електричен отпор

Процес на интерпретација на моделите на привидниот електричен отпор за секој модел е идентичен и зависи од прекршувањата на кривата, длабочината на прекршување и од привидниот отпор регистриран при секое прекршување. Секое прекршување на кривата на привидниот електричен отпор иницира промена во составот на геолошката средина, односно укажува на нов слој во геолошката структура. Привидниот електричен отпор кој се регистрира за одредена длабочина претставува вкупен електричен отпор кој геолошката структура го манифестира како целина. Според тоа интерпретацијата на моделите на привидниот електричен отпор е постапна и започнува од првото прекршување на кривата, и со идентификување на сите прекршувања на кривата, и нивното димензионирање спрема X и Y оска. Преку димензионирањето на двете оски се определуваат податоците за длабочината, дебелината на геолошката структура и привидниот електричен отпор.

На Слика 41. претставен е дијаграм на интерпретирана крива на привидниот електричен отпор за дупнатина сонда 1- Д-9-Д8, профил 1 во која на X оската се нанесени податоци за длабочината на испитување, додека на Y оската се нанесени податоци на привидниот електричен отпор регистриран за дадена длабочина. Податоците од X оската, од каде се исчитуваат вредностите за дебелините на слоевите се добиваат аналогно, додека податоците од Y оската која е логаритамска, преку математичко равенство со воспоставување на сооднос се добиваат вредностите за привидниот електричен отпор.



Слика 41. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината сонда 1- Д-9-Д-8 , профил 1
Figure 41. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole , sonda1-D-9-D-8, profile 1

Со добиените вредности се креира Табела 9.2. во која се внесуваат добиените вредности за растојанија a (m) и b (m), како и пресметаните вредности на привидниот електричен отпор (Ωm) и тоа за секој слој посебно. Во равенката (9.1) се внесуваат предходно добиените вредности за $a(m)$ и $b(m)$ и за привидниот електричен отпор (Ωm), по што се добиваат вредностите за вкупниот акумулиран електричен отпор (Ωm) за секој слој и добиените резултати се внесуваат во Табела 9.2.

Табела 9.2. Сонда1- Д-9 -Д8, профил 1

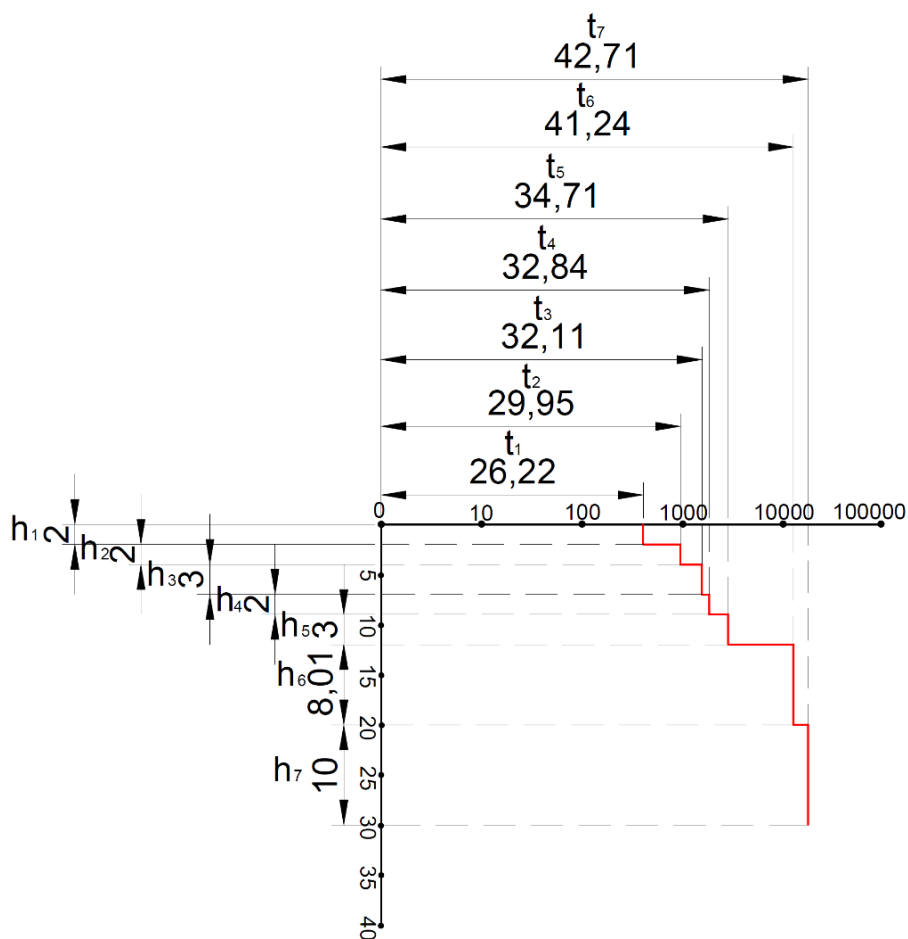
Table 9.2. Sonda1- D-9 -D8, profile 1

Ред.бр. / Number	Привиден електричен отпор / Apparent electrical resistance	Растојание / Distance a(m)	Растојание / Distance b(m)	Акумулиран електричен отпор / Acumulated electrical resistance	Интерпрет. Електричен отпор / Interpreted electrical resistance	Геолошка средина / Geological environmen
1	1212	1,3	0,26	59,98	59,98	Прашина песоклива (MI) / Sands with fine gran- ulation (MI)
2	8600	8,0	1,0	42,96	150,33	Чакалслабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine gran- ularity (Gp)
3	9490	11,0	1,0	25,02	59,90	Прашина песоклива (MI) / Sands with fine gran- ulation (MI)
4	22600	18,0	1,0	22,23	199,35	Плиоценски песоци и чакали (PI)/ Pliocene sands and gravel (PI)
5	25500	30,0	1,0	20,70	300,76	Плиоценски лапорци и конгломерати (PIpc) / Pliocene marls and conglom- erates (PIpc)

Интерпретираниот електричен отпор (Ωm) за секој слој од геолошката структура се пресметува преку равенката (9.2) со внесување на добиените вредности за акумулираниот електричен отпор (Ωm). Добиените вредности исто така се внесуваат во Табела 9.2.

Од добиените вредности за интерпретиран електричен отпор (Ωm) се одредуваат карактеристиките и видот на геолошката средина за сондата 1- Д-9- Д-8, профил1, според податоците од Табела 9.1. кои се внесуваат во креираната Табела 9.2.

На Слика 42. прикажан е дијаграмот на интерпретираната крива на привидниот електричен отпор за сонда 2- Д-8-Д6, профил 1.



Слика 42. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината сонда 2-Д-8-Д-6 , профил 1

Figure 42. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole , sonda 2/ D-8-D-6, profile 1

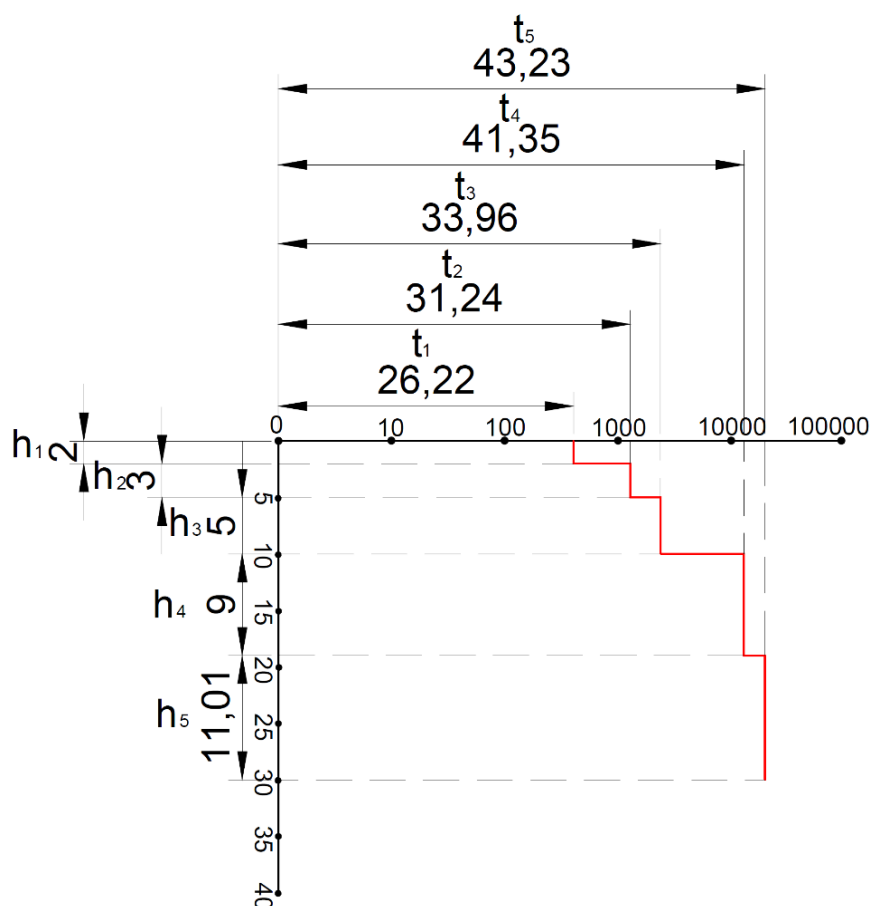
Табела 9.3. Сонда2- Д-8-Д6, профил 1

Table 9.3. Sonda2- D-8-D6, profile 1

Ред.бр. / Number	Привиден електричен отпор / Apparent electrical resistance	Расојание / Distance a(m)	Расојание / Distance b(m)	Акумулиран електричен отпор / Acumulated electrical resistance	Интерпрет. Електричен отпор / Interpreted electrical resistance	Геолошка средина / Geological environmen
1	622	2,0	0,4	20,0	20,0	Глина прашинест песоклива (CI/MI) / Clayed com- position (CI/MI)
2	995	4,0	0,8	16,0	80,0	Песок прашинест чакалест / Sands with fine granula- tion and grav- el(MI/Sfs)
3	2110	7,0	1,0	13,78	99,40	Песок прашинест средно збиен (Sfs) / Sands with medium gran- ulation (Sfs)
4	2840	9,0	1,0	11,20	59,82	Прашина песоклива (MI) / Sands with fine gran- ulation (MI)
5	4710	12,0	1,0	10,43	151,74	Чакал слабо гранулиран (Gp) / Gravel with fine gran- ularity (Gp)
6	12400	20,01	1,0	9,86	180,44	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)
7	27100	30,0	1,0	9,59	350,14	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)

Од предходно објаснета постапка се пресметани вредностите за акумулираниот електричен отпор (Ωm), интерпретираниот електричен отпор (Ωm) и према добиените вредности одредени се карактеристиките на геолошките средини. Сите вредности се внесени во креираната Табела 9.3 за сонда 2- Д-8-Д-6, профил 1.

Од дијаграмот на интерпретирана крива на привидниот електричен отпор за сонда 3-Д-6-Д4, профил 1, претставен на Слика 43., според претходно објаснетата постапка се добиени вредностите за акумулираниот електричен отпор (Ωm), интерпретираниот електричен отпор (Ωm) и определени се карактеристики на геолошките средини на сите слоеви застапени во дупнатината и внесени се во креираната Табела 10.4.



Слика 43. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината сонда 3- Д-6-Д-4 , профил 1
Figure 43. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole , sonda3 - D-8-D-6, profile 1

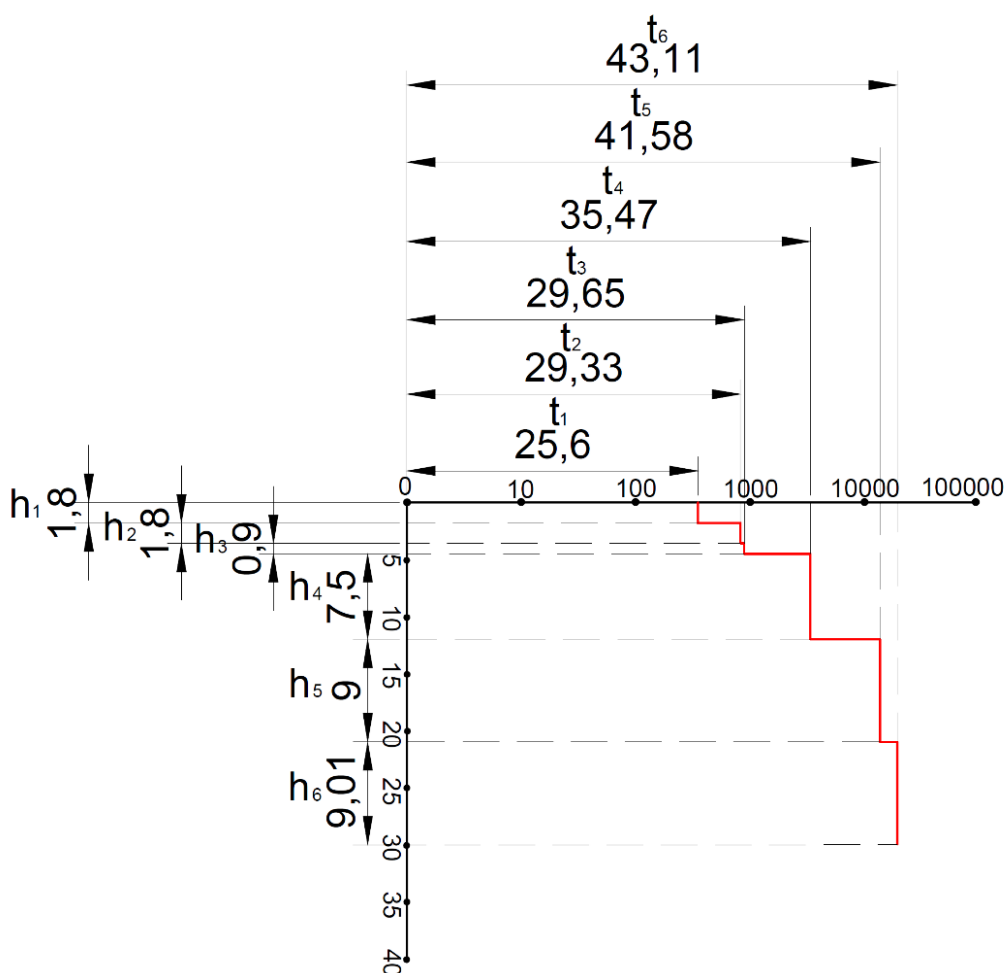
Табела 9.4. Сонда 3- Д-6-Д4, профил 1

Table 9.4. Sonda 3 - D-6-D4, profile 1

Ред.бр. / Number	Привиден електричен отпор / Apparent electrical resistance	Расојание / Distance a(m)	Расојание / Distance b(m)	Акумулиран електричен отпор / Acumulated electrical resistance	Интерпрет. Електричен отпор / Interpreted electrical Resistance	Геолошка средина / Geological environmen
1	622	2,0	0,4	20,0	20,0	Глина прашинест песоклива (CI/MI) / Clayed com- position (CI/MI)
2	1240	5,0	1,0	15,95	78,76	Песок прашинест чакалест / Sands with fine granula- tion and grav- el (MI/Sfs)
3	3960	10,0	1,0	12,64	60,90	Прашина песоклива (MI) / Sands with fine granula- tion (MI)
4	13500	19,0	1,0	11,92	209,26	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)
5	32300	30,0	1,0	11,43	278,05	Плиоценски лапорци и конгломерати (Plpc) / Pliocene marls and conglomerates (Plpc)

Од дијаграмот на интерпретирана крива на привидниот електричен отпор за сонда 4-Д-4-Д2, профил 1, претставен на Слика 44., според претходно објаснетата постапка се добиени вредностите за акумулираниот електричен отпор (Ωm), интерпретираниот електричен отпор (Ωm) и определени се карактеристики на геолошките средини на сите застапени слоеви во дупнатината и внесени се во креираната Табела 9.5.

Во дупнатината се гледа дека се застапени шест различни слоја од геолошката средина.



Слика 44. Интерпретирана крива на привиден електричен отпор за дупнатината сонда 4-Д-4-Д-2 , профил 1
Figure 44. Interpreted curve of apparent electrical resistivity for borehole , sonda4 - D-4-D-2, profile 1

Табела 9.5. Сонда 4- Д-4-Д2, профил 1

Table 9.5. Sonda 4 - D-4-D2, profile 1

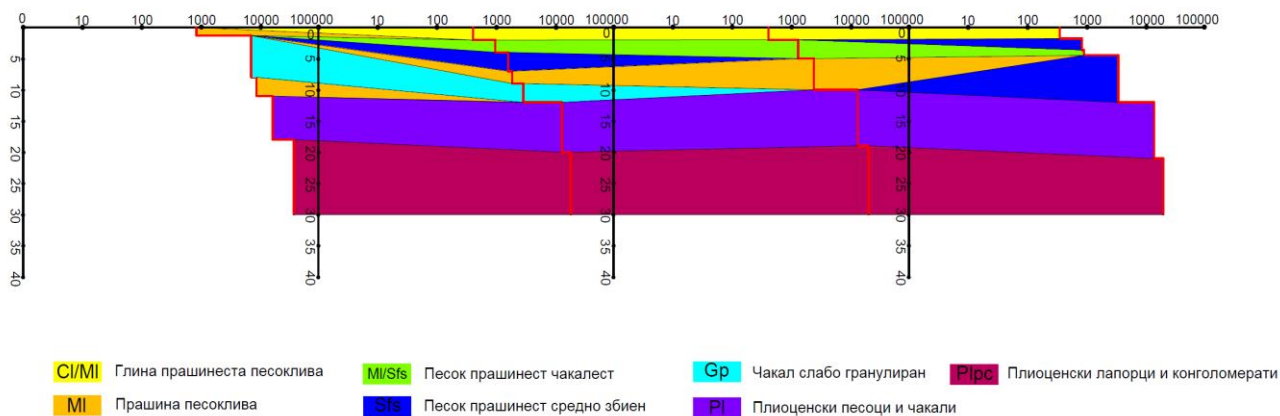
Ред.бр. / Number	Привиден електричен отпор / Apparent electrical resistance	Расојание / Distance a(m)	Расојание / Distance b(m)	Акумулиран електричен отпор / Acumulated electrical resistance	Интерпрет. Електричен отпор / Interpreted electrical Resistance	Геолошка средина / Geological environmen
1	560	1,8	0,36	20,01	20,01	Глина прашинест песоклива (CI/MI) / Clayed composition (CI/MI)
2	933	3,6	0,72	16,67	99,87	Песок прашинест средно збиен (Sfs) / Sands with me- dium granulation (Sfs)
3	965	4,5	0,90	13,79	79,82	Песок прашинест чакалест / Sands with fine granulation and gravel (MI/Sfs)
4	5470	12,00	1,0	12,11	99,40	Песок прашинест средно збиен (Sfs) / Sands with me- dium granulation (Sfs)
5	15800	21,0	1,0	11,41	197,39	Плиоценски песоци и чакали (PI) / Pliocene sands and gravel (PI)
6	31100	30,0	1,0	11,00	306,12	Плиоценски лапорци и конгломерати (PIpc) / Pliocene marls and conglomerates (PIpc)

9.3. Гео – електричен модел за истражниот простор

Геоелектричниот модел на истражниот простор се добива преку надоврзување на ВЕС кривите со цел да се формира конечниот модел на истражниот простор. Регистрираните прекршувања на ВЕС кривите се поврзуваат преку претходен процес на интерпретација на регистрираните податоци. Интерпретираните податоци ги определуваат слоевите кои резултираат со ист електричен отпор и преку тие параметри се поврзуваат електричните средини. Идентификацијата на електричните средини се изведува преку корелација на регистрираните вредности со спроводливите карактеристики на геолошките формации (пртставени во Табела 10.1). На Слика 46. е претставен геоелектричниот профил за истражниот простор моделиран преку неговите литолошки карактеристики.

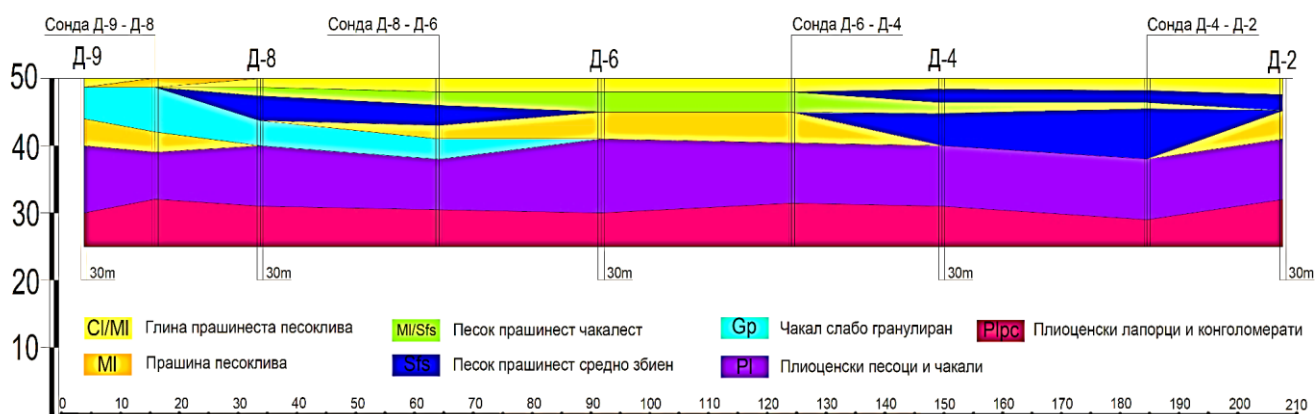
При директна анализа на геоелектричниот профил со геолошкиот профил можеме да заклучиме дека губењето на податоците при геоелектричното моделирање е многу мало, односно сите геолошки средини кои се опфатени во геолошкиот профил се регистрирани при геоелектричното моделирање. При корелација на двата профила можеме да заклучиме дека геолошката структура со геоелектричниот модел е моделирана низ 4 мерни точки по должината на профилната линија, па според тоа електричните испитувања можат да се земат како комплементарни на изведените геолошки истражувања. Преку геоелектричниот модел се моделираат геолошките средини регистрирани со методата на геоелектрично сондирање на истражниот простор. Определените средини во корелација со спроводливите карактеристики на истражниот простор се класифицираат во конкретни геолошки формации кои се застапени во истражниот простор. Геоелектричните истражувања се изведени со мерни точки позиционирани меѓу истражните дупнатини. Според тоа, по процесот на идентификација, сондите можат да се земат како мерни точки по должина на профилната линија со дополнителни интерпретирани геолошки податоци.

Со вметнување на добиените резултати во основниот геолошки профил, тој се проширува за уште 4 мерни точки, па според тоа основната профилна линија се моделира преку 8 вертикални површини. Дополнетиот геолошки профил за истражниот простор е претставен на Слика 45.



Слика 45. Геолошки профил на истражниот простор дополнет со податоците добиени при ВЕС испитувањата

Figure 45. Geological profile of the investigated area supplemented with data received while VES investigations



Слика 46. Геоелектричен профил на истражниот простор

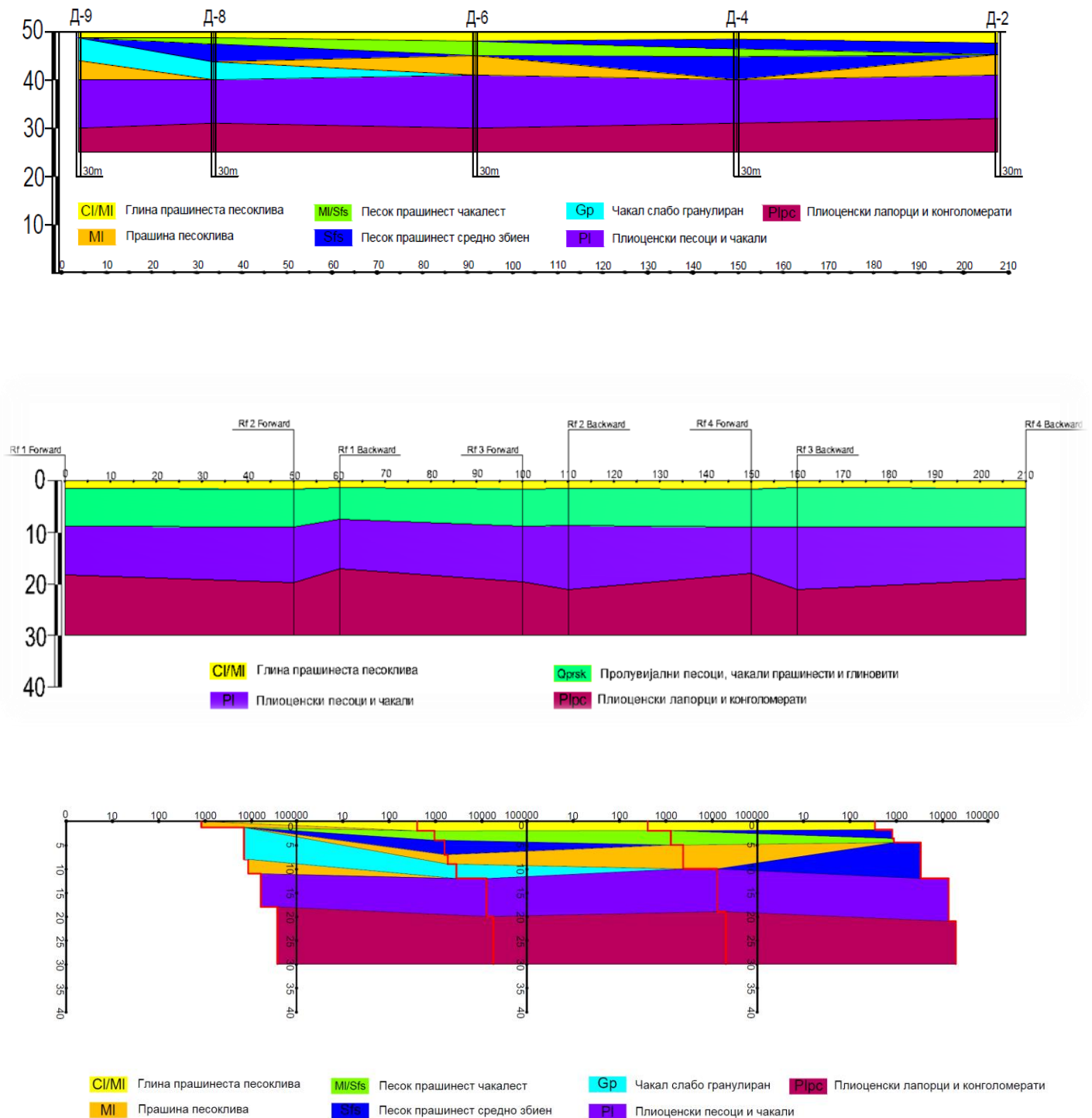
Figure 46. Geoelectrical profile of the investigated area

10. КОМПЛЕКСНА ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА ГЕОФИЗИЧКИТЕ ИСПИТУВАЊА

На Слика 47. се претставени геолошкиот, сеизмичкиот и геоелектричниот профил. При анализа на сеизмичкиот профил, според геолошките податоци се заклучува дека одредени геолошки средини со слични геомеханички карактеристики не можат да се детектираат при испитувањето и со тоа се губат во процесот на моделирање. Геолошките средини кои се определуваат како една целина при сеизмичкото моделирање претставуваат средините кои се под површинскиот слој, па се до плиоценските песоци и чакали до длабочина од 10m. При самите геомеханички испитувања на определните геолошки средини, плиоцнските песоци и чакали се земени како една категорија со исти геомеханички параметри, па според тоа и пред апликацијата на сеизмичките испитувања е познато дека тие геолошки средини ќе бидат регистрирани како една структура.

При анализирање на геоелектричниот профил со геолошките податоци и сеизмичкиот модел заклучуваме дека геолошките средини изгубени при сеизмичкото моделирање се идентификувани и определени при геоелектричното моделирање. При споредување на двата геофизички профили со геолошкиот профил можеме да дојдеме до заклучок дека во овај случај со геоелектричните испитувања се добиваат попрецизни податоци за длабочината на граничните површи. Битно е да се напоми дека со овие испитувања се определуваат повеќе детали преку геоелектричните испитувања, што не мора да значи дека геоелектричните методи се секогаш попрецизни и по точни од сеизмичките методи.

Комплексна интерпретација на сеизмички модел добиен со метода на рефракција и геоелектрично сондирање



Слика 47. Геолошки, сеизмички и геоелектричен профил
Figure 47. Geological, seismic and geoelectrical profile

ЗАКЛУЧОК

Обработувајќи го процесот на испитување на еден истражен простор преку примена на повеќе геофизички методи можеме да заклучиме дека геолошките структури зависно од нивните карактеристики при одредени испитувања се одделуваат едни од други, додека пак преку други испитувања не е возможно да се разликуваат и се моделираат како една целина. Тоа е резултат на различните физички принципи на кои се засноваат геофизичките методи. Конкретно при сеизмичките испитувања геолошкиот комплекс кој беше моделиран како целина презентира еднакви геомеханички карактеристики, па според сеизмичките физички закони таа структура претставува една целина.

Поради различните спроводливи карактеристики на целината, таа преку геоелектричните испитувања возможно е да се моделира како геолошка структура составена од повеќе различни геолошки средини со релативно слични еластични карактеристики.

Со примената на повеќе геофизички методи за еден ист истражен простор се зголемува бројот на податоци според кој се моделира просторот, а во исто време и опсегот на параметрите според кои се идентификуваат структурите. Поради тие причини, за добивање на попрецизна и поконкретна слика за потповршинската структура на истражниот простор пожелно е применување на повеќе различни геофизички испитувања.

КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА

1. А.П.Краев (1965) Основъи геоелектрики.
2. Боев Б., Стојанов Р., (1994): Петрографија. Унвиерзитет “Св. Кирил и Методиј” – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
3. Делипетров Т. (2003) Основи на геофизика, Универзитет “Св. Кирил и Методиј” – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип
4. Донева Б. (2009) Корелација помеѓу реалниот геолошки медиум и гео – електричниот модел – магистерски труд, Универзитет “Гоце Делчев”, Факултет за природни и технички науки – Штип.
5. Dey, A. and Morrison, F. Resistivity modeling for arbitrarily shaped two dimensional structures.
6. Kujundzic B. (1977): Osnove mehanike stena, Gradjevinski calendar, SIT, Beograd, 1977.
7. John M.Reynolds (1997) An introduction to applied and environmental geophysics.
8. Tihomir Dragašević - Seizmička istraživanja, Geofizički institut, Beograd 1983.
9. Панов З. – Механика на карпи, Универзитет “Св. Кирил и Методиј” – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
10. Prem V.Sharma (2004) Environmental and engineering geophysics
11. J.J.Jakosky (1960) Geofizička Istraživanja
12. Šandor Slimak (1996) Inženjerska geofizika