



УНИВЕРЗИТЕТ “ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ” – ШТИП
ФАКУЛТЕТ ЗА ПРИРОДНИ И ТЕХНИЧКИ НАУКИ
Катедра за површинска експлоатација

М-р Ристо Поповски

МОДЕЛ НА СТАБИЛНОСТ НА КАРПЕСТ МАСИВ
КАТРАКТЕРИСТИЧЕН ЗА ИСТОЧНО
МАКЕДОНСКАТА ЗОНА

-ДОКТОРСКА ДИСЕРТАЦИЈА-

Штип, Март, 2013

Ментор: Порф. Д-р. Тодор Делипетров

Универзитет “Гоце Делчев”-Штип, Факултет за природни и технички науки,

Коментор: Проф. Д-р Панов Зоран

Универзитет “Гоце Делчев”-Штип, Факултет за природни и технички науки,

Членови на комисија за оценка и одбрана:

Претседател: _____

Член: _____

Член: _____

Датум на одбрана: _____

Датум на промоција: _____

1.0. Вовед	1
1.1. Предмет на истражувањето	3
1.2. Цели на истражувањето	3
1.3. Методологија на работа	4
1.4. Осврт на досегашните истражувања	5
2.0. ГЕОЛОШКА ПОДЕЛБА НА КАРПИТЕ	6
2.1. Магматски карпи	7
2.2. Седиментни карпи	10
3.3. Метаморфни карпи	13
3.0. КАРАКТЕРИСТИКИ НА КАРПЕСТИОТ МАСИВ	16
3.1. Карактеристики од кои зависи статичката стабилност на теренот	16
3.2. Општи физчко-структурни особини на карпестиот масив	21
3.2.1. Хомогеност и хетерогеност	21
3.2.2. Изотропија и анизотропија	24
3.2.3. Дисконтинуитет на карпестиот масив	27
3.2.3.1. Дефиниција на дисконтинуитетот	28
3.2.3.2. Снимање на дисконтинуитетот	29
3.2.4. Определување на структурни елементи со помош на рударски истражни работи	33
3.2.5. Претставување на структурни дијаграми	35
3.2.5.1. Блок дијаграм	35
3.2.5.2. Розети на пукнатини	37
3.2.5.3. Сверна проекција	38
4.0. ИНЖИНЕРСКА КЛАСИФИКАЦИЈА НА КАРПЕСТИОТ МАСИВ	43
5.0. НАПОН И ДЕФОРМАЦИЈА НА КАРПЕСТИОТ МАСИВ	56
5.1. Примарни напони	56
5.1.1. Цврсти карпи	57
5.1.2. Раздробени карпи без кохезија	60
5.1.3. Раздробени карпи со кохезија	64
5.1.4. Вредност на параметрите на отпорност на смолкнување	66

6.0. МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЊЕ ПРИМЕНЕТИ ВО ДОКТОРСКАТА ДИСЕРТАЦИЈА	68
6.1. Геодетски мерења на истражниот простор	68
6.1.1. Користена опрема за геодетските мерења	69
6.1.2. Методи за мрење на агли во тригонометриските мрежи	70
6.2. Геолошко картирање на теренот	71
6.3. Геомеханички истражувања	71
6.3.1. Истражување на терен (in situ)	71
6.3.2. Лабораториски испитувања	72
6.4. Геофизички истражувања	73
6.4.1. Геоелектрични истражувања	73
6.4.2. Геосеизмички истражувања	77
7.0. СТАБИЛНОСТ НА ТЕРЕН	79
7.1. Примери за движење на земјината маса	79
7.2. Испитување на стабилноста на косините	85
7.2.1. Облик на лизгачката површина	85
7.3. Методи на испитување на стабилност на земјините косини	87
7.3.1. Методи на гранична рамнотежа	87
7.3.2. Конечни елементи	93
7.3.2.1. Линеарна анализа	94
7.3.2.2. Еластопластична анализа	98
8.0. ЕКСПЕРИМЕНТАЛНО ИСТРАЖУВАЊЕ	109
8.1. Геолошки карактеристики на истражните простори	110
8.2. Истражен простор во околината на Штип	116
8.3. Истражен простор во Скопска котлина	120
9.0. РЕЗУЛТАТИ ОД МЕРЕЊАТА И МОДЕЛИ НА ИСТРАЖНИОТ ПРОСТОР	
9.1. Терен Шашаварлија	121
9.1.1. Геоелектрични мерења	121
9.1.2. Геодетски мерења	152
9.1.3. Пресметка на стабилност на моделот	154
9.2. Терен Плачковица	158
9.2.1. Геоелектрични мерења	158

9.2.2. Пресметка на стабилност на моделот	185
9.3. Терен Скопска котлина	188
9.3.1. Геоелектрични мерења	188
9.3.2. Сеизмички мерења	190
10.0. ДИСКУСИЈА НА ПРОУЧУВАНИТЕ МОДЕЛИ	191
11.0. ЗАКЛУЧОК И ПРЕПОРАКИ ЗА ИДНИ ИСТРАЖУВАЊА	196
12.0. ЛИТЕРАТУРА	198

МОДЕЛ НА СТАБИЛНОСТ НА КАРПЕСТ МАСИВ КАРАКТЕРИСТИЧЕН ЗА ИСТОЧНО МАКЕДОНСКАТА ЗОНА

АПСТРАКТ

Во докторската работа извршена е изработка на модели на карпести масив во реални услови, при што се дефинирани условите за нивна примена и оценка на степенот на стабилност. На база на современите методи на истражување и анализирање за пресметување за степенот на стабилност, направено е исражување на модели кои би биле од корист за пресметка на стабилноста. Истражувањето е спроведено на три локации во Источна Македонија, с.Шашаварлија, детско одмаралиште – Плачковица и еден дел на Скопска котлина.

Набљудувањата се вршени во временски интервал од две години. Спроведена е методата на геоелектрично сондирање. Мерењата се вршени повеќе пати на истиот профил, со цел да се дефинира рамнината на лизгање во зависност од временските промени. Од добиените податоци од геоелектричното сондирање може да се заклучи дека специфичниот електричен отпор на карпестите маси опаѓа во време на зголемена количина на врнежи, а посебно во сувите периоди на годината се јавуваат релативно високи вредности на специфичниот отпор, посебно на површинскиот слој. Оваа појава е нормално да се очекува.

Анализата на специфичниот електричен отпор по истражуваниот профил јасно укажува дека рамнината на лизгање на карпестите маси се карактеризира со намален специфичен отпор во однос на околната карпеста маса, особено во изразито дождливи временски услови. Во овие услови доаѓа до поинтензивна активирање на процесот на лизгање на карпестите маси.

Резултатите од овие истражувања укажуваат дека геоелектричните методи може да дадат корисни информации при истражувањето на рамнината на лизгање на карпестата маса.

Моделите за анализирање и пресметување на стабилноста на карпестиот масив, можат да бидат применети кај површинските копови, при изработката на косини на усеци и засеци при изработката на патишта и други видови на геотехнички објекти.

КЛУЧНИ ЗБОРОВИ: КАРПЕСТ МАСИВ, ЛИЗГАЧКА РАМНИНА, СПЕЦИФИЧЕН ОТПОР, ГЕОЕЛЕКТРИКА, СТАБИЛНОСТ, ДЕФОРМАЦИИ, МЕТОДИ ЗА ОДРЕДУВАЊЕ НА СТАБИЛНОСТ, ФАКТОР НА СТАБИЛНОСТ, СВЛЕЧИШТА

Abstract

In this PhD (doctoral) thesis is made models of rocky massif in real condition which defines the conditions for their application and assessment of the degree of stability.

Based on modern methods of research and analysis for calculating the degree of stability, there is done a research models that would be useful for the calculation of stability.

The research was conducted at three locations in eastern Macedonia, village Shashavarlija, children resort - Plackovica and one part of the Skopje valley.

The observations were performed with an interval of two years and is conducted a method of geoelectrical sounding. Measurements are performed multiple times on the same section, in order to define the sliding plane, depending on the weather. From the data obtained from geoelectric sounding it can be concluded that the specific electrical resistance of rock masses is fall at a time of increased precipitation of rainfall, especially in dry periods of the year occur relatively high values of the specific resistance, especially in the surface layer. This appearance is normal to expect. The analysis of the specific electrical resistance in the researched section clearly indicates that the sliding plane of the rock masses is characterized by reduced specific resistance in relation to the surrounding rock mass, especially in extremely wet condition. In these conditions, it comes to the intense activation of the process of sliding rock masses.

The results are consistent with the basic theoretical assumptions, ie the zone with increased amounts of water has a lower value of the intensity of the specific electrical resistance, although it is the same type of geological environment.

The results of these studies indicate that the geoelectric methods can provide useful information in researching the sliding plane of rock mass.

This models can be applied in surface mines, in preparation of slopes of working trenches and cuts, in the construction of roads, in determining the stability of the slope of the natural slopes, slopes of river beds, disposal, landfill and other geotechnical structures.

Key words: rock massive, sliding plane, specific resistance, geoelectric, stability, deformations, methods for determining stability, factor of stability, landslides.

1.0. ВОВЕД

При изработка на дисертацијата извршени се експериментални истражувања на три локации во источните делови на Р. Македонија. Една од локациите е во близина на с. Шашаварлија, втората локација е на планината Плачковица, до самото детско одморалиште, и третата локација каде што се вршени мерења е Скопската котлина. Изработката на дисертацијата е поткрепена со геофизички мерења, електрика и сеизмика. Определувањето на специфичниот електричен отпор на карпестиот масив, рефлексивност и рефракција на средината и деформација на мерењата со тотална станица на карпестиот масив играат голема улога за определувањето на стабилноста на карпестиот масив. Посебно внимание е посветено на геоелектриката со изведена интерпретација на 2Д електрична томографија. Електричните методи успешно се применуваат во сложени геолошки услови, меѓутоа во подлабоки истражувања повеќе од 40m учинокот на овие методи опаѓа.

Геоелектриката денес често се користи за истражување на хоризонтални и вертикални промени на електричниот отпор на карпите, со што може да се добијат податоци за геолошкиот состав, градбата на карпите, нивната слоевитост и можноста за лом од самооптоварувањето или од принудно дејство на оптеретување. На тој начин се добива појасна слика за самиот карпест масив и неговата поставеност во просторот.

Електричното мерење на специфичната отпорност на карпестиот масив е искористено за препознавање на постоечката или можната рамнина на лизгање. Лизгачката рамнина која настанува често пати не може точно да се дефинира и можни се грешки при пресметката на стабилноста на теренот. Со употреба на плитка геоелектрика и 2Д- профилирање успешно може да се направат модели кои можат да се искористат за определување на местото на лизгачката рамнина.

Кај земјините објекти како што се насипите, каналите и сл. често се случува да се срушат косините со кои овие објекти се завршуваат. Меѓутоа, исто така се случува, природните падини, на кои не се правени никакви вештачки работи, исто така да почнат да се движат и тоа понекогаш одеднаш, речиси моментално

и со огромна сила, рушат и затрупуваат се пред себе, а понекогаш и многу бавно. Овие појави се веќе одамна познати и најчесто биле предмет на геолошки проучувања. Врз основа на одредени физички карактеристики на почвата за да се одреди стабилноста на карпестите косини во секој поодделен случај се применувани геомеханички и геофизички методи.

Стабилноста на косините природни или вештачки, во цврстите карпести масиви е доста сложен процес. и таа зависи од повеќе фактори. Најважни се следните: цврстината на непроменетите карпи неспоредливо е поголема од цврстината на смолкнување вдолж дисконтинуитетот, проблемите често се јавуваат во тодимензионалниот статички систем за кој практично се совладливи само најпростите шеми за пресметка, дејството на водата се манифестира во дисконтинуитетите и може да има големина и насока на дејството која зависи од положбата и правецот на протегање на дисконтинуитетот.

Имајќи ги во предвид наведените специфични карактеристики на статичкото однесување на карпестите маси, примената на класичните методи за стабилност кои се развиени на проблемот од механика на почви ќе имаат прилично ограничување. Поради овие ограничености во практично употребените начини на анализи, важно е да се воочи главната разлика на методите на механика на карпите во однос на методите на механиката на почвите, бидејќи постојат места каде таа разлика не може јасно да се искаже.

Методите на механиката на карпи, односно пресметковните шеми се врз основа на концептот, моделот на средина, кој подразбира цврстина на смолкнување на основната маса и механизмот на настанувањето на нестабилност се бара исклучиво во врска со системот на ослабнување (пукнатини, здробени зони и зони на растеретување), каде цврстината на смолкнување е доста ниска. Во таа смисла, како важен проблем се поставува правилното дефинирање на системот на дисконтинуитетот и својството на карпестиот масив кој низ методите на пресметковните анализи можат да се искористат во квантитативна смисла.

1.2. Предмет на истражување

Во основа, предмет на истражување на докторската дисертација е стабилноста на карпестиот масив во реални услови. Анализирани се геоелектричните модели и методи за одредување на стабилноста на косините, изработени се модели за конкретни случаи на карпестиот масив на теренот кај с. Шашаварлија, планината Палчковица и Скопска котлина.

Истражувањето и испитувањето на теренот за потребите за добивање на стабилни косини за проектирање и конструкција на патишта, рудни етажи и друг вид на геотехнички објекти е многу комплексна постапка. Комплексноста се гледа во фактот што треба да се дефинираат голем број на параметри, кои пак не е можно докрај прецизно да бидат определени без најмалку една интегрална анализа на меродавните геолошки услови на теренот, својствата и карактеристики на карпестите маси итн.

Стабилноста на косината не зависи само од нејзината геометрија, туку пред се и од влијанието на околните карпести маси со објектот. Овој проблем особено е актуелен при истражувањето и проектирањето на косините во реалните услови

1.2. Цели на истражување

Имајќи ја во предвид комплексноста на проблемот, на денешното ниво на развој на геофизичкото и геотехничкото инженерство, во фазата на истражување на факторот на стабилност кај карпестите масиви, многу големо внимание се посветува на развојот и модификациите на постојните методи на моделирање на косините, со оглед на фактот дека таквиот модел претставува основа за сите понатамошни нумерички анализи.

Егзогените геолошки процеси (делување на вода, ветер, мраз и гравитација), делуваат во долг временски период и оставаат важни последици. Како геолошка опасност најважно е движењето на масата, таканаречено движење на геолошкиот материјал на падините под влијание на гравитацијата.

Целите на докторската дисертација се состојат во дефинирање на модели со помош на геофизички истражувања. Овие истражувања се од користат за пресметката на стабилноста на карпестот масив. Во градежништвото и рударството, со изработката на градежни работи доаѓа до зголемување на аголот на работната и завршната косината. Така се постигнува голема материјална заштеда при откопувањето, а од друга страна пак, може да дојде до загрозување на животот и механизацијата, како последица од можното зарушување на косината.

Некои од терените се сами посе себе нестабилни. Од тие причини, потребно е точно дефинирање на лизгачката рамнина, определување на порниот притисок на карактеристични места, означување на нивото на подземни води и останатите геотехнички карактеристики. Доколку имаме повеќе точни влезни параметри и нивно споредување за одредување на стабилноста на карпестиот масив, добивањето на точни резултати од дефинираните модели се поверодостојни

1.3. Методологија на работа

Определувањето на лизгачката рамнина и останатите геомеханички параметри се едни од најбитните параметри за определувањето на стабилноста на теенот. Изработката на дисертацијата е поткрепена со експериментални мерења на поместувањето (деформација) на теренот со тотална станица, мерење на геоелектричниот отор и простирањето на V_p | V_s сеизмични бранови.

Се користат повеќе методи за пресметување и определување на факторот на стабилност кај косините. Во оваа дисертација се анализирани некои од нив. Тоа се методи кои се базираат на теоријата на еластичност и пластичност, методи на гранична рамнотежа (статички методи, методата на Bishop, Jambu и методата на Spencer), методи на напонска анализа, МКЕ и графички методи. Секоја од овие методи дава релевантен и оптимален фактор на сигурност задоволувајќи ги условите за рамнотежа.

При изработката на оваа дисертација и изработката на моделите во реална средина, користени се програмите Word, Excel, Surfer, iPi2Win и студентската

верзија од програмот GEO-SLOPE, кој користи современи методи за определување на факторот за стабилност на косина

1.4. Осврт на досегашните истражувања

Геомеханиката преставува релативно млада дисциплина и е во фаза на развивање и решавање на проблематиката со која таа се соочува. Постојат повеќе научници кои се занимавале со оваа проблематика. Уште во времето на првата половина од минатиот век, во 1936 година Fellenius развива метода, позната под името Шведска метода, базирана на дефинирањето на критичните кругови на лизгање. Во 1937 година Taylor ја претставува методата базирана на вредностите на внатрешниот агол и аголот на косината. Секако, еден од најзначајните научници кои се занимавале со оваа проблематика е Terzaghi, кој во 1952 година дава посовремено толкување на природните напони засновано на претпоставката на еластичноста и континуумот на карпестите маси. Во средината на 50-те години Janbu (1954) и Bishop (1955) ја усовршуваат оваа метода.

Примената на компјутерите од 1960 година овозможи зголемување на ефикасноста на итеративните процедури вклучени во овие методи. Ова доведе до математички попрецизни формулации како што се: методата на Morgenstern and Price (1965) и Spencer (1967). Од 80-те години на минатиот век, појавувањето на моќните компјутерски системи доведе до развој на комерцијални софтверски пакети базирани на овие техники. Софтверските решенија ја зголемија веродостојноста на методите за стабилност на косини. Во последните години, се појавија повеќе моќни софтверски пакети за одредување на стабилноста на косините, како што се: SLOPE/W од компанијата Geoslope, GALENA и ROCKPACK од RockWare, STABLE од MZ Associates.

2.0. ГЕОЛОШКА ПОДЕЛБА НА КАРПИТЕ

Карпите се составни делови на литосферата, кои претставуваат природни заедници на минерали (минерални агрегати) со определен состав и градба, настанати како резултат на одредени геолошки процеси. Карпите според начинот на настанувањето се делат на :

- Магматски карпи
- Седиментни карпи
- Метаморфни карпи

Примарни карпи се магматските карпи кои потекнуваат од магмата која се наоѓа под Земјината кора. Тие можат да се поделат на изливни, кога магмата излегува на површината на Земјата и тука се формира карпестата маса и длабински, кога магмата се втиснува во подлабоките делови на Земјината кора и се формира карпестата маса.

Под влијание на различни физичко-хемиски процеси магматските карпи се менуваат и тие се издвоени како метаморфни карпи.

Под влијание на ветерот, промената на температурата, водата и тектонски движења доаѓа до дробење на карпестиот масив и како таков се таложи во седиментационите басени (океани). Од наталожениот (раздробен) материјал во седиментационите басени под дејството на сопствениот притисок, се создаваат седиментните карпи, (Слика 2.1).



Слика 2.1. Поделба на магматски карпи

Figure 2.1. Division of magmatic rocks

2.1. Магматските карпи

Во зависност од местото на формирање на карпата тие се делат интрузивни и екструзивни или вулкански. Вулканските карпи може да се поделат на два дела: изливни, кога магмата-лавата се излива од вулканот и пирокластични, кога доаѓа до ерупција на вулканот исфрлајќи големи количини на маса во атмосферата која покасно таложејќи се на површината на Земјата создава нова карпеста маса.

Облици кои настануваат со ладењето на магмата се:

- Батолит (настанува кога магмата се лади и оцврстува под површината на Земјата, при што добива форма на планина)
- Лаколит (настанува кога магмата се лади и оцврстува, при што добива форма на печурка)
- Жични карпи (настануваат кога магмата се лади и оцврстува вдоль раздробени зони во Земјината кора).

Облици кои настануваат со ладењето на лавата се:

- Вулкански купи (настануваат кога лавата при своето изливање формира извишување).
- Вулкански плочи (настануваат кога лавата се разлива на поголема површина)
- Вулкански токови од лава

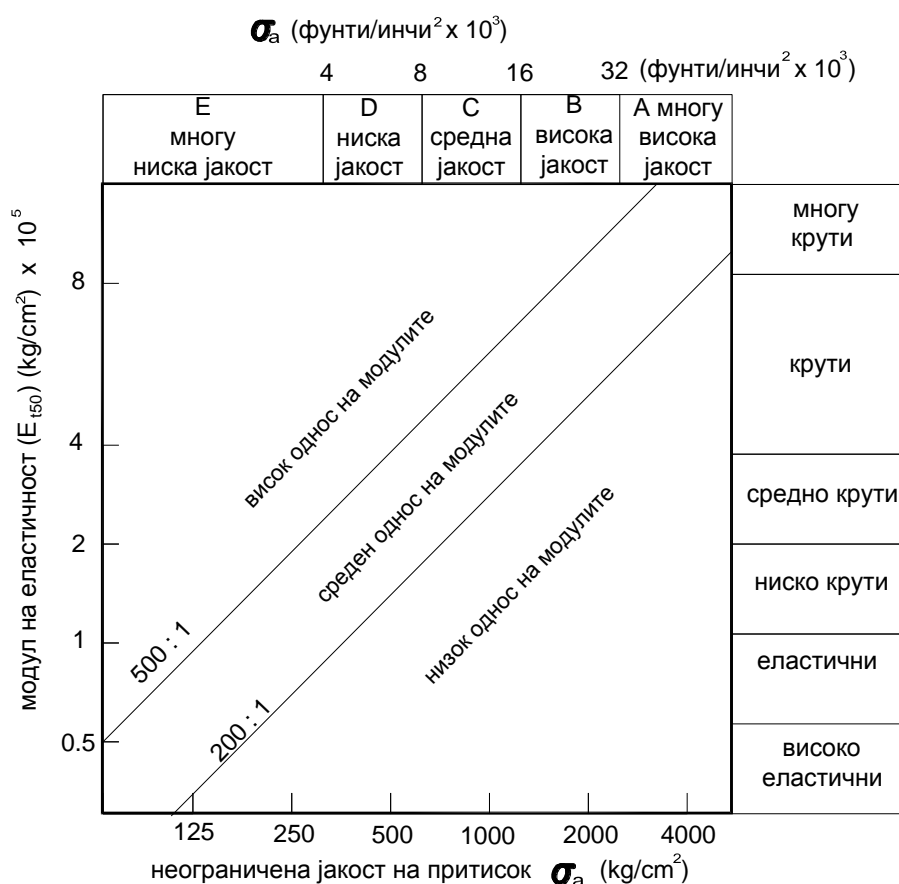
Магматските карпи по хемиски состав се делат на:

- Кисели - преку 66% SiO_2 ,
- Интермедијарни - од 52-66% SiO_2 ,
- Базични - од 45-52% SiO_2 ,
- Ултрабазични – до 45% SiO_2 .

Јакост на магматските карпи

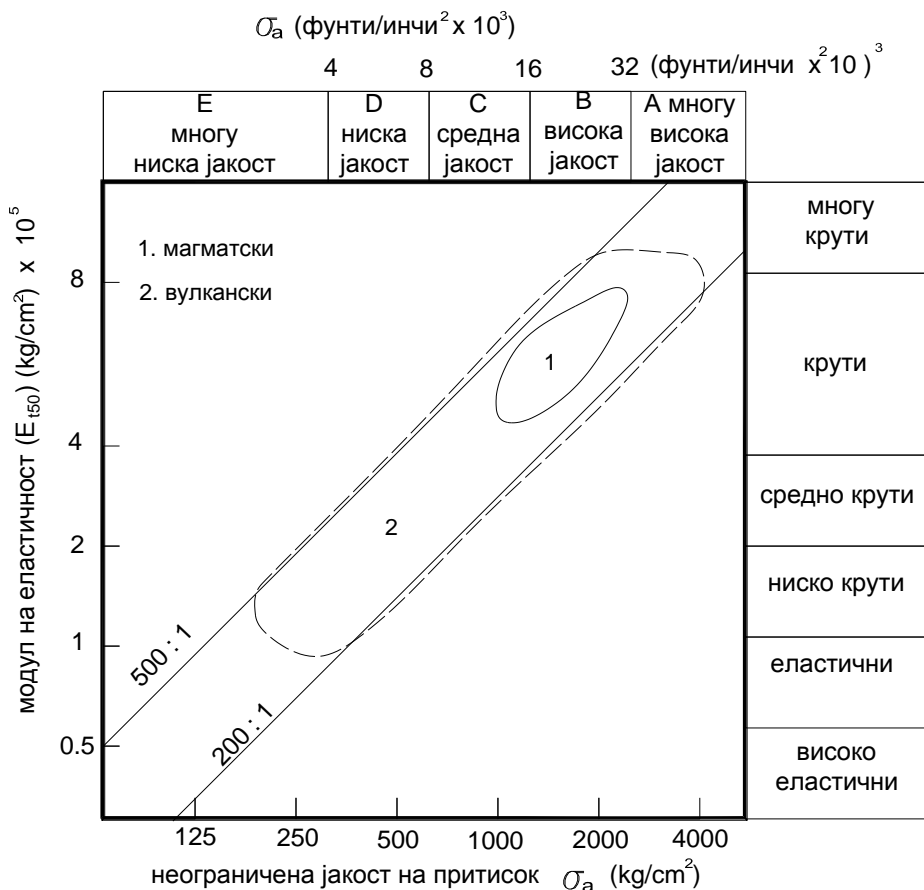
Јакоста на магматските (интрузивни и екрузивни) карпи е висока и воглавно зависи од структурата и хемискиот состав на карпите. Во принцип интрузивните карпи имаат поголеми јакосни карактеристики од вулканските карпи.

На (Слика 2.2) е прикажан дијаграм на неоштетени карпи, а на (Слика 2.3) е дадена поделбата на јакосните карактеристики на интрузивните и вулканските карпи.



Слика 2.2. Поделбен дијаграм за Дириовата и Милеровата поделба на неоштетените карпи

Figure 2.2. Diagram for Diiriov and Miller division for undamaged rocks



Слика 2.3. Инженерска поделба на неоштетените вулкански карпи

Figure 2.3. Engineering division of undamaged volcanic rocks

Надворешните вулкански карпи имаат многу поширок опсег на јакост и коефициенти. Таквите лави можат да создадат карпи со јаки и еластични својства.

Пирокластичните карпи го прошируваат полето на надворешните вулкански карпи во областа на мала јакост и коефициентот на еластичност поради нивната мала густина и висока порозност, настанати како последица на процесот на нивното создавање. Сепак повеќето надворешни вулкански карпи припаѓаат на групата со среден однос на коефициенти.

2.2. Седиментни карпи

Седиментните карпи настануваат со седиментација (напластување или таложење) на ситен материјал во морињата, езерата, реките и на копното. Овие карпи најчесто се напластени во хоризонтална положба и се состојат од слоеви со различна дебелина. Во нив може да се сретнат фосилни остатоци од растенија или животни. За да дојде до формирање на седиментните карпи неопходно е да се исполнат следните услови:

- површинско распаѓање на карпите
- транспорт на материјалот кој е настанат со распаѓањето на карпите
- таложење (седиментација) на транспортираниот материјал
- дијагенеза (литификација, оцврстување) на наталожениот материјал

Настанувањето на седиментните карпи во принцип е на ниски температури, најчесто од 0 – 25 °C, и ниски притисоци, од 1 бар до неколку стотина бари.

Поделба на седиментните карпи

Поделбата на седиментните карпи може да се направи по повеќе критериуми:

- Според начинот на создавање (генеза)

- кластични седиментни карпи или механички седиментни карпи, настануваат со таложење на материјал од различен состав и различна големина на зрната. Овде спаѓаат чакалот и песочните карпи.
- Хемиски седиментни карпи (се формираат со излучување и таложење на различни соли кои се наоѓаат растворени во водата)
- Органогени седиментни карпи (содржат фосилни остатоци на растенија и животни)

- **Според дијагенетските карактеристики (степен на литификација)**

- Неврзани
- Полуврзани
- Врзани

- **Според гранулометриските карактеристики**

- Псефити
- Псамити
- Алеврити
- Пелити

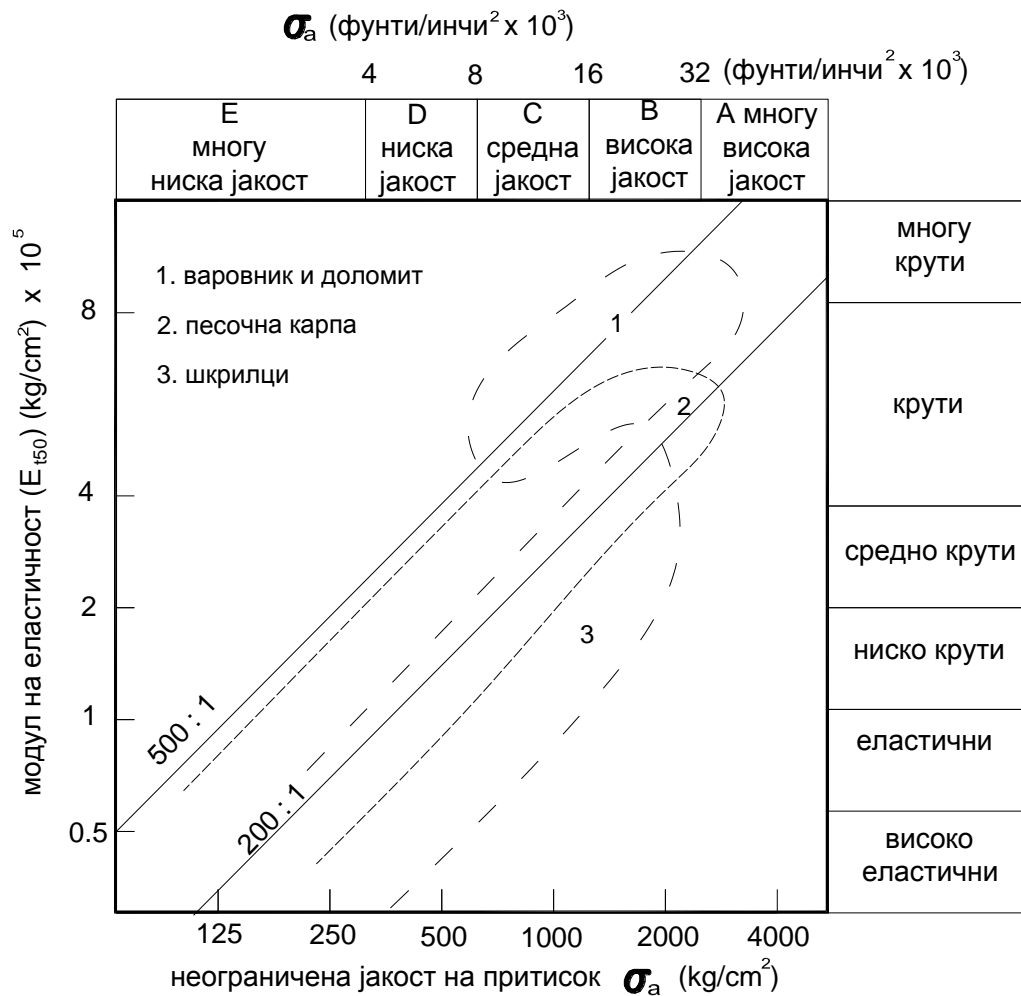
Јакост на седиментните карпи

Седиментните карпи имаат изразито променлива јакост и модули на еластичност (Слика 2.4). Кај кластичните карпи, овие вредности зависат од својствата придобиеени од средината на таложеење, како и од сите промени што ги претрпела карпата во процесот на литификација. Фактори од средината на таложеење кои имаат значителна улога се: распоредот, големината на зрната, поделбата, опкружувањето, минералниот состав. Процесот на литификација, вкрупнувањето и стврдувањето вообичаено ја зголемуваат јакоста на карпата. Кластичните карпи со средни и груби гранули вообичаено припаѓаат во групата на средна вредност на односот на коефициентот за широк опсег на јакост и еластични особини.

Шкрилците манефистираат склоност кон пластична деформација. Како резултат на тоа, коефициентот на еластичност е низок и односот на коефициентите е во ниска зона.

Неокластичните карпи се разликуваат во инженерските својства, во зависност од составот на карпата. Варовникот и доломитот најчесто имаат висока јакост и однос на коефициенти. Сувите карпи појавуваат слабо пластично однесување. Настојувањето за пластична деформација при механичкото оптеретување кое ги

надминува еластичните својства на средината го објаснува фактот зошто овие карпи се земаат како опција за одлагање на високонуклеарен отпад. Нивното еласто-пластично однесување оневозможува појава на пукнатини или процепи кои веднаш се запечатуваат поради пластичните особини. Ова својство е значајно бидејќи спречува миграција на депонираните материји од отпадот.



Слика 2.4. Инженерска поделба на неоштетените седиментни карпи

Figure 2.4. Engineering division of undamaged sedimentary rocks

2.3. Метаморфни карпи

Метаморфните карпи (*Meta - morphe* - изменување на формата, видоизменување) се голема група на карпи. Тие се настанати со преобликување на магматските и седиментните, или веќе постоечките метаморфни карпи. Таквите промени се резултат на физичко - хемиските услови кои се разликуваат од оние кои владееле во времето на настанување на матичната (магматска или седиментна) карпа. Најчесто метаморфизмот се врши поради промена на притисокот и температурата, при што преобразбата на матичната карпа може да биде структурна, минералозна или хемиска. Со процесот на прекристализација се зголемуваат зрната, при што, на пример од варовниците настануваат мермери, од песочниците кварцити и сл.

Метаморфни карпи се мермерот, гнајсот, шкрилците, кварцитот, амфиболитот и други.

Терминот шкрилавост или фолијација се користи за взаемниот паралелен распоред на листовидните минерали, како биотит, мусковит, хлорит, талк итн.

Метаморфните карпи се делат на:

- регионално-метаморфни
- динамометаморфни и
- контактно-метаморфни

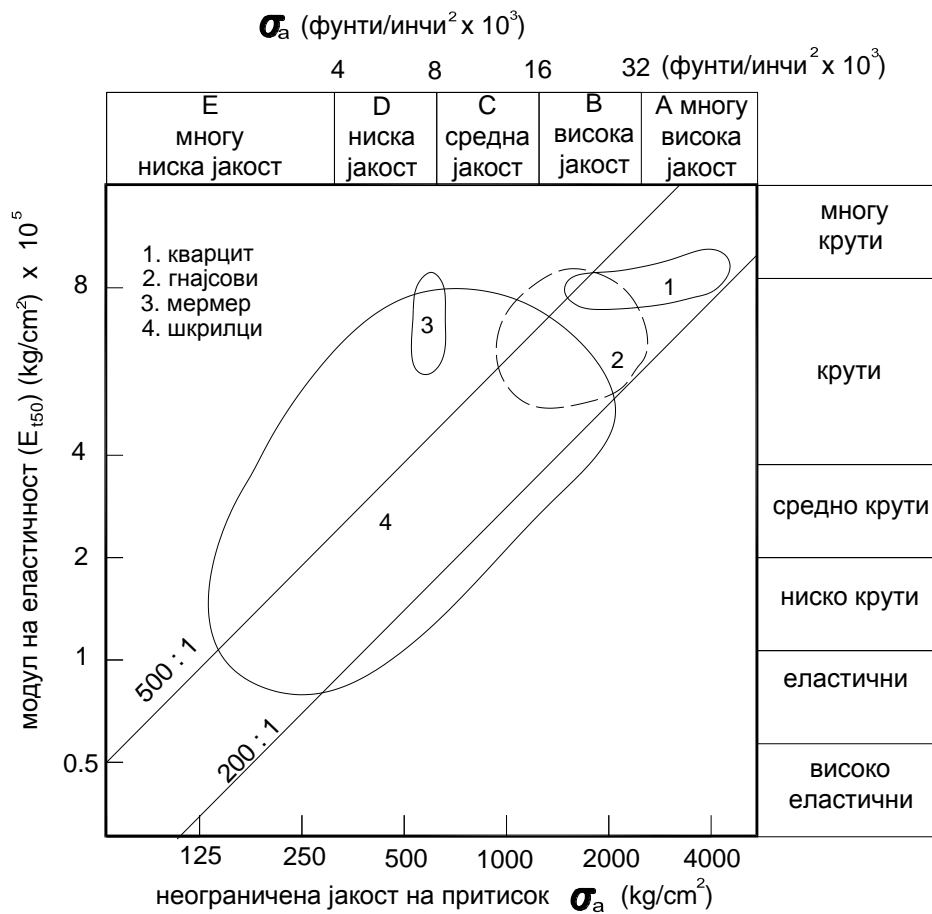
Јакост на метаморфните карпи

Преобразбата ја зголемува јакоста на некои метаморфни карпи преку процесот на збивање и повторна кристализација. Според (Слика 2.5), односот на коефициентите на кварцитот е ограничен во зоната на висок однос на коефициентите, споредбено со соодветните песочно-седиментни карпи.

Мермерот е исклучок од овој правец на зголемување на јакоста на преобразбата. Кога кристализираат варовникот и доломитите, кристалите во новодобиениот мермер се поголеми. Јакоста на карпата е пропорционална на површинската

област на контакт помеѓу гранулите. Фино зрнестата карпа има поголема допирна површина од грубо зрнестата.

Поради ова при преобразбата им се намалува јакоста на варовникот и доломитите.



Слика 2.5. Инженерска поделба на неоштетените метаморфозирани карпи

Figure 2.5. Engineering division of undamaged metamorphic rocks

Бидејќи при преобразбата се менува само големината на гранулите, а минералниот состав останува ист, односот на коефициентите на мермерот спаѓа во групата (500:1) од дијаграмот.

Шкрилците имаат широк опсег на јакост и еластичност поради својата изразена листеста структура кој создава рамнини на слабост паралелни со рамнините на

листестата структура. Јакоста на шкрилците зависи од насоката во која дејствуваат напоните. Доколку нивната распределба е тие да дејствуваат во правец паралелен на листестата структура, јакоста е минимална.

Доколку напоните дејствуваат нормално на листестата структура, јакоста е многу поголема. Гнајсевите имаат висок однос на коефициентите, бидејќи грубите наизменични темно-светли појаси од минерали не ја губат својата јакост во процесот на преобразба.

3.0. КАРАКТЕРИСТИКИ НА КАРПЕСТИОТ МАСИВ

Од анализите на стабилноста на карпестите масиви произлегува дека голем дел од оштетувањето на теренот настанува поради исцрпувањето на јакосните параметри на самата средина.

Причинители за намалувањето на јакосните параметри за стабилноста на карпестите масиви се влијанијата на статичките и динамичките напрегања кои се настанти поради промената на физичко механичките карактеристики на самиот карпест масив. Овие промени најчесто се случуваат при самата експлоатација на минералната суровина и природните појави. Со цел да се оценат овие влијателни промени потребно е да се познаваат физичко-механичките карактеристики на самиот терен.

3.1. Карактеристики од кои зависи статичката стабилност на теренот

Во зависност од намената при проектирањето на стабилноста на карпестиот масив физичко-механичките карактеристики можат да се издвојат како:

- **Основни физички карактеристики:**
 - Специфична тежина, γ_s
 - Природна волуменска тежина, γ_w
 - Волуменска тежина на водата, γ_w
 - Природна влажност, w_0 .

- **Класификациски карактеристики:**
 - Гралунометриски состав,
 - Коефициент на нерамномерност U ,
 - Параметри на збиеност D_r, D_s и K_d и
 - Индекс на течење I_t и конзистенција I_c .

- **Карактеристики на деформација:**
 - Модул на еластичност E_{st} ,
 - Модул на деформација E_d ,
 - Модул на стисливост M_v ,
 - Модул на смолкнување G и
 - Пуасонов коефициент μ .

- **Карактеристики на јакост:**
 - Агол на внатрешно триење φ и
 - Кохезија c .

- **Карактеристики на водопропусливост:**
 - Коефициент на водопропусност K_v .

Вредностите на напред наведените физичко-механички карактеристики се одредуваат со стандардизирани постапки кои се детално презентирани во литературата и со техничките нормативи на важечките правилности.

Овие физичко-механички карактеристики претставуваат и параметри за пресметување на други физичко-механички карактеристики кои имаат влијание врз стабилноста на теренот. Равенките на математичката поврзаност на овие карактеристики се дадени во табелите 3.1 и 3.2.

Табела 3.1

Физичко-механички карактеристики	Равенки
Волуменска тежина во сува состојба	$\gamma_d = \gamma / (1 - w_0)$
Порозност	$n_{pr} = 1 - \frac{\gamma_d}{\gamma_s \gamma_v} = e / (1 + e)$
Коефициент на порозност	$e = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} = n_{pr} / (1 - n_{pr})$
Природна влажност	$w_0 = (\gamma - \gamma_d) / \gamma_d$
Максимална влажност	$w_{max} = e \cdot \gamma_v / \gamma_s$
Коефициент на водозаситеност	$S_v = w_0 \cdot \gamma_s / e \cdot \gamma_v$
Волуменска тежина во водозаситена состојба	$\gamma_z = \gamma_d + n_{pr} \cdot \gamma_v$ $= \frac{\gamma}{1 - w_0} + e \cdot \gamma_v (1 + e)$
Волуменска тежина во потопена состојба	$\gamma' = \frac{\gamma_s - \gamma_v}{1 + e} = \gamma_d - \gamma_d / \gamma_s$
Релативна збиеност (за некохерентни)	$D_R = (e_{max} - e) / (e_{max} - e_{min})$
Степен на збиеност (за некохерентни)	$D_S = D_R (1 + e_{max}) / (1 + e)$
Коефициент на збиеност (за кохерентни)	$k_d = \frac{e_t - e}{e_t - e_p}$ $e_t = w_t \cdot \gamma_s$ и $e_p = w_p \cdot \gamma_s$
Агол на внатрешно триење	$\varphi = 18,6N^{0.20}$; $\varphi = 43,5 - \log \sigma$ N (SPT удари/30 cm)
Кохезија	$c = C_{kd} / 10$ (kN/m ²) C_{kd} – отпор на продирање на статичка пенетрација
Коефициент на водопрпусност	$K_v = (Q / p \cdot t) (d_i / d_h)$ Q – колич. на вода, p – напречен пресек, t – време

Табела 3.2.

E_{st}	M_V	E_d
$M_V = \frac{(1 - \mu) \cdot E_{st}}{1 - \mu - 2\mu^2}$	$E_{st} = \frac{(1 - \mu - 2\mu^2) \cdot M_V}{1 - \mu}$	$E_{st} = (1 - 2K\mu) \cdot E_d$
$E_d = \frac{E_{st}}{1 - 2K\mu}$	$E_d = \frac{(1 - \mu - 2\mu^2) \cdot M_V}{(1 - \mu)(1 - 2K\mu)}$	$M_V = \frac{(1 - \mu)(1 - 2K\mu)E_d}{1 - \mu - 2\mu^2}$

Каде е: K - коефициент на земјиниот притисок во мирување, $K = \mu/(1 - \mu^2)$ за едометарски и $K = \sigma_3/\sigma_1$ за триаксијални опити.

- Порозност

Во табела 3.3 се дадени средните вредности на порзноста и водопропусноста на некои карпи. Правите вредности на порозноста и проводливоста на вода на карпестите масиви се доста променливи.

Табела 3.3

Порозна средина	Вкупна порозност [%]	Ефективна порозност [%]	Хидрауличен кондуктивитет K_V (m/s)
Чакал	45	40	$10^{-1} - 10^{-2}$
Песок	40	30	$10^{-2} - 10^{-5}$
Ситен песок	32	5	$10^{-5} - 10^{-9}$
Глина	47	0-1	$10^{-9} - 10^{-12}$
Креда	30	2-6	$10^{-3} - 10^{-5}$
Песочници	20	5-15	$10^{-4} - 10^{-10}$
Гранити	2	0.2-2	$10^{-9} - 10^{-13}$
Варовник	0.5-20	0.2-10	$10^{-3} - 10^{-5}$

Табела 3.4. Својства на цврстина на карпест масив

Карпа	Сува густина (t/m^3)		Притисок UCS (MPa)	Средна UCS (MPa)		Сатуиран UCS (MPa)		Модул на еластичност (GPa)		Цврстина на истегнување (MPa)		Цврстина на смолкнување (MPa)		Агол на внатрешно триење (°)	
Гранит	2.7	2.9	50-350	200	250			75	90	15	15	35	40	55	50
Базалт			100-350												
Ситен песок	2.6	2.2	100-200	180	70	160	50	60	30	15	5	30	15	45	45
песочници			30-100												
(креда)	1.9			20		10		4		1		4		40	
песочници			5-40												
(креда)															
Варовник	2.6		50-150	100		90		60		10		30		35	
(креда)															
варовник	2.3		15-70	25		15		15		2		5		35	
(јура)															
креда	1.8		5-30	15		5		6		0.3		3		25	
Миљ (креда)	2.3		10-50	40		20		10		1				30	
шелј (креда)															
прекон. глина	2.3	1.8	5-30	20	2	5		2	0.2	0.5	0.2	0.7		25	20
			1-4												
Јаглен	1.4	2.2	2-100	30	25			10	20	2	1				30
Гипс															
Сол	2.1		20-30	12				5							
			5-20												
Хорнфелс	2.7	2.6	200-350	250				80	60		10	32		40	35
мермер			60-200												
гнајс	2.7	2.7	50-200	100				45	20	10	2	30		30	25
шкрилци			20-100	150	60										

3.2. Општи физичко-структурни особини на карпестиот масив

Механиката на карпи ги изучува карпестите маси онакви какви се јавуваат во природата, како реални средини.

При теоретското проучување на карпестиот масив или квантитативното опишување на поедини особини, или нивното понесување во различни услови на напрегање или напонска состојба, често се усвојуват претпоставки за хомогеност, изотропност и континуум на карпестиот масив. Така на тој начин се овозможуваат примена на математички модели и одредени теории. Овие претпоставки зависат од структурните карактеристики на карпестиот масив и целта на примена.

Карпестиот масив, како реална средина, по правило е хетероген, анизотропен испукан и се наоѓа во некоја природна состојба на напрегање.

3.2.1. Хомогеност и хетерогеност

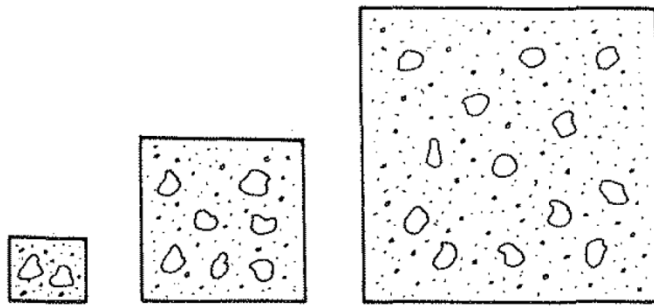
Под хомогено тело се подразбира тело кое е физичко, техничко или геолошко, кое во сите свои делови е изградено на ист начин, односно кај кое физичките особини во сите точки се еднакви. Во спротивно, телото се нарекува нехомогено или хетерогено.

Покрај ваквото дефинирање на хомогеноста може да се зборува за "релативна хомогеност" во однос на поедини и одредени особини. Едно тело, или карпа, во поглед на една особина може да биде хетерогено (на пример отпорност на притисок), а во поглед на друга особина хомогено (на пример проводливост на топлина).

Хетерогеноста на карпите е условена со неправилен или неуедначен распоред како на нивните составни елементи, така и на нивните механички особини. Во карпестиот масив не постои еднаквост во распоредот на нивната отпорност, а ни во распоредот на природните напрегања. Исто така разните оштетувања во дисконтинуитетот како и неоштетените делови на карпестиот масив, можат да бидат распределени во карпестиот масив сосема неправилно и нееднакво. Од

овде произлегува дека стварната состојба на карпестиот масив може да биде различна од опишаната теоретска врз основа на средните услови.

Поимот хомогеност или хетерогеност на карпестиот масив е релативен со оглед на размерот на разгледувањето (Слика 3.1). Кога се во прашање карпести маси, може да се зборува за "статистичка хомогеност" или "квазихомогеност". На пример еден конгломерат, ако се разгледува на површина од 1dm^2 , може да биде многу хетероген, а на површина од неколку десетина или стотина dm^2 може да се смета како хомоген.



Слика 3.1. Квазихомогеност на карпестиот масив во зависност од размерот на разгледување

Figure 3.1. Quasihomogenost of the rocky massif, depending on the scale of consideration

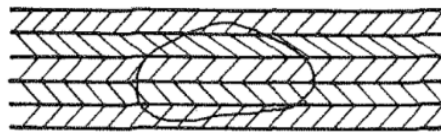
Кога се испитува цврстината на притисок на конгломератот за прикажаниот цртеж, во лабораторија се зема примерок $20 \times 20 \times 20$ cm, или $30 \times 30 \times 30$ cm, бидејќи нехомогеноста на структурните зрна во таков ред на големина можат во извесна мерка статички да се израмнат.

Испитувањата покажуваат да при испитување на помалите примероци доаѓа до израз влијанието на крупните зрна и големото расипување на податоци, што е обратно кај големите примероци. За утврдување на хетерогеноста, односно "квазихомогеност", на карпестите маси, потребно е експериментално проверување со многубројни опити.

Кога се работи за карпести масиви, поимот хомогеност, односно хетерогеност, главно е врзан за следните особини:

- структура на зрната и нивната врска,
- слоевитост,
- испуканост.

Во поглед на структурата на внатрешните зрна на поедини слоеви, карпите можат да бидат хомогени, но од слој до слој нехомогени. Ако карпестата маса се разгледува во доволно големи подрачја, може две различни средини да се сметаат како потполно хомогени, ако имаат ист распоред на нехомогеност (Слика 3.2).



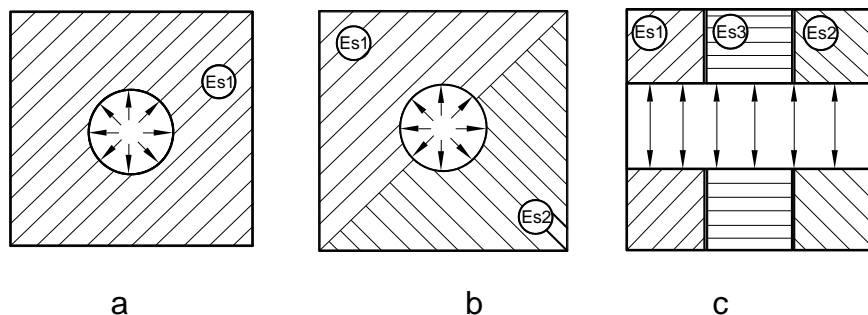
Слика 3.2. Влијание на структурните слоеви на хетерогените карпести масиви

Figure 3.2. Impact of structural layers of heterogeneous rocky massif

При проектирање на поголеми инженерски објекти (брани, окна, ходници и хидротехнички тунели), мора да се води сметка за параметрите на хомогеноста и на картите и профилите потребно е да се издвојат зоните кои за дадениот случај можат да се сметаат како хомогени.

На (Слика 3.3) е прикажан ходник во хомогена средина, каде модулот на деформација (E_s) има константна вредност (a), ходник во хетерогена средина во попречен пресек која предизвикува различни деформации на подградбата во средината E_{s1} и E_{s2} (b), влијание на хетерогеност во подолжниот пресек на

ходникот (с), каде подградбата различно се деформира на местата кои имаат различни модули на деформација E_{s1} , E_{s2} и E_{s3} .



Слика 3.3. Шематски приказ на хетероген карпест масив

Figure 3.3. Schematic representation of heterogeneous rocky massif

Од ова произлегува заклучок дека во текот на истражните работи неопходно е да се утврди постоењето на хетерогени зони и да им се придадат геомеханички вредности.

3.2.2. Изотропија и анизотропија

Под изотропно тело се подразбира тело, физичко, техничко или геолошко, на кое физичките особини (еластичност, ширење при загревање, кохезија, прекршување на светлината, електропроводливост) се еднави во сите правци.

Телата, односно карпите, кај кои различни правци во иста точка не се еквивалентни, ги има и се истакнати (привелеигирани) во поглед на физичките особини, се нарекуваат анизотропни тела. Изразени анизотропни тела се монокрисалите, кои се одликуваат со тоа што имаат извесна правилност на честичките на молекулите кои предизвикуваат различни физички особини во различни правци.

Во изотропните тела, по правило спаѓаат гасови, течности и аморфни тела кај кои во распоредот на молекулите нема правилност.

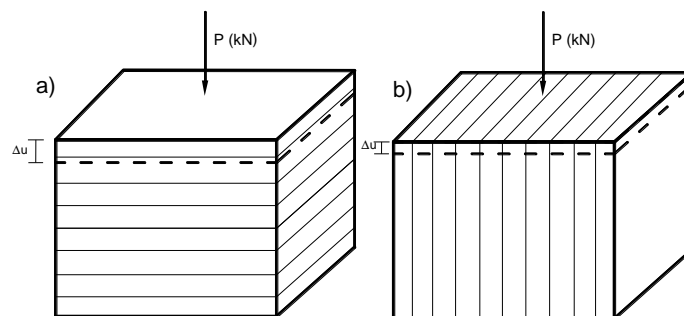
Поимот анизотропија кај карпите е релативна категорија. Таа не мора да биде врзана за сите физички особини на една карпа, и може да се ограничи само на некои особини, како водопропусност, деформабилност или кохезија.

Карпестите маси по правило се анизотропни, а анизотропијата на карпестите маси е условена со:

- пукнатини
- слоевитост
- шкриљавост

Анизотропноста се манифестира со следните физичко-механички особини: *отпорност на смолкнување, затегнување и притисок, еластичност, деформабилност и водопропусност.*

Најизразен тип на анизотропност на карпестите маси е во односот на деформабилноста. Со низа на експерименти, утврдено е дека карпестите маси по правило не се деформираат подеднакво во сите правци.



Слика 3.4. Деформација на карпест масив на оптеретување:

а) нормално на правецот на слоевите; б) во правец на слоевите

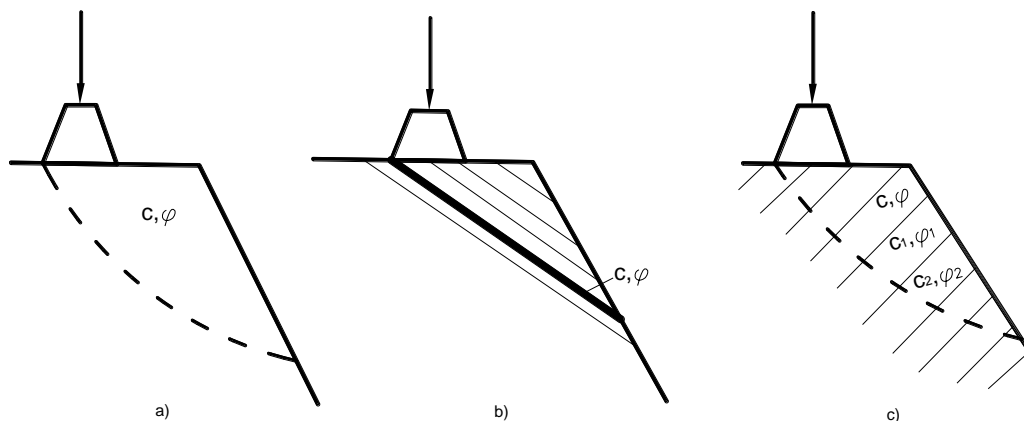
Figure 3.4. Deformation of the rocky massif load:

а) normaly to the direction of the layers; б) in the direction of the layers

На примерот прикажан на (Слика 3.4), се гледа дека деформациите од оптеретувањето во правец нормален на правецот на слоевите, се поголеми од

деформациите кои настануваат од оптеретување во правец на слоевите. Во првиот случај се земаат деформации кои се јавуваат во меките меѓуслојни интеркалации, а во другиот случај деформациите настануваат само од основните карпи и се значајно помали.

Многу карпи се изразито анизотропни и во поглед на смолкнувањето, и тоа слоевити карпи, кај кои анизотропијата има влијание при смолкнувањето кај решавањето на стабилност на косините. Во случајот (a) (Слика 3.5), косината е формирана во изотропна средина и за пресметка на стабилноста потребно е да се познаваат средните вредности на параметрите на отпорност на смолкнување, кохезија "c" и агол на внатрешното триење " φ "; во случајот (b), правецот на лизгање се поклопува со правецот на анизотропијата, по кој карпестата маса има најмала отпорност на смолкнување; додека во третиот случај (c) правецот на анизотропија не е неповолен (е добар), затоа што линијата на лизгање го сече карпестиот масив нормално на тој правец, а за пресметка на стабилноста на косините треба да се познаваат параметрите на смолкнување за секој прослој.

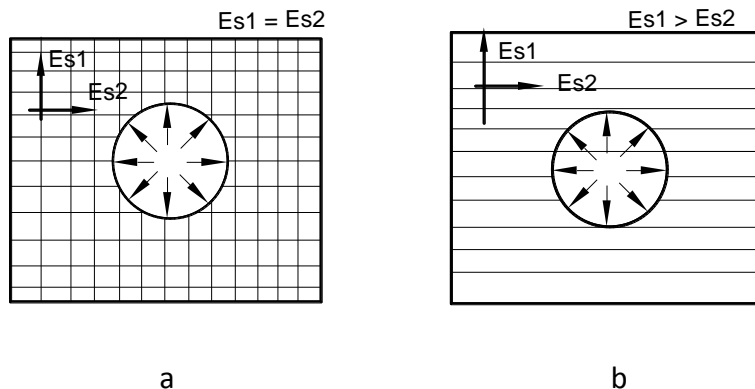


Слика 3.5. Косина во изотропна (a), анизотропна средина (b) и (c) анизотропна средина поволна положба

Figure 3.5. Slope in izotropic (a) anizotropic environment (b) and (c) anizotropic favorable environment position

Во случај на изградба на подземни простории (Слика 3.6) подградбата во изотропна средина ќе се деформира во сите правци подеднакво, додека

деформацијите во анизотропната средина ќе бидат различни, при што за статичките пресметки тоа е многу битно.



Слика 3.6. Хидротехнички тунел под притисок во изотропија (а) и анизотропна карпеста маса (b).

Figure 3.6. Hydrotechnical tunnel under pressure in isotropic (a) and anisotropic rock mass (b).

3.2.3. Дисконтинуитет на карпестиот масив

Карпестиот масив како реална средина, за разлика од почвата, се одликува со пукнатини кои битно влијаат на нејзиното механичко однесување. При опишување на карпестите маси во природата и нејзиниот дисконтинуитет битно е структурата на карпите внимателно да се предвиди во литолошкиот опис.

Ориентацијата, локацијата, постојаноста и параметрите на цврстина (отпорност) при смолкнување на критичниот дисконтинуитет претставуваат најважните индиректни податоци при решавањето на инженерските проблеми. Во случај на пресметка на стабилност на косини извесни квантитативни дискрипции можат да се користат во анализата со гранична рамнотежа, за прикажување на рамнинско или просторно лизгање на косина.

3.2.3.1. Дефиниција на дисконтинуитетот

Под поимот *дисконтинуитет* се подразбираат слојни површини, раседи, пукнатини и сите површини на кои цврстината значително се намалува во однос на монолитните парчиња од исти карпи и по кои површини може да дојде до смолкнување на карпестата маса. При проучувањето на дисконтинуитетот разликуваме: главен дисконтинуитет, фамилија на дисконтинуитетот и непрекинатост на дисконтинуитетот.

Главниот дисконтинуитет дава обележување на карпестата маса со оглед на видот на лизгањето. Во оваа врста на дисконтинуитет, најчесто припаѓаат раседите и слојните површини.

Фамилија на дисконтинуитет се означува како збир на дисконтинуитетот со приближно исти протегања и аголот на пад.

Пукнатините, слојните површини и раседите се разликуваат по непрекинатоста. Додека пукнатините се ограничени големини, раседите можат да бидат непрекинати и до повеќе километри.

Дисконтинуитетот се одликува со следните десет параметри:

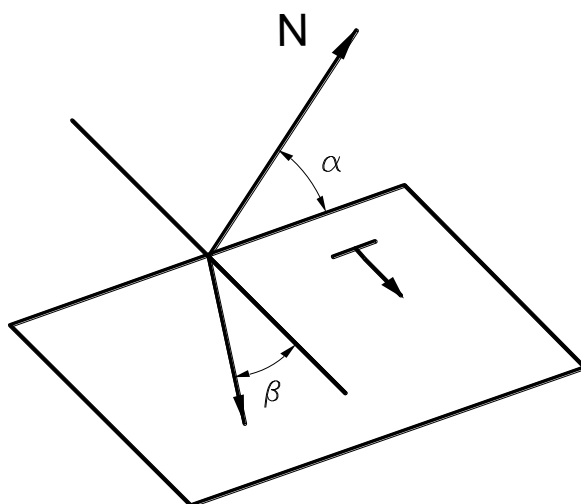
1. Ориентација - положба на дисконтинуитетот во просторот. Опишана е со аголот на насоката на пад (азимут) во однос на север и падната линија на најстрмниот агол во рамнината на дисконтинуитетот, на пример: насока на падот/пад ($015^{\circ}/35^{\circ}$);
2. Растојание - растојание помеѓу соседните дисконтинуитети;
3. Постојаност - должина на трасата на дисконтинуитетот посматрана на изданокот. Може да се даде груба мерка на површинското простирање на должината на дисконтинуитетот;
4. Рапавост и брановитост се пропишуваат на отпорноста на смолкнување;
5. Цврстина на сидот - еквивалентна цврстина на притисок на околните сидови на карпите на дисконтинуитетот. Важна компонента на цврстина при смолкнување ако сидовите на карпите се во контакт;
6. Отвор - растојание помеѓу сидовите на карпите на дисконтинуитетот при што

меѓупросторот е исполнет со воздух или вода;

7. Исполнетост - материјалот што ги раздвојува двата соседни зида на карпите на дисконтинуитетот и е послаб од околните кари. Типични материјали се: песок, прашина, глина, бреча, кварцни и калцитни жици;
8. Филтрација - течење на водата и слободната влага видлива на индивидуалниот дисконтинуитет или карпестата маса како целина;
9. Број на фамилија на пукнатини кои ги покрива системските пукнатини кои се сечат;
10. Големина на блокот - димензии на карпестиот блок кој се резултира во пресеците на фамилијата на пукнатини и положбата на индивидуалните фамилии.

3.2.3.2. Снимање на дисконтинуитетот

При снимањето на дисконтинуитетот разликуваме: правец на протегање (α), насока на падот (β), (Слика 3.7). За дефинирање на просторната положба на дисконтинуитетот потребно е на картата да се нанесе местото на мерење (со што се одредени x , y и z точки на мерењата) и измери аголот на насоката на падот на дисконтинуитетот.



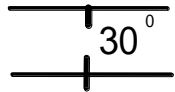





Слика 3.7. Главни елементи на дисконтинуитетот

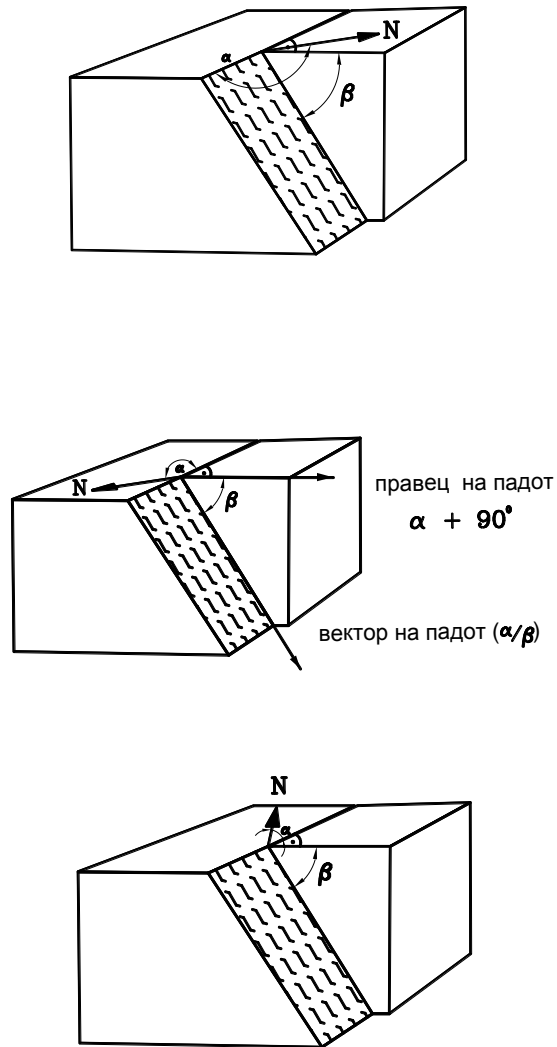
Figure 3.7. Main elements of discontinuity

Максималниот агол (падот) на средната површина на дисконтинуитетот се мери со помош на клинометар и се изразува во степени како двоцифрен број, на пример 05° или 55° ($00^\circ - 90^\circ$).

Азимут на падот (насока на падот) се мери во степени, сметајќи во смер на стрелките на часовникот од стварниот север, а се изразува како троцифрен број, на пример $010^\circ/15^\circ$. Пар на броеви претставува вектор на падот (Слика 3.8).

Наједноставна метода за претставувањето на падот и простирањето на слојот и дисконтинуитетот е со помош на симболи кои се пропишани со интернационални стандарди. Најбитните структурни ознаки го имаат следниот изглед и значење:

	Елементи на падот на слојот, поединечно мерење
	Вертикален слој, поединечно мерење
	Хоризонтален слој, поединечно мерење
	Дисконтинуитет со пад од 45° и протегање како што покажува ориентацијата на нацртаната линија, правецот на падот е индициран со симбол кој паѓа надолу
	Хоризонтален дисконтинуитет
	Вертикален дисконтинуитет со протегање како што покажува ориентацијата на линијата.









Слика 3.8. Вектор на падот

Figure 3.8. Vector of the drop

Ограничениот простор на геолошката карта очигледно го ограничува бројот на површините кои можат да бидат претставени на наведениот начин. И покрај тоа, за добивање на генерални ориентации на главниот дисконтинуитет тие можат да бидат многу корисни.

За другите детали можат да се користат различни симболи кои често се користат за претставување на пукнатините, кливажот и фолијацијата, кои ги имаат следните ознаки:

	Пукнатина со елементи на падот
	Вертикална пукнатина
	Хоризонтална пукнатина
	Кливаж
	Фолијација
	Хоризонтална шкриљавост

Испакнатоста на главниот дисконтинуитет може да биде директно нацртан на геолошката карта. На пример, дебелата континуирана линија (-) може да се користи за претставување на главните постојани дисконтинуитети, а испрекинатата линија (---) за главните дисконтинуитети чија постојаност се подразбира, но локално се покриени или се несигурно лоцирани.

При собирањето на податоците за анализа на стабилноста на карпестиот масив потребно е проучување на основните геолошки карпи на тоа подрачје.

Деталното снимање на дисконтинуитетот на некој терен може да се добие со фотометриско снимање. Со ваквите снимања, особено на површинските копови истовремено можат да се добијат податоци за пресметка на откопаните маси и структурните карактеристики. На овие снимки стручно се интерпретирани поголем број линии на лизгање.

На отворените чела, косини или подземни простории снимањето може да се изведе на целата површина или на профили распоредени на одредено растојание (20-50 m).

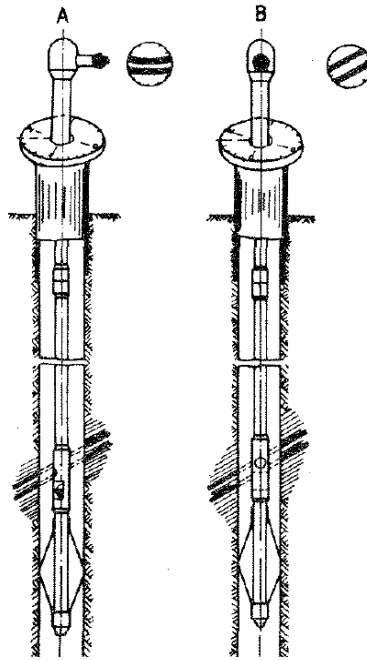
3.2.4. Определување на структурни елементи со помош на рударски истажни работи

При истражувањето на структурните елементи на карпите, примероците на минералните суровини, собирањето на податоци на подземните води, рударските истражни работи ни даваат поверодостојни незаменливи податоци. Рударските истражни работи можат да бидат окно, поткоп или нископ со мал попречен профил. Особено додека карпите се уште не се откриени, со таква работа се достигнува до здрава карпа, се добиваат податоци кои не може да ни ги даде ни една друга метода.

Во пракса многу честа е примената на структурно дупчење со јадрување. Со дупчењето и вадењето јадро, се добиваат релативно добри податоци за типот на карпата (минералната суровина), меѓутоа тешко е да се добијат податоците за дисконтинуитетот, исполнетоста и ориентацијата на слоевите.

Непореметените јадра можат да се добијат со примена на двоструки јадрени цевки или со изработка на големи профили на дупнатината. При примената на двоструки јадрени цевки внатрешната цевка мирува, и во неа навлегува јадрото, а на надворешната е круната која ротира. Дијаметарот на дупчење е: 25.4 mm , 50.8 mm, 76.2 mm, 101.6mm и 152.4 mm.

Во пракса се користат повеќе разни постапки за одредување на ориентацијата на јадрото. Повеќето постапки не ги даваат задоволувачките резултати па се развиени неколку постапки за преглед на ѕидовите на дупнатините. Такви постапки се на пример: фотографски камери, дигитални мали камери и примена на ендоскопи (Слика 3.9).



Слика 3.9. Ендоскопи

Figure 3.9. Endoscopes

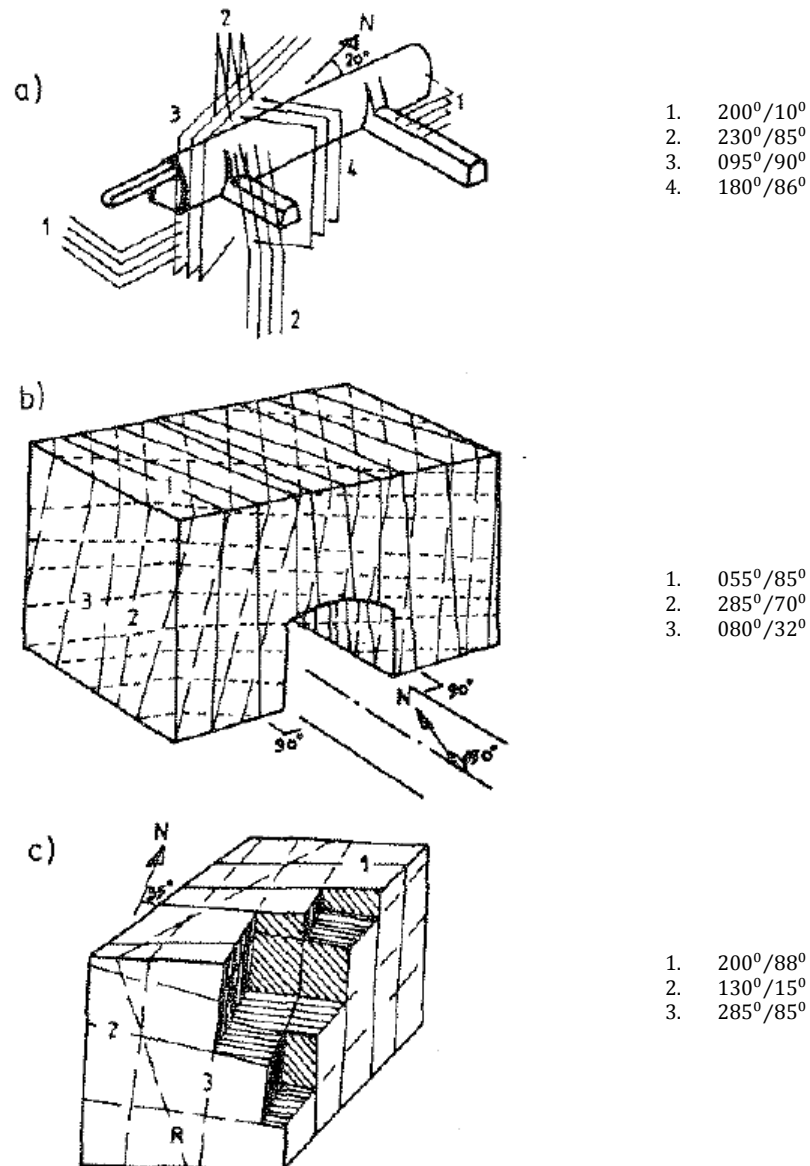
Независно од можностите, при пресметката за секој дисконтинуитет би требало да се приберат следните податоци:

- Локација на снимањето (на карта или профил),
- Растојание помеѓу пукнатините (густина на единица должина),
- Непрекинатост на дисконтинуитетот,
- Ширина на отворот и исполнетост (со опис) и
- Рапавост на површината на дисконтинуитетот.

3.2.5 Претставување на структурните особини

3.2.5.1 Блок дијаграм

Во почетниот стадиум при оценувањето на теренските податоци корисно е да се претстават мерењата во визуелна техника. Аксинометриските цртежи, како на (Слика 3.10), даваат увид во односите помеѓу инженерско-геолошките структури и структурите на карпестите маси. Ако се познати елипсите на главниот напон кои ги даваат мерените вредности, мораат да бидат претставени на ваков дијаграм при оцена на оптималната ориентација на структурните слоеви. Деталниот блок дијаграм е претставен на (Слика 3.10-б). Многу типови на структура можат да се претстават на ваков, идеализиран начин, на пример портал на тунелот, попречните пресеци на ходникот или на големите карпести каверни, карпести косини и брани.



Слика 3.10. Блок-дијаграми: а) приказ на инженерско-геолошки структури; б) детален приказ на структурните елементи на карпите на порталот на тунелот; в) визуелен приказ на структурните карпи.

Figure 3.10. Block diagrams: a) display of the engineering-geological structures; b) a detailed view of the structural elements of rock in tunnel; c) visual display of structural rocks.

Блок-дијаграмите кои покажуваат "исекување на аглиите, како на (Слика 3.10-с), даваат визуелна импресија на структурата на карпите. Тие се исто така добра замена за фотографии, каде покривачот на почвата ги покрива изданоците.

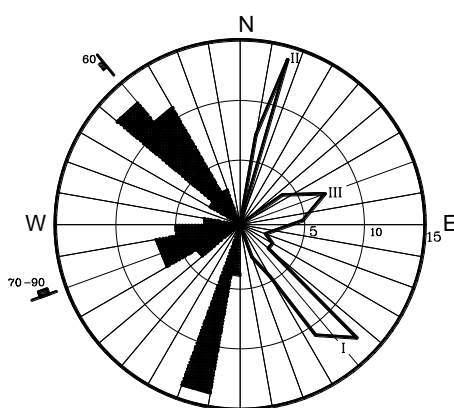
Во примерите прикажани на (Слика 3.10), корисно е со броевите на фамилијата на пукнатини да се прикаже ориентацијата (релативна) во однос на север (N) и да се даде правец на падот и протегањето од страна на дијаграмот.

3.2.5.2. Розети на пукнатини

Вообичаена метода на цртање и претставување на голем број на мерења на ориентацијата, на квантитативен начин се врши со помош на розета на пукнатини.

Овде мерењата се претставуваат на поедноставената розета компас, маркирана од 0° до 360° (или 0-400 д), со радијални линии со интервал од 10° или (10g). Набљудувањата се групираат во најблиските 10° сектори.

Бројот на опсервации е претставен вдолж радијалната оска, користејќи нумерички концентрирани кругови кои претставуваат 5, 10 и 15 опсервации или како што е погодно. Резултантата на протегање на латицата има слика во огледало околу центарот на розетата



Слика 3.11. Претставување на податоци на ориентацијата на пукнатини со розета

Figure 3.11. Representation of data of the cracks orientation with rosette

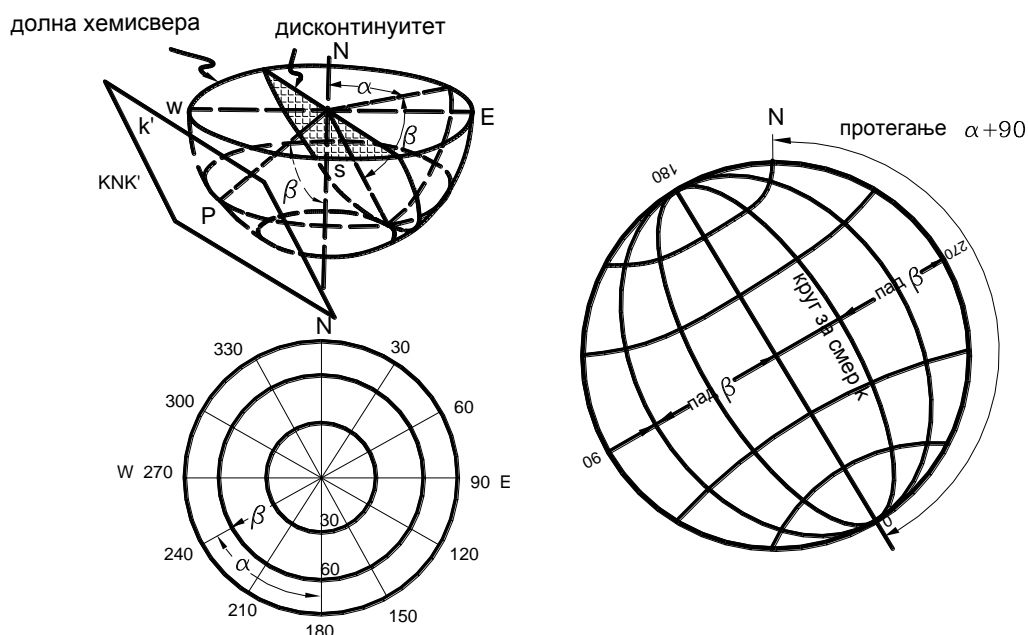
Подрачјето на опсервација на падот за секоја фамилија на дисконтинуитетот не може да биде претставено внатре во розетата, па затоа треба да биде прикажано надвор од кругот.

Треба да се нагласи дека мерењата на протегањето или правецот на падот на субхоризонталниот дисконтинуитет се прилично на розетите на пукнатини.

На (Слика 3.11) се прикажани два начина на претставување на податоците за ориентација на пукнатините на розетата на пукнатини. Претставувањето на групирањето во најблиските 10° сектори може да биде или со хомогени радиални сектори (лева страна) или со нивната големина на протегање преку средните вредности (десна страна).

3.2.5.3. Сферна проекција

Се користат неколку методи на проектирање за претставување на ориентацијата на геолошките рамнини. Геолошките прирачници објаснуваат различни техники кои можат да се користат, но најчесто се употребува проекцијата на еднакви површини или Schmidt-ов дијаграм.



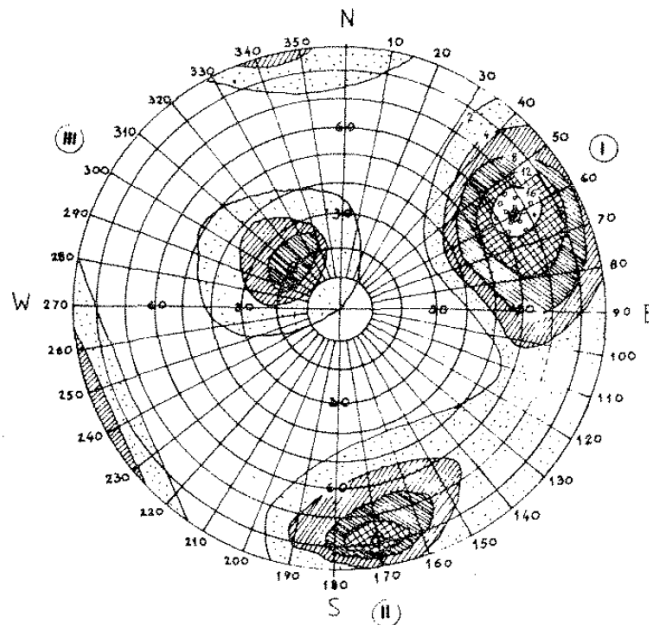
Слика 3.12. Претставување на дисконтинуитетот со користење на долната референтна хемисфера: а) одредување на падот, б) одредување на падот и протегањето на поларната мрежа с) одредување на падот и протегањето на екваторијалната мрежа.

Figure 3.12. Representation of the discontinuity using lower hemisphere reference: a) determining the fall, b) determination of the fall and the stretches of polar net c) determining the fall and stretches equatorial net.

Рамнината на дисконтинуитетот (α/β) може да се претстави како голем круг, или како пол на референтната хемисфера, кога центарот на сферата лежи во рамнината на дисконтинуитетот. За инженерски потреби се користи долната референтна хемисфера, а претставувањето на податоците е добиено од проекцијата на еднаква површинска мрежа. На (Слика 3.12-а) полот "P" на дисконтинуитетот "K" е точка на пресекот на нормалите на рамнината со долна хемисфера. Да би се нацртал полот на поларната мрежа (Слика 3.12-б) падот β се пресметува од центарот на мрежата под прав агол према периферијата. Да би се нацртала рамнината како голем круг на екваторијалната мрежа (Слика 3.12-с) протегањето ($\alpha+90^\circ$) се пресметува од север во смерот на стрелките на

часовникот на периферијата користејќи пластичен прекривач или транспарент на кој е означен северот (N).

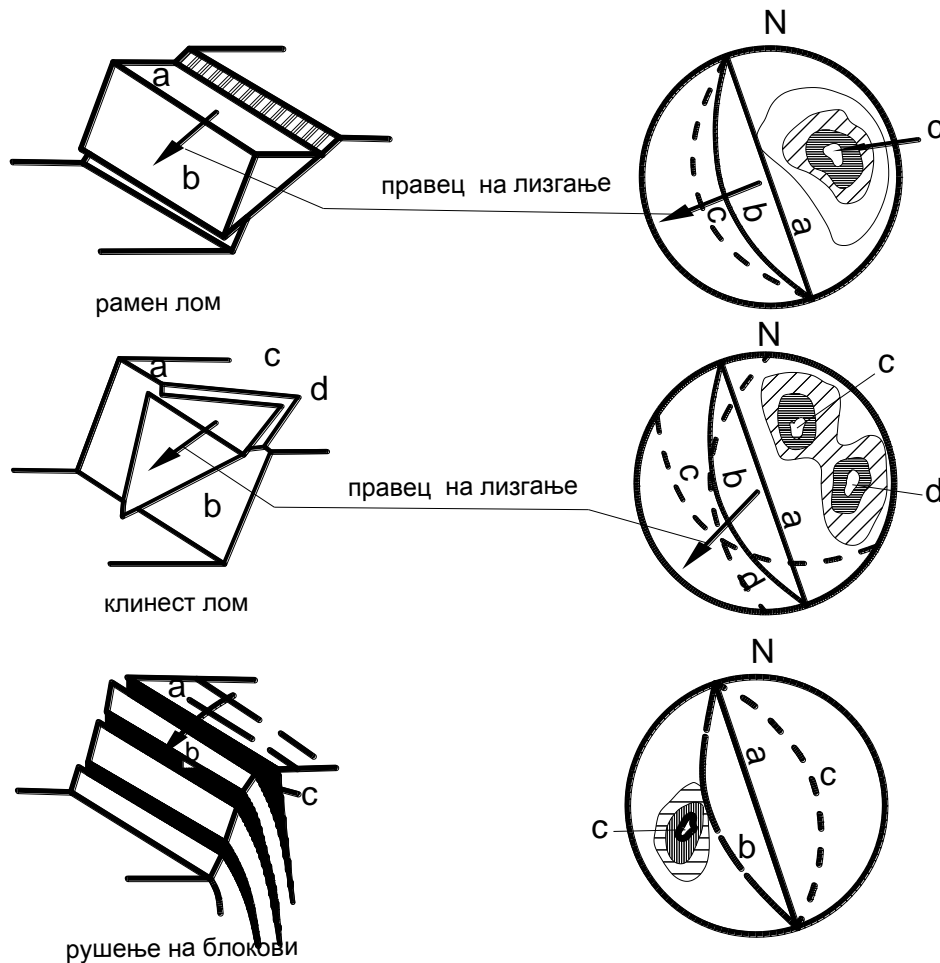
Падот е нацртан под прав агол на протегање мерено од периферијата према центарот. Полот "P" може исто така да се прикаже на екваторијалната мрежа, при што двете мрежи даваат исти геометриски распределби на половите. Поларната мрежа е најпогодна за претставување на половите во случај кога не е неопходна ротација. Schmidt-овата контурна метода се користи за одредување на густината на половите, еден пример е прикажан на (Слика 3.13).



Слика 3.13. Schmidt-ов контурен дијаграм со претставени ориентации на три фамилии на пукнатини нацртани на поларната мрежа. Главните фамилии I и II приближно се нормални една на друга, додека третата фамилија (III) скоро е хоризонтална.

Слика 3.13. Schmidt contour diagram with presented orientations of three cracks families drawn polar net. The main families I and II approximately are normal to each other, while the third family (III) is almost horizontal.

Оконтуривањето вклучува поставување на квадратна мрежа на мрежи со еднакви (еквивалентни) површини. Кругот прикажан на сликата, претставува 1% од вкупната површина на мрежата, сместен е со својот центар на пресеците на мрежата. Половите внатре во кругот се бројат и се бележат на секој пресек од мрежата. Густината на половите тогаш можат да се оконтурат користејќи до шест контурни интервали.



Слика 3.14. Претставување на структурни податоци поврзани за можниот облик на лом, вцртани на екваторијалната мрежа во форма на полови и големи кругови

Figure 3.14. Representation of the structural data related to the possible shape of bracke, designated of the equatorial net in the form of poles and great circles

На (Слика 3.14) е прикажано користење на екваторијалната мрежа за исцртување на двата пола и големите кругови за претставување на типични проблеми во релативната тродимензионална ориентација на дисконтинуитеот и слободните површини во механиката на карпи, како што е стабилноста на косини. Методата за сферна проекција е најкорисна таму каде стабилноста зависи од релативната тродимензионална ориентација на дисконтинуитетот и слободните површини.

4.0 ИНЖЕНЕРСКА КЛАСИФИКАЦИЈА НА КАРПЕСТИОТ МАСИВ

Математичкиот пристап за пресметка на карпстите масиви се темели на стекнатото искуство, а основата на ваквиот пристап се состои во инженерската класификација на карпестиот масив. Класификациите често се користат во сите фази на инженерското одлучување кај проектирањето за градбите на јамските конструкции, изборот на методите на откопувања итн. со што се допринесува за донесување на исправни инженерски одлуки. Класификациите на карпестите масиви во последно време се користат за постапките за припрема на податоците за нумеричко моделирање, односно преку нив се врши квантификација на некои битни својства на карпите кои мораат да бидат вклучени во нумеричките модели. Со оваа проблематика се има бавено голем број на истажувачи, и со самото тоа постојат и се користат повеќе класификации на карпестиот масив.

Класификација по М. М Протоѓаконов (1926) е доста често користена во рударството. Оваа класификација се заснова на поделба на карпестиот масив на 15 категории според коефициентот на цврстина. Протоѓаконов, коефициентот на цврстина го сватил како општ показател на отпорот што го дава карпестиот масив према надворешните влијанија. Овој коефициент е изведен од еднооксијалната притисна цврстина и е единствениот показател за состојбата на карпестиот масив.

Терцагиева класификација (1946) е прва рационална метода на проценка на оптеретувањето кај челичната подградбата во вид на лак. Денес оваа класификација се смета за доста општа и без некои објективни процени и без никакви квантитативни информации за карпите.

Класификацијата по Brauns-Stiny е доста стара и се користи кога во прашање се земјани работи. Sprema оваа класификација работната средина се дели на седум класи према тоа каков алат е потребен за работа во нив, односно према количината на експлозив потребен за изведување на работата.

Lauffer-ова класификација (1958) се темели на работите према класификацијата на Stiny, а е значајна по тоа што се применуваат два нови параметри кои влијаат на развојот на новите класификациони системи. Првиот параметар е периодот на време за кое неподградената просторија ќе биде

стабилна, додека другиот параметар е одалеченоста од челото на просторијата до најблиската подградба. Денес во употреба е модифицираната Lauffer-ова класификација, која во 1974 година ја имат предложено Pacher, Racewicz и Gosler.

Класификација по Wickham, Tiedemann, Skinner (1972), развиена е во САД, позната како RSR концепт. Оваа класификација по многу работи е чекор напред и нејзин основен допринос е во тоа што воведува систем на бодирање при оценката на карпестиот масив.

Најзначајни современи класификации на карпестиот масив кои се користат денес по потреба се разработени од следните автори: Deer (1967), Barton (1974), Bieniawski (1973, 1974, 1976, 1979, 1989), Laubscher (1979), Kendorski (1983).

Класификација по Deer

Оваа класификација се базира на испуканоста на карпестиот масив која претставува оцена врз основа на изваденото јадро од истражната дупчотина.

Како показател на испуканоста на карпестиот масив се користи RQD (Rock Quality Designation), кој може да се пресмета према следната формула:

$$RQD (\%) = \frac{L_p}{L_t} \times 100 \quad (4.1)$$

каде:

RQD – параметар на испуканост, показател за квалитет на масивот

L_p – вкупна должина на парчиња на јадро подолги од 10 cm и

L_t – должина на интервалот на бушењето.

RQD е само линеарен показател на целовитоста на карпестиот масив и е одреден со правецот на бушењето. Тој сам не е доволен за опис на карпите, не ги зима во предвид ориентациите на пукнатините, ширината и материјалот на исполнетост, рапавоста на сидовите од пукнатината, напонската состојба и состојбата на подземни води.

На откриените карпи (подземни простории) методот на испитување на вредноста на RQD се состои во броење на пукнатини застапени на $1m^3$ или со броење на пукнатините вдоль линијата.

$$RQD (\%) = 115 - 3,3 \cdot J_v \quad (4.2)$$

каде е :

J_v –вкупен број на пукнатини на $1m^3$ од карпестиот масив

(во случај да е $J_v < 4.5 \Rightarrow$ степен на испуканост $RQD = 100\%$)

Бројот на пукнатини по метар кубен на карпестиот масив може да се одреди како збир на пукнатините по метар за секоја фамилија пукнатини. На пример:

- фамилија 1; 6 пукнатини на 20 m
- фамилија 2; 2 пукнатини на 10 m
- фамилија 3; 20 пукнатини на 10 m
- фамилија 4; 20 пукнатини на 5 m

Следува дека е:

$$J_v = \frac{6}{20} + \frac{2}{10} + \frac{20}{10} + \frac{20}{5} = 0,3 + 0,2 + 2 + 4 = 6,5 \text{ пук}/m^3$$

RQD може да се одреди и на основа на мерењето на средното растојание помеѓу пукнатината и со помош на следната равенка:

$$RQD (\%) = 100 \cdot e^{-0.1\lambda}(0.1 \cdot \lambda + 1) \quad (4.3)$$

каде се:

λ – просечен број на пукнатини на $1m'$

$$\lambda \cong 1/\bar{X} \quad (4.4)$$

\bar{X} – средна вредност на растојание помеѓу пукнатината

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (4.5)$$

Геомеханичка класификација на испуканите карпести масиви

Геомеханичка класификација или RMR (Rock Mass Rating) ја има развиено Bieniawski 1973 година. Класификацијата содржи шест влезни параметри кои можат да се добијат и од истражните дупчотини. Тоа се следните параметри:

- Едноаксијална цврстина на притисок на монолит;
- Квалитет на карпестиот масив RQD;
- Средно растојание помеѓу пукнатините;
- Состојба на пукнатината;
- Состојба на подземните води;
- Ориентација на дисконтинуитетот.

Карпестиот масив се класифицира по издвоените квазихомогени зони во кои се изедначени битните негови карактеристики. Наведените параметри се одредуваат посебно за секоја зона.

Табела 4.1. – RMR систем (Bieniawski, 1989)

А. КЛАСИФИКАЦИОНИ ПАРАМЕТРИ И ПОЕНИ									
Параметар			Вредност						
1	Цврсти на на монолитот	Индексна Is (MPa)	>10	4-10	2-4	1-2	За ниски вредности само σ_c		
		Еднооксијална σ (MPa)	>250	100-250	50-100	25-50	5-25	1-5	<1
Број на поени			15	12	7	4	2	1	0
2	RQD (%)		90-100	75-90	50-75	25-50	<25		
Број на поени			20	17	13	8	3		
3	Растојание на пукнатините (m)		>2	0,6-2	0,2-0,6	0,06-0,2	<0,06		
Број на поени			20	15	10	8	5		
4	Состојба на пукнатината		Многу рапави површини Нераспадната стена	Благо рапави површини Благо распадната стена	Благо рапави површини Високо распадната стена	Лизгави површини			
Број на поени			30	25	20	10	0		
5	Подземна вода	Прилив l/min на 10 m просторија	Никаков	<10	10-25	25-125	>125		
		Притисок на вода во пукнатината / σ_1	0	<0.1	0.1-0.2	0.2-0.5	>0.5		
		Општа состојба	Суво	Влажно	Мокро	Капе	Тече		
Број на поени			15	10	7	4	0		
Б. КОРЕКТИВНИ ПОЕНИ ЗА ОРИЕНТАЦИЈА ВО ПУКНАТИНИТЕ									
Протегање и паѓање			Многу поволен	Поволен	Средно поволен	Неповолен	Многу неповолен		
Број на поени	Ходници		0	-2	-5	-10	-12		
	Темели		0	-2	-7	-15	-25		
	Косини		0	-5	-25	-50	-60		

В. КЛАСА НА КАРПЕСТ МАСИВ					
Број на поени	100 ← 81	80 ← 61	60 ← 41	40 ← 21	<21
Класа	I	II	III	IV	V
Опис на стената	Многу добра	Добра	Средно добра	Лоша	Многу лоша
Г. ТОЛКУВАЊЕ НА КЛАСАТА НА КАРПЕСТИОТ МАСИВ					
Класа	I	II	III	IV	V
Просечно време на стоење на неподградено растојание	20 години за 15 m	1 година за 10 m	1 недела за 5 m	10 часа за 2.5m	30 мин за 1 m
Кохезија на масивот (кРа)	>400	300-400	200-300	100-200	<100
	>45	35-45	25-35	15-25	<15
Д. НАСОКИ ЗА КЛАСИФИКАЦИЈА НА ДИСКОНТИНУИТЕТОТ					
Должина на пукнатините	<1m	1-3m	3-10m	10-20m	>20m
Број на поени	6	4	2	1	0
	/	<0.1 mm	0.1-1 mm	1-5 mm	>5mm
Број на поени	6	5	4	1	0
Рапавост	Многу рапаво	Рапаво	Благо рапаво	Глатко	Клизаво
Број на поени	6	5	3	1	0
Исполенетост					
Број на поени	6	4	2	2	0
Распаднатост	нераспадната	Благо распадната	Умерено распадната	Јако распадната	Потполно распадната
Број на поени	6	5	3	1	0
Е. ДЕЈСТВО НА ПОЛОЖБАТА НА ПУКНАТИНАТА НА ХОДНИКОТ					
Протегање нормално на оската на ходникот			Протегање паралелно со оската на ходникот		
Напредување во правец на наклонот, наклон 45-90°	Напредува во правец на наклонот, наклон 20-45°		Наклон 45-90°	Наклон 20-45°	
Многу добро	добро		Многу добро	средно	
Напредување спротивно од наклонот, Наклон 45-90°	Напредување спротивно од наклонот, Наклон 20-45°		Наклон 20-45°, без обзир на протегањето		
Средно	Незадоволително		Средно		

Класификација спрема Норвешкиот Геоинститут

Оваа класификација многу често се користи поради сеопфатноста, како и заради комплексниот опис на карпестиот масив. Класификацијата ја имаат разработено и предложено Barton, Lien и Lunde (1974).

$$Q = \left(\frac{RQD}{J_n} \right) \cdot \left(\frac{J_r}{J_a} \right) \cdot \left(\frac{J_w}{SRF} \right) \quad (4.6)$$

каде е:

- Q – оценка на карпестиот масив
- RQD – индекс на квалитет по Deer (кога е помал од 10 се усвојува 10)
- J_n – влијание на пукнатината
- J_r – влијание на рапавоста на пукнатината
- J_a – влијание на промената на сидовите од пукнатината
- J_w – влијание на вода во пукнатината
- SRF – влијание на напонската состојба

Во зависност од вредностите и оценката на Q на карпестиот масив тој се класифицира како:

Многу добар	$Q > 100$
Добар	$10 < Q < 100$
Задоволувачки	$1 < Q < 10$
Слаб	$0.1 < Q < 1$
Многу слаб	$Q < 0.1$

Со анализа на овие формули за пресметување на Q може да се подредат параметрите во три групи кои претставуваат:

RQD / J_n - големина на блокот

J_r / J_a - отпор на смолкнување вдолж дисконтинуитетот

J_w / SRF - напонска состојба во масивот

Табела 4.2. Влијание од бројот на пукнатинските системи

Table 4.2. Impact on the number of crack systems

Опис на масивот	J_n
Масивна карпа, без или со малку пукнатини	0.5 – 1.0
Еден систем со пукнатини	2
Еден систем со случајни пукнатини	3
Два системи со пукнатини	4
Два системи со случајни пукнатини	6
Три системи со пукнатина	9
Три системи на пукнатина со случајна пукнатина	12
Четири и повеќе системи со случајни пукнатини, многу испукани	15
Здробена, раздробена карпа	20

Табела 4.3. Влијание од рапавоста на сидовите на пукнатината

Table 4.3. Roughness Impact on crack walls

Опис на пукнатината	J_r
Испрекинати пукнатини	4
Рапави, брановидни	3
Глатки, брановидни	2
Лизгави, брановидни	1.5
Рапави, рамни	1.5
Глатки, рамни	1
Лизгави, рамнини	0.5
Отворена пукнатина, исполнета со глина, без контакт на сидовите од пукнатината	1.0
Пукнатина исполнета со раздобен материјал, без контакт на сидовите од пукнатината	1.0

Табела 4.4. Влијание од водата во пукнатините

Table 4.4. Influence of the water in the cracks

Опис на состојбата на вода во пукнатината	J_w	Притисок на водата (МПа)
Сува работна средина или прилив помал од 5 l/min	1.0	< 0.1
Среден прилив, исперена пукнатина	0.66	0.1 – 0.25
Голем прилив во здрава карпа со неисполнети пукнатини	0.5	0.25 - 1.0
Голем прилив со значајно испирање на пукнатинската исполнетост	0.33	0.25 – 1.0
Многу голем прилив, после минирањето опаѓа	0.2-0.1	>1.0
Многу голем прилив, не се приметувва опаѓање	0.1-0.05	>1.0

Табела 4.5. – Влијание на промените на ѕидовите од пукнатината и пукнатинските испони

Table 4.5. - Impact of changes in the walls of the crack and in the cracks

Опис на промената на ѕидовите од пукнатината	J_a	$\varphi(^{\circ})$
Ѕидовите на пукнатината се во контакт		
Срасната пукнатина, зацементиран со цврсти и водонепропусен материјал	0.75	-
Неизменети ѕидови на пукнатината	1.0	25 – 35
Малку изменети ѕидови, тврда минерална превлака, исполнета е со дезинтегрирана карпа без глина	2.0	25 – 30
Прашинаста или песковито-глиновита превлака	3.0	20 – 25
Превлака од мек материјал со мал коефициент на триење: талк, хлорит, гипс, графит итн.	4.0	8 – 16
Ѕидовите на пукнатината доаѓаат во контакт при поместување од 10 см		
Исполнетоста е дезинтегрирана карпа без глина, зрна од песок	4.0	25 – 30
Силно збиена прекоконсолидирана глиновита испуна испод 5 mm дебелина	6.0	25 – 30

Малку збиена преконсолидирана глиновита испуна испод 5 mm дебелина.	8.0	12 – 16
Глиновита исполнетост сколона на бубрење испод 5 mm дебелина (<i>вредноста зависи од присуството на водата</i>)	8.0 - 12	6 - 12
<i>Сидовите на пукнатината не доаѓаат во контакт при смолкнувањето</i>		
Исполнетоста е дезинтегрирана карпа без глина, или раздробен материјал	6	6 – 24
Исполнетоста е од раздробени карпи и глини	8 - 12	-
Исполнетоста е од прачкаст материјал или пескови глини	5	-
Дебела непрекината глиновита исполнетост	10 - 20	6 - 24

Табела 4.6. – Влијанија од намалувањето на напонската состојба

Table 4.6. - Impacts of the reduction of a tencion condition

Опис на состојбата	SRF
<i>Просторија со ослабнета зона</i>	
Повеќе ослабнети зони, исполнетоста е од глина или хемиски распадната карпа, многу лабава околна карпа	10
Една ослабнета зона, исполнетоста е од глина или хемиски распадната карпа (длабочина помала од 50 m)	5.0
Една ослабнета зона, исполнетоста е од глина или хемиски распадната карпа (длабочина поголема од 50 m)	2.5
Повеќе раседни зони во здрава карпа, без глина, расеана околна карпа (било која длабина)	7.5
Една раседна зона во здрава карпа, без глина (длабочина помала од 50 m)	5.0
Една раседна зона во здрава карпа, без глина (длабочина поголема од 50 m)	2.5
Растресени отворени пукнатини, голема испуканост (било на која длабочина)	5
<p>Здрава карпа (ненарушен масив)</p> <p>За поголемо анизотропно поле на напонот (ако се мери) Кога е: $5 \leq \sigma_1/\sigma_3 \leq 10$ редуцирана на $0.8 \sigma_c$ и $0.8 \sigma_i$ Кога е $\leq \sigma_1/\sigma_3 \leq 10$ редуцирана на $0.6 \sigma_c$ и $0.6 \sigma_i$</p>	
Каде е:	σ_c – едноаксијална притисна цврстина,

σ_i – цврстина на истегнување		
σ_1, σ_3 – максимални и минимални главни напони		
Низок напон, до површината	$\sigma_c / \sigma_1 > 200$ $\sigma_i / \sigma_1 > 13$	2.5
Средна вредност на напонот	$0.66 < \sigma_c / \sigma_1 < 200$ $13 > \sigma_i / \sigma_1 > 0.66$	1.0
Висока вредност на напонот	$0.33 < \sigma_c / \sigma_1 < 10$ $0.66 > \sigma_i / \sigma_1 > 0.16$	0.5 - 2.0
Горски удар со слаб интензитет	$0.16 < \sigma_c / \sigma_1 < 5$ $0.33 > \sigma_i / \sigma_1 > 0.16$	5.0 - 10
Горски удар со јак интензитет	$\sigma_c / \sigma_1 < 2.5$ $\sigma_i / \sigma_1 < 0.16$	10 - 20
<i>Пластично течење под дејство на висок јамски притисок</i>		
Благ притисок		5 - 10
Јак притисок		10 - 20
<i>Карпи сколни на, хемиска активност, бубрење во присуство на вода</i>		
Благ притисок на бубрење		5 - 15
Јак притисок на бубрење		10 - 15

Laubscher-ова геомеханичка класификација за примена во рударството

(DRMS - Desing Rock Mass Strength)

(MRMR - Mining Rock Mass Rating)

Ова е модифицирана RMR геомеханичка класификација која ги користи истите параметри за класификација.

MRMR (0-100) се добива со собирање на поени на четири влијателни параметри, кои се прикажани на (Табела 4.7). Класата на карпестите маси прикажани се во (Табела 4.8), а процентуалната состојба на пукнатините е дадена во (Табела 4.9).

Табела 4.7.

1.RQD(%)	100-97		96-84	83-71	70-56	55-44	43-31	30-17	16-4	3-0	
Број на поени= RQDx15/100	15		14	12	10	8	6	4	2	0	
2.Цврстна на монолитен блок IRS (MPa)	>18 6	184-165	164-145	144-125	124-105	104-85	84-65	64-45	44-25	24-5	4-0
	20	18	16	14	12	10	8	7	4	2	0
3.Растојание меѓу пукнатините	Дијаграм на слика бр 4.1										
Број на поени	25← →0										
4.Состојба на пукнатините	Табела бр.4.9										
Број на поени= 40xAxBxLxD/10 ⁸	40← →0										

Табела 4.8.

Класа	1		2		3		4		5	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
∑ (1 до 4)	100	81	80	61	60	41	40	21	20	0
Опис	Многу добра		Добра		Поволна		Лоша		Многу лоша	

Табела 4.9.

ПАРАМЕТАР	ОПИС		БЕЗ ВОДА	СО ВОДА		
				Влажно	25-125 l/m	> 125 l/m
А Промени во големи граници	брановидна	Во повеќе насоки	100	100	95	90
		Во една насока	95-90	95-90	90-85	80-75
	закривена		89-80	85-75	80-70	70-60
	избраздена		79-70	74-65	60	40
	Многу рапава		100	100	95	90
Б Промени во мали граници	Избраздена или рапава		99-85	99-85	80	70
	Мазна		84-60	80-55	60	50
	Полирана		59-50	50-40	30	20
	Цврста од основната карпа		100	100	100	100
В Промени на сидот на пукнатината	Без промена		100	100	100	100
	Послаба од основната карпа		90	90	90	90
	Без исполнување, избраздени површини		100	100	100	100
Г Исполнета пукнатина	неомекнат, здробен матреијал (Глина или слободен талк)	груба	95	90	70	50
		Средно груба	90	85	65	45
		Фина	85	80	50	40
	Мек здробен материјал (талк)	груба	70	65	40	20
		Средно груба	65	60	35	15
		Фина	60	55	30	10
	Мала промена на дебелината на исполнувањето		40	30	10	5
	голема промена на дебелината на исполнувањето		20	10	Материјал кој тече	

5.0. НАПОН И ДЕФОРМАЦИЈА НА КАРПЕСТИОТ МАСИВ

5.1. Примарни напони

Во карпестите маси, во природни услови, владеат напони предизвикани од дејството на Земјаната тежа, обликот на површината, геолошката градба, тектонските сили и физичко-механичките карактеристики на карпите. Под примарна напонска состојба се подразбира напонска состојба на карпестата маса која не е пореметена од работата на човекот.

Прва теорија која го опишува влијанието на примарната напонска состојба е уште во 1878 год. (Heim-ова теорија). Според оваа теорија напрегањето на некоја длабочина H може да се изрази на следниот начин:

$$\sigma = \gamma \cdot H \quad (5.1)$$

каде:

γ – волуменска тежина на кровинаската карпа

H – длабочина на масивот

Често оваа теорија (Heim-ова теорија), во литературата се среќава како упростена во вид на Пасклаовиот закон, значи карпестата маса се гледа како тешка течност:

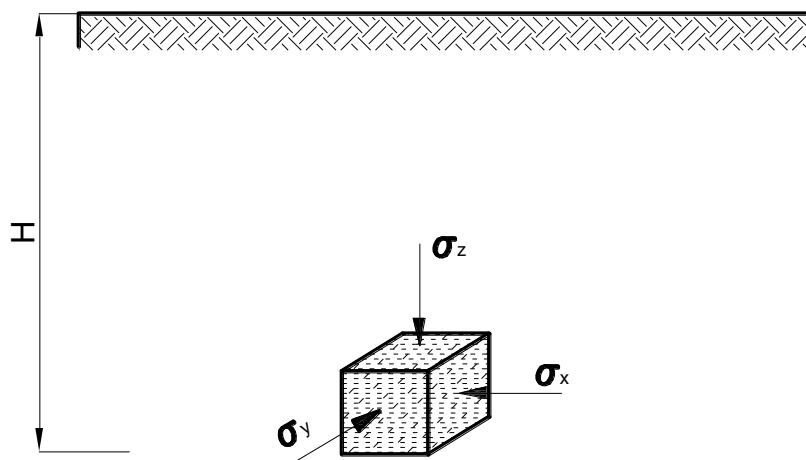
$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z \quad (5.2)$$

Во такво едно поле не би имало напон на смолкнување.

Terzaghiев пристап (1952 година), напрегањата во непореметениот карпест масив го објаснува како појава на Poissonov ефект, како што е во наредниот текст објаснето.

5.1.1. Цврсти карпи

Причината за напон е тежината од повеќе наслаги во карпестиот масив каде тој е непореметен. Ако замислеме на извесна длабочина една елементарна коцка од карпестиот масив, на неа дејствува вертикално, компонентата на примарната напонска состојба σ_z , а хоризонтално компонентите σ_y и σ_x . Ако претпоставиме дека карпестиот масив е хомоген и дека се понесува еластично, тогаш хоризонталните напони σ_y и σ_z мора да бидат еднакви.



Слика 5.1. Компоненти на примарната напонска состојба
Figure 5.1 Components of the primary tension condition

Поради оптеретувањето, коцката под дејство на вертикалните напони σ_z настојува да се проширува на страна. Збирот на деформациите во правец на поедини оски мора да е еднаков на нула. Под дејство на вертикалните напони (σ_z), попречната деформација (дилатација) во правец на напонот σ_x , изнесува:

$$\frac{1}{m} \varepsilon_z = \frac{1}{m} \frac{\sigma_z}{E} \quad (5.3)$$

каде се:

m - Poissonov број ($m = \frac{1}{\nu}$)

ν - Poissonov коефициент

ε_z – деформација (позитивна или негативна)

E – модул на еластичност на карпата

Деформацијата е зголемена со дејството на напонот σ_y за:

$$\frac{1}{m} \varepsilon_y = \frac{1}{m} \frac{\sigma_y}{E} \quad (5.4)$$

каде е:

ε_y – деформација во правец на у оската

Во правец на напонот σ_x деформацијата е за:

$$\varepsilon_x = \frac{\sigma_x}{E} \quad (5.5)$$

каде е:

ε_x – деформација во правец на х оската.

Збирот на сите деформации е еднаков на нула и следува:

$$\frac{1}{m} \frac{\sigma_z}{E} + \frac{1}{m} \frac{\sigma_y}{E} - \frac{\sigma_x}{E} = 0 \quad (5.6)$$

или

$$\sigma_z + \sigma_y - m\sigma_x = 0$$

Ако прифатеме за претпоставка дека е $\sigma_y = \sigma_x$, се добива:

$$\sigma_z + \sigma - m\sigma = 0$$

односно:

$$\sigma_x = \sigma_y = \frac{\sigma_z}{m - 1} \quad (5.7)$$

Вредноста $\frac{1}{m-1} = \lambda$ се нарекува “коэффициент на попречното дејство”

Тогаш изразот го добива следниот облик:

$$\sigma_x = \sigma_y = \lambda \sigma_z \quad (5.8)$$

Во случај кога $m=2$ следува $\lambda = 1.0$ и во разгледуваната точка владее хидростатичка состојба. Вредноста m за карпест масив не може да биде помала од 2, а вообичаено се движи од 6 до 10.

Слоевите над елементарните честички на карпестиот масив се состојат од комплексот на карпите со различни волуменски тежини. Поради тоа при одредување на вредноста на примарниот вертикален притисок на карпестиот масив на длабочина H треба да се земе во предвид збирот на производот од дебелината на поедини слоеви H_i со волуменската тежина γ_i :

$$\sigma_z = \sum_{i=1}^n \gamma_i H_i \quad (5.9)$$

Вредноста на хоризонталната компонента на примарниот притисок на карпестиот масив секогаш е функција на вертикалниот притисок, а зависи од Пуасоновиот коэффициент, односно број. Овој коэффициент е карактеристичен за одредни карпи и зависи од притисокот и длабочина. Истражувањата покажуваат на тоа дека со порастот на вертикалниот притисок, вредноста на Пуасоновиот коэффициент тежи кон својата гранична вредност 0.5, која е карактеристична за нестишлив материјал. Тоа значи дека примарната напонска состојба во граничен случај на големи длабочини постанува блиску до хидростатската состојба:

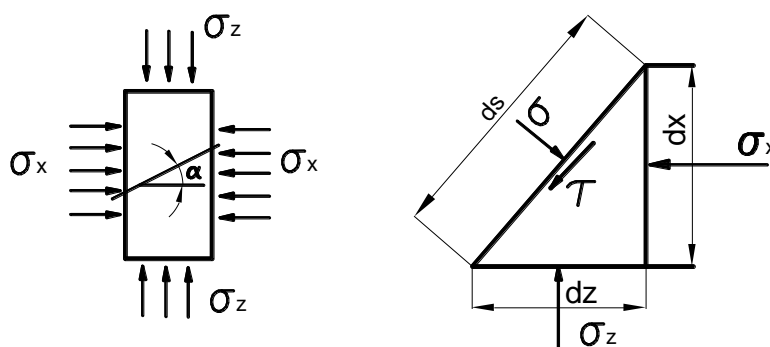
$$\sigma_z = \sigma_x = \sigma_y = \sum_{i=1}^n \gamma_i h_i \quad (5.10)$$

Взаемните односи на компонентите на примарната напонска состојба во карпестиот масив се изразува со условот на граничната рамнотежа, која произлегува од конструкцијата на Mohr-овиот напонски круг.

5.1.2. Раздробени карпи без кохезија

Одредувањето на коефициентот на попречното дејство посебно е важно во овие карпи, бидејќи тие често формираат кровни наслаги кои се многу опасни.

За одредување на напонската состојба треба да одвоиме и разгледаме еден елемент од карпестата маса кој е под дејство на напоните σ_z и σ_x со претпоставка дека е $\sigma_x = \sigma_y$.



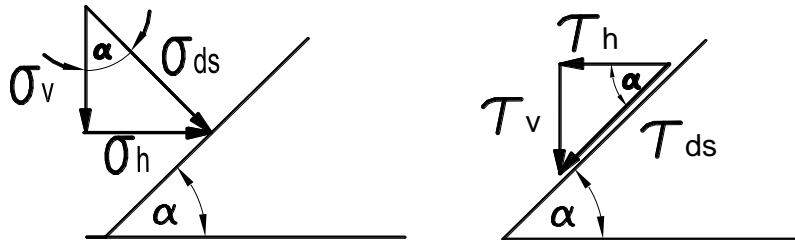
Слика 5.2. Напонска состојба во раздробени карпи: а) рамнина на смолкнување; б) напони во елементот

Figure 5.2. Condition of a tension in fragmented rocks: a) shear plane; b) tensions in the element

Ако на елементот прикажан на (Слика 5.2-b), ја отстраниме левата страна тогаш можеме отстранетиот дел на елементот да го замениме со напоните σ и

τ . Претпоставуваме дека во телото владее рамнотежна напонска состојба која

се основа на фактот дека збирот на силите во сите првци е еднаков на нула.



Слика 5.3. Разложување на напоните на елементот

Figure 5.3. Decomposition of the element of tension

Напоните σ и τ ќе ги разложеме на хоризонтален и вертикален правец:

$$\begin{aligned}\sigma_h &= \sigma \cdot \sin\alpha \cdot ds \\ \sigma_v &= \sigma \cdot \cos\alpha \cdot ds \\ \tau_v &= \tau \cdot \sin\alpha \cdot ds\end{aligned}\tag{5.11}$$

Збирот на вертикалните и хоризонтални сили на елементот изнесува:

$$\begin{aligned}\sigma &= \tau \cdot \frac{\cos\alpha}{\sin\alpha} + \sigma_x, \text{ ОДНОСНО} \\ \sigma &= \sigma_z - \tau \cdot \frac{\sin\alpha}{\cos\alpha}\end{aligned}\tag{5.12}$$

и

$$\tau \cdot \frac{1}{\sin\alpha \cos\alpha} = \sigma_z - \sigma_x, \text{ ОДНОСНО}\tag{5.13}$$

$$\tau = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{2} \cdot \sin 2\alpha \quad \left(\sin \alpha \cdot \cos \alpha = \frac{1}{2} \sin 2\alpha \right) \quad (5.14)$$

Ако е ставиме вредноста “ τ ” во равенката (5.3.13) и од трансформацијата ($2 \cdot \cos^2 \alpha = 1 + \cos 2\alpha$) следува:

$$\sigma = \frac{\sigma_z + \sigma_x}{2} + \frac{\sigma_z - \sigma_x}{2} \cdot \cos 2\alpha \quad (5.15)$$

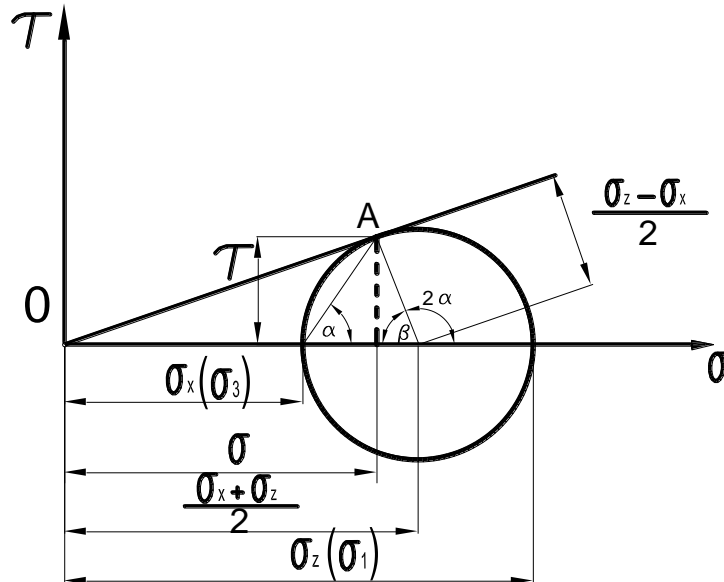
Во претходните равенки σ и τ претставуваат напони на рамнината на елементот, а лесно се пресметуваат од познатиот агол на положбата на рамнината (аголот α) и компонентите на напонот (σ_x и σ_z). Ова е можно да се реши и графички со помош на Моровите кругови на напрегање. Во случај аголот φ да порасне до таа мера што правата го тангира кругот на напонот, тогаш на рамнината на смолкнување ќе настане процес на пластично течење, односно лизгање на површина по површина, каде аголот φ претставува агол на внатрешно триење на материјалот, па од сликата 4.4 следува:

$$\sin \varphi = \frac{\frac{\sigma_z - \sigma_x}{2}}{\frac{\sigma_z + \sigma_x}{2}} \quad (5.16)$$

$$\sigma_z \cdot \sin \varphi + \sigma_x \cdot \sin \varphi = \sigma_z - \sigma_x \quad (5.17)$$

Хоризонталниот напон во непоареметената растресита средина може да се напише во облик:

$$\sigma_x = \sigma_z \cdot \frac{1 - \sin\varphi}{1 + \sin\varphi} \quad (5.18)$$



Слика 5.4. Услов за гранична рамнотежа за примарната напонска состојба во карпестиот масив без кохезија

Figure 5.4. Condition for borden balance for primary situation of a tension in the rocky massif without cohesion

Со замена на вредноста:

$$\frac{1 - \sin\alpha}{1 + \sin\alpha} = \frac{1}{k - 1} = \lambda$$

тогаш хоризонталниот напон е:

$$\sigma_x = \sigma_z \cdot \frac{1}{k - 1}$$

Поасоновиот број “m” е заменет во претходната равенка со константа “k” која претставува Поасонов број за раздробени карпести маси и има вредност:

$$k = \frac{2}{1 - \sin\varphi}$$

На пример:

Коефициентот “k” за вредност со агол на внатрешно триење $\varphi = 30^0$ изнесува:

$$k = \frac{2}{1 - \sin\varphi} = \frac{2}{1 - 0.5} = 4$$

$$\lambda = \frac{1}{4 - 1} = 0.33$$

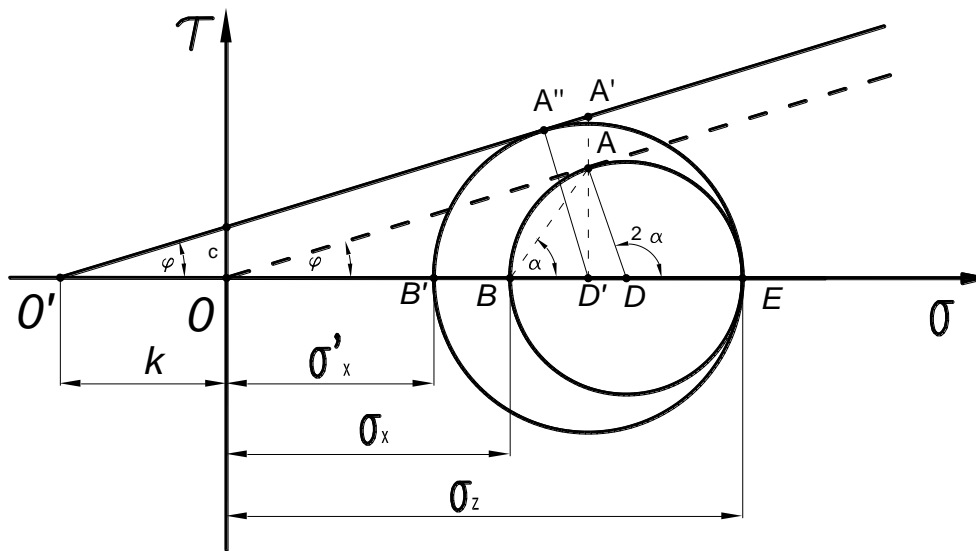
5.1.3. Раздробени карпи со кохезија

Во овие карпи не настанува лизгање во тангенцијалната рамнина иако е постигнат аголот на внатрешно триење, каков што е случајот со карпите без кохезија, во кои напонот на смолкнување ($\tau = \sigma \operatorname{tg}\varphi$) е зависен само од нормалната сила и аголот на внатрешно триење. Напонот на смолкнување во карпите со кохезија е зависен од кохезијата, т.е ($\tau = c + \sigma \operatorname{tg}\varphi$).

Линијата на лом кај карпите со кохезија поминува низ точката A” (Слика 5.5), која лежи паралелно на линијата OA, така да е отсечката на оската τ за ($\sigma=0 \rightarrow \tau=c$). Хоризонталниот напон σ_x' се менува во σ_x .

Од триаголникот O’A”D’ се добива:

$$\sin\varphi = \frac{\frac{\sigma_z - \sigma_x}{2}}{\frac{\sigma_z + \sigma_x}{2} + k}, \text{ каде } k = \frac{c}{\operatorname{tg}\varphi}$$



Слика 5.5. Услов за рамнотежа со кохезија
Figure 5.5. Condition of balance with cohesion

Вредноста на хоризонталната компонента на примарниот напон тогаш изнесува:

$$\sigma_x = \sigma_z \cdot \frac{1 - \sin\varphi}{1 + \sin\varphi} - 2c \cdot \frac{\cos\varphi}{1 + \sin\varphi} \quad (5.19)$$

Со трансформација се добива:

$$\frac{\cos\varphi}{1 + \sin\varphi} = \sqrt{\frac{\cos^2\varphi}{(1 + \sin\varphi)^2}} + \sqrt{\frac{1 - \sin^2\varphi}{(1 + \sin\varphi)^2}} = \sqrt{\frac{1 - \sin\varphi}{1 + \sin\varphi}}$$

Равенката (5.19) го добива следниот облик:

$$\sigma_x = \sigma_z \cdot \frac{1 - \sin\varphi}{1 + \sin\varphi} - 2c \cdot \sqrt{\frac{1 - \sin\varphi}{1 + \sin\varphi}}$$

$$\sigma_x = \sigma_z - 2c \cdot \sqrt{\frac{1 - \sin\varphi}{1 + \sin\varphi}} \quad (5.20)$$

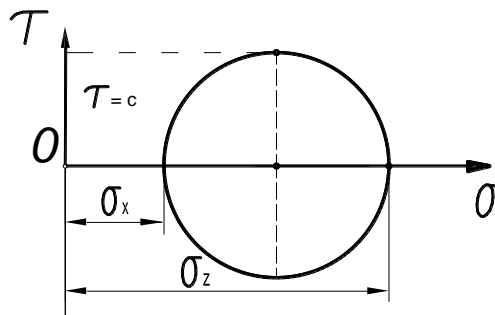
5.1.4 Вредност на параметрите на отпорност на смолкнување

- Ако е $c = 0$, т.е. ако се работи за карпи без кохезија, тогаш условот на лом е дефиниран со равенката $\tau = \sigma \cdot \operatorname{tg}\varphi$, главниот напон зависи од аголот на внатрешното триење.

- Ако е $c \neq 0$, кохезијата претставува конечна константна вредност. Под претпоставка дека $\varphi = 0$, тогаш се работи за материјал кој не поседува внатрешно триење (челик). За опишаниот случај кохезијата има одредена вредност $c = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{2}$ која одговара на максималниот напон на смолкнување (лизгање).

- Ако $c \neq 0$ и $\varphi = 0$, тогаш настапува хидостатичка состојба при што $\sigma_x = \sigma_z$.

- посебно значење во пракса има аголот на лом (α). Тоа е агол под кој настапува лизгање (лом) во граничната состојба на рамнотежа.



Слика 5.6. Mohr-ов напонски круг за материјали без кохезија

Figure 5.6. Mohr circle of a tension for materials without cohesion

Аголот на лом (α) со аголот на внатрешното триење (φ) од Моѓр-овиот дијаграм може да се изрази во следниот облик:

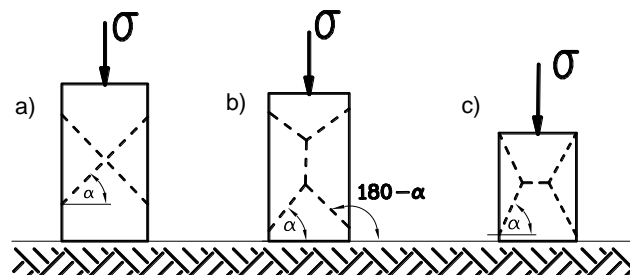
$$180 - 2\alpha = 90 - \varphi$$

Односно:

$$-2\alpha = 90 - 180 - \varphi = -90 - \varphi$$

$$\alpha = 45 + \frac{\varphi}{2}$$

Ова равенка важи под претпоставка дека главниот напон σ_z влијае вертикално и рамнината на смолкнување затвара агол φ со хоризонталата. Према наведените претпоставки, аголот на лом во карпите изнесува α и $180^\circ - \alpha$.



Слика 5.7. Агол на лом (α) за различни типови на карпи а) крти;
b) еластични и c) меки

Figure 5.7. Angle of bracke(α) for different types of rocks a) rigid;
b) elastic and c) soft

6.0. МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЊЕ ПРИМЕНЕТИ ВО ДОКТОРСКАТА ДИСЕРТАЦИЈА

При изработката на темата извршени се теренски мерење на повеќе различни места со различни геоструктурни карактеристики. Овде е применета и користена современа опрема со методи и анализи кои се доста распространети и се користат насекаде во светот. На таков начин се прибирани податоци за добивање на информации кои се обработени и се од корист за решавање на доста сложени проблеми во рударството, градежништвото и појавата на природните свлечишта. Извршени се геодетски мерења, картирање, истражно дупчење, лабораториски опити, а посебно внимание при експерименталното истражување е посветено на геофизичките методи од геоелектрика и сеизмика.

6.1. Геодетски мерења на истражниот простор

За мониторинг на теренот и изработка на геодетска подлога со мерни точки се направени следните геодетски активности:

- Изработка на топографска карта на теренот
- Поставување на мерни точки (репери) на теренот;
- Проектирање и изведба на полигонална мрежа, од каде ќе се набљудува теренот и обележуваат главните точки;
- Мерење на деформациите кои се појавуваат во текот на временскиот период од две години.

Мерењето се базира на полигоналните точки од каде потоа се добива топографската карта која претставува основа за било каква анализа. За изведба на анализите, се изработени:

- Дигитални карти на истражениот простор
- Надолжни и напречни профили

Овие активности се спроведени на места каде не постоеја адекватни топографски подлоги за област која беше од интерес за набљудување.

6.1.1. Користена опрема за геодетски мерења

WILD LEICA TC 1600 е тотална станица, инструмент кој е користен за изработка на топографска дигитална карта и мерење на поместувањата на поставените реперни точки на теренот во текот на периодот додека се вршеја и останатите мерења.

Фирмата WILD се истакнува со врвен квалитет со кој ги задоволува високите критериуми со што е докажана на пазарот за геодетски инструменти и опрема за геодетски работи. Еден од тие инструменти е и WILD LEICA TC 1600 (Слика 6.1). Иако потекнува од постара генерација, за денешно време е со одлични карактеристики.



Слика 6.1. Тотална станица

Figure 6.1. Total station

Самата бројка од типот (TC 1600) ја означува серијата 1000 која и денес означува највисоки перформанси за инструментите од WILD LEICA. Овој инструмент е со точност од 3", меѓутоа се изработени модели и со 2" и 5" за мерење на правци и за вертикален агол 3". Средната грешка на мерена должина е 3 mm + 2 ppm. Како инструмент од повисока класа, наменет е за геодетски работи со повисока

точност, бидејќи и самата фирма ги рангирала инструментите на професионални и базични. Либелите (и сферната и цевчестата) му се класични. Има едностран дисплеј со алфа-нумеричка тастатура и тастери за поддршка на мени и програмските тастери.

Мерниот дел, преносната мемориска картичка, софтверот и внатрешната батерија претставуваат една интегрирана целина. Додатни елементи како: компјутери, медиуми за меморирање на податоци, надворешни батерии, кабли и сл., не се неопходни за функционирање на овој инструмент иако е оставена можност за нивно приклучување.

Инструментот поседува двоосен компензаторски сензор – што значи истовремена корелација на вредностите од хоризонталните и вертикалните агли. Функционирањето на компензаторскиот сензор е во опсег на отстапување до 3" од вертикалноста на главната оска на инструментот.

Хоризонтирањето на инструментот се врши со помош на сверична либела (грубо) додекаfino хоризонтирање се врши со помош на цевчеста либела.

Снимените податоци од res-modul-от се префрлаат преку интерфејс GIF10 во компјутер во tah формат и во посебен софтвер за таа намена се трансформираат во csv (comma separated values) формат и потоа во txt формат. По обратен редослед се полни res-modul-от со податоци за оперативни теренски работи.

6.1.2. Методи за мерење на аглите во тригонометриски мрежи

За мерење на поместувањето на теренот користени се и применети различни методи за мерење на аглите во тригонометриската мрежа. Секоја метода има свои предности и недостатоци, но најважно е со применетиот метод на мерење, да бидат елеминирани систематските грешки. Како најпознати методи за мерење на аглите во тригонометриските мрежи може да се наведат:

- Гирусна метода,
- Шрајберова метода,
- Секторска метода,
- Француска метода и
- Метода на затварање на хоризонт

6.2. Геолошко картирање на теренот

Добивањето на веродостоен поглед на актуелните услови на теренот е добиено со извршено детално инженерско - геолошко картирање на соодветни топографски и геолошки карти. Сите геолошки, тектонски, литолошки, структурни елементи, како и состојби и особини на карпестите маси (распаѓање, дисконтинуитети, појави на подземна вода итн.), се внесени на картите, според вообичаената методологија на детално картирање. Поголемите и најзначајните појави, како хидролошки и хидрогеолошки елементи, зони на лизгање, интензивна ерозија итн., се означени на претставената карта за дадениот терен.

6.3. Геомеханички истражувања

6.3.1. Истражување на терен (in situ)

■ **Истражно дупчење.** Истражното дупчење е изведено како повеќенаменско (структурно - геолошко, инженерско - геолошко и хидрогеолошко) ротационо дупчење со јадрување. Основната цел на дупчењето е да се дефинираат геолошките услови, хидрогеолошките и геотехничките карактеристики во вертикален правец (во длабочина). Во зоните со големо распаѓање во почвениот материјал е изработен Standard Penetration Test (SPT-test).

Истражни раскопи, ровови, истражни копови

Истражните работи како раскопи, ровови или пробни копови се направени блиско до пукнатините. Основната идеја е да се соберат примероци директно од зоната на лизгање и да се дефинираат параметри за резидуалната анализа.

При картирањето, посебно внимание е посветено на особините на дисконтинуитетот на теренот, можните зони на лизгање, појави на подземна вода, влажни зони итн. Земени се пореметени и непореметени примероци од карпи, со посебно внимание на распаднатите зони на контактите и др. со цел да се соберат податоци за одредување на деформабилноста и јакоста на

смолкнување на средината. Во случај кога не е можно да се соберат доволно непореметени примероци, директно на терен ќе се дефинираат волуменската тежина и содржината на природна влага, со цел да се симулираат „природни“ услови во лабораторија. Собирањето на примероци за лабораториски анализи се извршуваше паралелно со другите користени методи.

6.3.2. Лабоаториски истражувања

Испитувањето на јакост на непроменети карпести примероци на избраните примероци од јадрото од дупнатината, се користат цилиндрични и неправилни примероци со цел да се дефинираат параметрите на јакост. Применувани тестови:

- Едноаксијална јакост на притисок (σ_p),
- Индекс на точкаста јакост – J_s ,
- Јакост на затегање (σ_z),
- Волуменска тежина (γ),
- Вливање (U),
- Граница на пластичност (w_l , w_p , I_p),
- Содржина на природна влага (w),
- Едометарски тест.

Овие параметри се дефинираат со директни тестови за смолкнување, или триаксијален консолидиран недрениран опит со шема за тестирање на бочни притисоци од 100, 200 и 400 kPa.

Податоците се користени како влезни податоци за пресметка на стабилноста на карпестиот масив, оптределување на фактор на сигурност и деформабилност на волуменот на целиот карпест масив.

6.4. Геофизички истражувања

Геофизичките истражувања се едни од најзначајните дисциплини за мерење и анализа на различните карактеристики на подземните геолошки формации. Идентификацијата на геолошките формации, локација и количина на подземни води, прогноза на капацитетот на водоносните слоеви се често цел на геофизичките истражувања.

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

Со правилниот избор на геофизичката метода се забрзува и подобрува истражувањето на зададениот простор. На тој начин се намалува бројот на истажните дупкотини со кои се потврдуваат и споредуваат геофизичките истаги, а со тоа се намалуваат и инвестициите при истрагите.

При анализата и истражувањето на стабилноста на карпестиот масив користени се две геофизички методи преку кои се добиваат сеизмичките брзини на средината и специфичниот електричниот отпор. Геофизички методи кои се користени :

- геоелектрични истражувања на специфичен отпор и
- геосеизмички истражувања

6.4.1. Геоелектрични истражувања

На теренот, извршено е профилирање и сондирање на места каде се има појавено деформации и свлекување на теренот. При мерењето е користен инструмент за геоелектрика за мерење на електричниот специфичен отпор TERAMETER SAS 1000 (Слика 6.2).

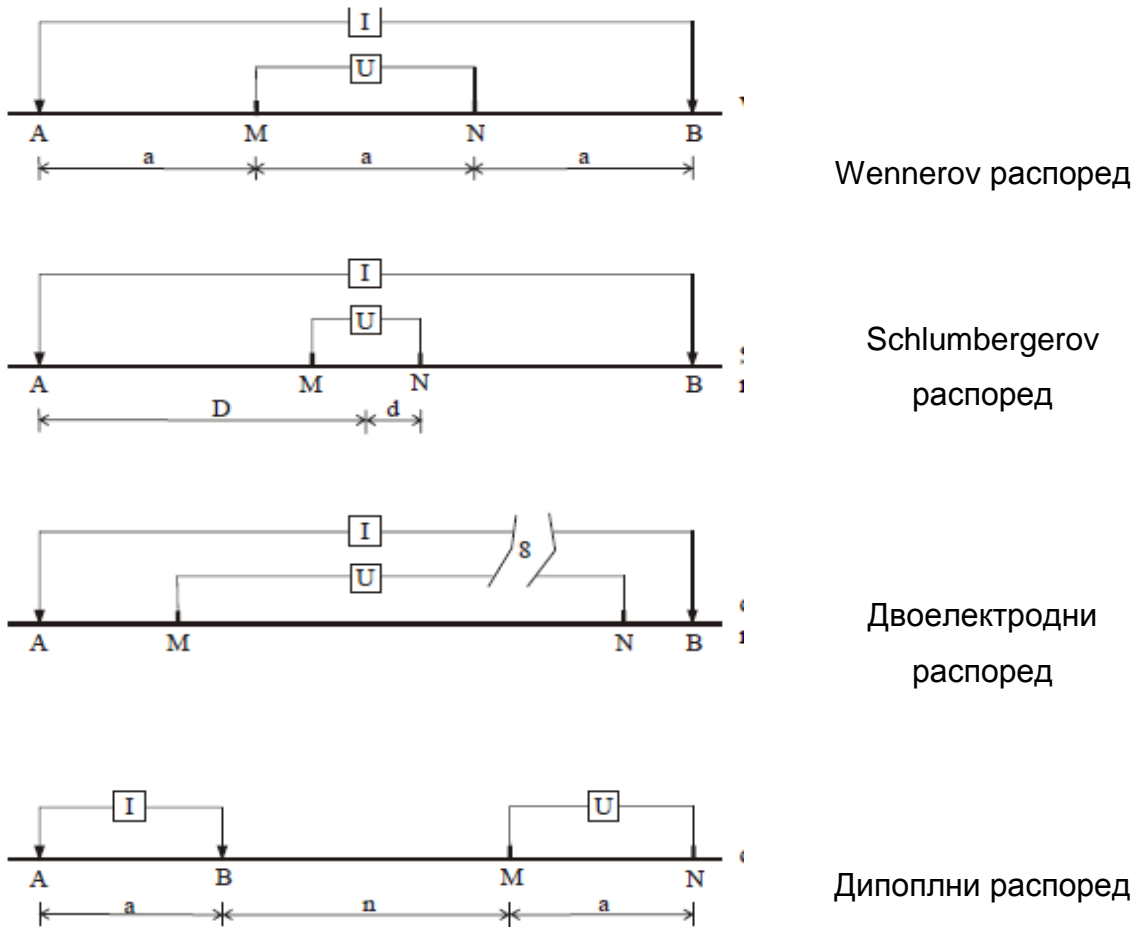


Слика 6.2. *Terrameter SAS100*

Figure 6.2. *Terrameter SAS100*

Применета е 2D–електрична томографија која претставува површинска геоелектрична метода со која се истражува електричната отпорност на геолошката средина. Таа најчесто се вбројува во методите на привидна електрична отпорност. 2D истражувањата даваат попрецизни модели од еднодимензионалните истражувања, бидејќи овде се земаат во предвид верикалните и хоризонталните промени на електричниот отпор.

На (Слика 6.3). се прикажани примери на различни колинеарни конфигурации на електроди во употреба: Венеров (α, β, γ), Шлумбергеров, двоелектродни и диполен. Може да се забележи дека Венеровата конфигурација е посебен случај каде што четирите електроди се поставени на еднакво растојание a . За Шлумбергеровиот низ односот I/L ќе варира за време на нормално мерење, а на сличен начин факторот k ќе варира во мерење дипол-дипол. Различните конфигурации на електродите даваат предности и негативности споредени една со друга од аспект на логистика и резолуција.



Слика 6.3. Примери на различни распореди на електроди (A и B се струјни електроди, M и N се потенцијални електроди)

Figure 6.3. Examples of different layouts of electrodes (A and B are current electrodes, M and N are potential electrodes)

Користена е комбинирана метода со Schlumbergerov и Wennerov распоред на струјните и потенцијалните електроди во зависност од условите на теренот и потребите.

На теренот, извршено е профилирање со сондирање на места каде се има појавено деформации и свлекување на теренот. Добиените резултати се пресметувани преку *IP2win* програмот кој овозможува презентација на резултатите во 2D електрична томографија. Профилите се работени спрема потребите и условите на теренот. Со оваа програма се врши пресметка на сондирањата на секој профил со што може да се види измерената вредност на

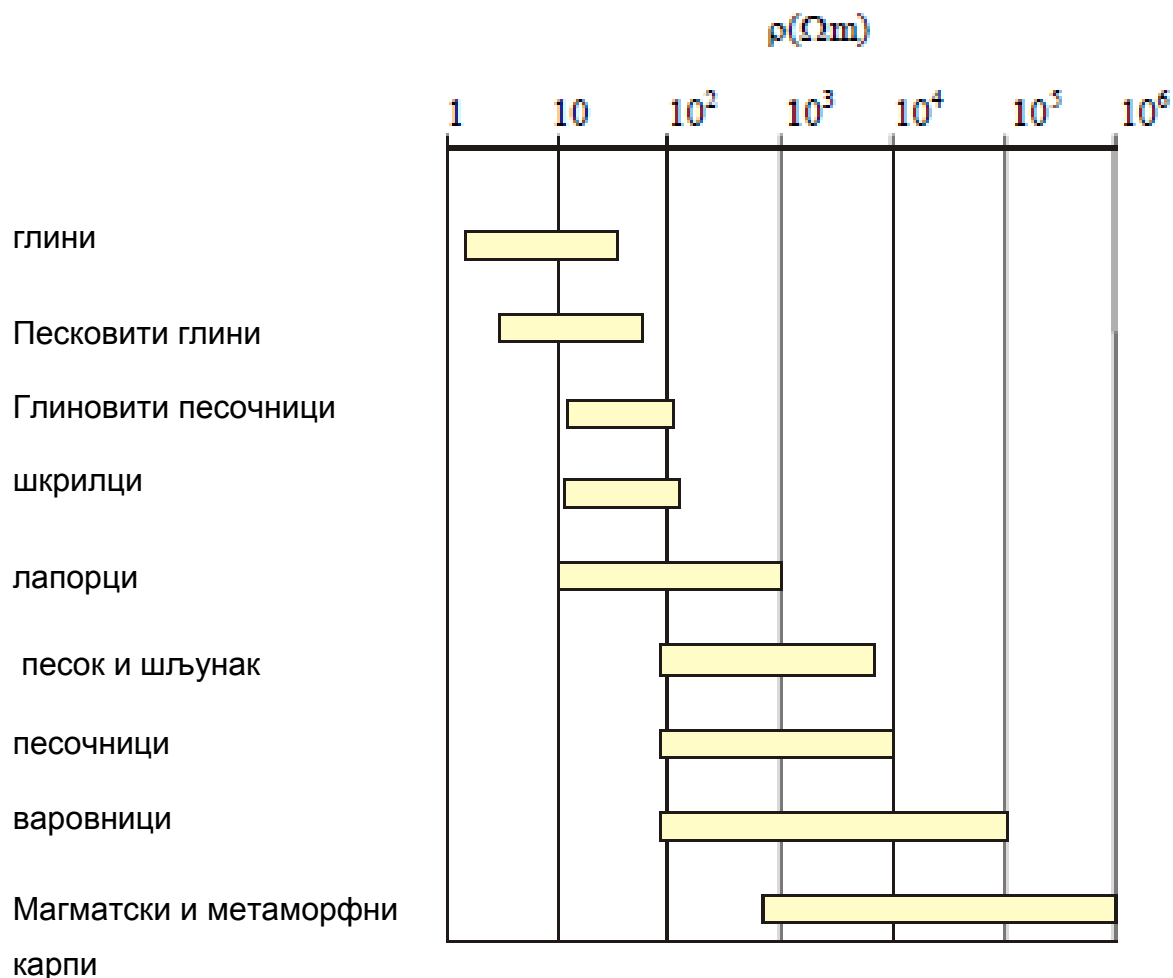
привидниот специфичен отпор (ρ_a) и пресметаната, т.е моделирана вредност на специфичниот отпор (ρ_a).

Табела 6.1. - Специфичен електричен отпор (SEO) на карпите

Table 6.1. - Specific electrical resistance (DZEO) of rocks

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

На дадениот дијаграм (слика.6.4) се дадени вредностите на специфичниот електричен отпор на некои типови на карпи



Слика 6.4. Вредности на електричниот специфичен отпор

Figure 6.4. Values of elektrictrical specific resistance

6.4.2. Геосеизмички истражувања

Геофизичките сеизмички истражувања се направени со рефракциска метода на неколку внимателно избрани геолошки профили, кои се лоцирани во различни геолошко–геотехнички средини. Обично се лоцирани на исти места со геоелектричните профили и во близина на изведените истражни дупнатини, со цел за двојна корелација на податоците. Мерењата се правени со помош на т.н. SUMMIT систем (Слика 6.4), со кој е овозможена регистрација на брзините на надолжните (V_p) и попречните (V_s) сеизмички бранови. Со анализа на

податоците се конструирани геофизички (сеизмички) пресеци. Растојанието помеѓу геофоните изнесува од 5 до 10 m, а како извор на еластични лонгитудинални бранови е користен механички извор. Побудувањето на еластичните бранови се вршеше на пет точки долж истражниот профил. Основна цел на овие истражувања е да се дефинираат зоните и меѓусебните односи на распаднатите карпи, односите меѓу геолошките и геотехничките единици, како и да помогнат при интерпретацијата на тектонската структура. Покрај ова, со овие истражувања се дефинираат типовите на почви (карпи), со цел да се дефинира соодветен еластичен спектар за соодветна динамичка анализа.



Слика 6.5. TERRALOC

Figure 6.5 TERRALOC

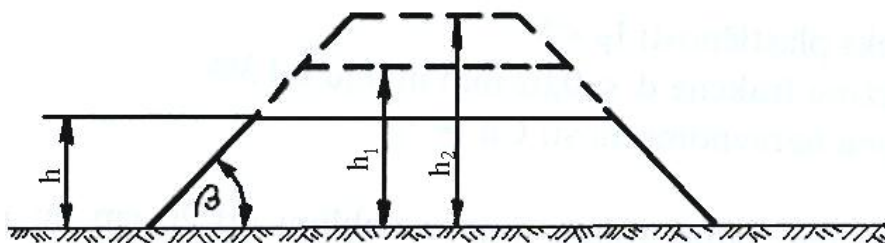
7.0. СТАБИЛНОСТ НА ТЕРЕН

Кај земјините објекти како што се насипите, каналите, рударските експлоатациони етажи и сл., често се случува да се срушат косините со кои овие објекти се зарушуваат. Меѓутоа, исто се случува и кај природните падини на кои не се правени никакви вештачки работи, истите да почнат да се движат и тоа понекогаш одеднаш, речиси моментално и со огромна сила, рушат и затрупуваат се пред себе, а понекогаш и многу бавно. Овие појави се веќе одамна познати и долго биле предмет на проучувања, најчесто геолошки. Во поново време тие се проучуваат и геомеханички, со цел врз основа на одредени физички карактеристики на тлото да се одреди стабилноста на карпестите маси во секој поделен случај.

7.1. Примери за движење на земјината маса

Услов за стабилност на тлото, било со изграден вештачки земјен објект или природен терен, е да постои рамнотежа *меѓу надворешните сили и внатрешниот отпор на тлото*. Надворешната сила на прво место е од сопствената тежина на карпите, која најчесто е и единствена надворешна сила, а потоа секое друго надворешно напрегање кое делува на косината, постојано или повремено. Внатрешниот отпор се состои, кај врзаната почва, од кохезија и триење, а кај неврзаната почва само од триење.

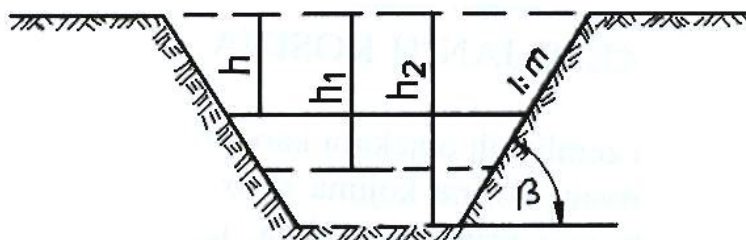
Ако се разгледува насип со висина h од потполно неврзана почва, на пример сув збиен песок, ќе се утврди дека косината на тој насип е наклонета под агол β према хоризонталата (Слика. 7.1). Големината на аголот β зависи од повеќе фактори како што се големината на зрната, обликот на зрната и збиеноста. Ако висината на насипот h се зголемува на h_1 , h_2 итн. со истиот неврзан материјал со истата збиеност, аголот β нема да се менува, косината на насипот останува под истиот агол до неограничена висина h . За дадена неврзана почва аголот на природниот наклон β е независен од висината на косината h . Големината на аголот β кај неврзаната почва зависи од аголот на внатрешно триење φ и се усвојува дека е нешто помал од него или еднаков, $\beta \leq \varphi$.



Слика 7.1. Косина на насип кај неврзана почва

Figure 7.1. Slope of embankment in unbound soil

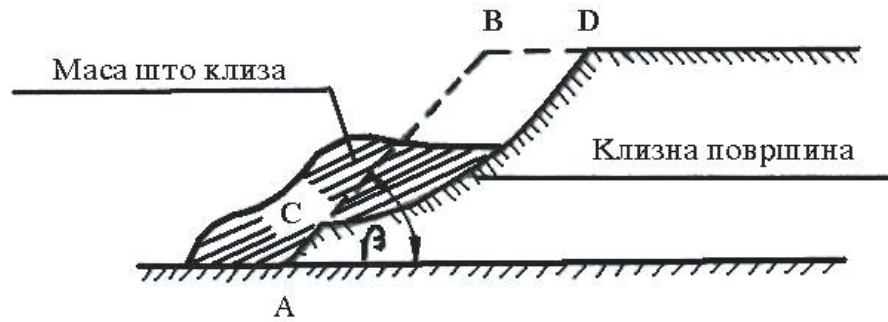
Ако се разгледува ров изграден во врзана почва, ќе се утврди дека косината на ровот се држи под голем наклон $1 : m$, т.е. под поголем агол β поради тоа што внатрешниот отпор на врзаната почва е зголемен со кохезијата, која кај сувиот песок не постои (Слика 7.2). Кај пооделни видови на почва, како што е, на пример, сувиот лес, кохезијата може да го зголеми внатрешниот отпор до таа мера, да почвата може да се држи вертикално, т.е. под агол $\beta = 90^\circ$.



Слика 7.2. Косина на ров во врзана почва

Figure 7.2. Slope of trench in bonded soil

Меѓутоа, ако се зголеми висината на ровот h во врзаната почва на h_1 , h_2 , аголот на наклонот на косината β мора да се намали за да косината остане стабилна. За секој агол на наклон во дадена врзана почва постои една критична висина h_c . Ако се пречекори оваа висина, косината AB не може да се одржи во рамнотежа и ќе се лизне по некоја површина на лизгање CD , (Слика 7.3).



Слика 7.3. Лизгање на косината на ров во врзана почва
Figure 7.3. Sliding slope of trench in bound soil

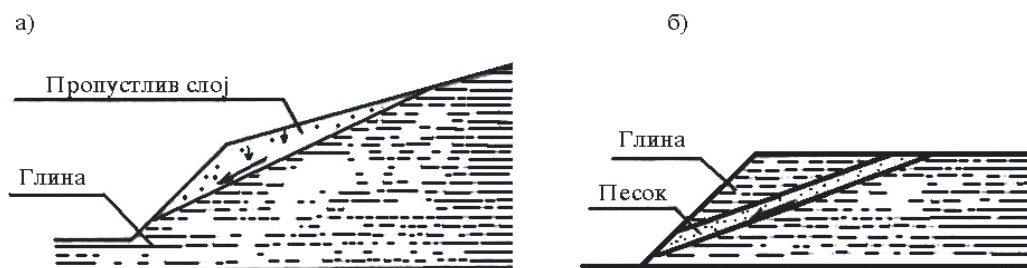
Лизгањето настанува по нарушувањето на рамнотежата меѓу надворешните сили, сопствената тежина на земјината маса и внатрешниот отпор, кој веќе не е доволен да се спротивстави на зголемените надворешни сили, т.е. зголемената тежина на земјината маса настаната после зголемување на висината на косината h .

Од тоа произлегува, дека кај врзана почва не може да се усвои аголот на природниот наклон на почвата како константна вредност за дадена почва, поради тоа што неговата вредност при сите преостанати исти услови зависи од висината на косината и опаѓа со зголемувањето на оваа висина. Меѓутоа, сепак за косини со мали висини се усвојува како константна вредност, зависна од аголот на внатрешно триење на почвата φ .

Нарушување на рамнотежата може да настане и без зголемување на висината на ровот h , на пример кога се намалува внатрешниот отпор на почвата. Елементите на внатрешниот отпор на врзаната почва, кохезијата и триењето, се многу променливи и зависат од количината на вода во почвата. Поради тоа во многу случаи настанува лизгање на врзаната почва кога доваѓа да презаситување со вода, која може да биде многу голема, што почвата не е во состојба да се носи под било каков наклон, туку лизга поради сопствената тежина.

Постојат различни случаи на лизгање поради намалувањето на внатрешниот отпор, од кои овде ќе се наведат само неколку карактеристични.

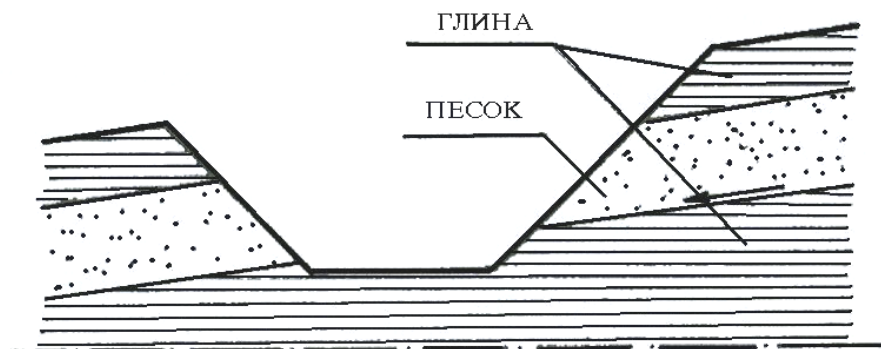
- **Образување на лизгачка површина** – Ако под површинскиот слој на пропустлива почва се наоѓа непропустлив слој на глина во наклонот (Слика 7.4а), или во слојот на глина се наоѓа слој песок (Слика 7.4б), во кој може да дојде атмосферска или површинска вода (на пример од запуштен канал за одводнување), може да дојде до лизгање на теренот. Низ пропустливиот слој поминува поголема количина вода до слојот со глина, кој многу го кашава смалувајќи го нејзиниот отпор на површината на која настанува лизгање на горниот слој.



Слика 7.4. Лизгање на почвата поради образување на лизгачки површини

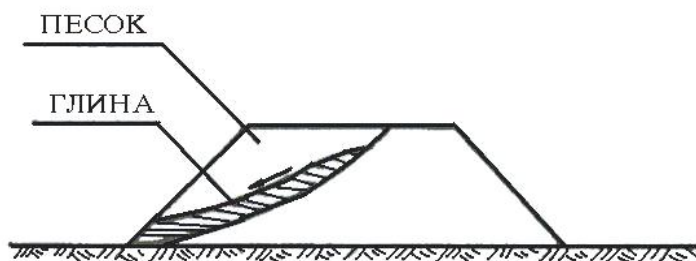
Figure 7.4. Sliding of the soil due to the formation of sliding surfaces

- **Нарушување на рамнотежата на тлото со пресекување на ровот.** Пресекувањето на ровот со изградбата на железничките пруги и патишта, ја нарушува дотогашната состојба на рамнотежа, бидејќи во пресечениот профил почвата останува без основа и има тенденција на движење надолу поради гравитацијата. Состојбата на рамнотежа во тлото може и понатаму да се одржи, ако внатрешниот отпор на тлото е доволно голем да се спротивстави на оваа тенденција, што е можно и во случаите кога почвата се состои од многу наклонети слоеви према ровот. Меѓутоа, ако засечените слоеви се од наизменично непропустлива почва (Слика 7.5), постои можност за испирање на пропустливата почва и раскашавување на непропустливата почва, на која може да настане лизгање.



Слика 7.5. Клизање на теренот по изградувањето на ров во слоевита почва
Figure 7.5. slinding of ground after building a trench in layered soil

- **Нехомогена почва** – Тенките слоеви од непропустлив материјал во насипите од пропустливо тло, т.н. глинени леќи (Слика 7.6), можат исто така да предизвикаат лизгање, ако до нив дојде поголема количина вода и образуваат лизгачка површина.
- **Дејство на мраз** – Под дејство на мразот се врши собирање на вода во површинските слоеви во облик на леќи. По откривањето, ледените леќи се претвараат во вода која ја презаситува почвата до длабочината на дејство на мразот, после што таа станува течна маса и ја губи својата стабилност.
 Овој случај се случува само кај почви на кои влијае мразот и тоа при долго дејство, затоа што е потребно доста време за образување на ледените леќи.



Слика 7.6. Случај на лизгање кај нехомоген состав
Figure 7.6. A case of slinding in unhomogen composition

- **Спуштање на нивото на подземна вода** – При трајно спуштање на нивото на водата, на пример после превземање на работи во тлото, настанува сушење на истото и ако тоа е глина кај која постои големо набабрување, се појавуваат пукнатини во неа. Во овие пукнатини, кои може да бидат доста широки и длабоки, влегува површинската и атмосферската вода во поголеми количини и го намалува нејзиниот внатрешен отпор, што исто така може да доведе до лизгање на теренот. Постојат и многу други случаи на лизгање на теренот, така што може да се смета дека секое кохерентно тло под извесни околности, во поголема или помала мера, може да го изгуби внатрешниот отпор и под дејство на надворешна сила да почне да се движи. Некохерентната почва е стабилна се дотогаш додека аголот на наклонот на косината е помал од аголот на внатрешно триење на почвата. Кај овие типови на почва доаѓа до лизгање само ако аголот на наклонот е поголем од аголот на внатрешно триење. Меѓутоа, ако се работи за насип од неврзан материјал на глинена почва, може да дојде до лизгање на глиновитата почва и рушење на насипот, па така потребно е да се провери стабилноста.

7.2. Испитување на стабилноста на косините

7.2.1. Облик на лизгачката површина

Условот за рамнотежа меѓу надворешната сила и внатрешниот отпор на почвата го поставил Coulomb со својата равенка

$$\tau \leq c + \sigma \operatorname{tg} \varphi \quad (7.1)$$

каде:

τ - напон на смолкнување на почвата

c - кохезија

σ - нормален напон на површината на клизање

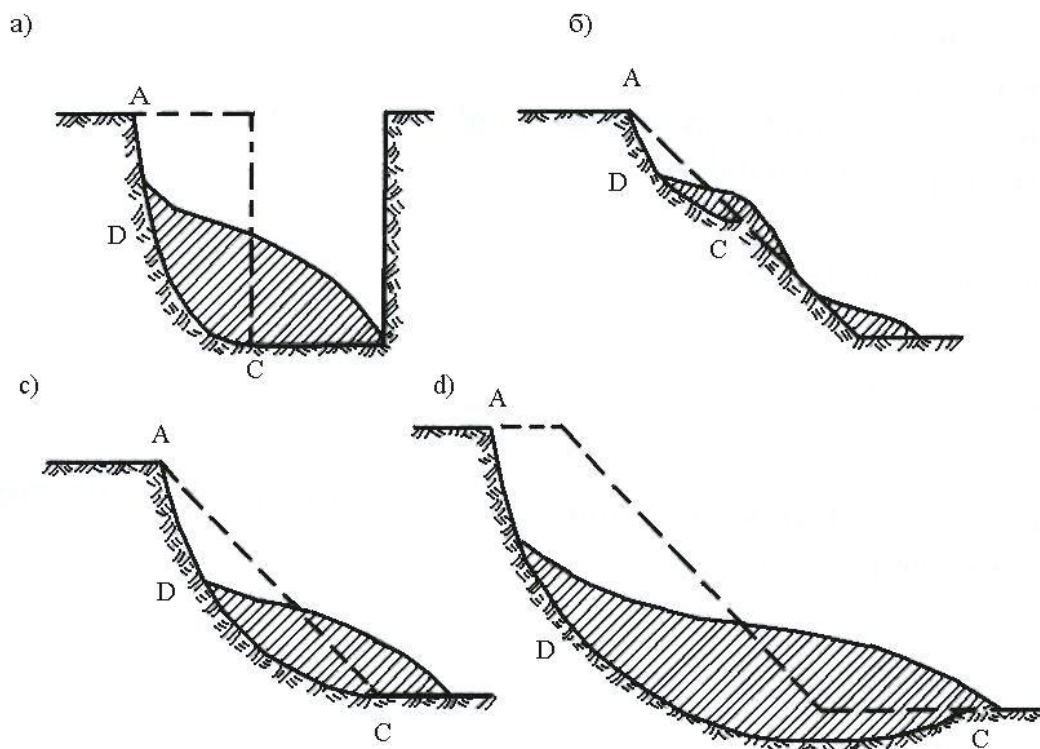
φ - агол на внатрешно триење

Ако внатрешниот отпор на почвата, кохезијата c и триењето $\sigma \operatorname{tg} \varphi$, не се доволни да се спротивстават на смолкнувачкиот напон на почвата, настанува лизгање по некоја лизгачка површина во внатрешноста на теренот. Постојат различни облици на лизгачки површини, кои зависат од физичко – механичките особини на почвата, слоевитоста, влажноста, надворешното оптеретување и други фактори.

Према положбата, се разликуваат следните типични случаи на лизгање:

- **Лизгање на вертикалните страни на засеците** – Кај каналите кои се копаат со вертикални бочни страни (Слика 7.7а), ако се пречекори критичната висина h_c , која зависи од физичко – механичките особини на теренот, настанува лизгање по површината ADC. Ова лизгање обично не е по целата должина на каналот, туку е наместа, што се објаснува со нерамномерната цврстина на смолкнување на почвата.

- **Делумно лизгање на косините** (Слика 7.7b) – Ова лизгање често се појавува во пролет на рударските етажи на ПК и рововите на железничките пруги и патишта како последица на презаситеноста на теренот со вода.
- **Ножично лизгање на косините** (Слика 7.7 c) – Тоа е клизање на цела косина или насип до ножицата С.
- **Подножично клизање на косините** (Слика 7.7 d) – Тоа е лизгање на целата косина на ровот или насипот и подножицата. Ова клизање се нарекува *лом на подлогата или шведски лом*, по Швеѓаните кои први го опишале.



Слика 7.7. Типични случаи на лизгање на почвата

Figure 7.7. Typical cases of sliding soil

Во поглед на обликот на лизгачката површина, може да се тврди само толку, дека површината на лизгање во врзаната почва не е права, туку дека тоа е крива површина. Пооделни автори како облик на лизгачка површина усвоиле кружен

лак (Фелениус), логаритамска спирала (Рендулиц) или комбинација на овие криви линии (Бринцх Хансен).

7.3. Методи на испитување на стабилност на земјините косини

Постојат повеќе методи на испитување на стабилноста на земјините косини. Сите овие методи се засноваат на следните две претпоставки:

- дека при нарушување на стабилноста на косината се образува лизгачка површина, по која горната маса се клиза по долната долж оваа површина, при што горната маса што клиза и долната неподвижна маса се усвоени како цврсти

- дека лизгањето настанува кога во секоја точка на лизгачката површина напонот на смолкнување τ после дејството на надворешната сила го достигнува отпорот на смолкнување на почвата.

Лизгачката површина која се образува при нарушување на стабилноста на косината не е математички дводимензионална површина, бидејќи таквата површина би поминувала низ многу зрна кои мора да бидат придвижени. Меѓутоа, тоа не се случува, туку настанува смолкнување само по допирните површини измеѓу зрната во подрачје во кое почвата е најсилно оптеретена под дејство на надворешна сила, или во подрачје во кое постојат предуслови за смолкнување како што се слоеви со мала отпорност итн. Според тоа, површината на лизгање отстапува од рамната дводимензионална површина најмалку толку, колку да не поминува низ зрната, што значи дека смолкнувањето е просторно. Сепак, ова отстапување се зема без поголемо значење за решавање на проблемите на стабилност на земјините косини, така што дводимензионалната лизгачка површина е општо усвоена.

7.3.1. Методи на гранична рамнотежа

Методот на *Spencer* припаѓа кон групата на т.н “точни” методи на гранична рамнотежа, која во предвид ги зема сите услови за рамнотежа и освен кружно–цилиндрични, можно е да се анализираат и површини на лизгање со произволна геометриска форма. Методот е поволен за анализирање на различни проблеми

со оглед дека во анализата е можно да се вклучат надворешни оптоварувања, влијание на подземна вода и сл. Коефициентот на сигурност, според овој метод, го одразува односот помеѓу јакоста на смолкнување на материјалот S и мобилизираната јакост на смолкнување S_m :

$$F = \frac{S}{S_m} \quad (7.2)$$

Резултантата на меѓуламеларните сили се определува според изразот:

$$Q = \frac{\frac{c' \cdot b}{F} \sec \alpha + \frac{\tan \varphi}{F} (W \cos \alpha - u \cdot b \cdot \sec \alpha) - W \sin \alpha}{\cos(\alpha - \theta) \left[1 + \frac{\tan \varphi'}{F} \tan(\alpha - \theta) \right]} \quad (7.3)$$

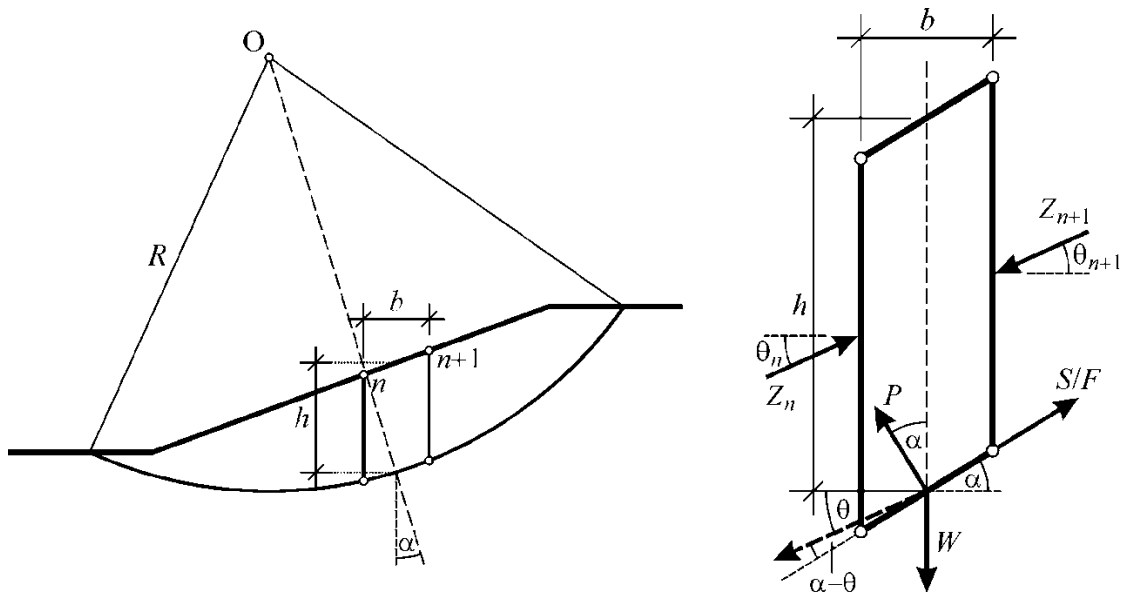
и таа мора да ги задоволи условите на рамнотежа на силите во x , односно во y правец:

$$\sum [Q \cos \alpha] = 0 \quad ; \quad \sum [Q \sin \alpha] = 0 \quad (7.4)$$

и условот за рамнотежа на моментите околу полот O :

$$\sum [Q \cdot R \cdot \cos(\alpha - \theta)] = 0 \quad (7.5)$$

При тоа, коефициентот на сигурност F и наклонот на меѓуламеларните сили θ се одбираат, односно пресметуваат така да бидат задоволени сите три услови за рамнотежа. Членовите на изразите за F , односно за Q се прикажани на (Слика 7.8).



Слика 7.8. Упростена скица за условите и употребените членови во изразите на методот на *Spencer*.

Figure 7.8. A simplified sketch of the conditions and used members in terms of the method of *Spencer*.

Методот на *Bishop* е презентирани со следните основни формули:

$$F = \frac{\sum [c' \cdot b + (G - u \cdot b) \operatorname{tg} \varphi'] m_\alpha}{\sum (G \cdot \sin \alpha + M_x)} \quad (7.6)$$

каде што за секоја ламела:

$$G = W + W' + W_z + R_y + p \cdot b + a_y (W + W_z)$$

$$M_x = R_x \cdot y_r / R + k_x (W + W_z) y_z / R \quad (7.7)$$

$$m_\alpha = \frac{1}{\cos \alpha + \sin \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi' / F}$$

Поедноставена шема за методот на *Bishop* е прикажана на (Слика 7.9), додека

симболите во формулите се однесуваат на:

c' – кохезија;

φ – агол на внатрешно триење;

b – ширина на ламела;

u – порен притисок;

G – тежина на ламела;

M_x – момент од хоризонтална сила околу центарот на рамнината на лизгање;

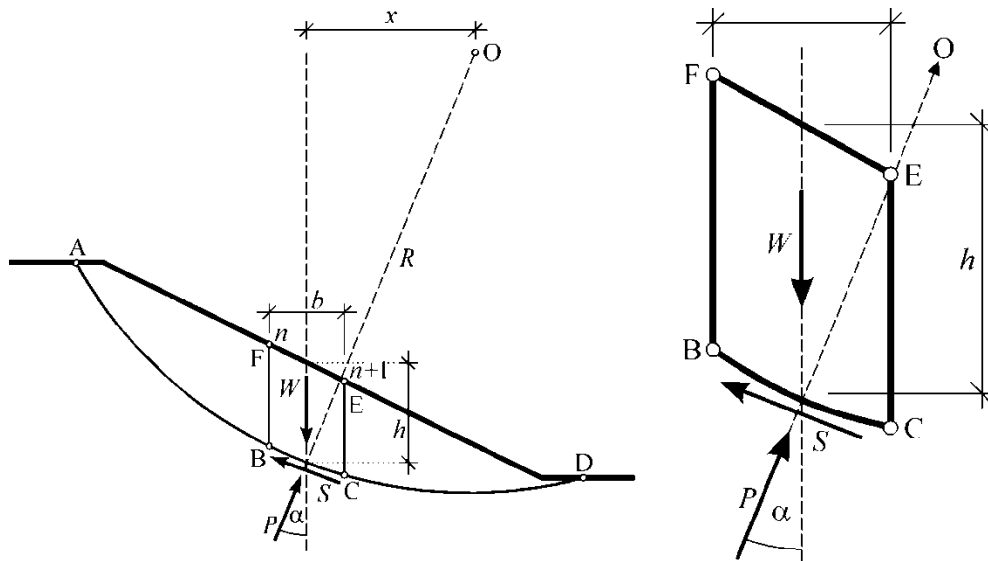
R_x – резултантата од хоризонтална сила на ниво на основа на ламела;

R_y – резултантата од вертикална сила на ниво на основа на ламела;

ρ – униформен товар;

a_x – хоризонтален сеизмички коефициент;

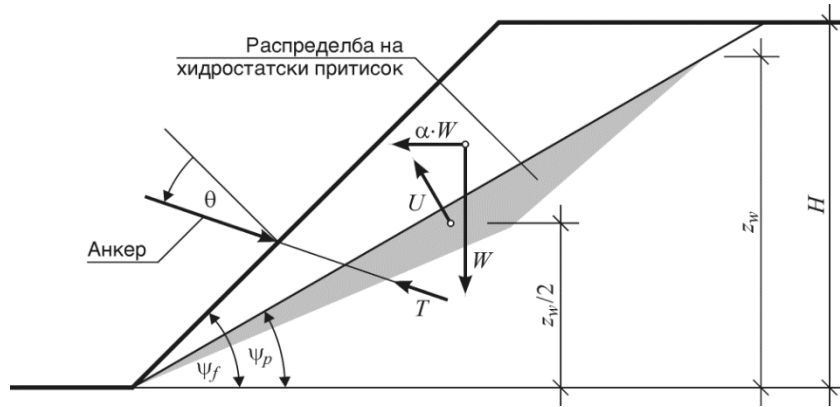
a_y – вертикален сеизмички коефициент.



Слика 7.9. Поедноставена шема за метод на Bishop

Figure 7.9. Simplified scheme for the method of Bishop

Можностите за рамнински лом најчесто се анализирани со помош на методот на Ноек и потребните објаснувања се илустрирани на (Сликите 7.10 и 7.11).



Слика 7.10. Поедноставена шема за случај на рамнински лом според Хоек

Figure 7.10. Simplified scheme for the case of planar bracke by Hoek

За случај на лом вдоль една рамнина прикажан на сликата 7.10, факторот на сигурност е дефиниран со следниот израз (Е. Хоек, 1999):

$$F = \frac{c \cdot A + [W(\cos\psi_p - \alpha \cdot \sin\psi_p) - U + T \cdot \cos\theta] \tan\varphi}{W(\sin\psi_p + \alpha \cdot \cos\psi_p) - T \cdot \sin\theta} \quad (7.8)$$

каде што се:

$$A = \frac{H}{\sin\psi_p} \quad ; \quad W = \frac{\gamma \cdot H^2}{2} (\cot\psi_p - \cot\psi_f) \quad ; \quad U = \frac{\gamma_w \cdot z_w^2}{4 \cdot \sin\psi_p}$$

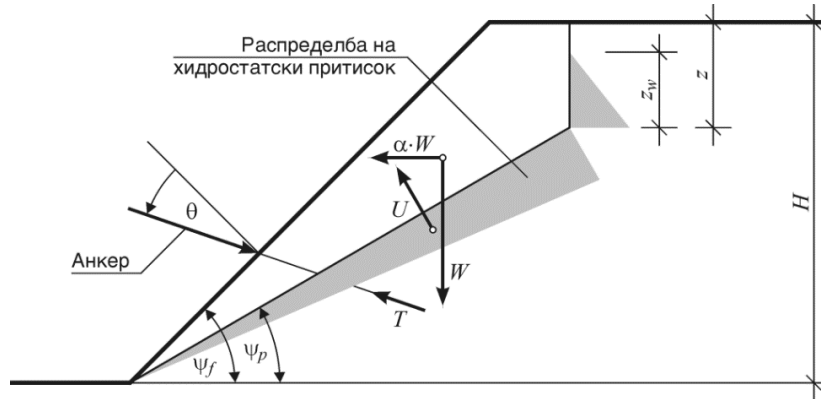
За случај на лом вдоль една рамнина, за која во врвот на косината постои и тензиона пукнатина (Слика 7.11), факторот на сигурност е дефиниран со следниот израз:

$$F = \frac{c \cdot A + [W(\cos\psi_p - \alpha \cdot \sin\psi_p) - U - V \cdot \sin\psi_p + T \cdot \cos\theta] \tan\varphi}{W(\sin\psi_p + \alpha \cdot \cos\psi_p) + V \cdot \cos\psi_p - T \cdot \sin\theta} \quad (7.9)$$

каде што се:

$$z = H(1 - \sqrt{\cot\psi_f \cdot \tan\psi_p}) ; A = \frac{H - z}{\sin\psi_p}$$

$$W = \frac{\gamma \cdot H^2}{2} [1 - (z/H)^2 \cot\psi_p - \cot\psi_f] ; U = \frac{\gamma_w \cdot z_w \cdot A}{2} ; V = \frac{\gamma_w \cdot z_w^2}{2}$$



Слика 7.11. Поедноставена шема за случај на рамнински лом комбиниран со тензиона пукнатина според Хоек

Figure 7.11. Simplified scheme for the case of planar bracke combined with tension crack by Hoek

Ознаките во претходните формули се однесуваат на следните членови:

F – фактор на сигурност против лизгање вдолж една рамнина;

H – висина на косина [m];

ψ_f – агол на наклон на косина, мерено од хоризонталата [°];

ψ_p – агол на рамина на лом (пукнатината), мерено од хоризонталата [°];

z – длабина на тензиона пукнатина [m];

z_w – длабина на вода во тензионата пукнатина [m];

z – хоризонтално забрзување од земјотрес или минирање
(процент од g);

γ, γ_w – волуменска тежина на карпата, односно на водата [kN/m^3];

c – кохезија по должина на рамнината на лом [kPa];

φ – агол на внатрешно триење по должина на рамнината на лом [°];

T – сила во анкер (ако е присутна) [kN];

θ – наклон на анкерот (ако постои) [°].

7.3.2. Метод на конечни елементи

Развојот на нумеричките методи за пресметка, посебно методот на конечни елементи, дава големи можности за спроведување на рационални анализи на напонско-деформациската состојба во врска со проблемите на почвите и карпите.

Може слободно да се каже дека во последно време е забрзан развојот на примената на (МКЕ), кога се во прашање карпестите маси и со помош на овие математички методи, може да се решат многу сложени проблеми, зимајќи ги во предвид сите својства на карпестите масиви. Примената на (МКЕ) во многу технички дисциплини треба да се препишат на развојот на електронските рачунала со голема меморија, кои се способни да пресметуваат повеќе линеарни равенки со повеќе непознати.

Методот на конечни елементи може да се дефинира на два начина:

- Математички:

тоа е нумеричка метода за решавање на парцијални диференцијални равенки или системи на линеарни равенки кај кои е неопходна употреба на компјутерите,

- Физички:

за решавање на парцијални диференцијални равенки или системи на равенки кои опишуваат физички процес.

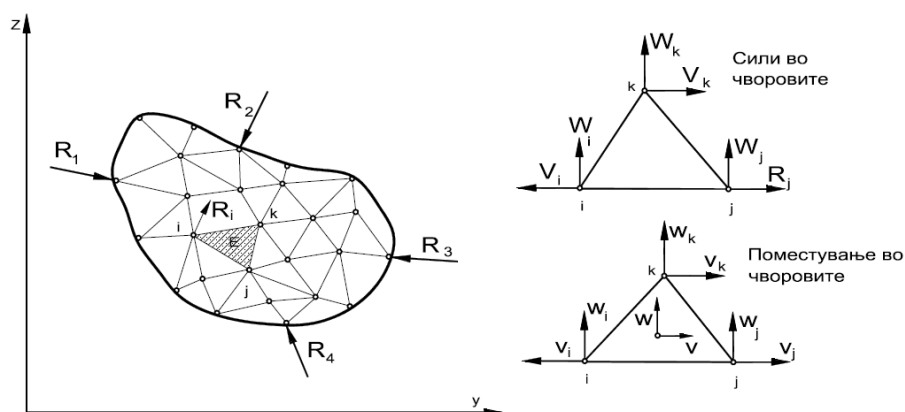
Оваа метода се применува за решавање на:

- стационарни проблеми, основани на линеарна врска на напонот и деформацијата
- нестационарни проблеми
 - а) реолошки модел
 - б) еласто-високо-пластични модели
- динамички проблеми и
- проблеми на лом, постломно одесување на материјалот

7.3.2.1. Линеарна анализа

Линеарната анализа се состои во тоа што еластичното тело, се дели на делови со одреден облик (конечни елементи), за кои се замислува дека помеѓу себе се споени во чворови точки, и на тој начин го сочинуваат основното тело. При тоа се користат различни облици на елементи како на пример: триаголник, правоаголник и слично, во зависност од тоа дали проблемот е рамнински или просторен, за каква контура на телото се работи.

Принципот на расчленување на некој континуум на конечни елементи е прикажан на (Слика 7.12)



Слика 7.12. Принцип на расчленување на конечните елементи, сили и поместувања на чворовите во внатрешноста на елементот (E).

Figure 7.12. General breakdown of the final elements, forces and moving of knots inside of the element (E).

Овде е замислено како некое еластично тело е поделено на правоаголни и триаголни елементи поради решавање на еден рамнински проблем. Замислено е дека сите елементи се поврзани меѓу себе со чворови, преку кои од едни на други се пренесуваат компонентите на силите "V и W" и компонентите на поместување "v и w". Тогаш поместувањето "v и w" на внатрешниот елемент "E" го има следниот облик:

$$\begin{Bmatrix} v \\ w \end{Bmatrix} = [N] \{\delta\} \quad (7.10)$$

Каде $\{\delta\}$ се чворови на поместување, а $[N]$ е врска помеѓу чворовите и внатрешните поместувања.

Врската од равенката (7.10) може да биде линеарна или од повисок ред врска помеѓу чворовите и внатрешните поместувања. Таа зависи само од разликата на координатите на поедини чворови, а може да се претстави во следниот облик:

$$N = \frac{1}{2\Delta} \begin{vmatrix} a & 0 & b & 0 & c & 0 \\ 0 & a & 0 & b & 0 & c \end{vmatrix} \quad (7.11)$$

Каде се: Δ - површина на елементот триаголник, а:

$$a = (z_j - z_k)(y - y_k) - (y_j - y_k)(z - z_k),$$

$$b = (z_k - z_i)(y - y_i) - (y_k - y_i)(z - z_i),$$

$$c = (z_i - z_j)(y - y_j) - (y_i - y_j)(z - z_j).$$

(7.12)

Деформациите се добиваат со дефиренцирање на поместувањето:

$$\{\varepsilon\} = [d] \begin{Bmatrix} v \\ w \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \frac{\partial v}{\partial y} \\ \frac{\partial w}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \end{Bmatrix} \quad (7.13)$$

Каде $[d]$ - диференцијален оператор.

После усвојувањето на врските помеѓу чворовите и внатрешните поместувања, равенката (7.13) може да се напише во следниот облик:

$$\{\varepsilon\} = [d] [N] \{\delta\} = [B] \{\delta\} \quad (7.14)$$

каде:

$$B = \frac{1}{2\Delta} \begin{bmatrix} z_{ik} & 0 & z_{ki} & 0 & z_{ij} & 0 \\ 0 & y_{ki} & 0 & y_{ik} & 0 & y_{ji} \\ y_{ki} & z_{ik} & y_{ik} & z_{ki} & y_{ji} & z_{ij} \end{bmatrix} \quad (7.15)$$

За решавање преостануваат уште рамнотежните услови запишани во матричен облик:

$$[K] \{\delta\} = \{P\}$$

каде: $\{P\}$ е оптерерување, а $[K]$ е матрица на чворовите:

$$K = [N]^T [D] [N] h \Delta$$

каде се:

h – дебелина на елементот

Δ – површина на елементот

Матрицата $[D]$ содржи константи зависни од својствата на материјалите. За материјали, претставени во оваа работа, тоа се “ E ” и “ ν ”, а матрицата го има следниот облик:

$$D = \frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)} \begin{bmatrix} 1 & \frac{\nu}{1-\nu} & 0 \\ \frac{\nu}{1-\nu} & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1-2\nu}{2(1-\nu)} \end{bmatrix} \quad (7.16)$$

Ова се врски помеѓу оптеретувањето, поместувањето и деформацијата за произволно избран елемент. За целиот континуум се решава систем од линеарни равенки за рабните (крајни) услови во облик:

$$[K] \{\delta\} = \{P\} \quad (7.17)$$

каде се:

$[K]$ - матрица на цврстина на целиот континуум, која се добива со собирање на одговарачките матрица $[K]$ елементи

$\{\delta\}$ - сите непознати поместувања на целиот континуум

[P] - оптеретување на целиот континуум

Според методот на конечни елементи, пресметувањето се врши на тој начин, прво за познатото оптеретување на континуумот се обработат поместувањата во сите чворови со користење на врската (7.10), потоа се одредуваат деформациите во секој елемент со употреба на врската (7.13), како и напоните во тие елементи.

Линеарниот однос помеѓу компонентите на тензорот на напонот и тензорите на деформациите за тлото го одредува модулот на стисливост (K), а односот помеѓу компонентите на смолкнување го одредува модулот на смолкнување (G). За механичко понесување на еластично изотропно тело потребно е да се дефинираат овие две константи или модулот на ластичност (E) и Поасоновиот коефициент (ν) кои можат да се донесат во врска со модулот на стишливост и модулот на смолкнување:

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)}, \quad G = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

односно:

$$E = \frac{9KG}{3K+G} \quad \text{и} \quad \nu = \frac{3K-2G}{6K+2G}$$

$$E = 9KG/(3K + G) \quad \text{и} \quad \nu = (3K - 2G)/(6K + 2G) \quad (7.18)$$

7.3.2.2. Еласто-пластична анализа

Еластично-пластичната анализа е дадена за дводимензионален систем, и тоа за рамнина за состојба на деформација, при што се опфатени условите на лом;

-Treska,

- Von Mises,

- Mohr-Coulombov и

-Drucker-Prage

Математички, теоријата на еласто-пластичноста може да се дефинира како релација на напон-деформација за материјали кои се изложени или подложени на еласто-пластична состојба. Релацијата помеѓу напонот и деформацијата може да се прикаже со линеарниот израз:

$$\sigma_{ij} = D_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (7.19)$$

каде:

$$D_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu \delta_{ik} \delta_{jl} + \mu \delta_{il} \delta_{jk} \quad (7.20)$$

μ и λ - Ламеови константи

δ_{ij} – Кронецкер делта

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{ako } i = j \\ 0 & \text{ako } i \neq j \end{cases}$$

Постојат три начини со кои може да се опише еластично-пластичните односи на карпите, и тоа:

- експлицитна релација во подрачјето на еластичноста,
- критериум на попуштање, дефиниран со напонот кога започнува пластичната деформација и
- релација, напон-деформација во подрачјето на пластичноста.

- **Критериум на лом**

Критериумот на лом е одреден со напонот кога почнува пластичната деформација и може да биде даден со изразот:

$$f(\sigma_{ij}) = K(k)$$

каде е:

f - зададена функција

k - параметар на материјалот кој е одреден експериментално

Ако овој израз се прикаже во компоненти на инваријантниот напон:

$$J_1 = \sigma_{ij}$$

$$J_2 = \frac{1}{2} \sigma_{ij} \sigma_{ij}'$$

$$J_3 = \frac{1}{3} \sigma_{ij} \sigma_{jk} \sigma_{ki}$$

Функционалната зависност може да се даде во следниот облик:

$$f(J_2' J_3') = K(k) \quad (7.21)$$

каде се:

J_2 и J_3 втора и трета инваријанта на девијаторот на напонот.

$$\sigma_{ij}' = \sigma_{ij} - \frac{1}{3} \sigma_{ij} i_j \sigma_{kk}$$

- **Релација напон-деформација**

Спрема еластично-пластичната теорија, деформацијарта може да се прикаже во следниот облик:

$$d\varepsilon_{ij} = (d\varepsilon_{ij})_e + (d\varepsilon_{ij})_p \quad (7.22)$$

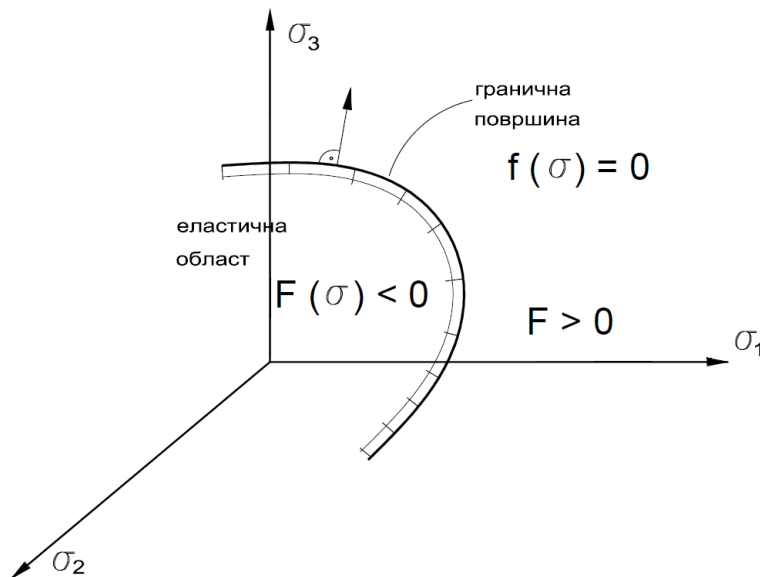
односно нараснувањето на напонот:

$$(d\varepsilon_{ij})_e = \frac{d\sigma_{ij}}{2\mu} + \frac{(1-2\nu)}{E} \sigma_{ij} d\sigma_{kk} \quad (7.23)$$

$$(d\varepsilon_{ij})_p = d\lambda \frac{\delta Q}{d\sigma_{ij}}$$

каде е:

$d\lambda$ – мултипликатор на пластичноста



Слика 7.13. Гранична област за услов на лом

Figure 7.13. Border area for condition of bracke

ОДНОСНО:

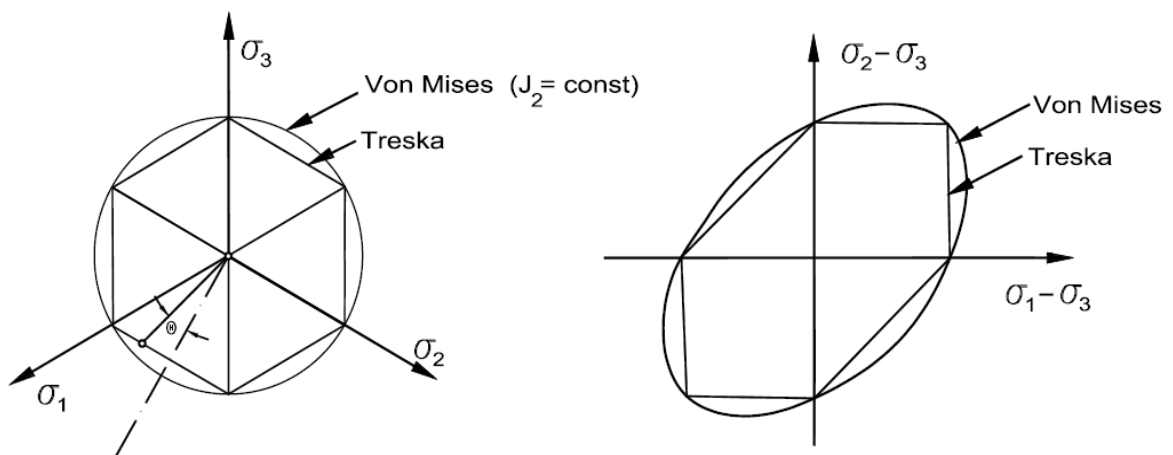
$$d\varepsilon_{ij} = \frac{d\sigma_{ij}'}{2\mu} + \frac{(1-2\nu)}{E} \delta_{ij} d\sigma_{kk} + d\lambda \frac{\partial f}{\partial \sigma_{ij}} \quad (7.24)$$

каде е:

$\frac{\partial f}{\partial \sigma_{ij}}$ - вектор нормален на површината која го опишува условот на лом.

- **Матична и нумеричка формулација на условот за лом**

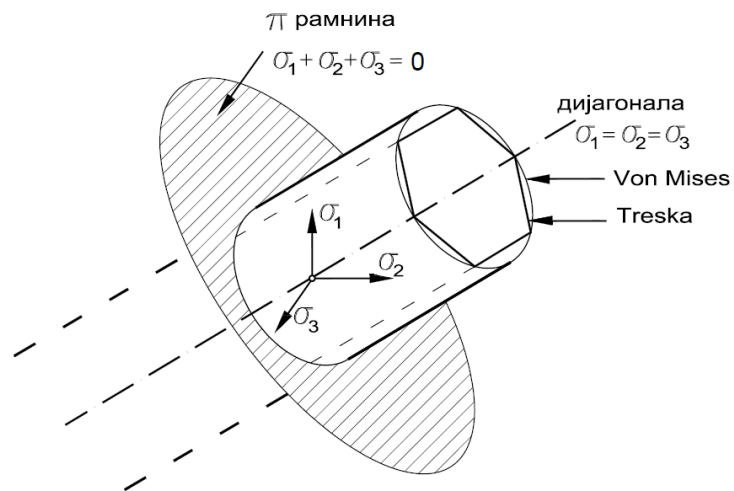
Овој услов на лом може графички да се прикаже дводимензионално (Слика 7.14)



Слика 7.14. Графички приказ кај Von Misesoviot и ломот на Treska

Figure 7.14. Graphical preview in Von Misesov and Treska bracke

или просторно (π – рамнина, Слика 7.15)



Слика 7.15. Просторен приказ на условот за лом
Figure 7.15. Spatial preview of the condition of fracture

Математичките изрази се следните:

$$\sigma_1 - \sigma_2 = Y(k)(Treska) \quad (7.25)$$

каде е:

$Y(k)$ - едноосна цврстина на притисок

$$(J_2)^{\frac{1}{2}} = K(k) \quad (Von Mises) \quad (7.26)$$

Mohr-Coulombov-от услов на лом е дефиниран со следниот израз:

$$\tau = c + \sigma_n \operatorname{tg} \varphi$$

каде се:

τ – напон на смолкнување

σ_n - нормален напон

c - кохзија

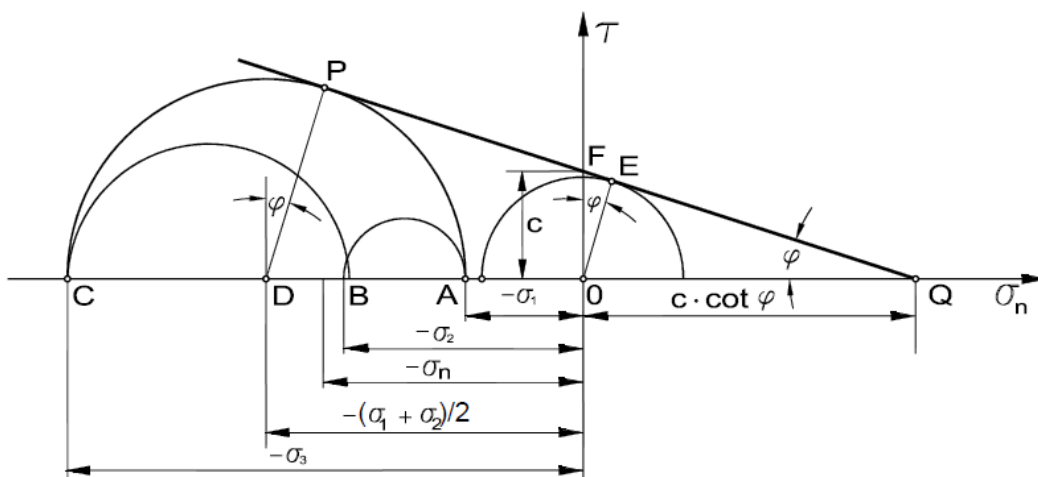
φ - агол на внатрешното триење

За услов $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, условот на лом може да се даде во облик:

$$-\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos\varphi = c - \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\sin\varphi\right)\operatorname{tg}\varphi / \frac{2}{\cos\varphi}$$

или:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = 2c\cos\varphi - (\sigma_1 + \sigma_3)\sin\varphi$$



Слика 7.16. Mohor-Coulomb-ов услов за лом

Figure 7.15. Mohor-Coulomb condition of bracke

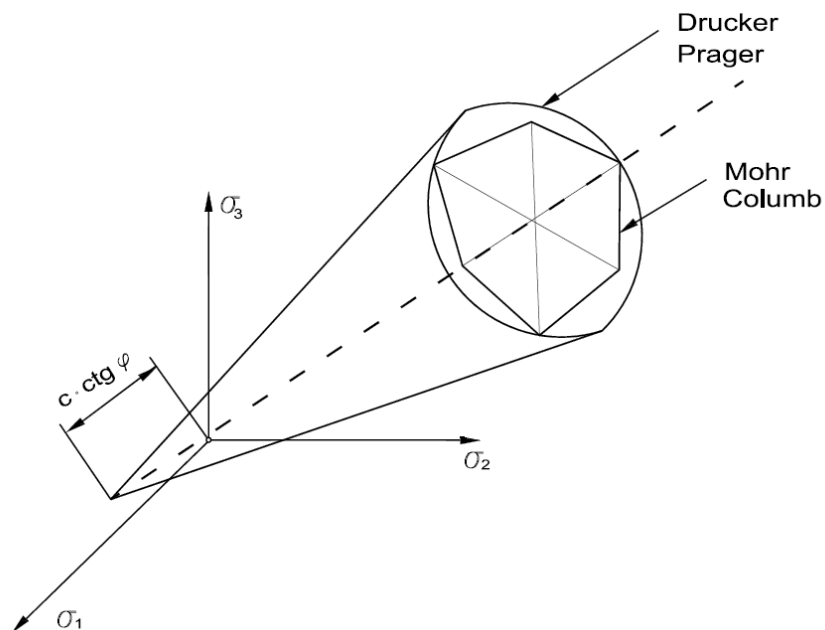
Drucked-Prager-ов услов за лом е даден со изразот:

$$\alpha J_1 + (J_2')^{\frac{1}{2}} = k' \quad (7.27)$$

каде е:

$$\alpha = \frac{2 \sin \varphi}{J_3(3 - \sin \varphi)} ; k' = \frac{6 c \cos \varphi}{J_3(3 - \sin \varphi)}$$

Односно:



Слика 7.17. Геометриски приказ на Mohor-Coulomb-ов и Drucked-Prager-ов услов во просторен координатен систем

Figure 7.17. Geometric preview of Mohor-Coulomb and Drucked-Prager condition in the spatial coordinate system

$$\alpha = \frac{2 \sin \varphi}{J_3(3 + \sin \varphi)}, \quad k' = \frac{6 c \cos \varphi}{J_3(3 + \sin \varphi)}$$

Како и за модел на критичната состојба (*CAP-модел*), така и овој модел на лом мора да се разгледува, во делот на правец од $0 \rightarrow \infty$, како Mohor-Coulomb-ов и Drucked-Prager-ов услов за лом.

- **Модел на критична состојба**

На (Слика 7.18) прикажан е модел на критична состојба. За субкритичното подрачје може да се земе еден од претходно опишаните услови на лом (Mohor-Coulomb-ов или Drucked-Prager-ов услов).

Подрачјето на лом може да се прикаже со изразот:

$$F_{sub} = \frac{\sigma_d - S_{cs}^2 - \sigma_s(2\sigma_c - \sigma_s)}{\sigma_d + S_{cs}}$$

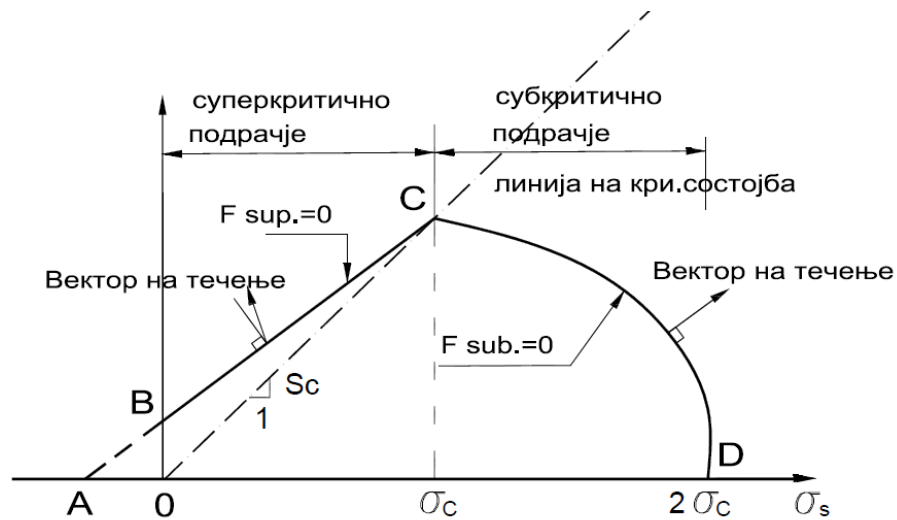
каде е:

$$\sigma_d = (\sigma_1 - \sigma_3) \text{ и}$$

$$\sigma_s = \frac{1}{3}(\sigma_1 - \sigma_3)$$

или:

$$F_{sub} = \frac{\gamma (I_2') \cos\theta - S_{cs} \frac{2}{\sqrt{3}} (J_2')^{\frac{1}{2}} \sin\theta \left[2\sigma_c - \frac{1}{\sqrt{3}} (J_2')^{\frac{1}{2}} \sin\theta \right]}{2 \left[2 (J_2')^{\frac{1}{2}} \cos\theta S_{cs} \sigma_c \right]} \quad (7.28)$$



Слика 7.18. Модел на критична состојба

Figure 7.18. Model of critical condition

Методот на конечни елементи е многу ефикасен за решавање на проблеми од механиката на континуумот. Тргувајќи од некоја почетна напонска состојба може да се пресмета промената на напонот и деформациите за гравитационите сили при промена на оптеретувањето, притоа ги зима во предвид сложените гранични услови.

При пресметката на стабилноста на континуумот, оваа метода наместо фактор на сигурност, дава поле на напони кои можат да ги пратат ново појавените зони со промена на цврстината на материјалот. Исто така може да ги следи и промените што настануваат поради смалувањето на цврстината од максималните на резидуални вредности поради вискозните ефекти.

Искористувањето на тие можности наоѓа голема примена за пресметката на стабилноста на теренот.

Примената на *методот на конечни елементи* за анализа на стабилноста на карпестиот масив е нов посовремен пристап во однос од методот - теориите на пластичност и методот на гранична рамнотежа. Кај анализите извршени по овој метод доста често се добива добра согласност со мерењата извршени *in situ*. Примената на МКЕ може да се земе во предвид и за такви ефекти како што се примарните напони во тлото, анизотропијата и појавата на дисконтинуиет. Феноменот на прогресивниот лом кај материјалите кај кои цврстината опаѓа со порастот на деформацијата на смолкнување, може да се анализира со методот на конечни елементи, што беше неможно кај методот со гранична рамнотежа.

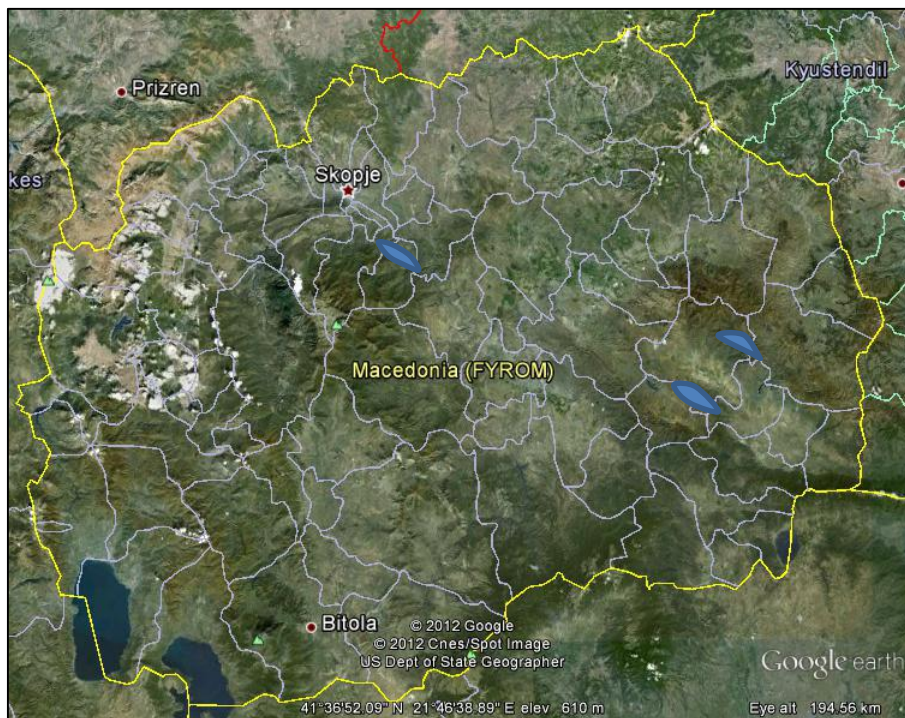
Факторот на сигурност преставува општо воведување на искуството на заснован критериум за оцена на стабилноста на косина, што претставува извесен недостаток на МКЕ. Од друга страна методите на гранична рамнотежа се далеку поедноставни и полесно се применуваат во практичните работи. Може да се претпостави дека истовремено се повеќе ќе се применуваат анализите по методите на конечни елементи, овозможувајќи така да се опфатат и оние аспекти на однесување и стабилноста на косината кај кои методите од теоријата на пластичност и методите на гранична рамнотежа се немоќни.

Моделот за пресметка на карпестите масиви е поделен на одговарачки број на квазихомогени зони, по параметрите кои се потребни за пресметка на стабилноста. Анализите се направени со следење на состојбата напон-деформација на попречниот пресек нормален на правецот на протегањето, а врз основа на условот од површинската деформација.

8.0. ЕКСПЕРИМЕНТАЛНИ ИСТРАЖУВАЊА

При изработката на темата извршени се експериментални мерења на три места во источните делови на Р. Македонија. На дадената карта се означени местата каде имаше поставено мерни точки преку кои се следеа и изведуваа мерењата на дадениот простор. За изработка на темата беа одбрани карактеристични места на теренот каде се претпоставуваше дека има некоја промена во стабилноста на карпестиот масив

Едно од местата е во близината на с. Шашаварлија (во околината на Штип), второто место е на планината Плачковица, до самото детско одморалиште и трето место каде се вршени мерењата е во Скопската котлина. За следењето на промената на стабилност на теренот посебно внимание се посвети на промената на привидниот електричен отпор, кој се следеше континуирано од крајот на 2010г. се до почетокот и 2013 година.

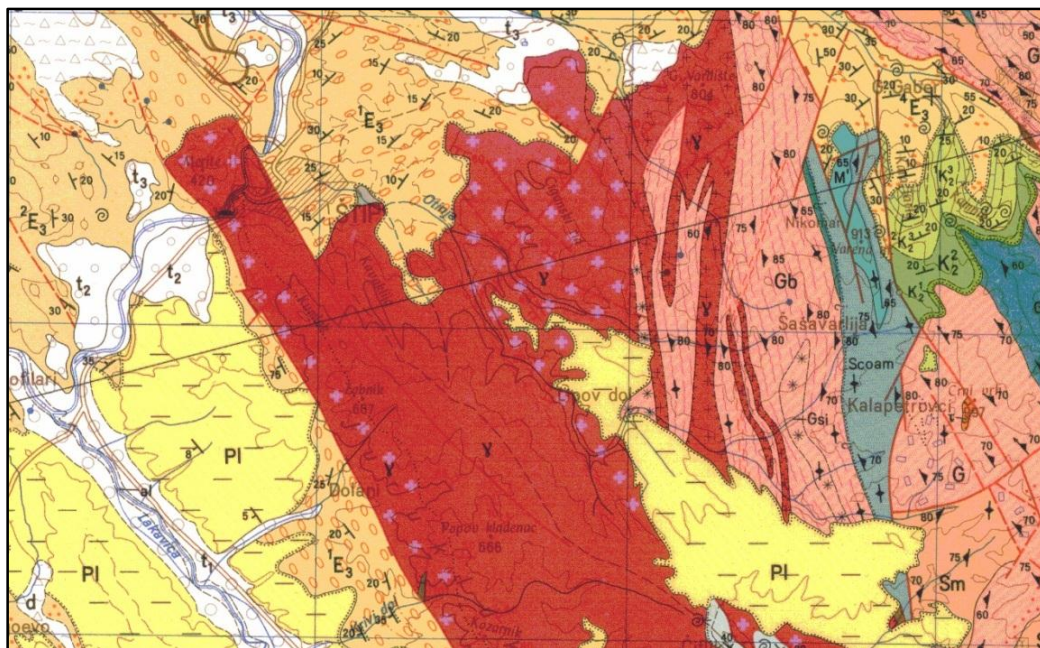


Слика 8.1. Карта на Р. Македонија
Figure 8.1. Map of the Republic of Macedonia

8.1. Геолошки карактеристики на истражните простори

- Околина на Штип со Плачковица

Во околината на Штип и планината Плачковица развиени се следните формации: прекамбриски метаморфни карпи, палеозоиски метаморфни и магматски карпи, мезозоиски седименти и магматити, терциерни седименти и вулкански карпи, квартерни наслаги и вулкански карпи (Слика 8.2).



	Повисока речна тераса		Конгломерати и песочници (ценоман)
	Делувијум		Аплитоидни гранити
	Стара речна тераса		Хлорит-амфиболски шкрилци
	Песоци, суглини и чакали		Мермери и карбонатни шкрилци
	Горна зона на флишот: глинци и песочници; лапорци, варовници и глинци (а)		Окцесто-амфиболни гнајсеви
	Базална серија: песочници, лапорци и конгломерати		Микашисти и лептинолити
	Песочници (турон)		Бiotитски ситнозрни гнајсеви

Слика 8.2. Исечок од Геолошката карта за околината на Штип

Figure 8.2. Part of the Geological map of Stip and the vicinity

Прекамбриските метаморфни карпи представуваат најстари карпи како во Српско-македонскиот масив, така и во Вардарската зона. Прекамбриските карпи во Српско-македонскиот масив се претставени со гнајсно-микашистна серија, каде покрај дволискунски и мусковитски гнајсеви и гранатски микашисти учествуваат и амфиболски шкрилци. Прекамбриските карпи во Вардарска зона се застапени со различни литолошки членови. Покрај биотитските и силиманитско-кордиеритските гнајсеви се јавуваат и дволискунски, тракасти, амигдалоидно-окцести, порфиروبластични и мусковитски гнајсеви, потоа микашисти, лептинолити, амфиболити и амфиболеки ишрилци.

Палеозојските метаморфни карпи се издвоени врз основа на палинолошки анализи на рифеј-камбриска, старопалеозоиска-ордовициска и младо-палеозоиска старост.

Серпентинитите се јавуваат во вид на помали маси или издолжени изолирани зони и секогаш се поврзани за главните тектонски руптури.

Мезозоиските творевини се претставени со јурски интрузивни карпи - габрови, гранити и кредни седименти.

Во областа на Богословец и Пантелеј се јавуваат две одвоени помали маси на габрови. Тие ги пробиваат палеозоиските карпи и серпентинитите. Тектонски се доста оштетени.

Гранитоидните карпи се познати во литературата како „Штипски гранити“. На теренот се издвојуваат како адамелити, кои се најдлабоки, потоа периферни биотитски гранити и ситнозрнести аплитоидни гранити. Ги пробиваат прекамбриските карпи, додека албценоманските седименти лежат трансгресивно преку нив. Нивната старост е одредена како горно јурска, врз основа на мерењата на изотопската старост.

Терциерните седиментни карпи се претставени во најголем дел со горно-еоценски и неогени седименти. Во областа на Овче Поле, Брегалница и Слан Дол многу големо распространение имаат горно-еоценските седименти. Врз основа на литолошкиот состав и суперпозициониот ред, овие седименти се издвоени како: базална литозона; долна флишна литозона; литозона на жолти песочници и горна флишна литозона. На повеќе места најдена е богата макро и

микрофауна и флора која несомнено зборува за горно-еоценска-приабонска старост на овие седименти.

Плиоцен е представен со езерски песоци, суглини и чакали. Приобалските делови се составени од погруб материјал.

Голема распространетост на холоценските седименти е запазена во Овче поле и Кочанско поле, како и во долината на реките Брегалница, Злетовска река и Крива Лакавица, а представени се со стари речни тераси, пролувиум, делувиум и изворски бигор, како и алувиум.

Во тектонски поглед ова подрачје влегува во склоп на две јасно изразени геотектоиски единици: Српско-македонски масив и Вардарска зона.

Српско-македонскиот масив е изграден од прекамбриски гнајсеви и микашисти и рифеј-камбриски карпи. Во рамките на оваа маса се издвојуваат Осоговската антиклинала, Зрновската антиклинала, Кочанската моноклинала и лушпата Пониква - Кочани.

Помеѓу Српско-македонскиот масив на исток и Пелагонскиот масив на запад се наоѓа Вардарска зона како посебна геотектонска единица чиј почеток на образување е врзан за каледонска орогена фаза, додека за време на алписката орогена фаза, структурите се преработени и усложени до степен на сегашниот изглед.

Во ова последна фаза дошло до набирање со образување на цилиндрични и брахи набори и раседнување, при што биле создадени навлаки и лушпи, како и тектонски блокови на издигање и спуштање со образување на грабени кои се или паралелни со структурите или пак ги сечат напречно.

Границата помеѓу Вардарската зона и Српско-македонскиот масив на територијата на Р. Македонија се протега по западните падини на планините Беласица и Плачковица од каде продолжува на северозапад преку Кратово кон Куманово. На листот Штип ова граница е претставена со Ратковичко-Плачковичката дислокација.

- Околина на Скопје

Подрачието кое го опфаќа овој истражен терен со својата геолошко-тектонска градба припаѓа делумно на Пелагонстскиот хорст-антиклинориум и на Западно-македонската зона. Во склопот на истите издвоени се: комплекс на прекамбриски метаморфни и магматски карпи; комплекс на рифеј-камбриски метаморфни карпи; комплекс на палеозоиски метаморфни и магматски карпи; комплекс на мезозоиски седименти и магматски карпи; комплекс на терциерни и квартерни седименти (Слика 8.3).

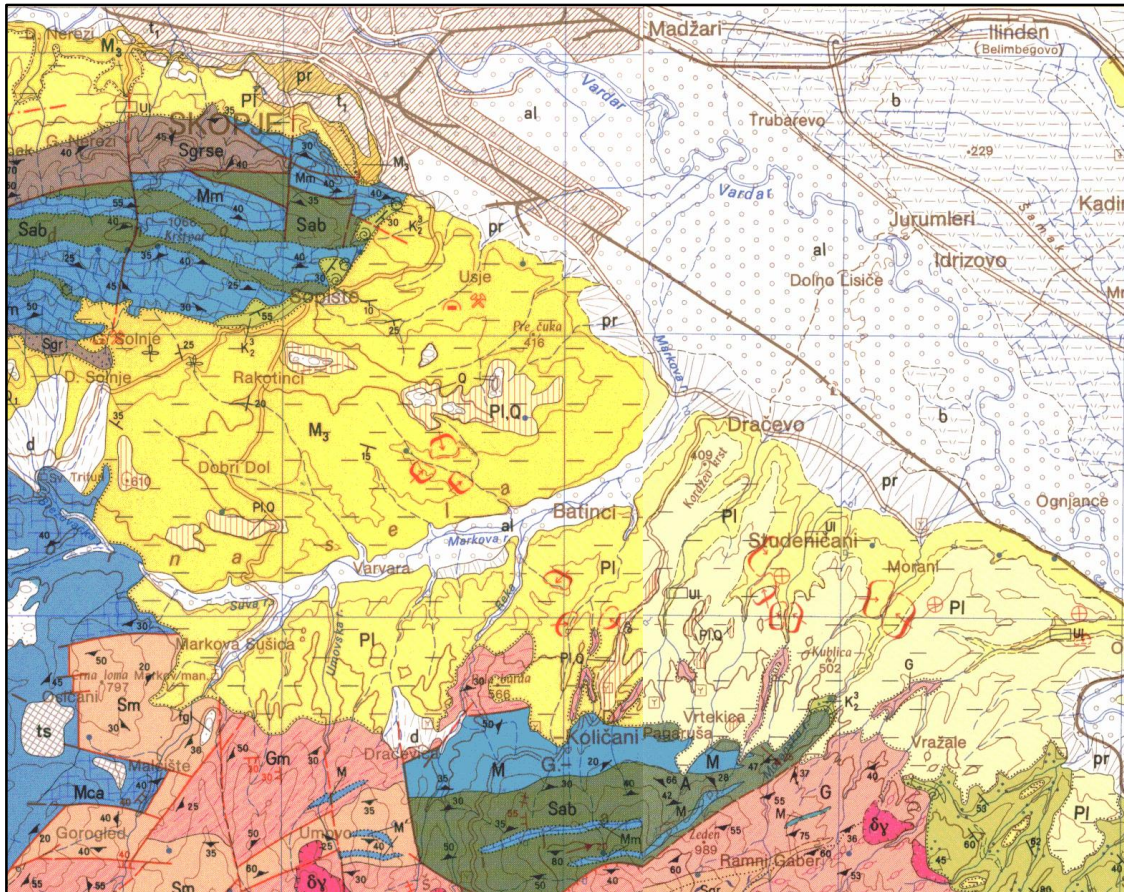
Прекамбрискиот комплекс припаѓа на Пелагонскиот хорст-антиклинориум и е претставен со високометаморфни карпи сврстани во гнајсно-микашистна, мешана и мермерна серија, како и гранитоидни магматити.

Долж ободот на Палагонот, над карпите од прекамбрискиот комплекс лежат рифеј-камбриски метаморфни карпи претставени со графитични шкрилци, кварц-мусковитски шкрилци, циполини и мермери.

Во рамките на Западно-македонската зона широко се распространети како палеозоиски, така и мезозоиски карпи. Палеозоиските карпи се од стар нерасчленет палеозоик и карбон. Палеозоискиот комплекс е пробиеан со доста големи маси од гранити кои, со испитувањето на изотопна старост, се одредени како херцински.

Мезозоискиот комплекс е застапен воглавно со карбонатна фација, чија старост врз база на сиромашни палеонтолошки наоди е одредена како средно тријаска, додека сенонската старост на кредните седименти е документирана со бројни палеонтолошки податоци.

Во комплексот на терциерно-квартерните седименти се издвоени средно и горно миоценски глинци и алевролити, кои постепено преминуваат во песоци и слабо врзани конгломерати. Плиоценот во долните делови е претставен со песоци и глини преку кои местимично се развиени плочи од бигорливи варовници. Квартерните седименти се претставени со глацијални наслаги, црвеница, падински бречи, пролувијални и алувијални наслаги.



	Алувијален нанос		Песочници, лапорци и лапоревити глини
	Пониска речна тераса		Гранодиорити
	Делувиум		Графитични серициткварцни шкрилци
	Пролувиум		Плочести доломити и доломитични мермери
	Тресет		Мермери
	Црвеница		Среднозрности сивобели калцитски мермери
	Бигорливи варовници		Циполини и мермери
	Чакали и песоци		

Слика 8.3. Исечок од Геолошката карта за околината на Скопје

Figure 2.3. Part of the Geological map of Skopje and the vicinity

Теренот на листот Скопје тектонски припаѓа кон две геотектонски единици: Пелагонски хорст-антиклинориум и Западно-македонската зона. Овие единици се одделени со длабинска дислокација и секоја од нив се карактеризира со своја специфична тектонска градба.

Пелагонскиот хорст-антиклинориум е навлечен преку Западно-македонската зона и изграден е од високометаморфни карпи. Се карактеризира со поголем број на антиклинални и синклинални структури од кои позначајни се Брезничката и Бабунската антиклинала, Сувопланинската синклинала, Поречката и Осојската моноклинала. Радијалната тектоника е изразена мошне интензивно.

Неотектонските движења изразито се манифестираат, со чија активност е формирана терциерната депресија, позната како Скопска котлина.

8.2. Истражен простор во околината на Штип

➤ с. Шашаварлија

Истражниот простор во околината на г. Штип е оддалечен околу 8 km, а најблиско населено место до локацијата е с. Шашаварлија. Просторот кој е истражуван е ограничен со неколку мерни точки и зафаќа површина од околу 2000 m².

На (Слика 8.4) дадено е местото на поставените геоелектрични профили за мерење на привидниот специфичен електричен отпор и тригонометриски точки за следење на деформацијата на теренот и негово поместување.



Слика 8.4. Поставеност на геоелектричните профили и мерните точки

Figure 2.4. Schedule of geoelectrical profiles and measurement points

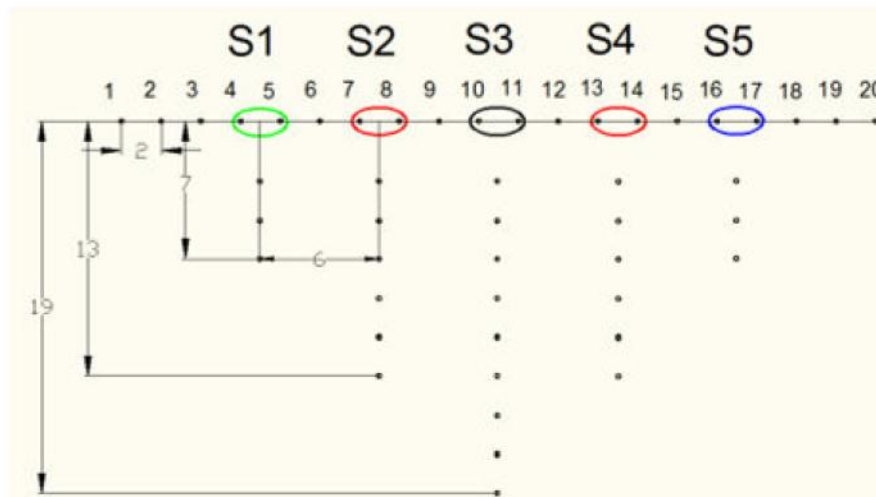
Во овој дел беше извршено:

- геоелектрично мерење на привидниот електричен отпор, профилирање и картирање
- поместување на поставените реперни мерни точки

Поставување на геоелектрични профили за мерење на привидниот електричен отпор на средината

На дадениот терен (Слика 8.4) се поставени три геоелектричени профили, PR-1, PR-2 и PR-3. Мерењето на привидниот отпор на профилот PR-1 е следено континуирано во времето од средината на 2010 год., цела 2011 год. и почетокот на 2012 година. Профилите PR-2 и PR-3 се искористени за изработка на карти на привидниот електричен отпор на тренот за променлива длабочини по хоризонтала.

Профилите се работени со должина од 40 m, и на секои 2 m е поставена по една електрода, вкупно 20 електроди кои се поврзани според дадениот распоред на дадената скица (Слика 8.5). При мерењето на привидниот отпор и собирањето на податоци користени се комбинации на поврзување на две методи за поставување на електродите: Schlumberger-ов и Wenner-ов распред на електродите.



Слика 8.5 Распоред на поставените електроди на електричните профили за претставување на 2D томографијата

Figure 8.5. Layout of the set electrodes by electrical profiles for representing 2D tomography

Применета е 2D–електрична томографија која претставува површинска геоелектрична метода со која се истражува специфичниот електричната отпорност на геолошката средина. Таа најчесто се вбројува во методите на привидна електрична отпорност.

Извршено е профилирање и картирање на теренот каде се претпоставуваше дека има појавено деформации и свлекување на теренот. При мерењето се користени прецизни дигитални волтметар и амперметар, а добиените резултати се пресметувани преку програмата *IP12win*. Обработката на податоци во програмот е направено со помош на методи на најмали квадрати со комбинирана Гаус-Њутнова метода.

Поставување на геодетска мрежа и мерење на истражниот простор

За следењето на деформациите на теренот е направена геодетска мрежа од единаесет точки (Слика 8.4), две статични точки од кои едната е местото на набљудувањето, тоталната станица, а другата е контролна точка, таргет (електричен далековод) и девет статични мерни точки од кои е составена полигонска тригонометриска мрежа преку која се следеше поместувањето. Точките се означени со поставување на челични колци изработени со должина од 50 см, и на тој начин се оформи мерната тригонометриска мрежа. Челичните колци се поставени на теренот на кој што е следено поместувањето од крајот на 2010 год., во текот на цела 2011 год. и почетокот на 2012 год.

➤ Плачковица, Детско одморалиште

Истражниот простор се наоѓа на планината Плачковица, оддалечен од г. Штип околу 40 km, а најблиско место до локацијата е детското одморалиште. Просторот кој е истражуван е ограничен со неколку мерни точки и зафаќа површина од околу 1000 m².

На дадената скица (Слика 8.6.) дадено е местото на поставените два геоелектрични профили.



Слика 8.6. *Поставеност на геоелектричните профили и мерните точки*
Figure 8.6. *Schedule of the geoelectrical profiles and measurement points*

На дадената (Слика 8.7), дадено е местото на свлекувањето.



Слика 8.7. *Место на свлекување*
Figure 8.7. *Place of landslide*

Како во претходниот случај со с. Шашаварлија, така и овде на ист начин се распоредени електродите и мерењето на привидниот електричен отпор е вршено непрекинато во текот на 2010 год., 2011 год. и почетокот на 2013 год. Профилот PR-1 беше непрекинато следен, додека со помош на профилот PR-2 се изврши картирање на теренот. На тој начин се добиене повеќе модели, карти на изооми на привидниот електричен отпор на карпестиот масив за различна длабочина.

8.3. Истражен простор во Скопска котлина

Избрана е Скопската котлина од причина што овде се наоѓаат седиментни слоеви на карпестите масиви на кои јакоста на цврстина е многу помала во однос на претходните два примера. Овде се направени два геофизички профили, еден електричен профил и еден сеизмички. Направена е споредба на добиените геофизички профили од електрика и сеизмика.

Направени се 5 сонди со $AB/2 = 40$ m со растојание помеѓу сондите од 25 m. Од добиените вредности на отпорот на средината, изработена е 2D томографија, со што е добиен геоелектричниот профил.

Сеизмичките мерења се правени со помош на т.н. SUMMIT систем, со кој е овозможена регистрација на брзините на надолжните (V_p) и попречните (V_s) сеизмички бранови. Со анализа на податоците конструирани се геофизички (сеизмички) пресеци. Растојанието помеѓу геофоните е од 5 до 10 m, а како извор на еластични лонгитудинални бранови е користен механички извор,

9.0. РЕЗУЛТАТИ ОД МЕРЕЊАТА И МОДЕЛИ НА ИСТАЖНИОТ ПРОСТОР

Собирањето на податоците, нивната обработка, добивањето на резултатите и нивното моделирање е направено со помош на неколку софтвери и тоа, Excel, Auto Cad, Surfer, Geo Slope и IPI2win.

9.1. Терен шашаварлија

9.1.1. Геоелектрични мерења

Во наредните табели (9.1a,....u) се дадени вредностите од мерењата на привидниот електричен отпор и за секое мерење во различен временски период направена е геоелетрична 2D-томографија со модели на привидната отпорност. Мерењата се започнати во текот на септември во 2010 год. и се завршени во април 2012 год.

Дата: 21.09.2010 год.

Табела 9.1.a

H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	87,9	73,1	90,5	78,8	70
5	85,1	85	76,2	86,4	80
7	90,4	95,9	85,2	101	89
9		102	93,3	123	
11		174	100	130	
13		95,8	110	141	

Дата: 10.10.2010 год.

Табела 9.1.b

H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	83,4	75	87,7	77,9	64
5	86	87,3	95,5	85,7	78
7	82,8	94,2	103	90,4	85,6
9		98,1	107	98,6	
11		101	116	102	
13		110	131	119	

Дата: 24.10.2010 год.

Табела 9.1.с

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	63,5	60,9	70,2	54,7	50,14	
5	79,1	74,1	77,5	70,2	66,14	
7	64,4	85,7	83,8	75,4	81,13	
9		78,5	95,2	82,1		
11		112	108	82,5		
13		124	104	106		

Дата: 11.11.2010 год.

Табела 9.1.d

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	62,31	68,09	60,58	50,5	47,17	
5	72,22	80,84	76,65	61,48	63,39	
7	65,09	89	84,5	69,6	74,22	
9		94,25	92,03	82,66		
11		99,58	98,31	89,16		
13		103,3	105,9	93,42		

Дата: 11.12.2010 год.

Табела 9.1.e

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	67,8	65	68,5	39,6	43,2	
5	81	69	78,4	62	55,6	
7	92,1	85,6	90,4	71,8	69,6	
9		90	149	81,1		
11		97,4	147	86,1		
13		102	149	95,8		

Дата: 24.12.2010 год.

Табела 9.1.f

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	68,5	65,1	70,2	51,9	50,1	
5	78,1	76,7	77,5	66,3	52,2	
7	89,7	84,1	83,8	77,6	71,2	
9		88	95,2	82,6		
11		94,6	108	87,1		
13		103	104	93,2		

Дата: 20.01.2011 год.

Табела 9.1.g

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	70,2	71,4	73	53,86	47,14	
5	78,1	81,2	79	66,01	63,28	
7	88,6	91,6	87,1	74,51	73,5	
9		96	87,9	84,65		
11		98,5	95,1	87		
13		58,6	110	91,35		

Дата: 06.03.2011: год.

Табела 9.1.h

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	73,1	71,4	72,1	59,5	47,66	
5	82,3	87,8	83,8	75,9	60,21	
7	93,8	98,1	90,9	78,7	71,65	
9		101	93,7	87,4		
11		106	98,9	91,6		
13		112	109	94,8		

Дата: 12.03.2011 год.

Табела 9.1.i

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	76,6	74,9	71,21	57,23	49,34	
5	88,8	90,2	81,14	68,54	65,42	
7	99,1	101	85,23	78,07	76,78	
9		104	93,73	83,53		
11		103	104,7	98,19		
13		114	111,5	104,2		

Дата: 27.03.2011 год.

Табела 9.1.j

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	73,1	67	65	53,7	53,51	
5	82,3	78,6	74,8	69,6	58,46	
7	93,8	91,7	84,1	77,8	69,73	
9		94,8	83,6	86,8		
11		94,7	94,8	83,8		
13		100	103	99,6		

Дата: 17.05.2011 год.

Табела 9.1.k

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	53,51	54,99	57,35	59,21	38,72	
5	72,19	72,79	70,09	59,78	52,48	
7	82,3	87,92	80,29	69,33	63,94	
9		93,61	89,76	76,37		
11		94,25	94,44	81,51		
13		92,06	98,65	87,36		

Дата: 01.06.2011 год.

Табела 9.1.l

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	57,1	51,5	52,1	41,33	38,68	
5	67,8	75,4	66,4	54,56	51,41	
7	81,3	83,2	73,9	64,85	64,36	
9		87,5	81,4	72,26		
11		95,8	89	80,65		
13		99,6	86,1	87,08		

Дата: 11.06.2011 год.

Табела 9.1.m

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	55,7	49,5	55,8	44,2	38,7	
5	67,3	68,6	68,5	58	52,9	
7	81,2	80,7	82,1	67,7	83,5	
9		82,9	91,5	75,6		
11		89,7	104	82,7		
13		95,8	109	91,8		

Дата: 20.06.2011 год.

Табела 9.1.n

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	59,3	50,5	56,4	53,86	45,31	
5	64,3	62,4	67,4	66,01	60,05	
7	61,1	81,5	85,2	74,51	72,1	
9		82,8	93,8	84,65		
11		80,2	96,7	87		
13		80,1	101	91,35		

Дата: 08.07.2011 год.

Табела 9.1.о

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	50,68	59,3	70,8	61,8	45	
5	63,53	63,2	81,4	76,3	51	
7	72,57	89,8	97,9	81,2	62	
9		88,5	108	94,9		
11		90,5	135	105		
13		94,4	142	98,6		

Дата: 13.08.2011 год.

Табела 9.1.р

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	79,16	79,16	79,68	66,16	66,16	
5	86,5	86,5	83,21	77,34	77,34	
7	89,05	89,05	93,32	87,51	87,51	
9		97,52	105,2	86,67		
11		103	111,5	90,15		
13		108	119,9	97,83		

Дата: 14.09.2011 год.

Табела 9.1.қ

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	68,84	87,96	76,48	75,2	30,5	
5	84,99	78,31	82,19	84,8	30,1	
7	89,92	86,5	88,86	88,9	31,7	
9		95,29	103,1	103		
11		102,2	112,6	99,5		
13		103,6	118,4	109		

Дата: 26.09.2011 год.

Табела 9.1.г

		Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	
3	66,73	80,49	72,5	78,18	29,83	
5	84,51	89,64	87,74	77,07	28,15	
7	89,92	89,73	98,35	82,55	23,95	
9		85,13	105	92,14		
11		85,33	117,6	104		
13		94,25	129,1	111,3		

Дата: 24.10.2011 год.

Табела 9.1.s

H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	82,44	80,74	85,1	73,85	80,93
5	70,55	87,07	87,59	91,01	104,7
7	77,29	92,82	94,46	98,56	147,4
9		95,98	101,7	105,3	
11		99,63	114,1	112,1	
13		98,86	121,3	124,9	

Дата: 04.12.2011 год.

Табела 9.1.t

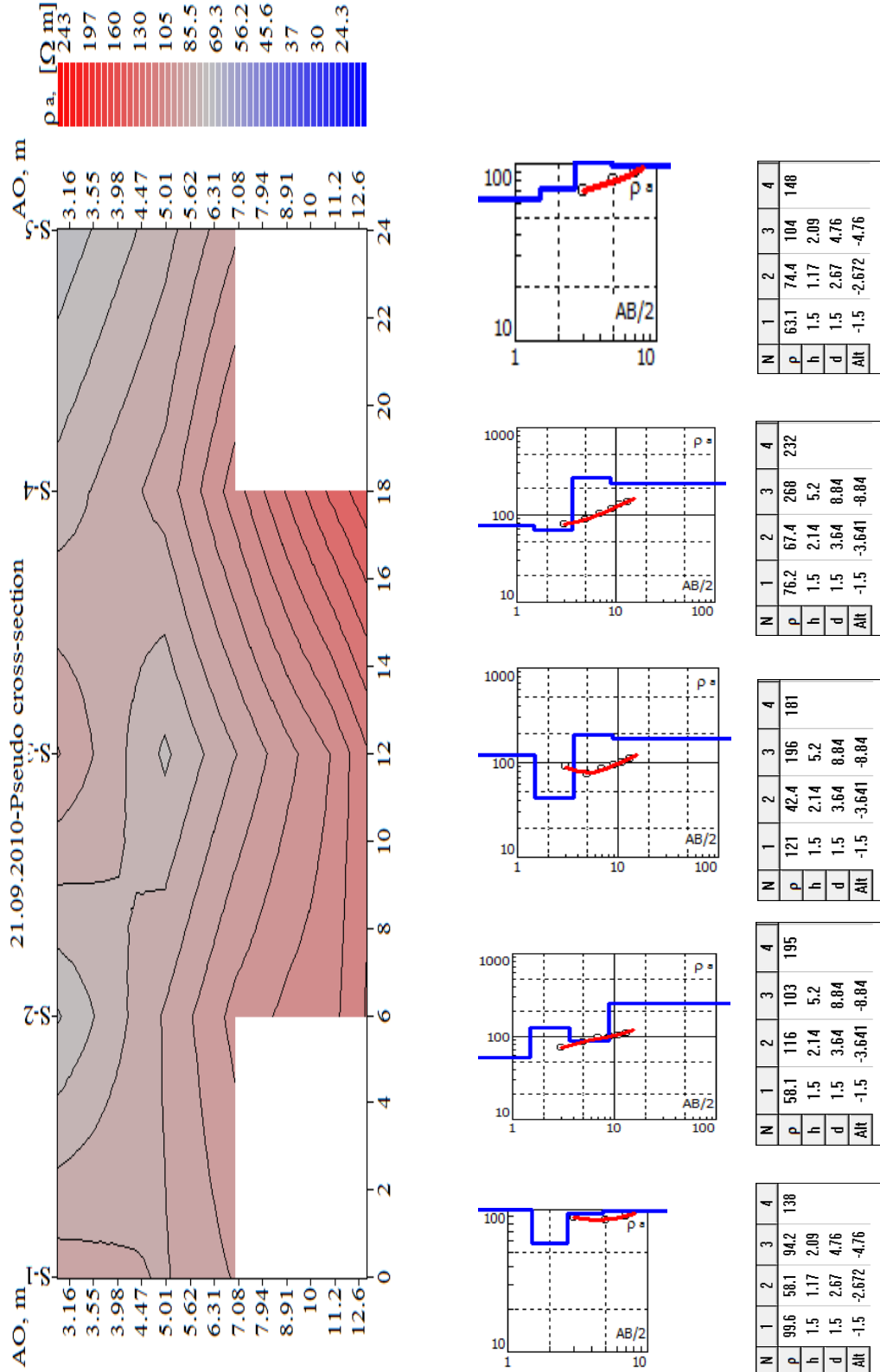
H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	80,7	94,5	106	118,2	80,49
5	76,7	124	122	98,78	91,56
7	92,6	160	166	85,54	118,1
9		196	212	74,1	
11		229	259	61,9	
13		258	306	49,34	

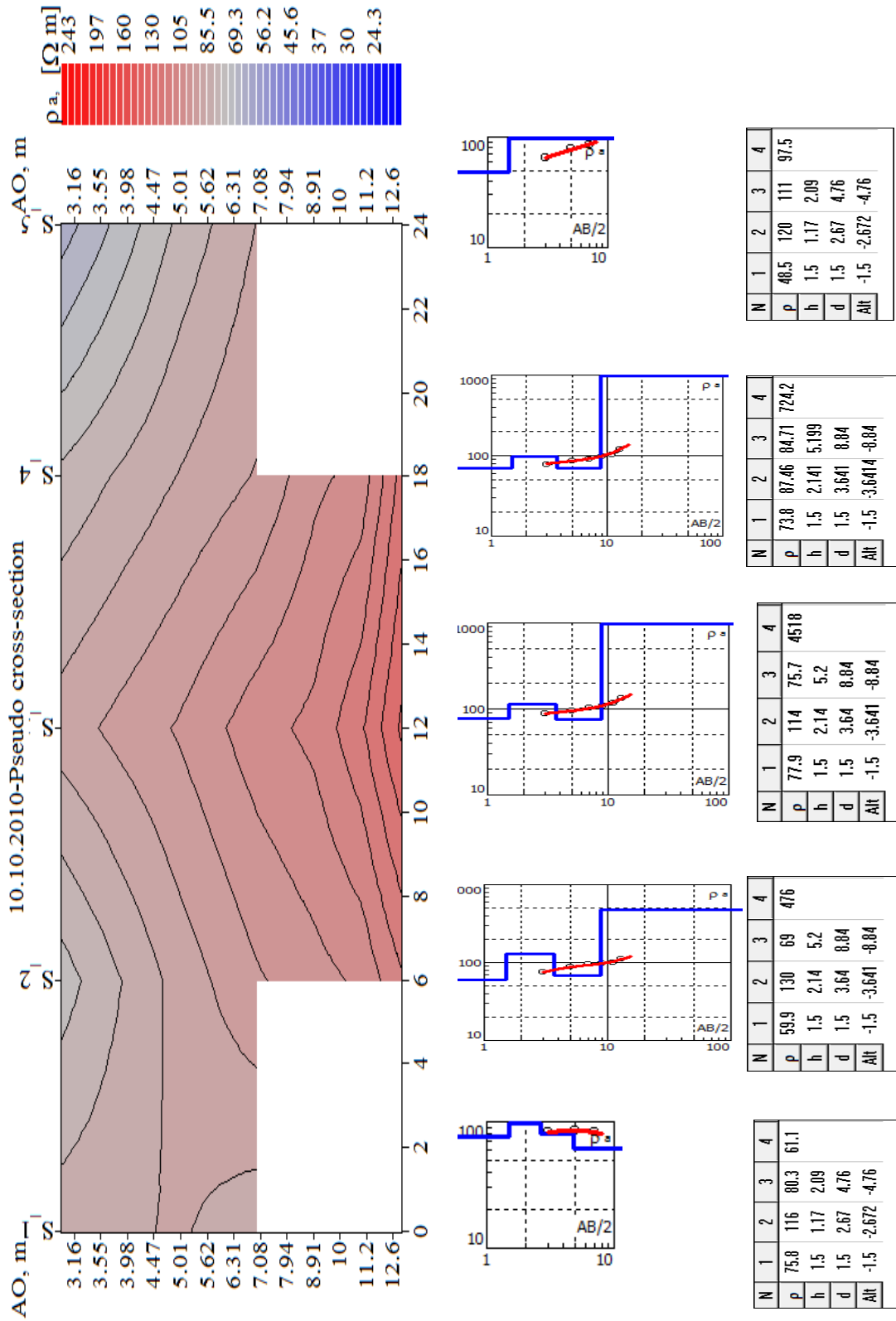
Дата: 18.03.2012 год.

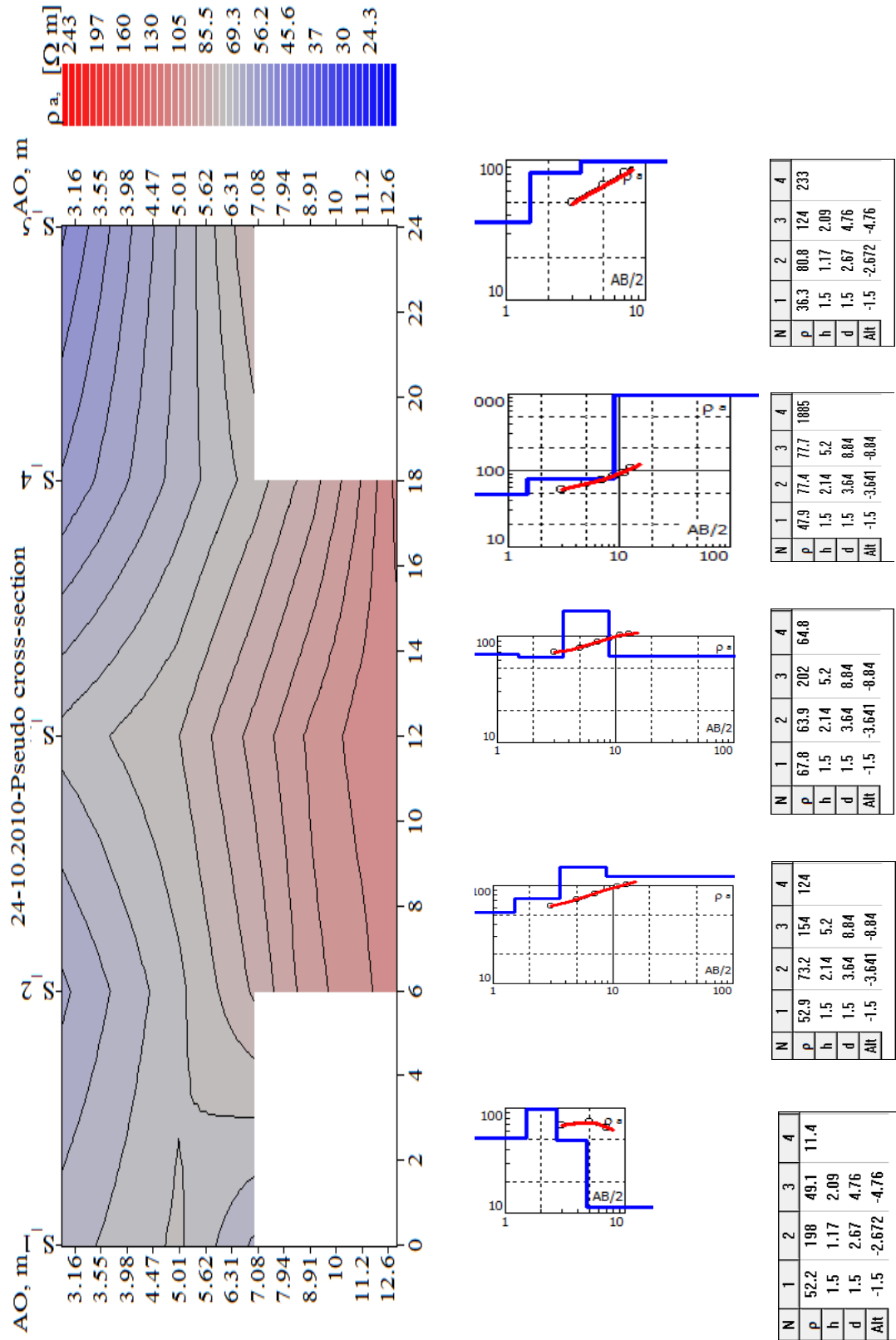
Табела 9.1.u

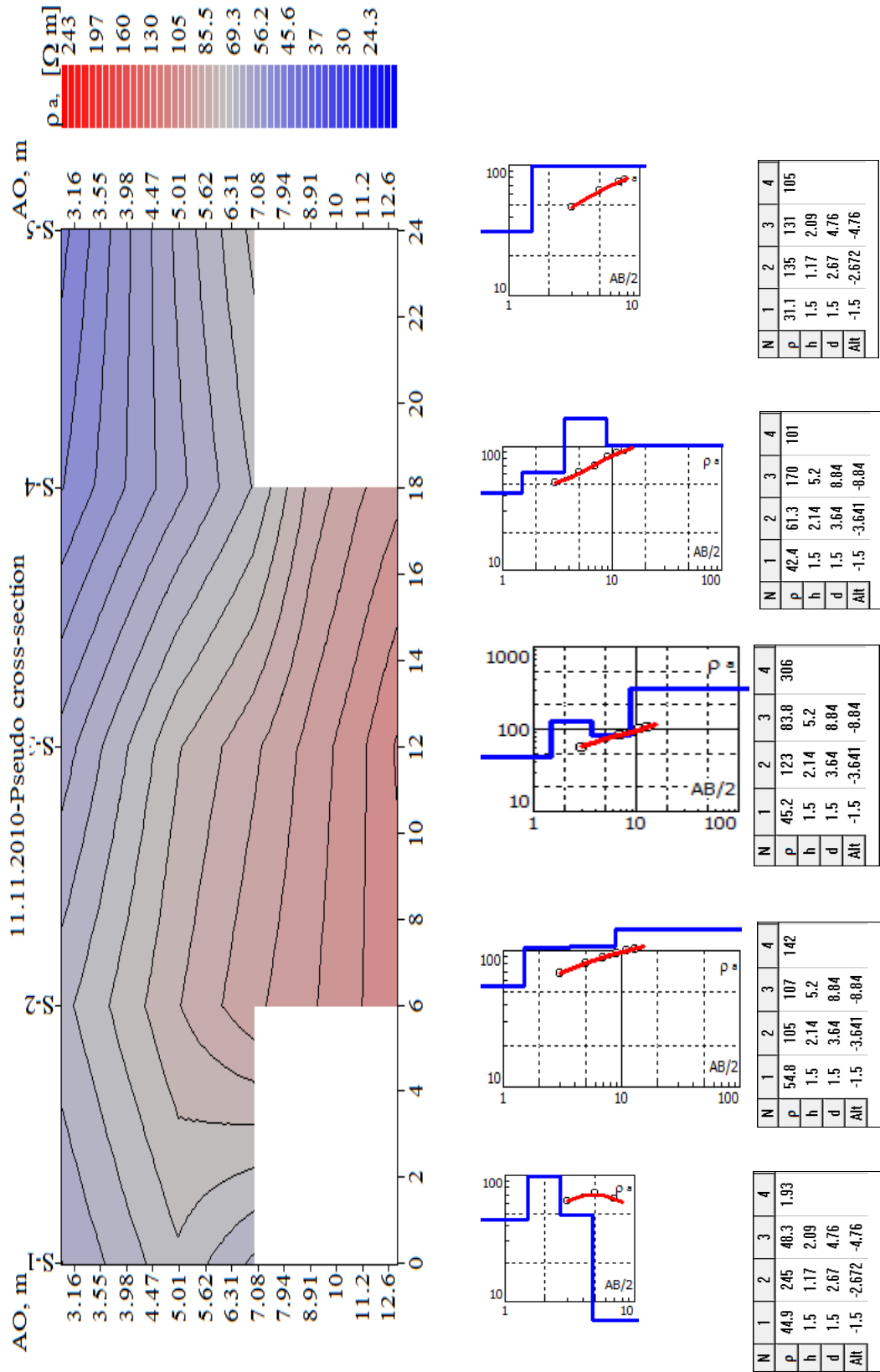
H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	74,68	76,86	67,02	65,75	53,91
5	88,25	82,23	72,82	72,74	70,42
7	100,2	87,89	78,97	77,64	81,76
9		92,57	84,12	81,51	
11		96,16	88,12	85,02	
13		98,82	91,13	88,43	

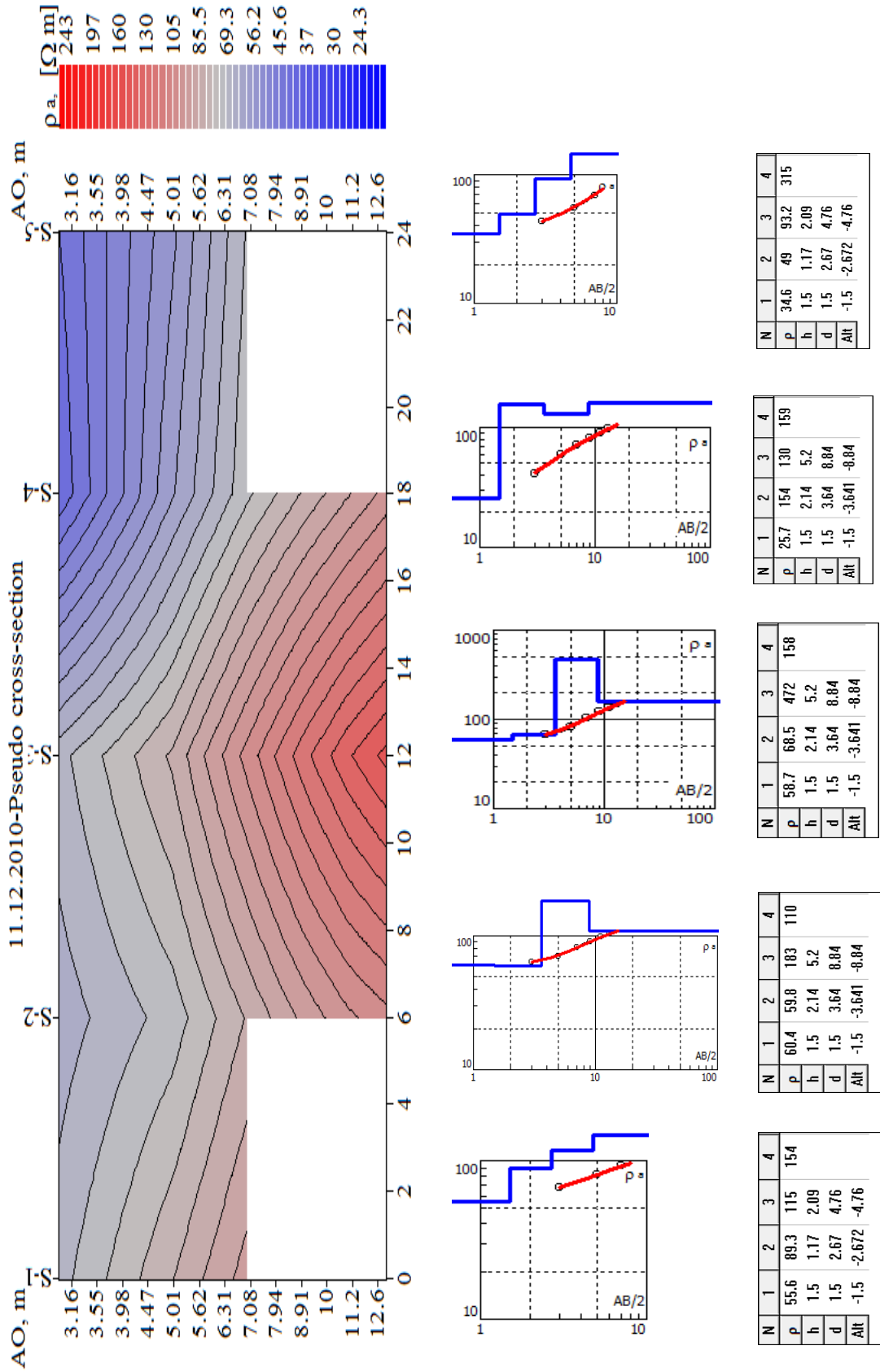
Профили на привидната отпорност на профил PR-1, Pseudo cross-section

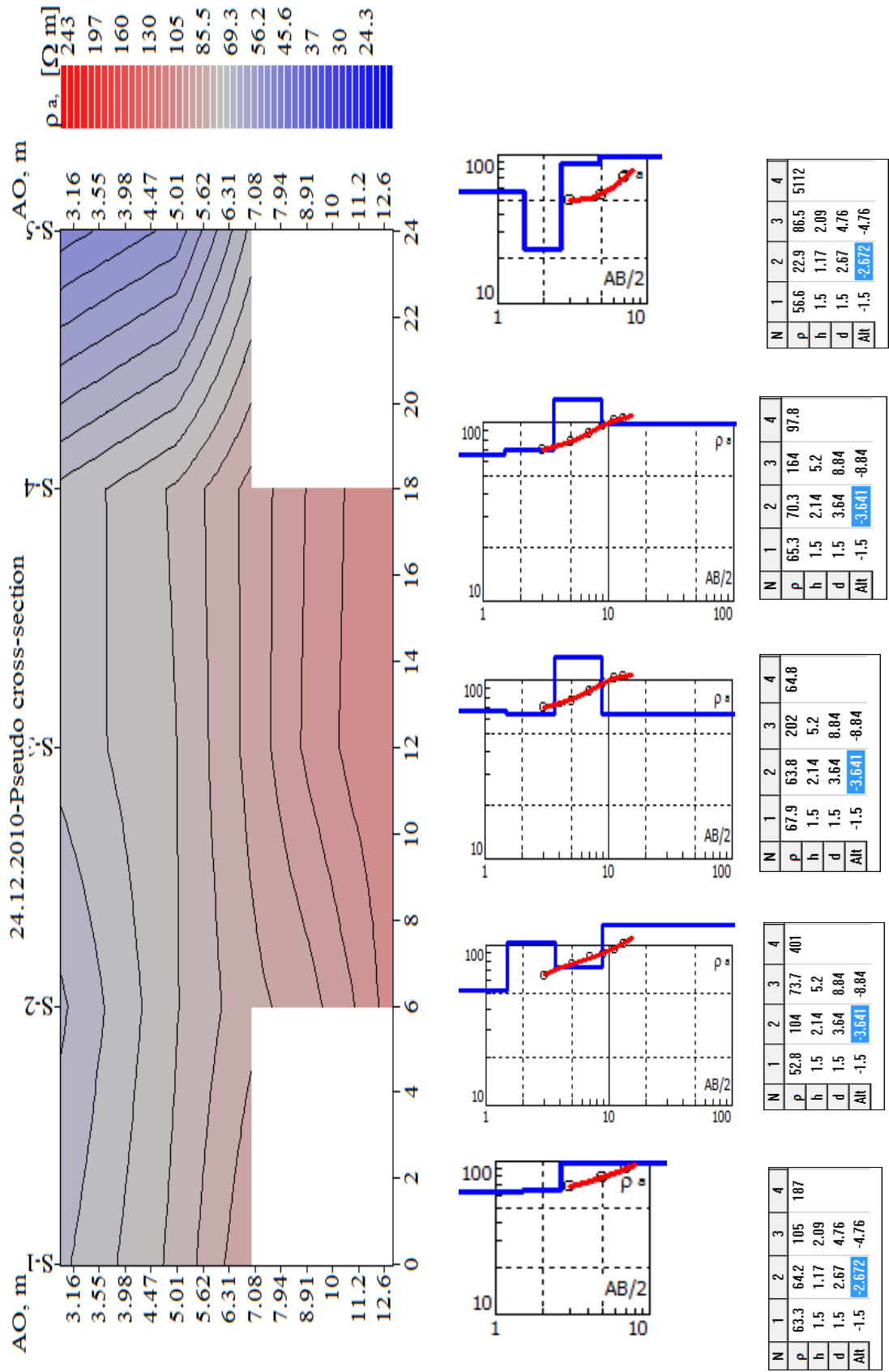


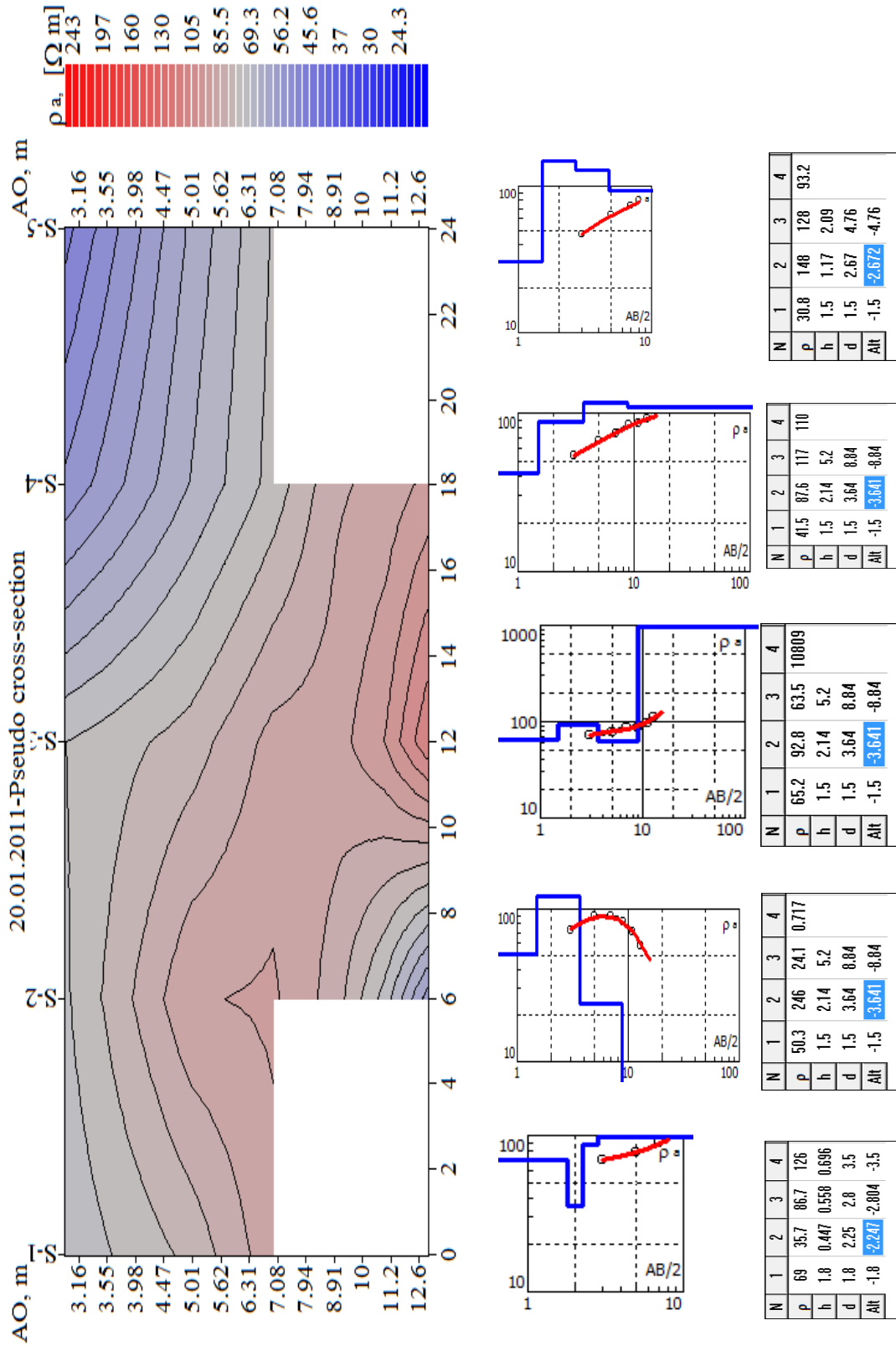


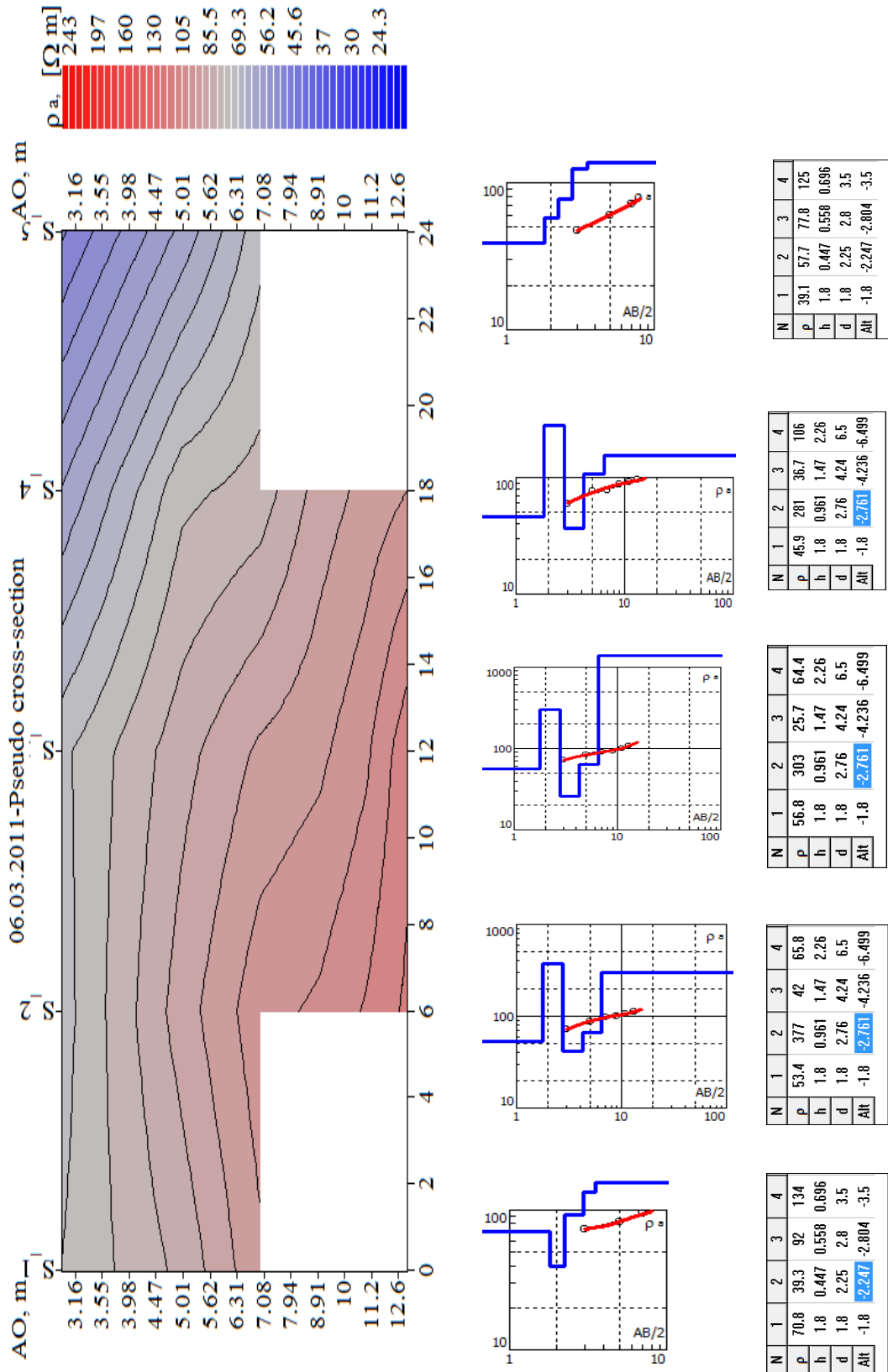


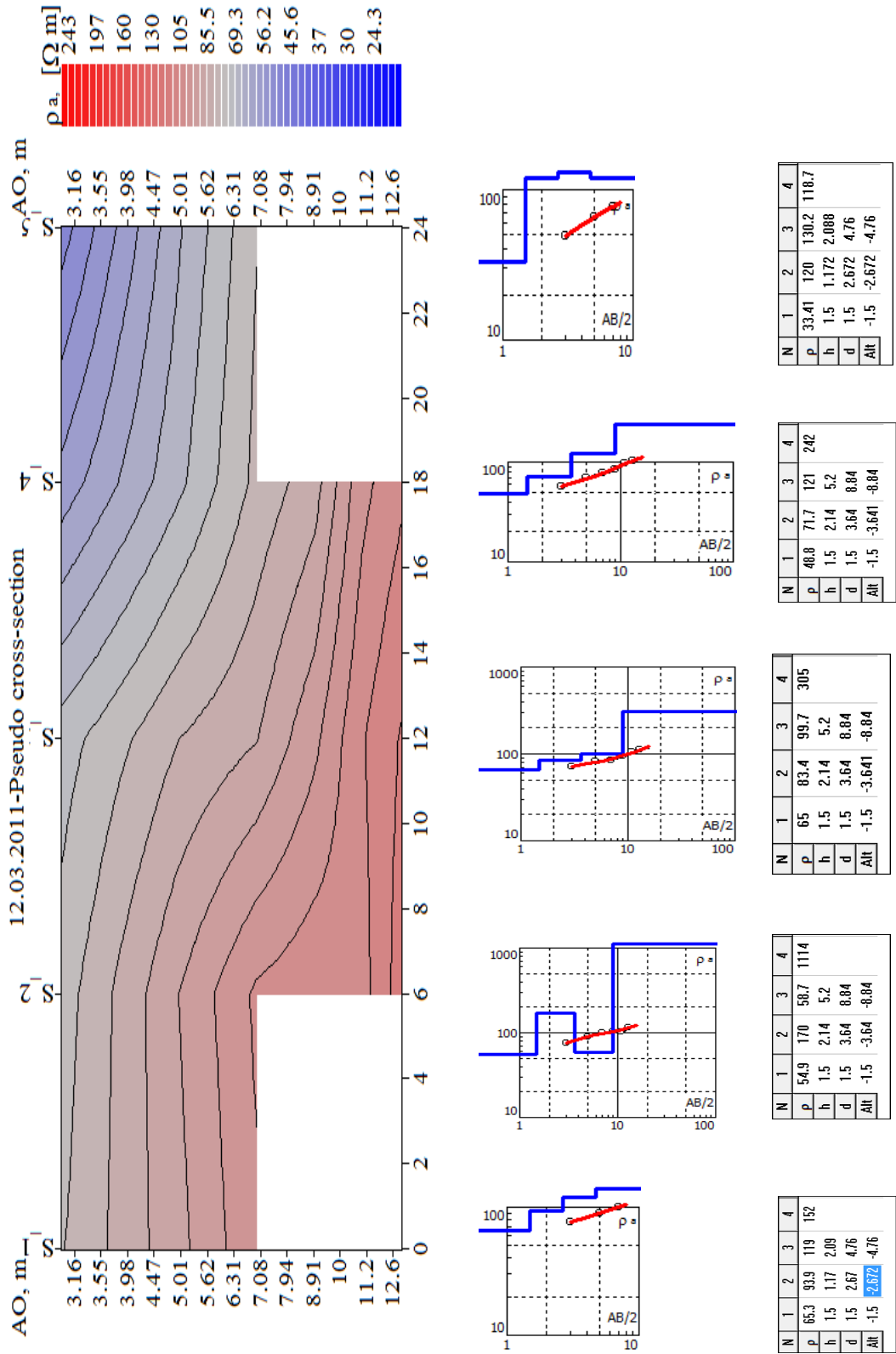


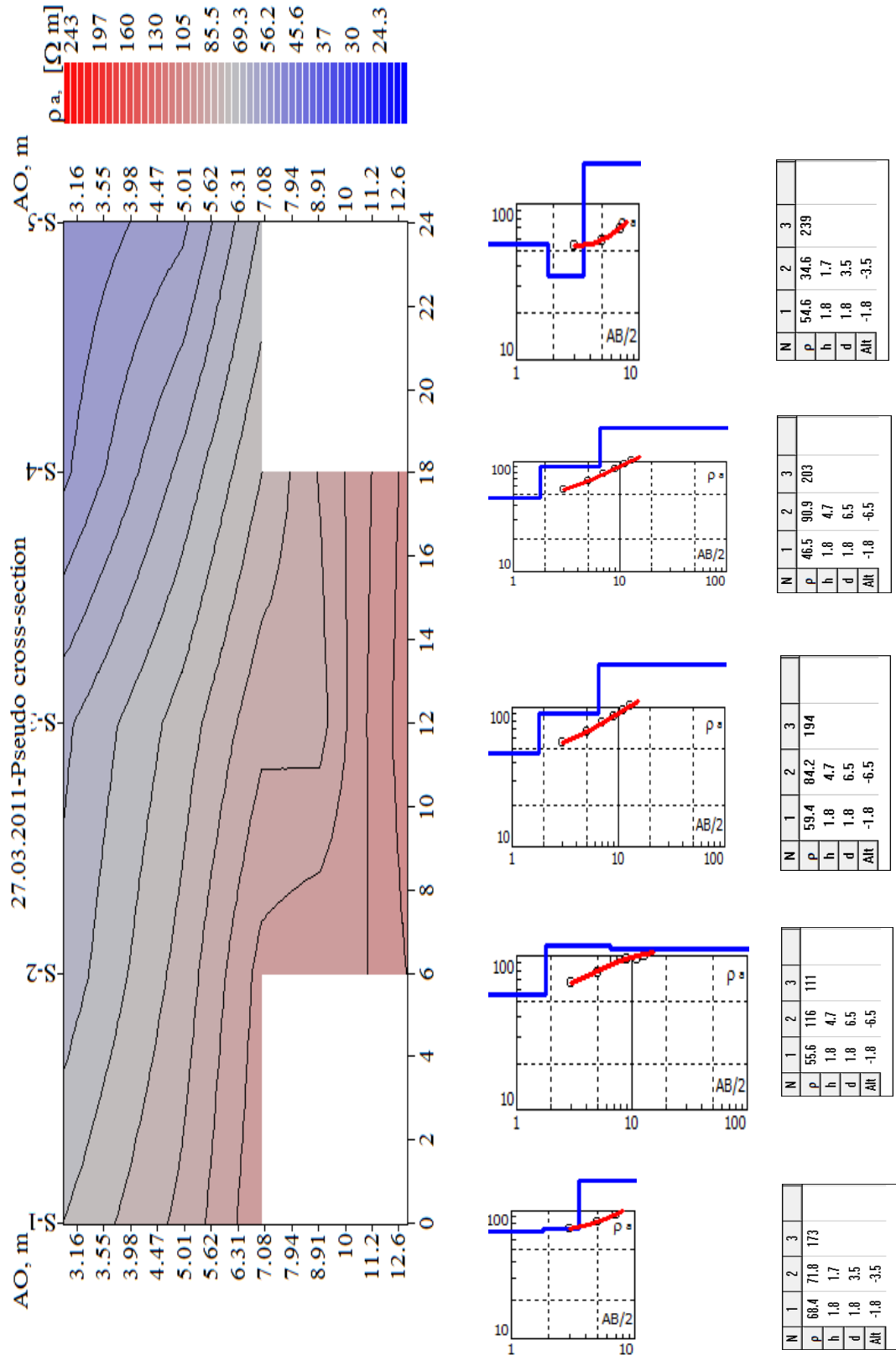


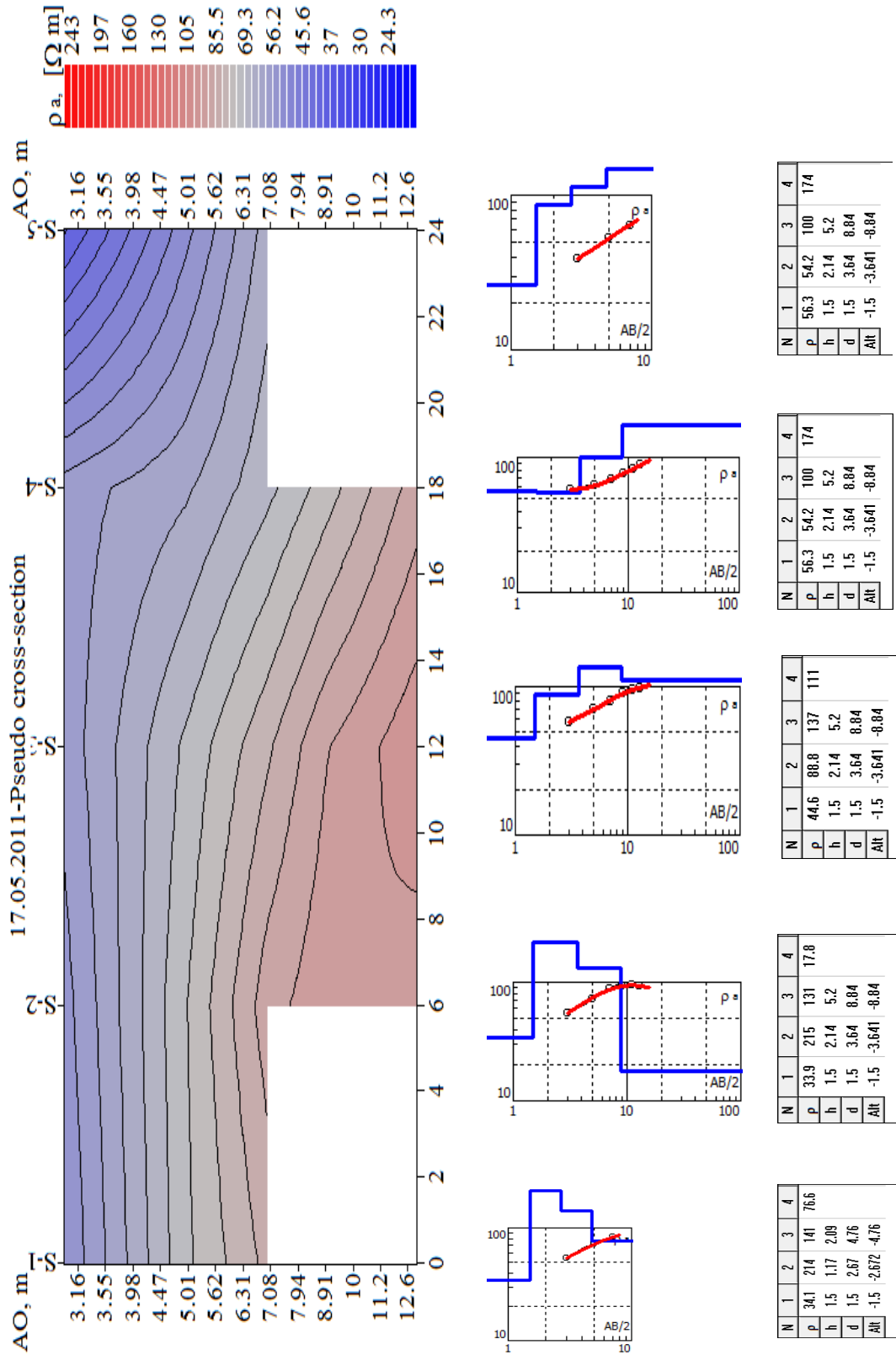


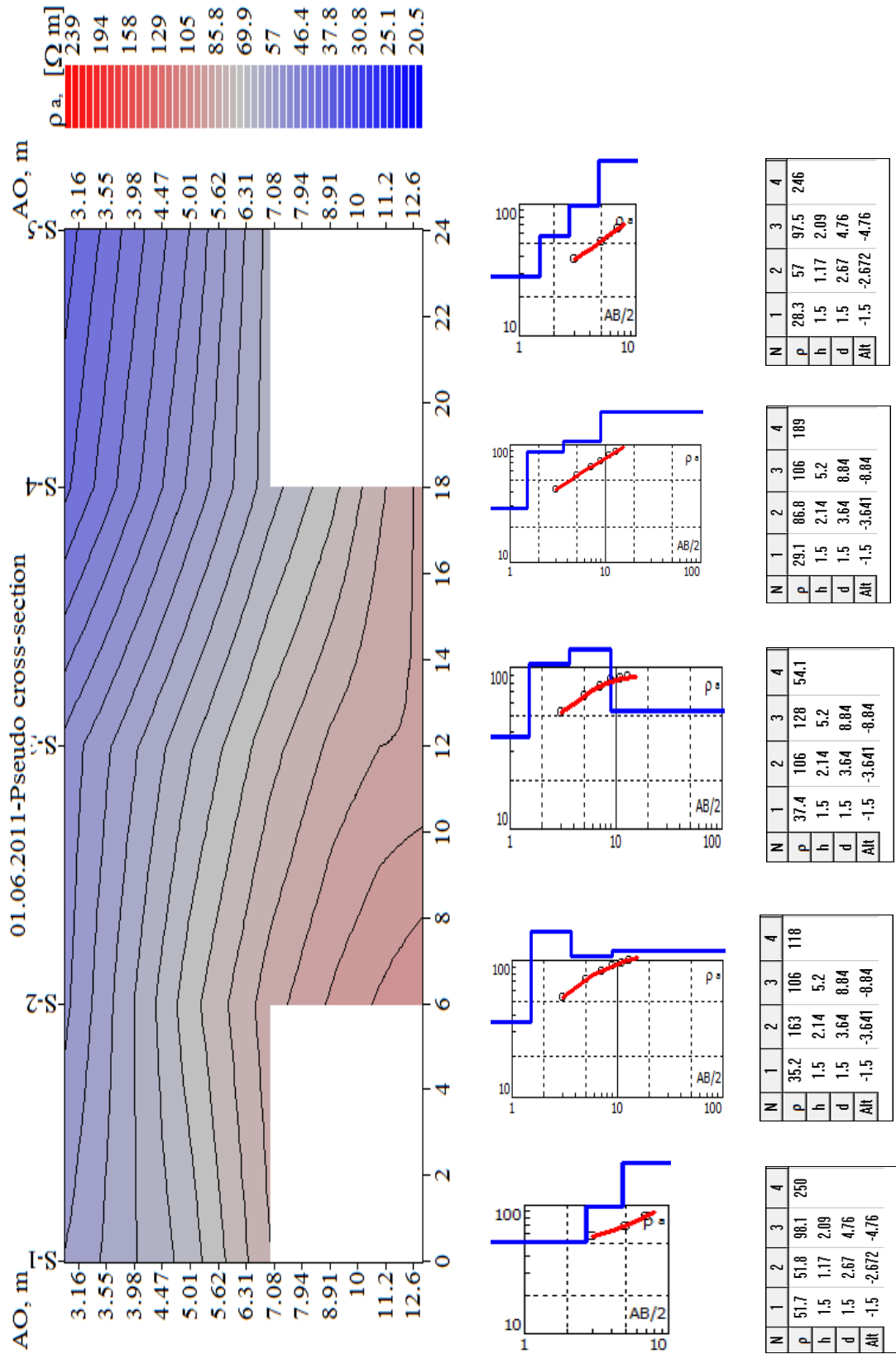


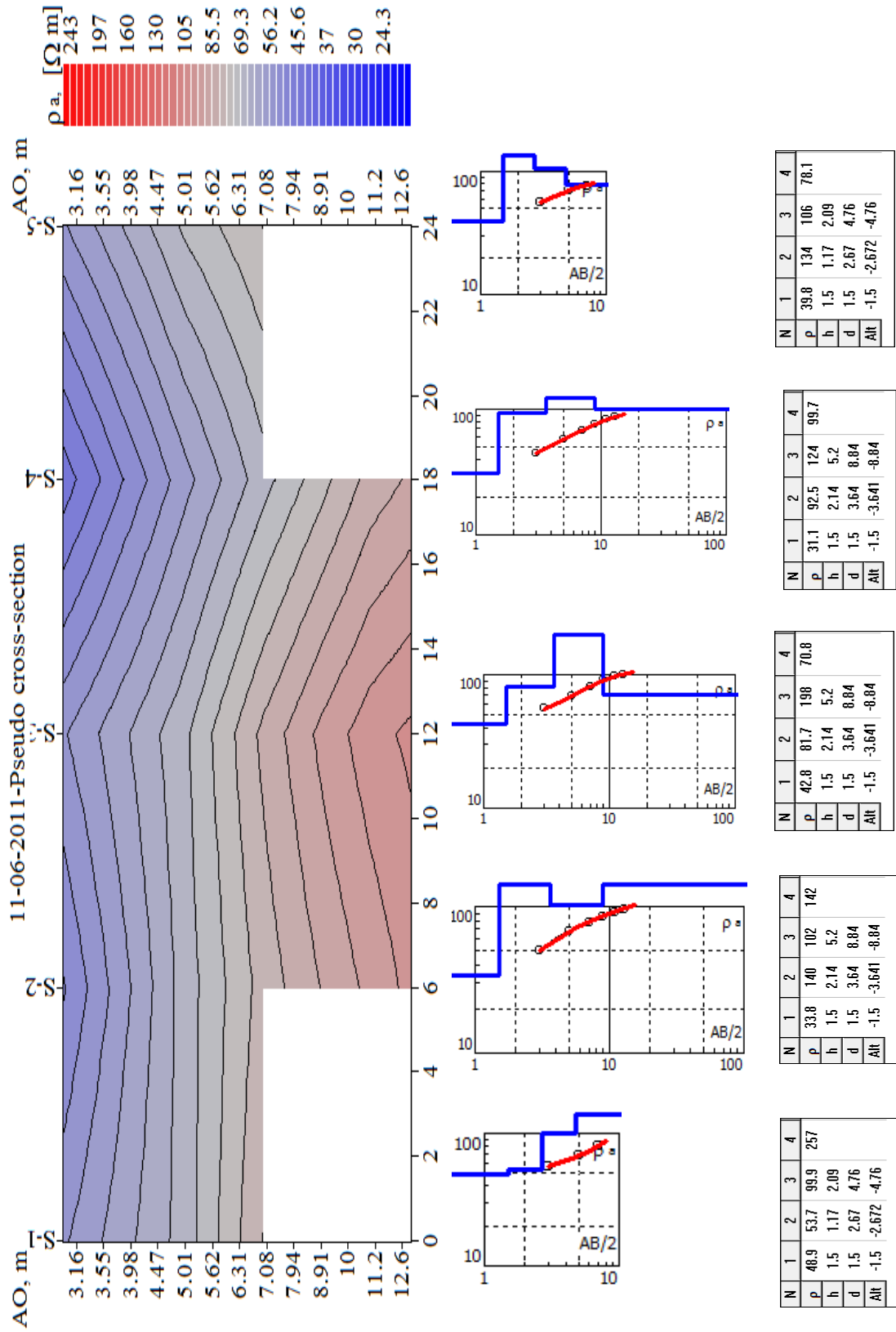


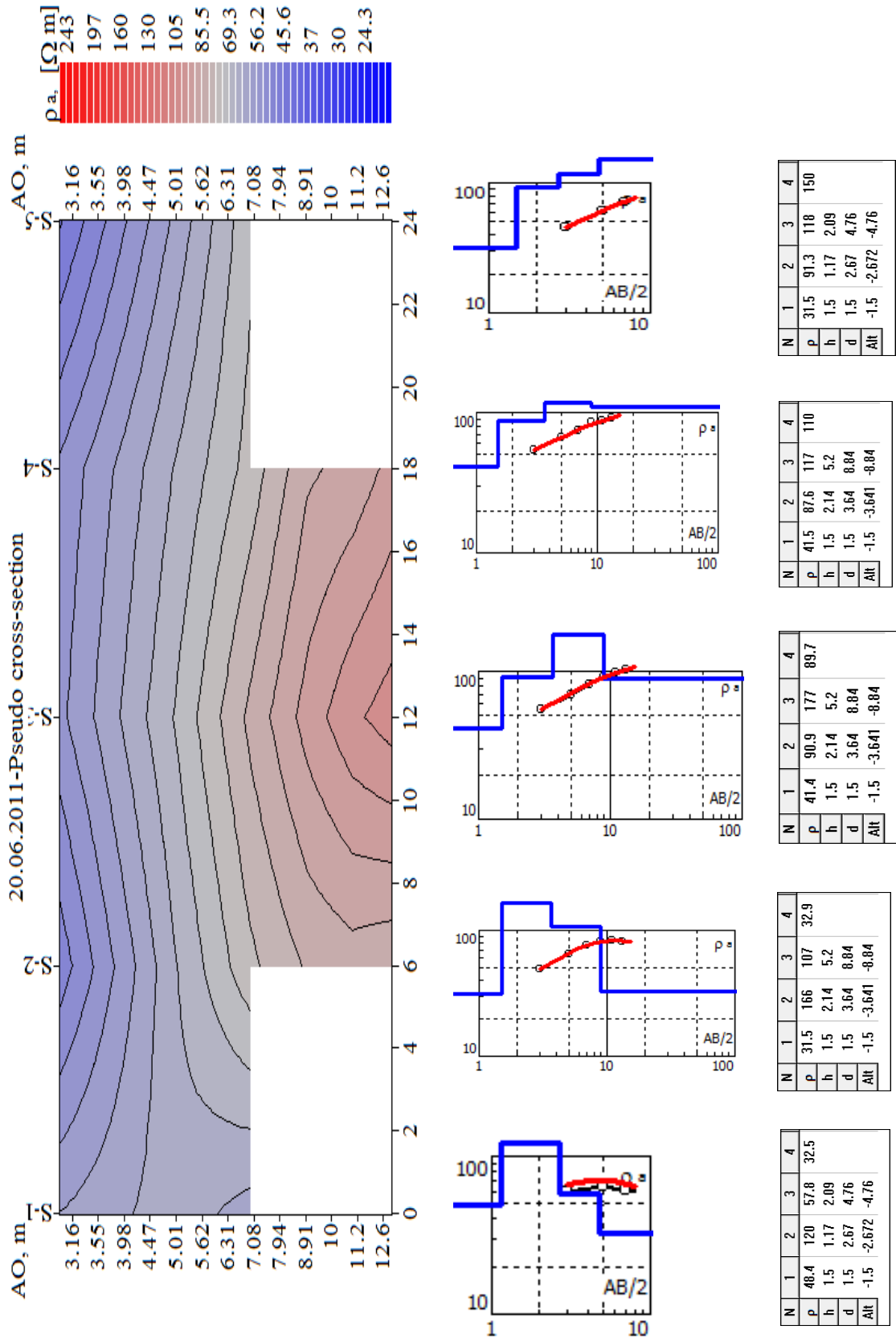


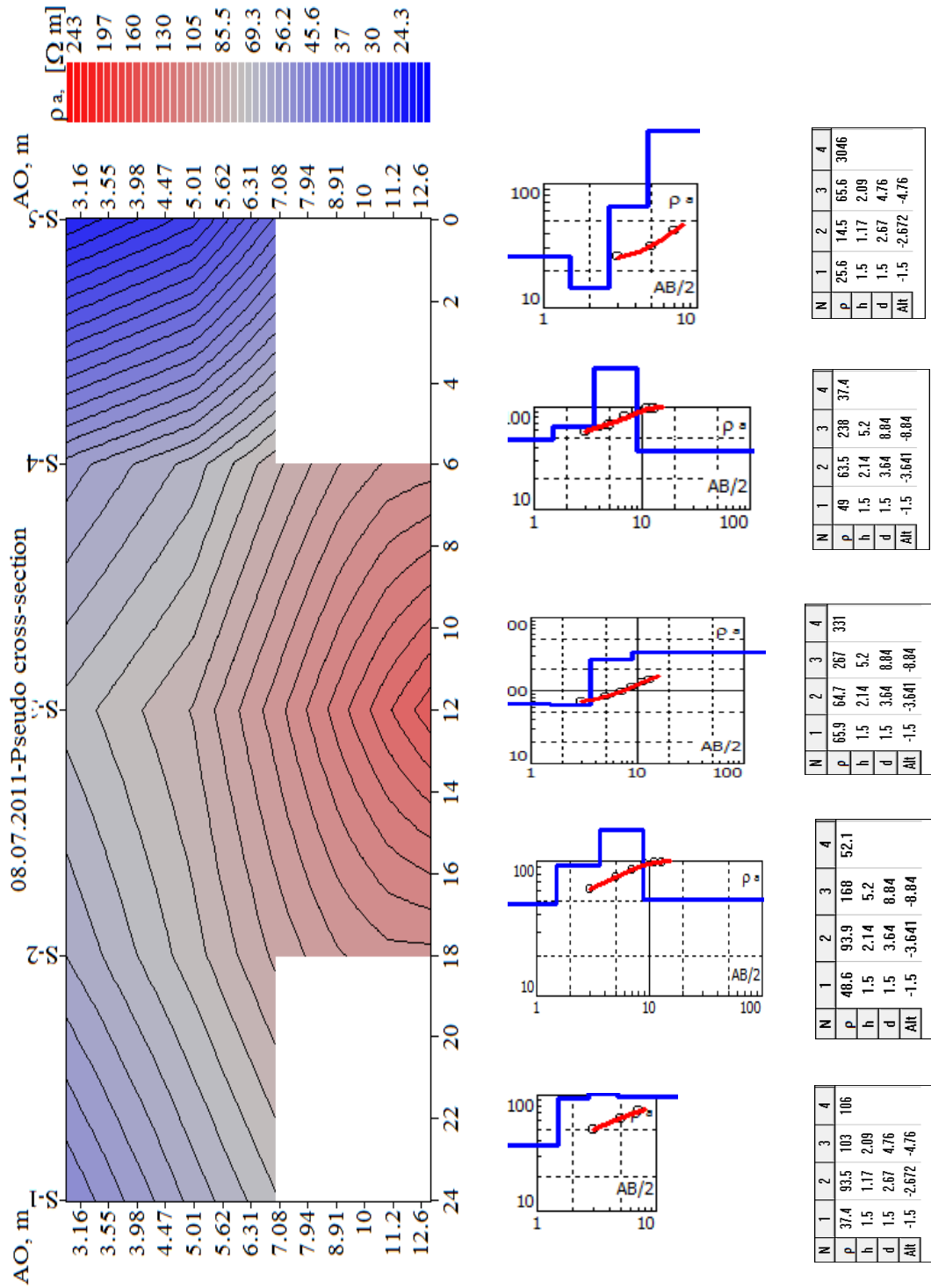


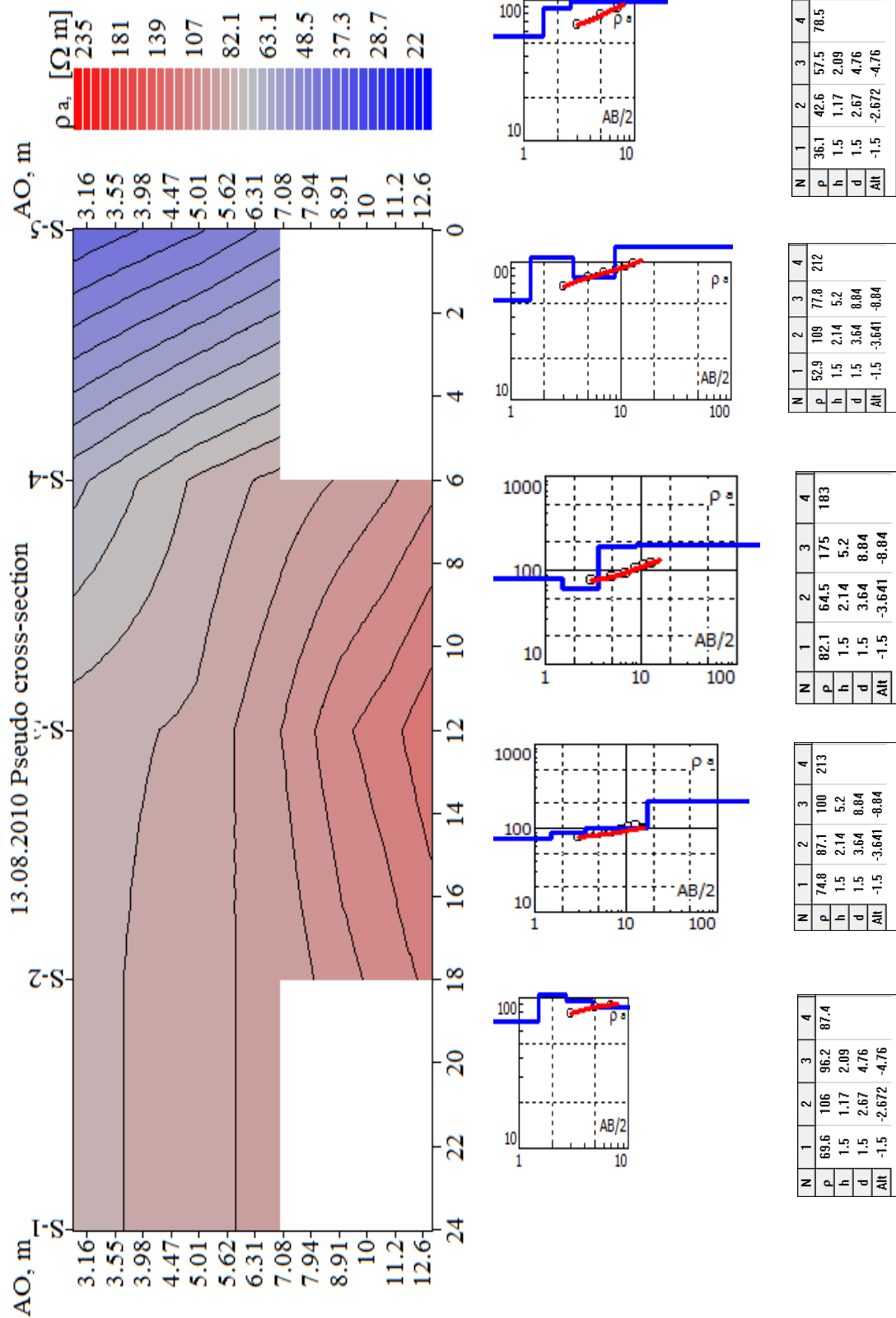


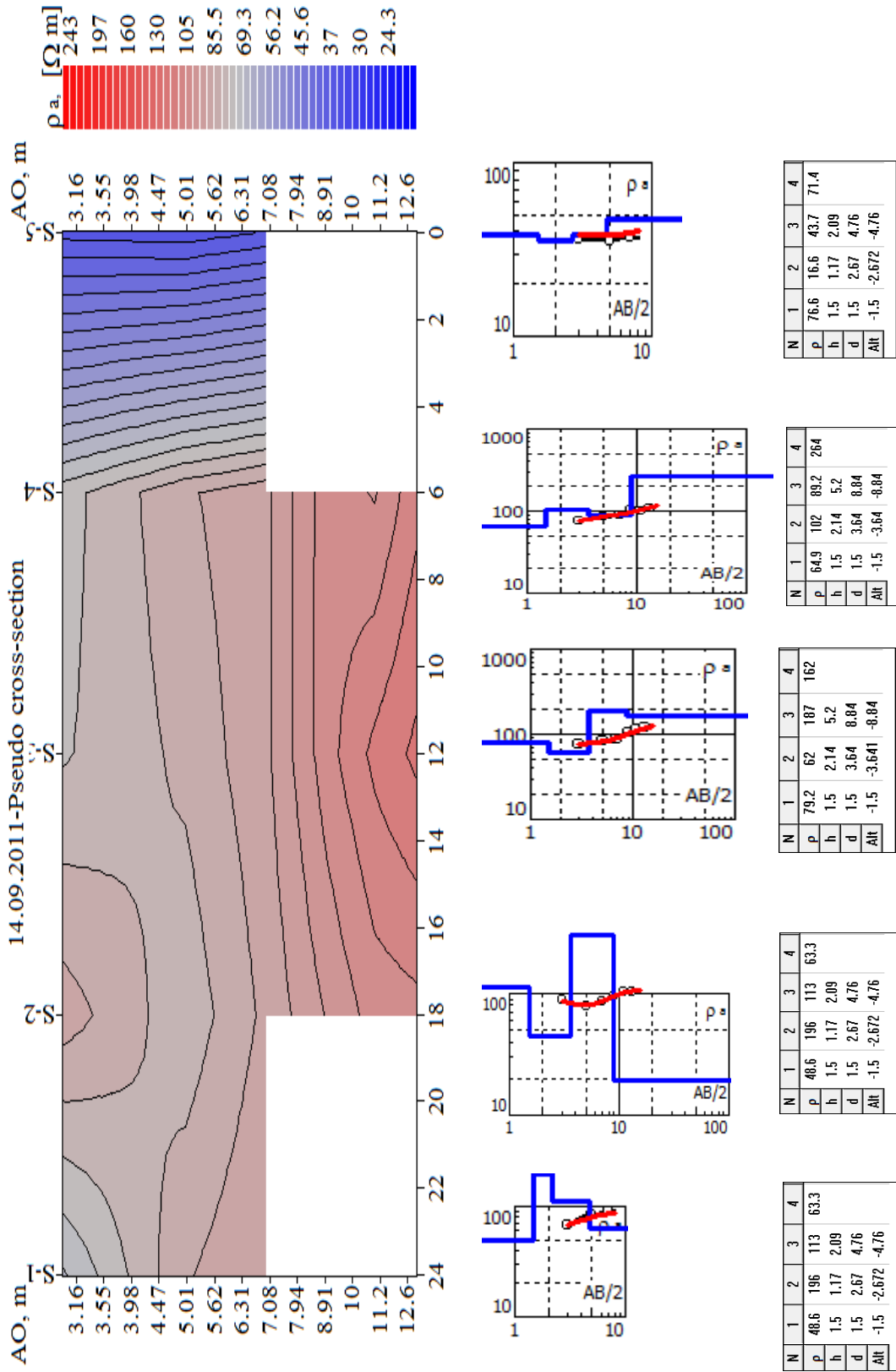


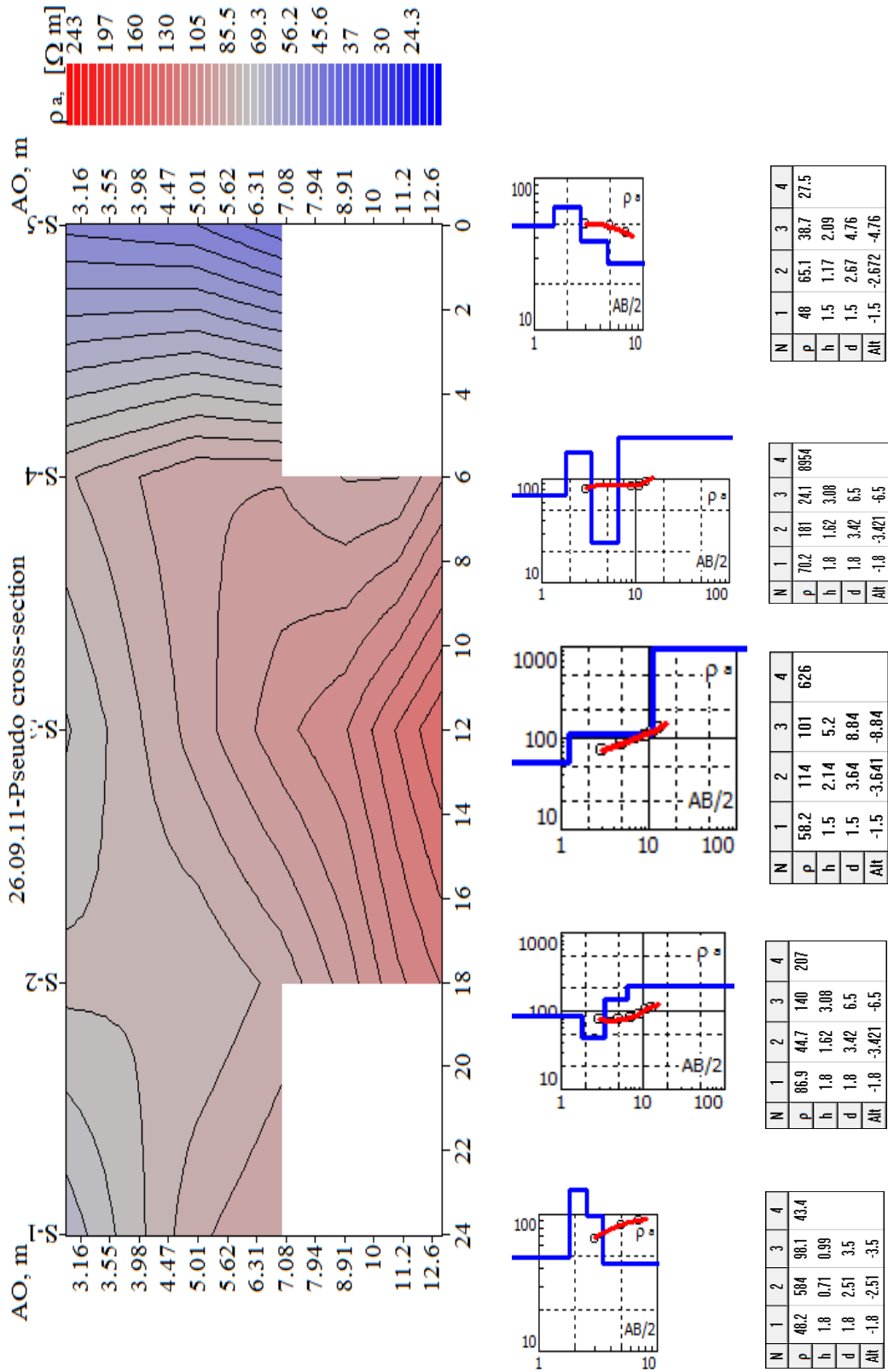


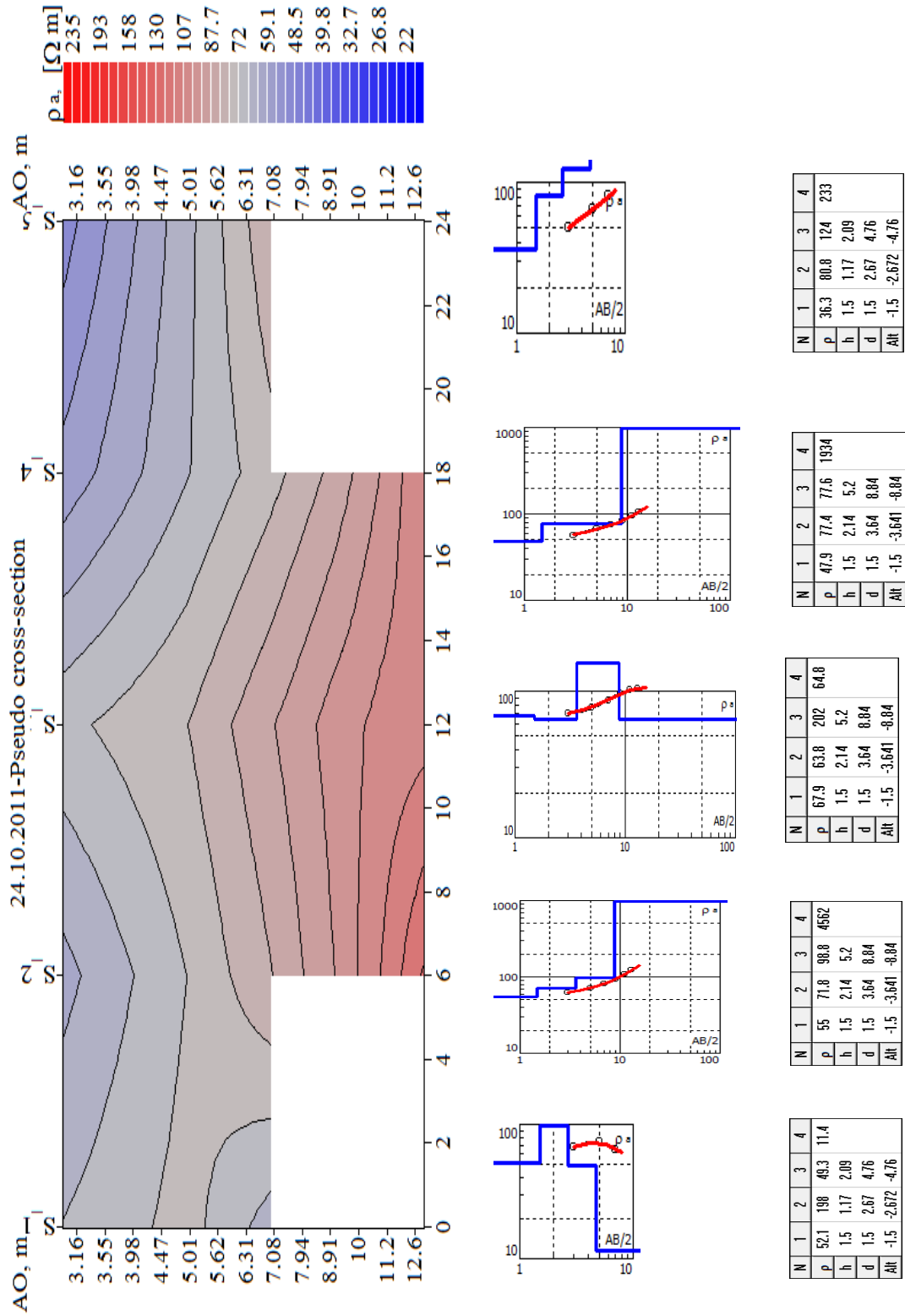


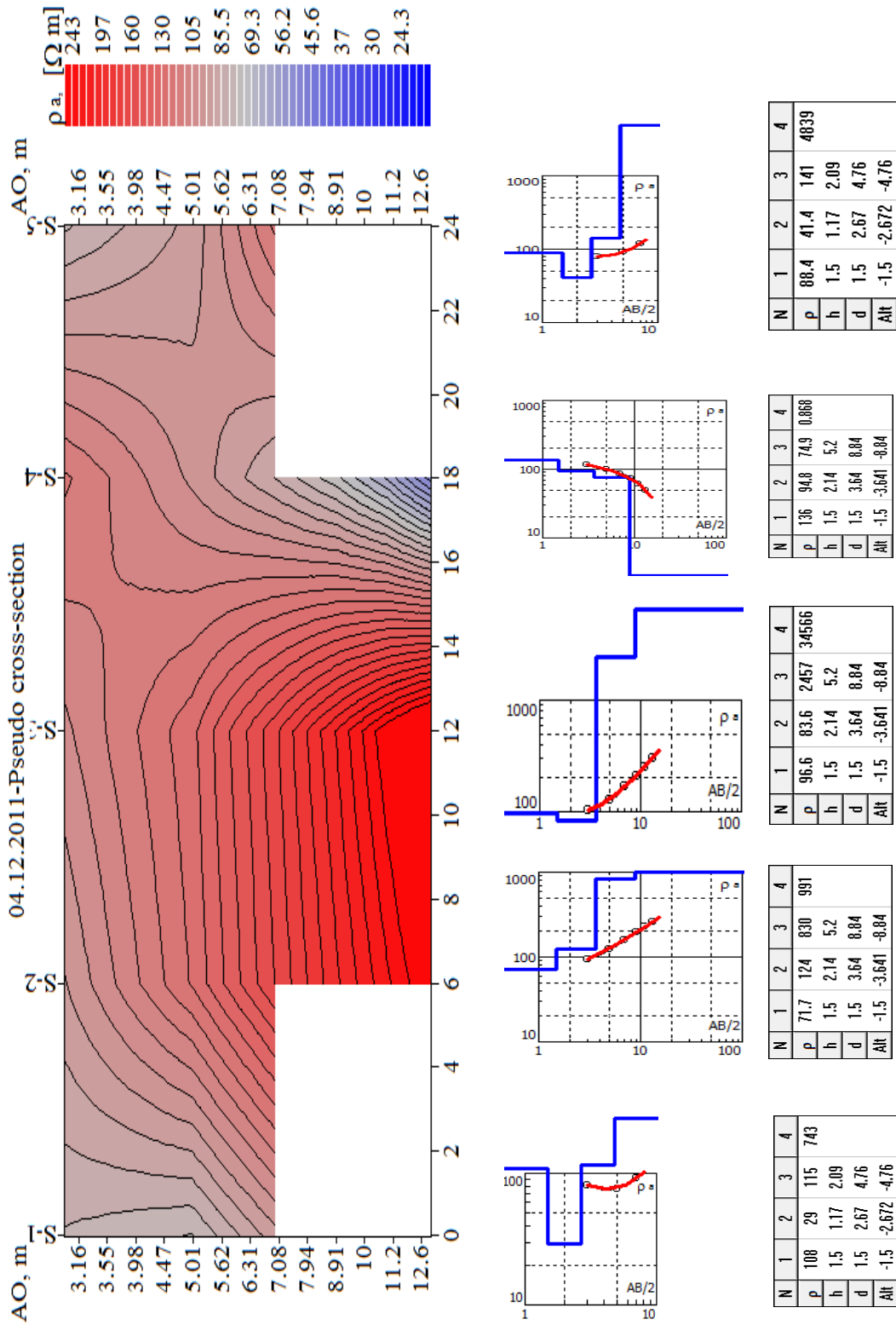


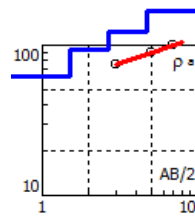
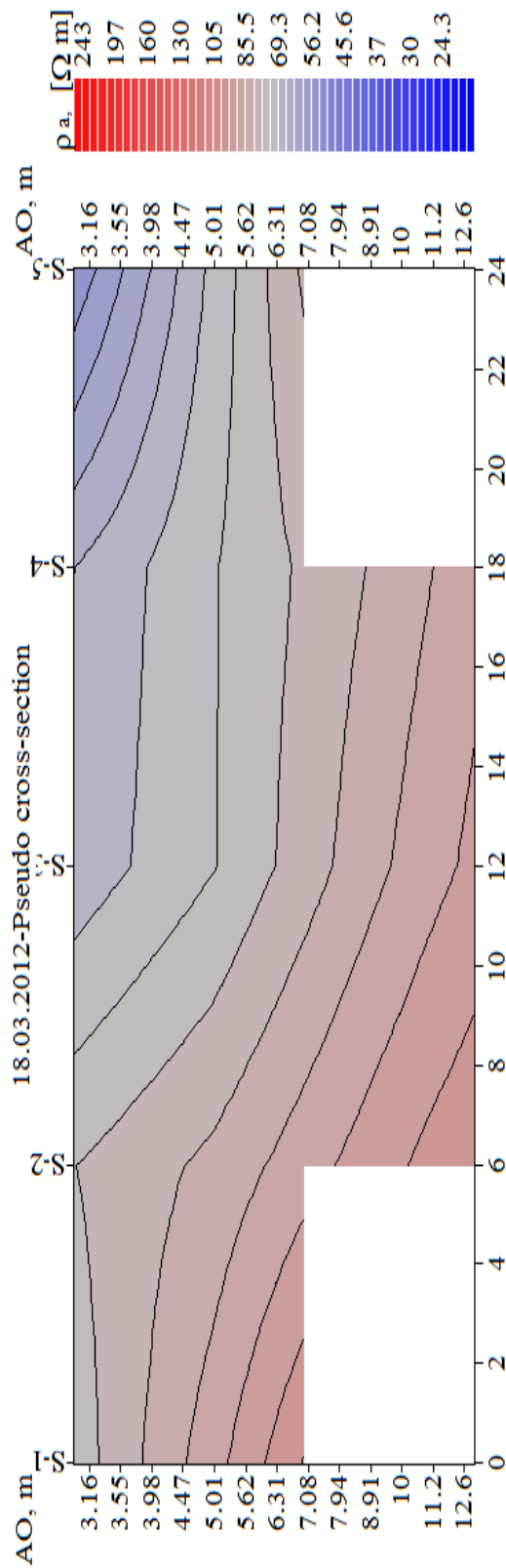




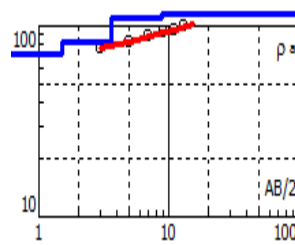




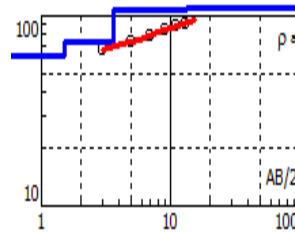




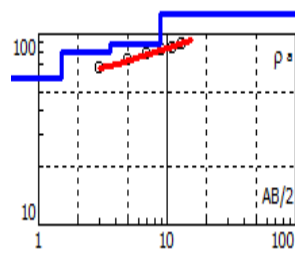
N	1	2	3	4
p	62.7	92.4	123	171
h	1.5	1.17	2.09	
d	1.5	2.67	4.76	
Alt	-1.5	-2.672	-4.76	



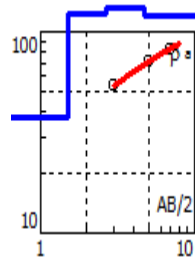
N	1	2	3	4
p	71.9	82.3	111	116
h	1.5	2.14	5.2	
d	1.5	3.64	8.84	
Alt	-1.5	-3.641	-8.84	



N	1	2	3	4
p	61.9	72.5	107	111
h	1.5	2.14	9.73	
d	1.5	3.64	13.4	
Alt	-1.5	-3.641	-13.38	



N	1	2	3	4
p	58.9	79.7	88.5	127
h	1.5	2.14	5.2	
d	1.5	3.64	8.84	
Alt	-1.5	-3.641	-8.84	



N	1	2	3	4
p	37.3	123	131	120
h	1.5	1.17	2.09	
d	1.5	2.67	4.76	
Alt	-1.5	-2.672	-4.76	

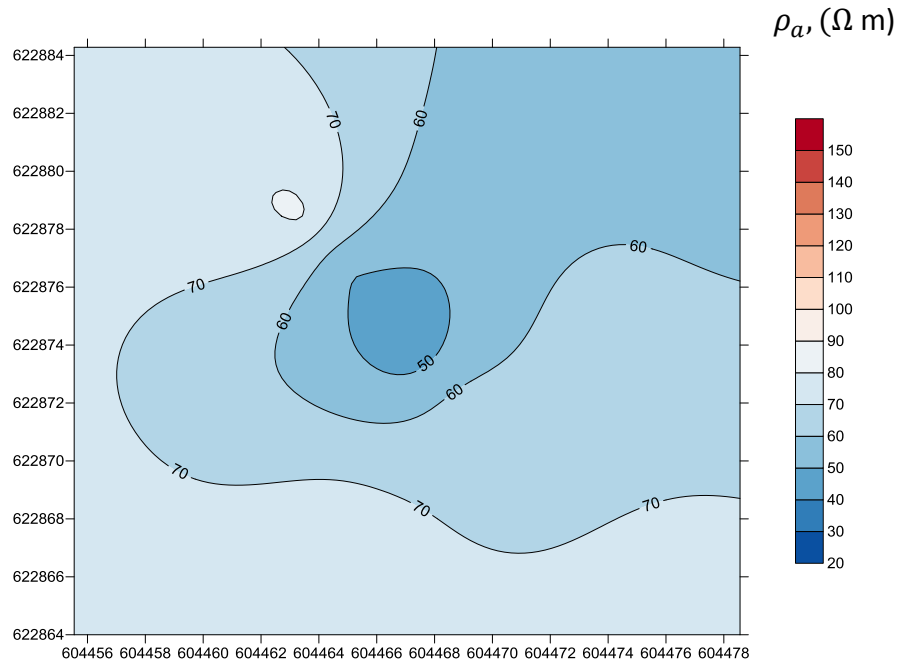
- Табела на координати на птофилите, PR-1, PR-2 и PR-3 на поставените сонди со измерената привидна електрична отпорност на различни длабочини

Табела 9.2

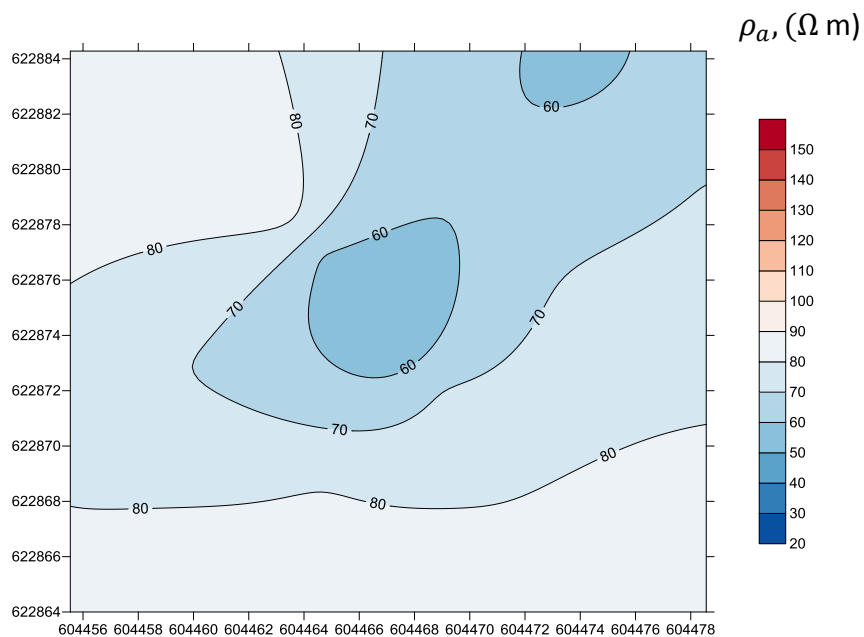
PR-1 Координати		Сонда	Привиден електричен отпор, ρ_a (Ω m)					
X	Y		H=3m	H=5m	H=7m	H=9m	H=11m	H=13m
604460.00	622864.00	S-1	74.68	88.25	100.2			
604464.64	622867.81	S-2	76.86	82.23	87.89	92.57	96.16	98.82
604469.28	622871.61	S-3	67.02	72.82	78.97	84.12	88.12	91.13
604473.92	622875.42	S-4	65.75	72.74	77.64	81.51	85.02	88.43
604478.56	622879.21	S-5	53.91	70.42	81.76			
PR-2 Координати								
X	Y							
604455.54	622869.04	S-1	74.2	78.11	82.16			
604460.18	622872.85	S-2	63.21	69.39	76.08	81.77	86.26	89.7
604464.83	622876.66	S-3	51.34	57.7	64.21	69.9	74.62	78.43
604469.42	622880.46	S-4	53.78	60.64	67.68	73.85	78.97	83.11
604474.02	622884.28	S-5	53.47	57.36	61.43			
PR-3, Координати								
604474.72	622864.69	S-1	77.68	88.07	98.63			
604470.91	622869.29	S-2	62.24	76.66	84.75	88.93	91.58	93.87
604467.09	622873.89	S-3	43.25	50.74	56.7	62.04	67.38	72.93
604463.29	622878.53	S-4	82.09	85.00	93.32	105.7	120.6	136.8
604459.48	622883.17	S-5	72.37	87.28	85.47			

Градиентни карти на модели на привидната отпорност на различна длабочина на теренот

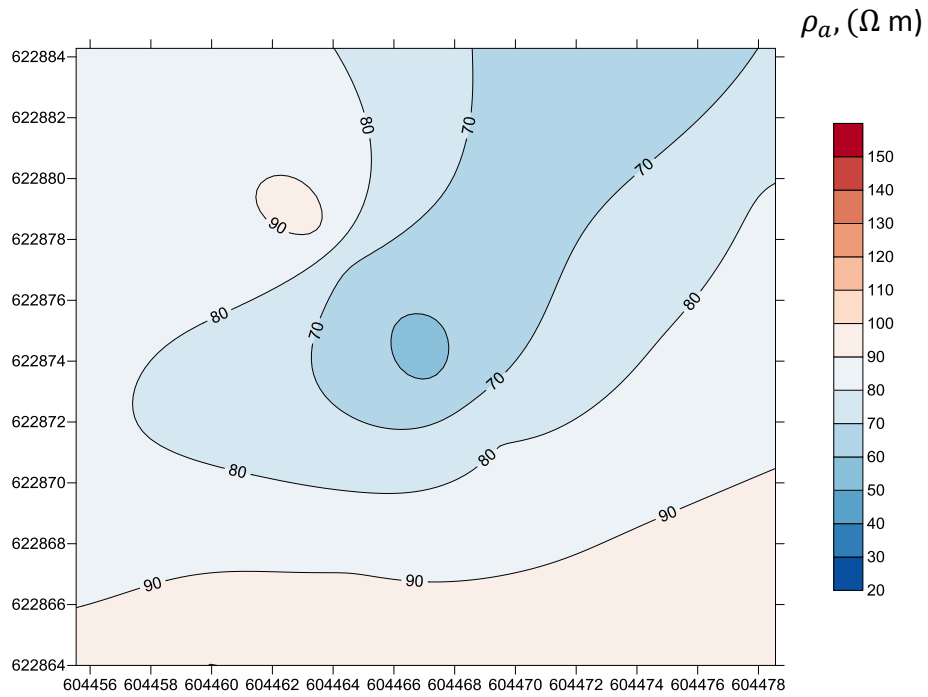
На дадените слики (Слика 9.1. до 9.6.) се дадени градиентни карти на изооми на карпестиот масив на различна длабочина.



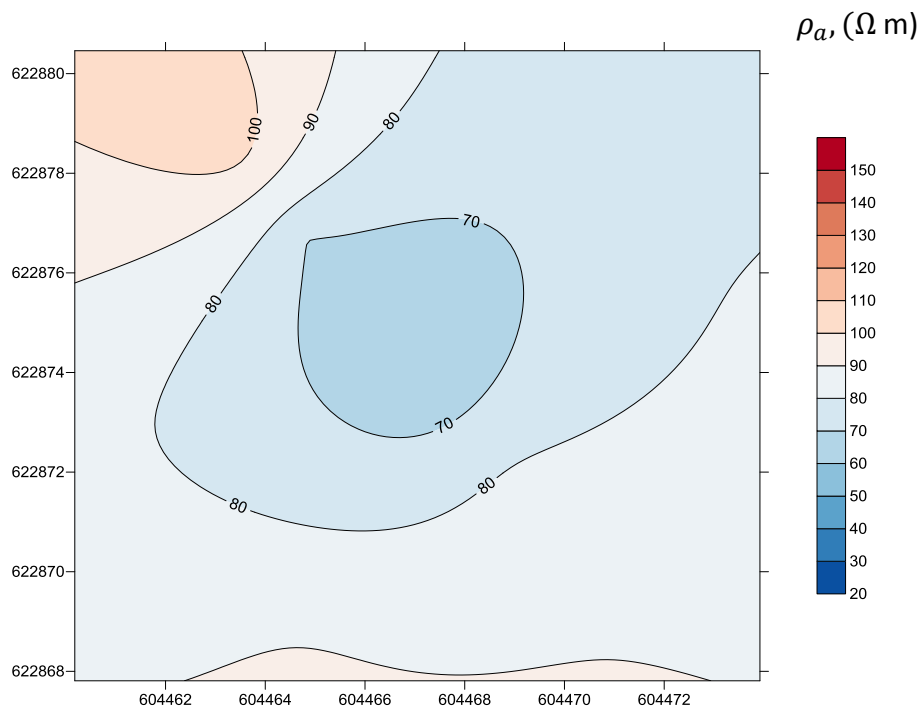
Слика 9.1. Градиентна карта на изооми на $H=3 m$
Figure 9.1. Gradient map of iso-ohms $H = 3 m$



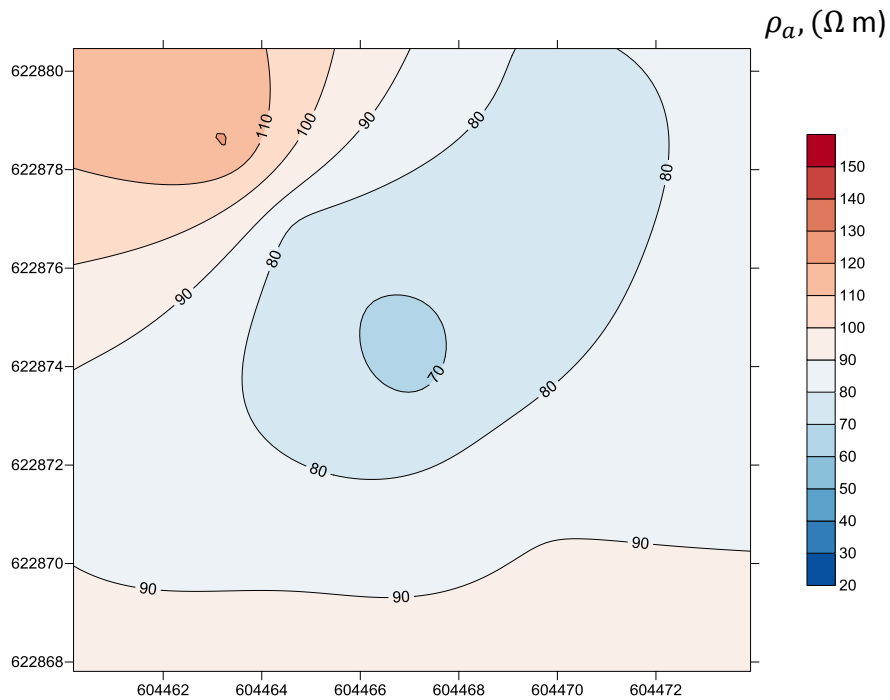
Слика 9.2. Градиентна карта на изооми на $H=5 m$
Figure 9.2. Gradient map of iso-ohms $H = 5 m$



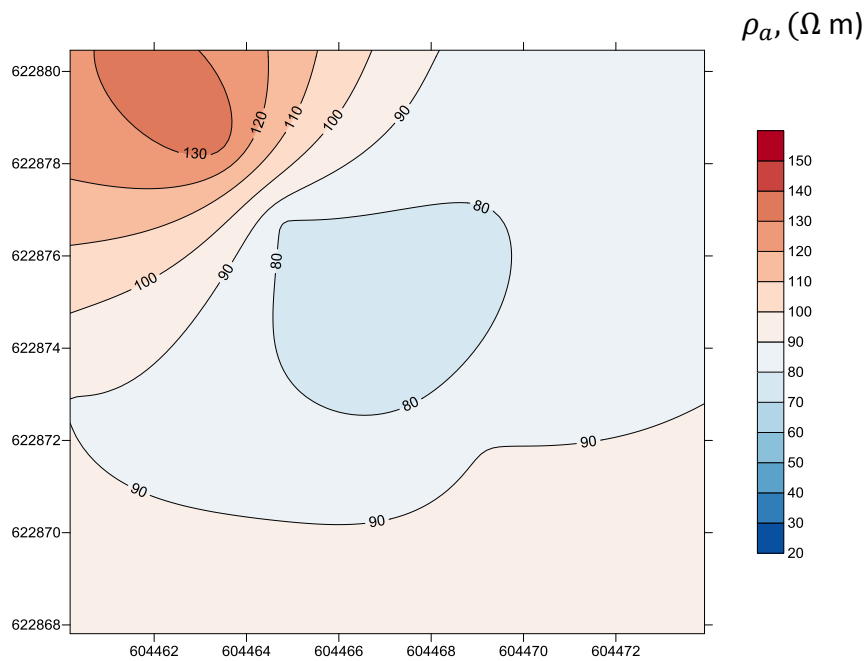
Слика 9.3. Градиентна карта на изооми на $H=7 \text{ m}$
Figure 9.3. Gradient map isoоmi $H = 7 \text{ m}$



Слика 9.4. Градиентна карта на изооми на $H=9 \text{ m}$
Figure 9.4. Gradient map isoоmi $H = 9 \text{ m}$



Слика 9.5 Градиентна карта на изоуми на $H=11 \text{ m}$
Figure 9.5. Gradient map izoomi $H = 11 \text{ m}$



Слика 9.6. Градиентна карта на изоуми на $H=13 \text{ m}$
Figure 9.3. Gradient map izoomi $H = 13 \text{ m}$

9.1.2. Геодетски мерења на реперните точки

Во период крајот на 2010 г. и почетокот на 2013г. се направени три геодетски снимки на поставената тригонометриска мрежа. На дадената (Табела 9.3) се дадени координатите на поставените реперни точки од тригонометриската мрежа. Само да напоменам дека при наредните две мерења некои од реперните точки недостасуваа. Значи, сепак љубопитноста на луѓето не можеше да се спречи, таа доминираше, така да на последното мерење недостасуваа шест (колци) реперни точки.

Резултати од мерењата на реперните точки и нивното поместување, деформација на теренот

Табела 9.3

	координати			поместување		
	X-0	Y-0	H-0	ΔX	ΔY	ΔH
T-0	7604364,760	4622920,760	610.57	0	0	0
T-1	7604457,802	4622831,193	611,91	0	0	0
T-2	7604454,371	4622849,961	608,56	0	0	0
T-3	7604439,100	4622856,560	604,53	0	0	0
T-4	7604461,769	4622876,608	604,67	0	0	0
T-5	7604470,309	4622865,072	608,93	0	0	0
T-6	7604483,801	4622851,667	613,81	0	0	0
T-7	7604495,250	4622868,290	613,77	0	0	0
T-8	7604493,213	4622887,090	609,85	0	0	0
T-9	7604478,115	4622891,110	604,82	0	0	0

Табела 9.4

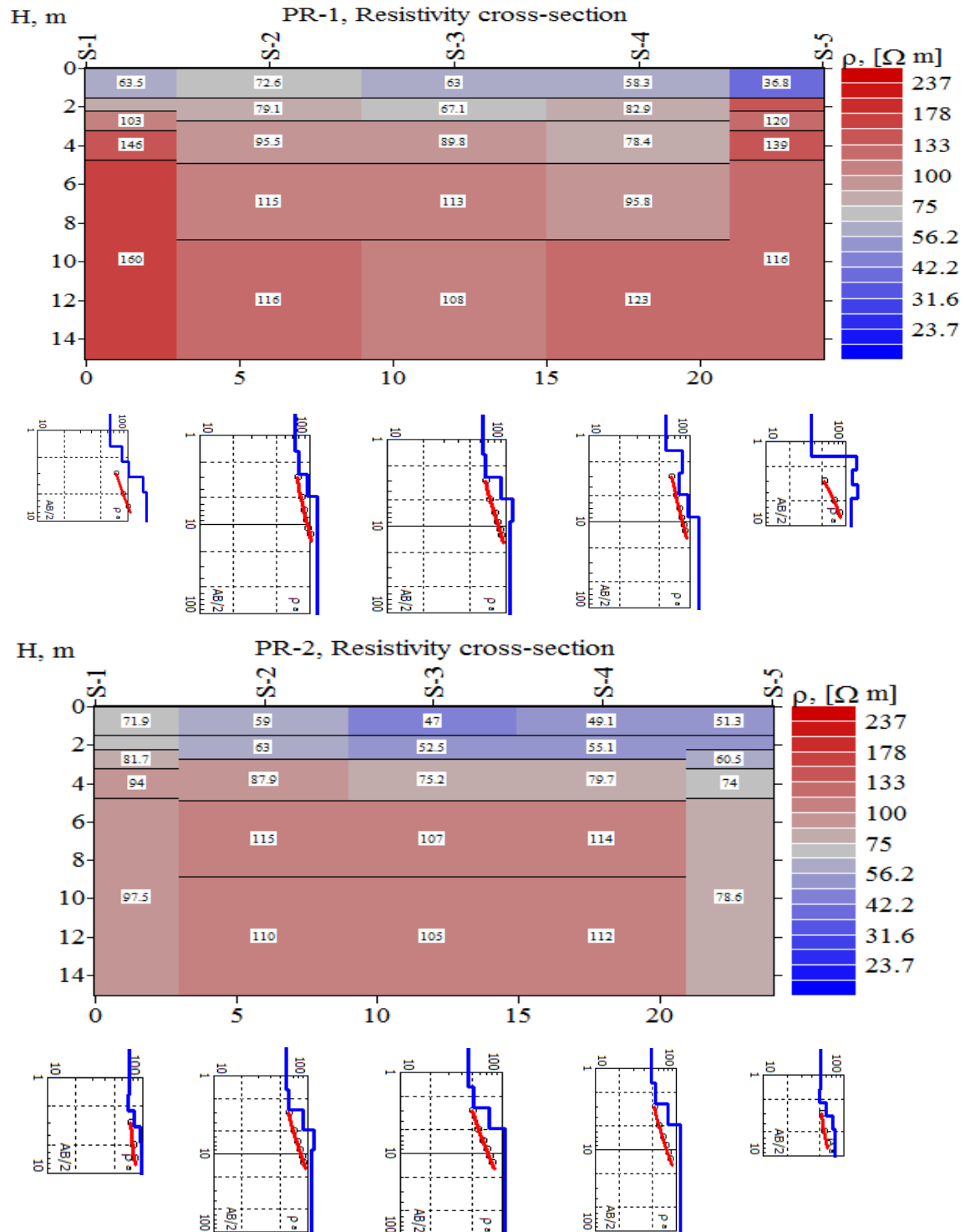
	координати			Поместување (m)		
	X-1	Y-1	H-1	$\Delta X-1$	$\Delta Y-1$	$\Delta H-1$
T-0	7604364,760	4622920,760	610.57	0	0	0
T-1	7604457,802	4622831,192	611,91	0	0,001	0
T-2	7604454,379	4622849,972	608,56	-0,008	-0,011	0
T-3	7604439,113	4622856,581	604,539	-0,013	-0,021	-0,009
T-4	7604461,784	4622876,634	604,682	-0,015	-0,026	-0,012
T-5	0	0	0	-0,007	-0,005	-0,003
T-6	7604483,801	4622851,667	613,81	0	0	0
T-7	7604495,251	4622868,29	613,77	-0,001	0	0
T-8	0	0	0	0	0	0
T-9	7604478,137	4622891,134	604,823	-0,022	-0,024	-0,003

Табела 9.5

	координати			Поместување (m)		
	X-2	Y-2	H-2	$\Delta X-2$	$\Delta Y-2$	H-2
T-0	7604364,760	4622920,760	610.57	0	0	0
T-1	7604457,802	4622831,192	611,910	0,000	0,001	0,000
T-2	0,000	0,000	0,000	0,000	0	0,000
T-3	0,000	0,000	0,000	0,000	0	0,000
T-4	7604461,790	4622876,644	604,688	-0,021	-0,036	-0,018
T-5	0,000	0,000	0,000	0,000	0	-0,003
T-6	7604483,801	4622851,667	613,810	0,000	0	0,000
T-7	7604495,251	4622868,290	613,770	-0,001	0	0,000
T-8	0,000	0,000	0,000	0,000	0	0,000
T-9	7604478,143	4622891,136	604,830	-0,028	-0,026	-0,010

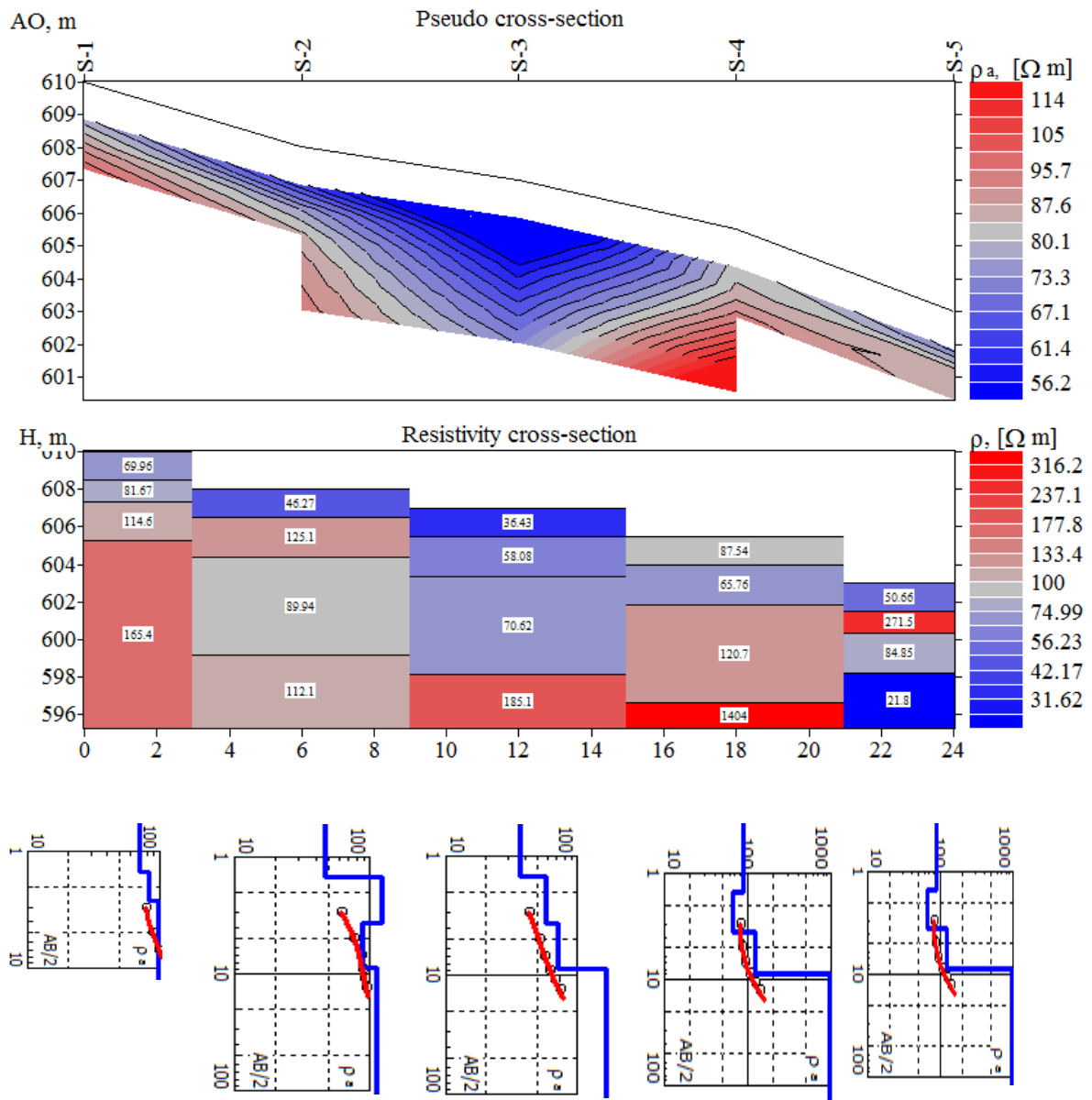
9.1.3. Пресметка на стабилноста на дефинираниот моделот

Моделот на специфичен електричен отпор на профил PR-1 и PR-2, е даден на (Слика 9.7). На него се издвојуваат слоевите спрема пресметаниот отпор.



Слика 9.7. Модели на специфичниот електричен отпор на PR-1 и PR-2

Figure 3.7. Models of the specific electrical resistance of PR-1 and PR-2



Слика 9.8. Модели на специфичниот електричен отпор на PR-3

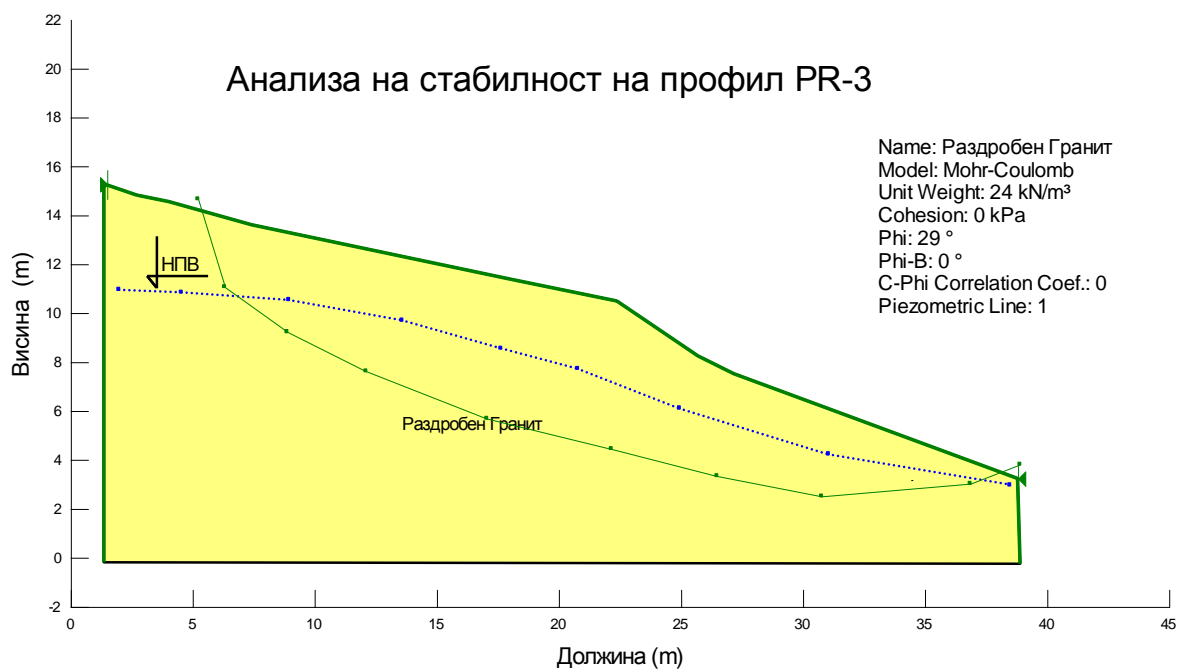
Figure 9.8. Models of the specific electrical resistance of PR-3

Од дадениот пресметан модел на специфичен отпор се прави модел за пресметка на стабилноста на теренот. На профилот PR-3 ја дефинираме лизгачката рамнина каде би можела да постои, кое е тоа критично место каде настанува лизгањето. На тој начин ја задаваме лизгачката рамнина и местото

каде се појавува подземната вода доколку ја има. Овие дефинирани параметри се значајни и играат битна улога за стабилноста на карпестите масиви.

Пресметката на овој случај е направена со помош на делот на програмскиот пакет Geostudio, Geo Slope. Применети се три методи, метод на Spencer, Janbu, и метод на Bishop, методи на гранична рамнотежа. Спенсеровата метода сметам дека е најверодостојна, бидејќи таа ги решава случаите каде може да се дефинира неправилна лизгачка површина, што значи дека местото кое лизга не мора да има цилиндрична или кружна лизгачка површина.

Со извршената пресметка по определените методи и спрема зададените параметри на моделот е направена пресметка за стабилноста на теренот (Слика 9.9). Од добиените резултати во табела бр.9.6 се гледа дека станува збор за нестабилен терен доколку во него има појава на вода, а со тоа е намалена и јакоста на материјалот и електричниот специфичен отпор. Доколку не постои вода, привидниот електричен отпор на средината е поголем и косината е стабилна, значи факторот на стабилност би бил поголем од 1, $F > 1$.



Слика 9.9. Зададени параметри за пресметка на стабилноста

Figure 9.9. Default parameters for the calculation of stability

Табела бр.9.6

ФАКТОРИ НА СИГУРНОСТ	Ru=0		Ru=0.2	
	F	M	F	M
Bishop	1,378		1,019	
Janbu		1,253		0,920
Spencer	1,289	1,253	0,971	0,974
Минимална вредност (Fs)	1,253		0,920	
Средна вредност	1,293		0,971	
Услов за стабилност (Fs>1.3)	НЕ		НЕ	

9.2. Терен Плачковица

9.2.1. Геоелектрични мерења.

Во наредните табели (9.7а,.....т.) се дадени вредностите од мерењата на привидниот електричен отпор и за секое мерење е направена геоелетрична 2D-томографија со модел на привидната отпорност. Мерењета се започнати во текот на септември во 2010 год., а се завршени во април 2012 год.

Дата: 12.09.2010 год.

Табала 9.7а

H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	835	692	870	630	1108
5	1361	1127	1416	1028	1805
7	1888	1562	1961	1428	2503
9		1987	2494	1820	
11		2404	3017	2207	
13		2813	3527	2587	

Дата: 20.09.2010 год.

Табала 9.7b

H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	562	578	1214	739	1350
5	636	622	1046	652	1083
7	835	691	926	556	972
9		767	868	488	
11		841	862	458	
13		911	898	463	

Дата: 02.10.2010 год.

Табала 9.7с

Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)					
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	954	971	1252	1059	1403
5	1174	826	1237	866	1081
7	1191	926	1173	686	969
9		1115	1066	568	
11		1329	922	504	
13		1551	761	478	

Дата: 26.10.2010 год.

Табала 9.7d

Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)					
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	1618	862	1138	2011	759
5	515	1406	1176	1128	855
7	137	1954	1099	576	812
9		2493	973	278	
11		3026	830	125	
13		3550	685	53	

Дата: 15.11.2010 год.

Табала 9.7e

Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)					
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	923	882	1355	823	1573
5	1013	865	1080	953	2132
7	927	831	940	963	2422
9		782	882	907	
11		717	860	815	
13		637	854	706	

Дата: 10.01.2011 год.

Табала 9.7f

Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)					
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	1065	822	1251	928	1310
5	1130	943	1198	813	1070
7	999	1145	1101	696	1174
9		1397	976	584	
11		1677	830	478	
13		1970	676	383	

Дата: 17.01.2011 год.

Табала 9.7g

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	858	799	1113	1106	1423
5	1236	886	1039	938	1222
7	1694	1071	966	769	1180
9		1301	896	650	
11		1553	830	593	
13		1815	770	590	

Дата: 31.01.2011 год.

Табала 9.7h

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	1059	1013	1235	1364	1310
5	1080	818	1213	771	1070
7	919	793	1170	562	1174
9		873	1109	549	
11		1006	1026	613	
13		1163	922	703	

Дата: 28.03.2011 год.

Табала 9.7i

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	834	937	1347	1102	1334
5	994	917	1127	891	1196
7	993	876	988	715	1099
9		819	902	603	
11		745	842	537	
13		657	798	502	

Дата: 06.04.2011 год.

Табала 9.7j

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	1753	1004	1319	1012	324
5	546	975	1041	944	423
7	128	783	928	811	516
9		570	861	718	
11		385	785	688	
13		243	691	714	

Дата: 28.04.2011 год.

Табала 9.7m

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	822	899	1258	997	1355
5	854	807	958	960	1135
7	715	793	877	866	1357
9		787	850	819	
11		758	810	832	
13		702	745	896	

Дата: 23.05.2011 год.

Табала 9.7n

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	417	155	1176	863	1116
5	430	96	1114	726	995
7	358	78	1052	721	1043
9		78	1005	801	
11		84	973	924	
13		94	952	1068	

Дата: 12.06.2011 год.

Табала 9.7o

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	154	789	1142	870	1128
5	97	724	1018	702	965
7	78	735	963	558	1045
9		753	919	467	
11		748	858	427	
13		714	776	428	

Дата: 11.07.2011 год.

Табала 9.7p

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	820	820	1162	29	2284
5	781	781	995	21	591
7	780	780	959	22	115
9		757	949	26	
11		698	928	31	
13		612	841	37	

Дата: 15.08.2011 год.

Табала 9.7q

H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	1428	810	1194	905	1128
5	1089	770	938	755	965
7	707	743	877	603	1045
9		811	906	525	
11		771	868	512	
13		698	776	545	

Дата: 29.08.2011 год.

Табала 9.7r

H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	1541	814	1193	940	1273
5	2422	824	992	829	1004
7	3318	809	972	667	948
9		759	944	548	
11		677	909	489	
13		574	863	478	

Дата: 21.10.2011 год.

Табала 9.7s

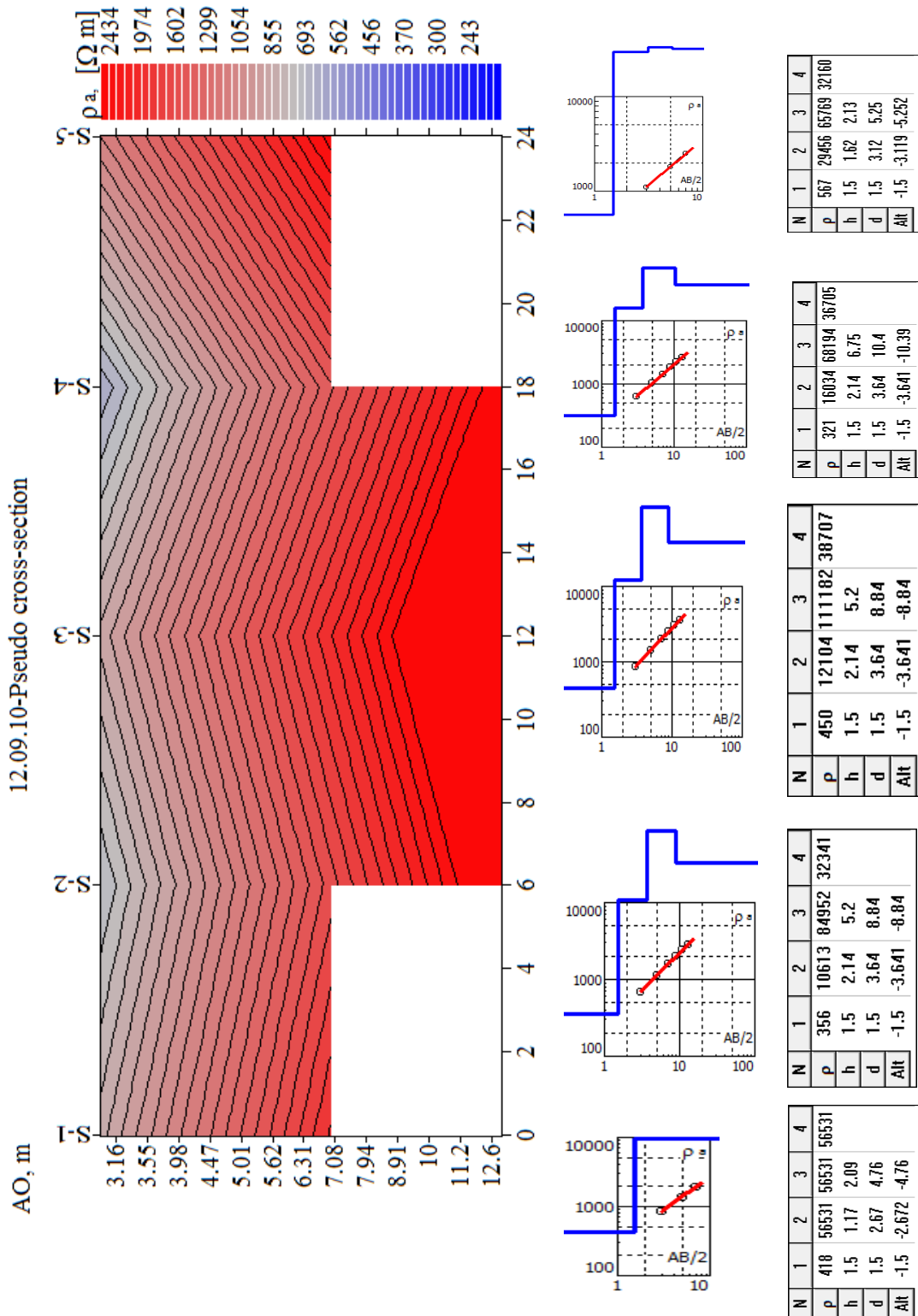
H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	939	1021	1427	1117	935
5	1478	905	1165	782	1484
7	2053	850	1077	635	2063
9		823	1018	638	
11		869	929	716	
13		839	844	823	

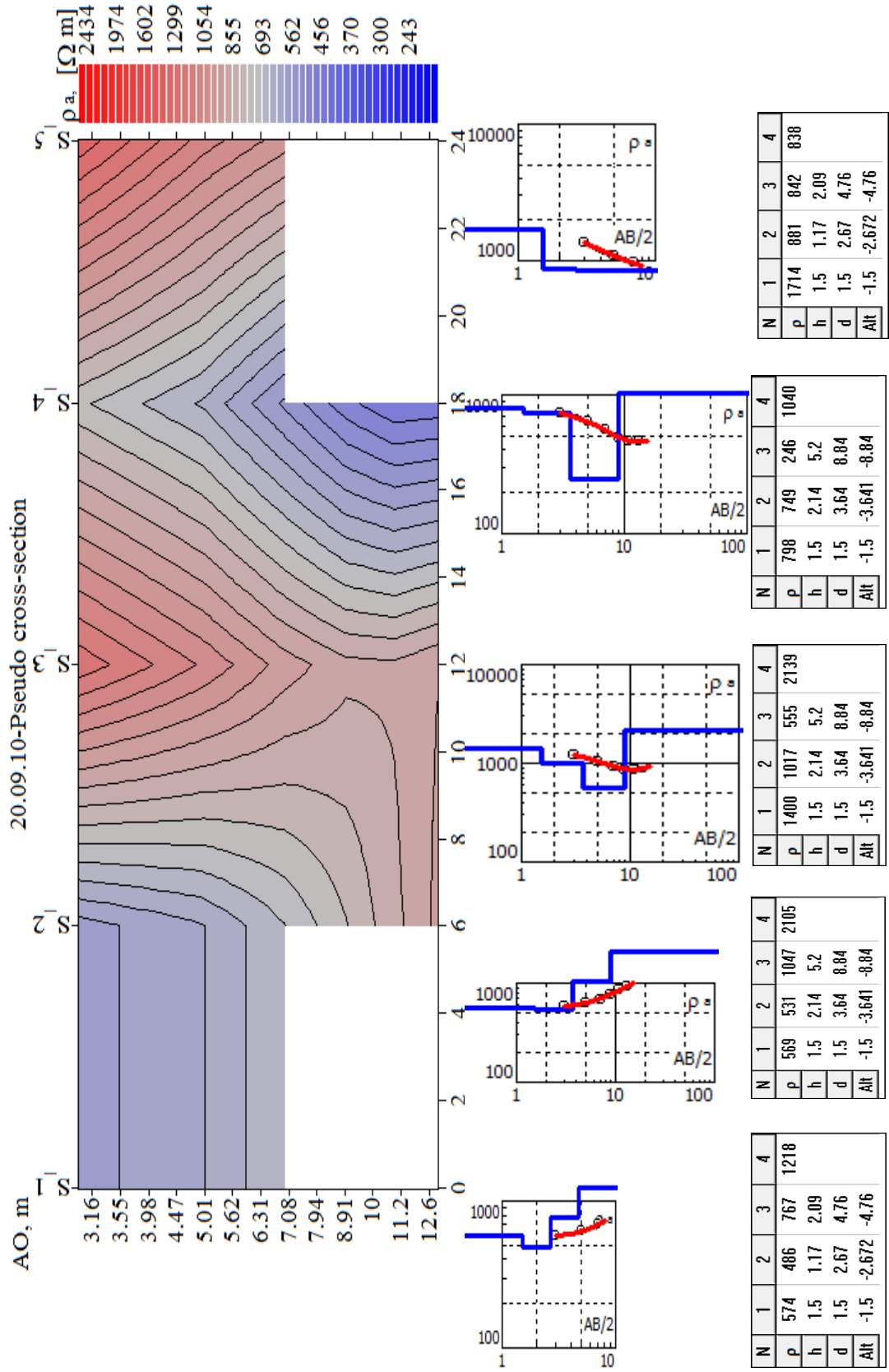
Дата: 05.12.2011 год.

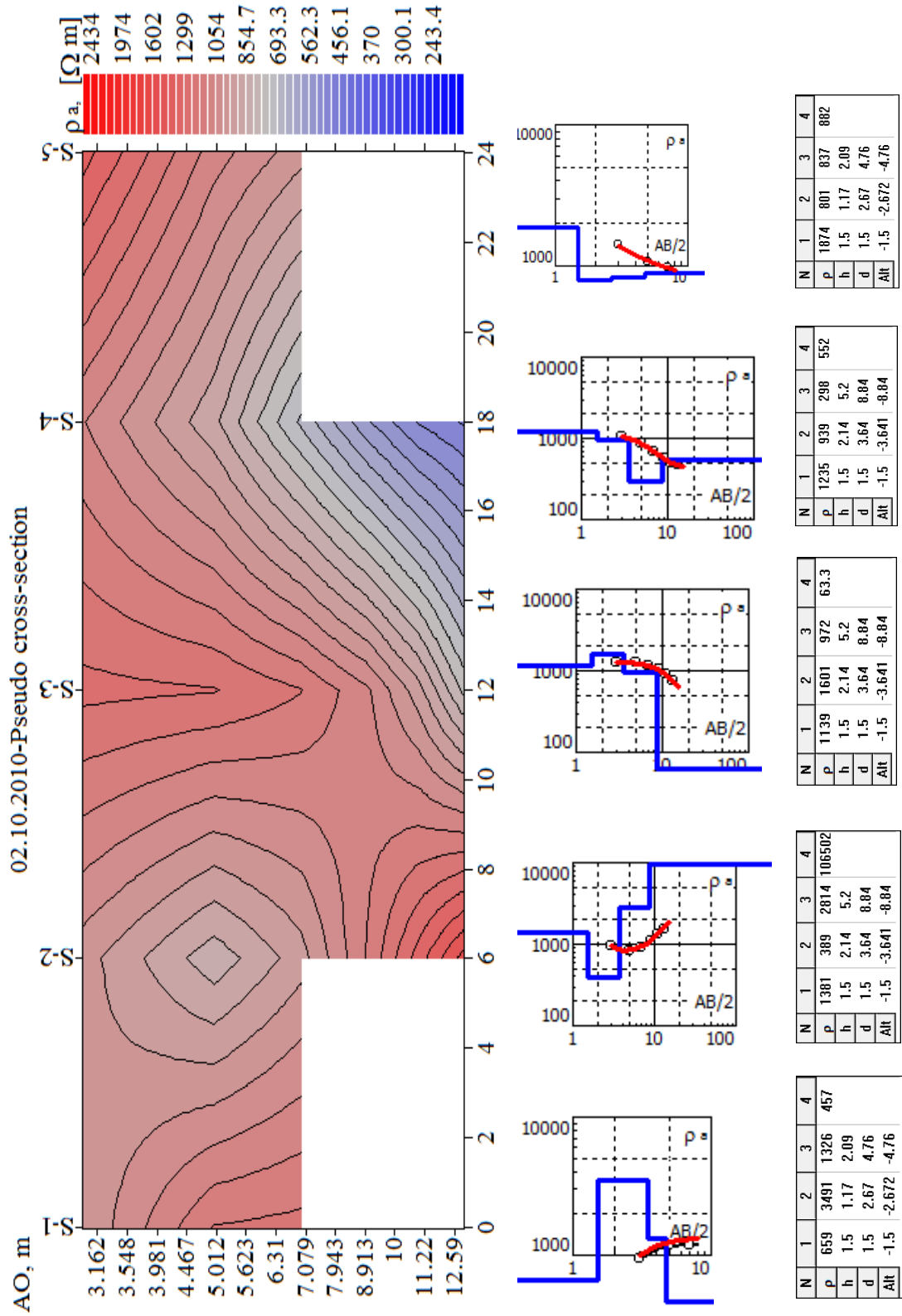
Табала 9.7t

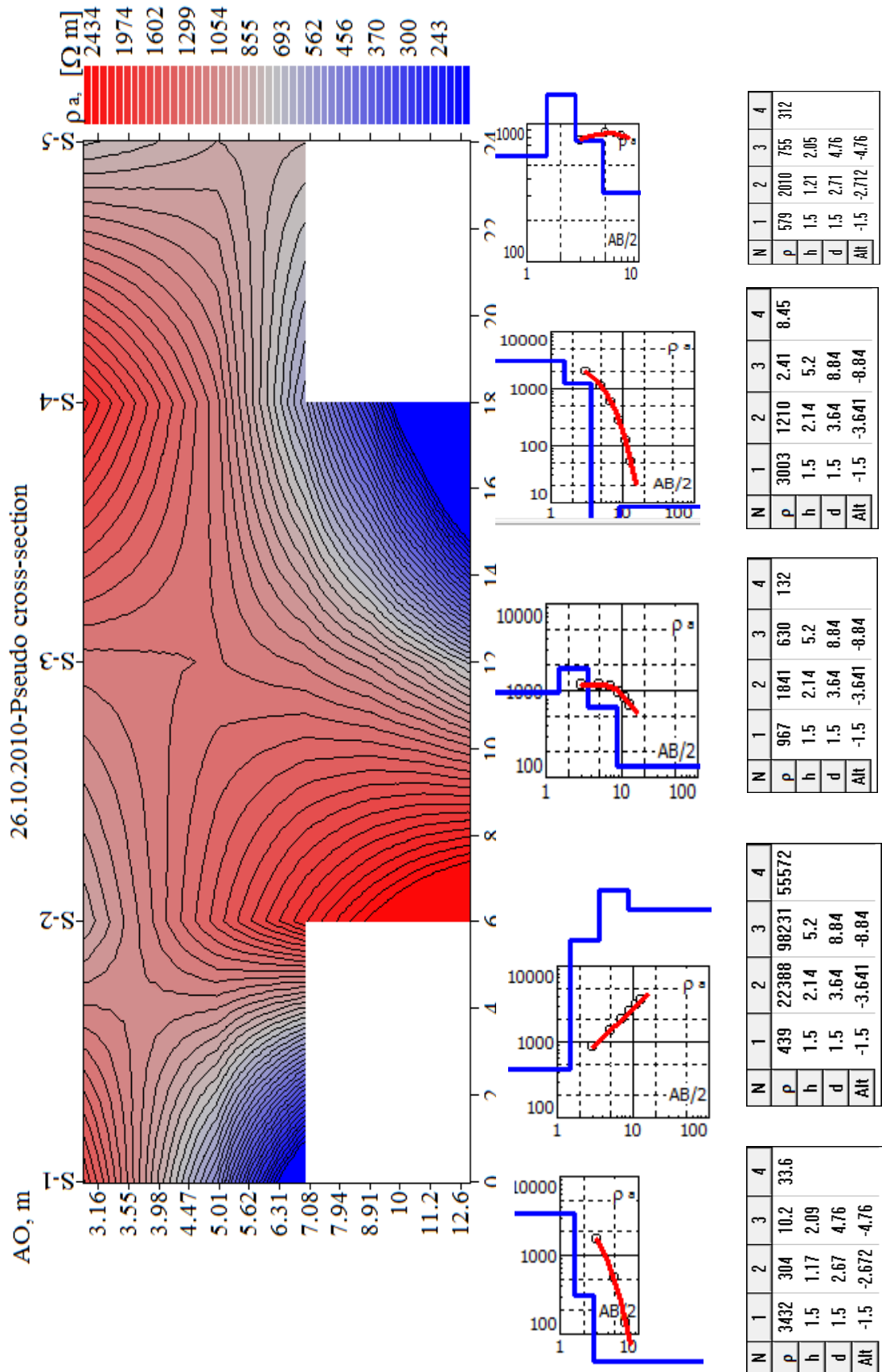
H=AB/2 (m)	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	1200	1114	1573	1155	1506
5	1241	988	1227	897	1270
7	1055	942	1153	681	1399
9		902	1089	554	
11		833	1015	500	
13		736	924	496	

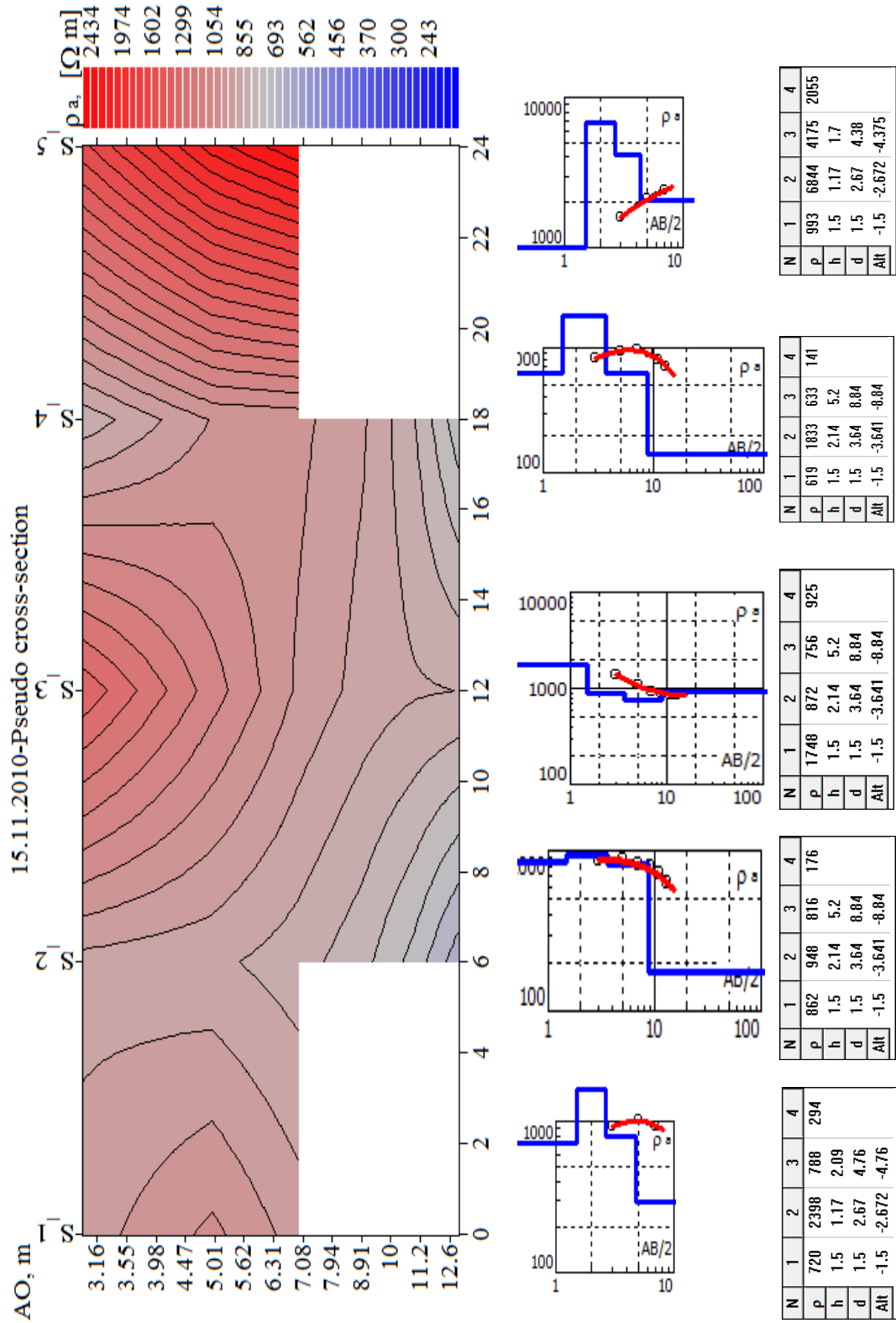
Профили на привидната отпорност на профил PR-1, Pseudo cross-section

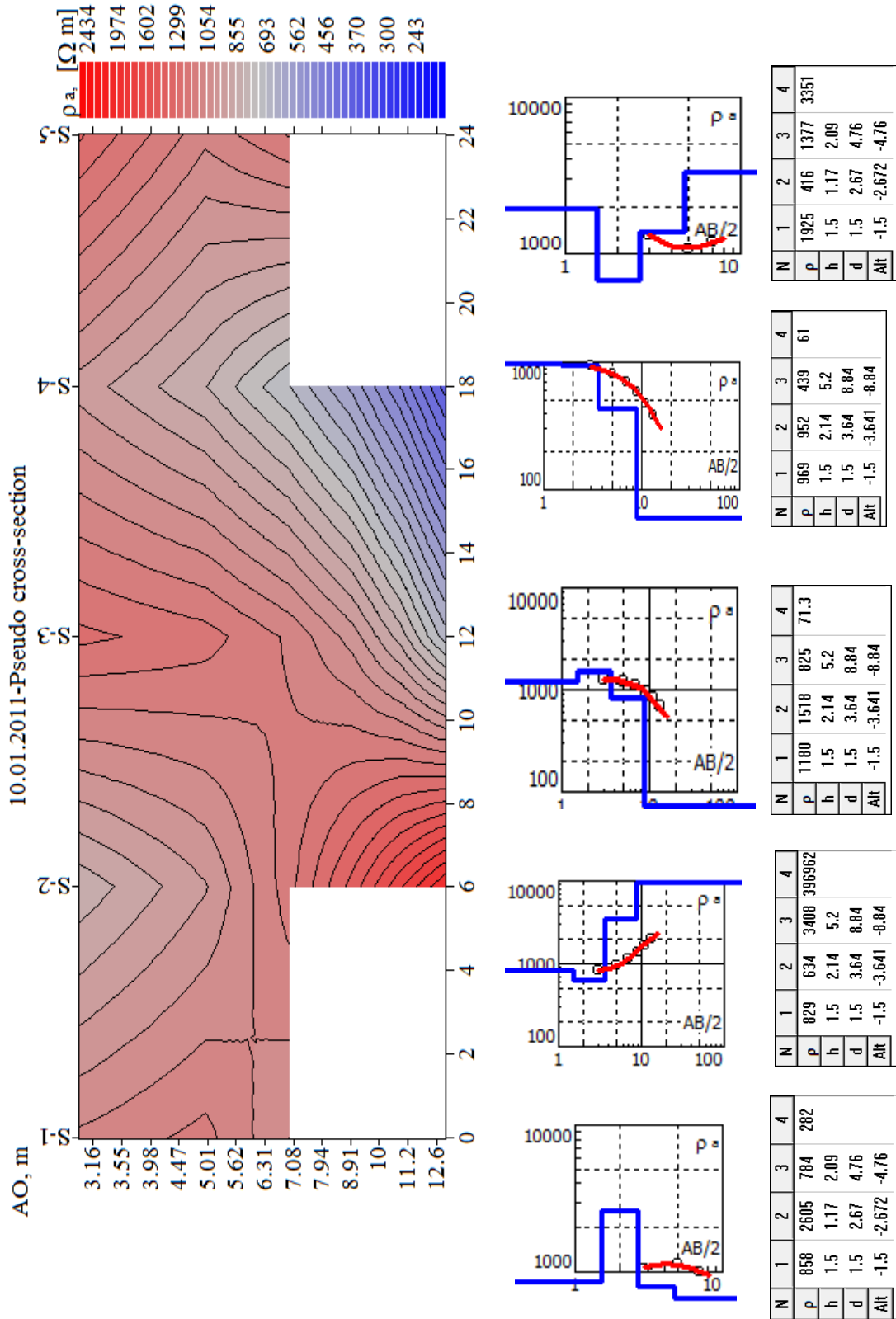


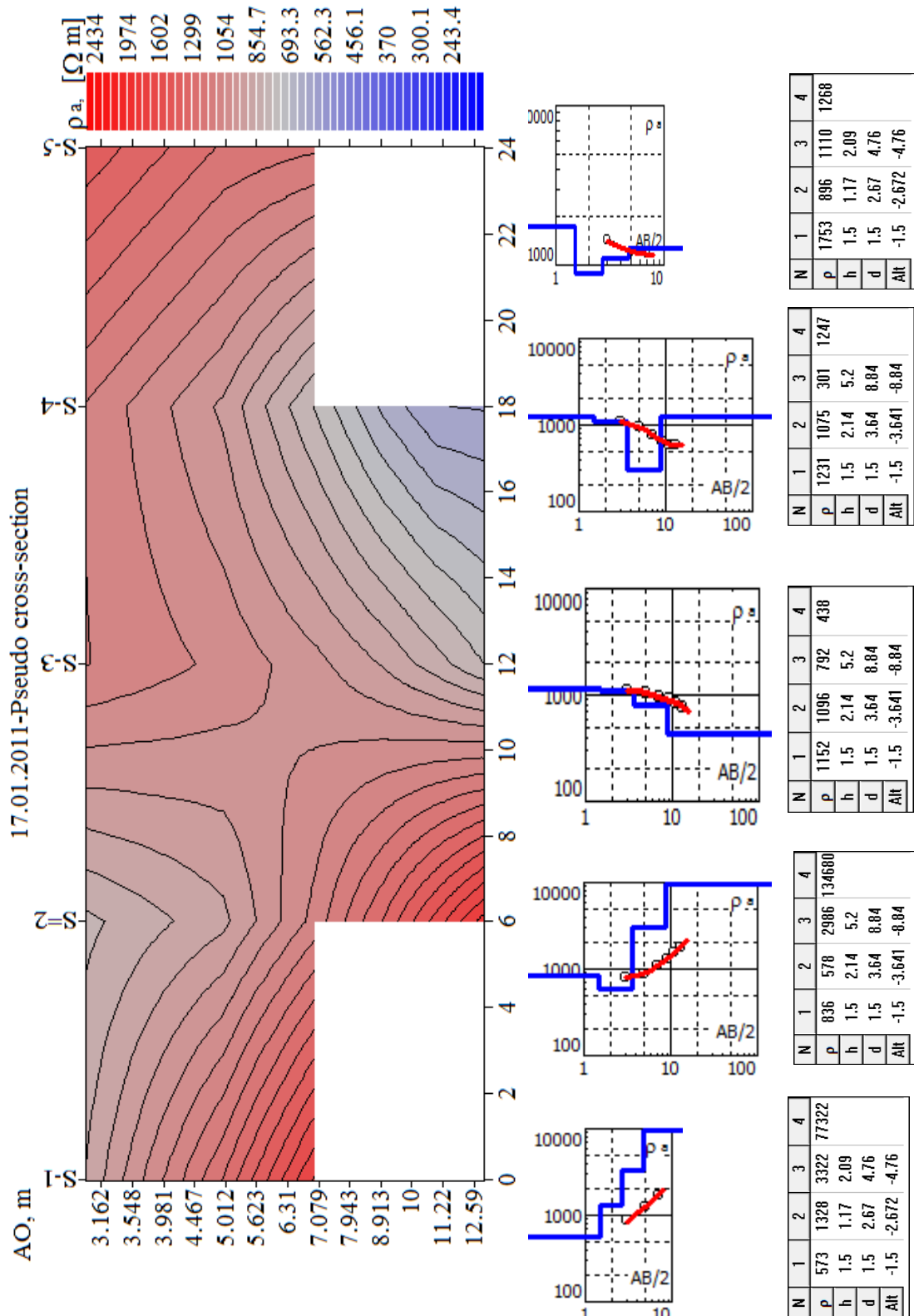


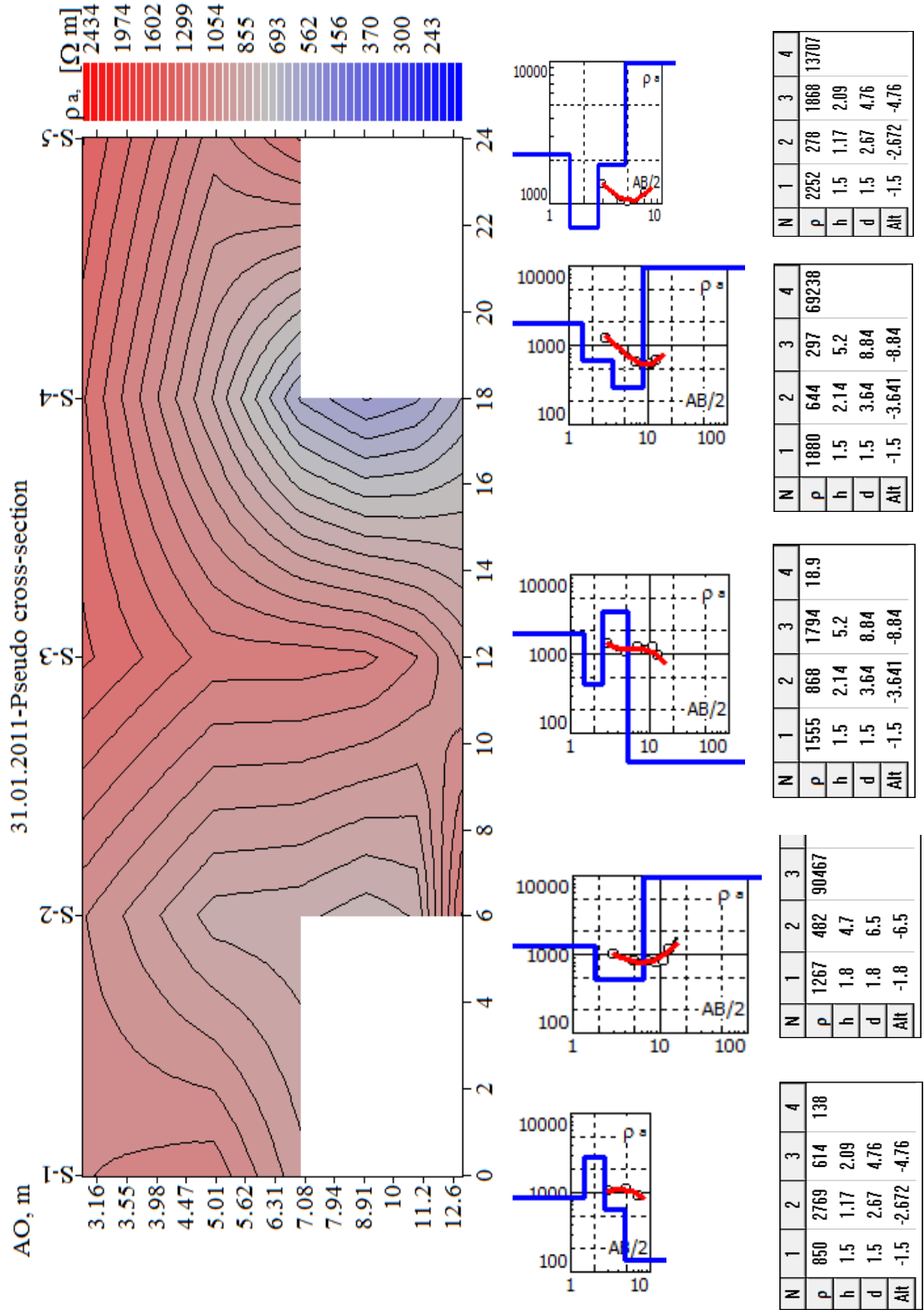


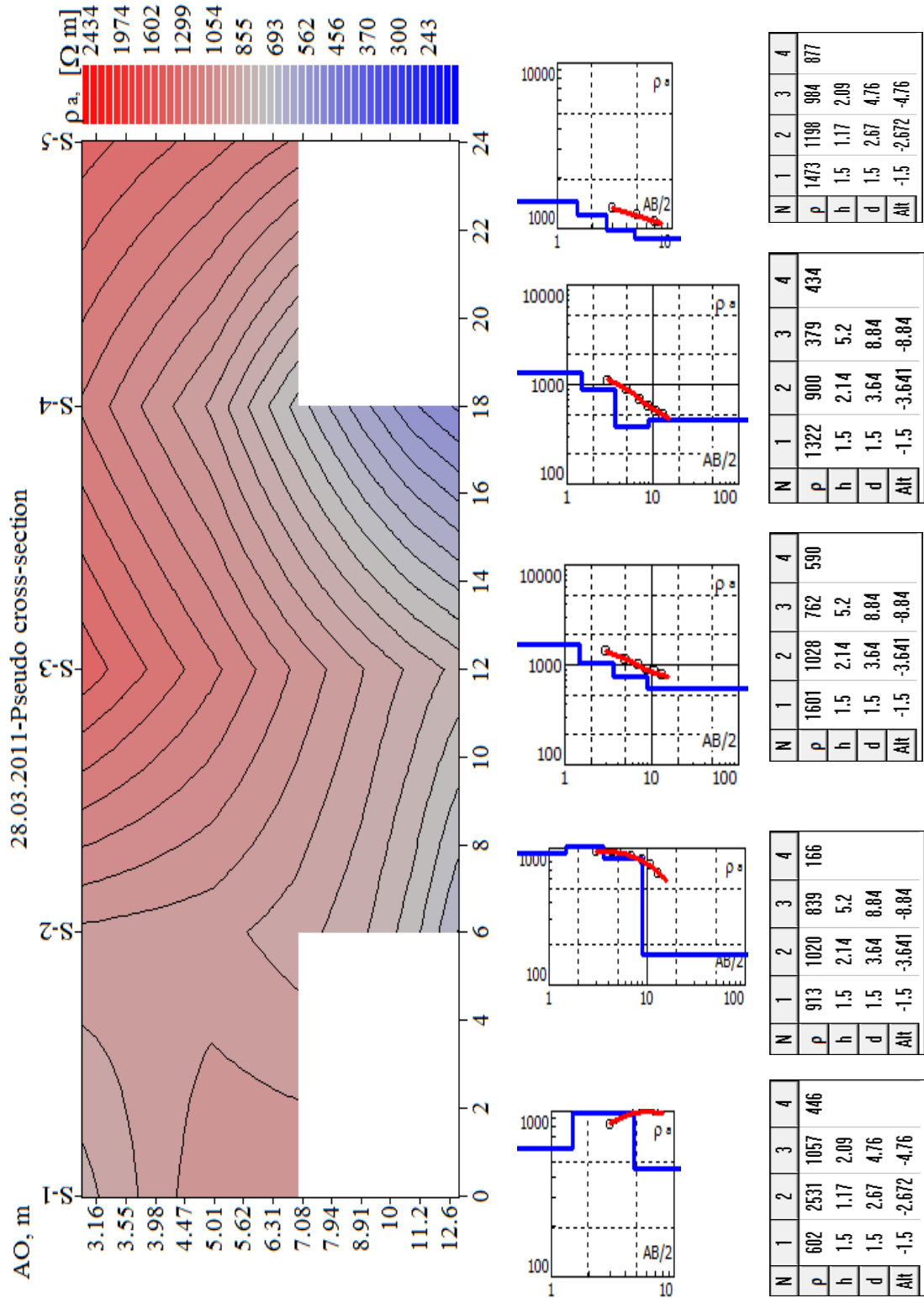


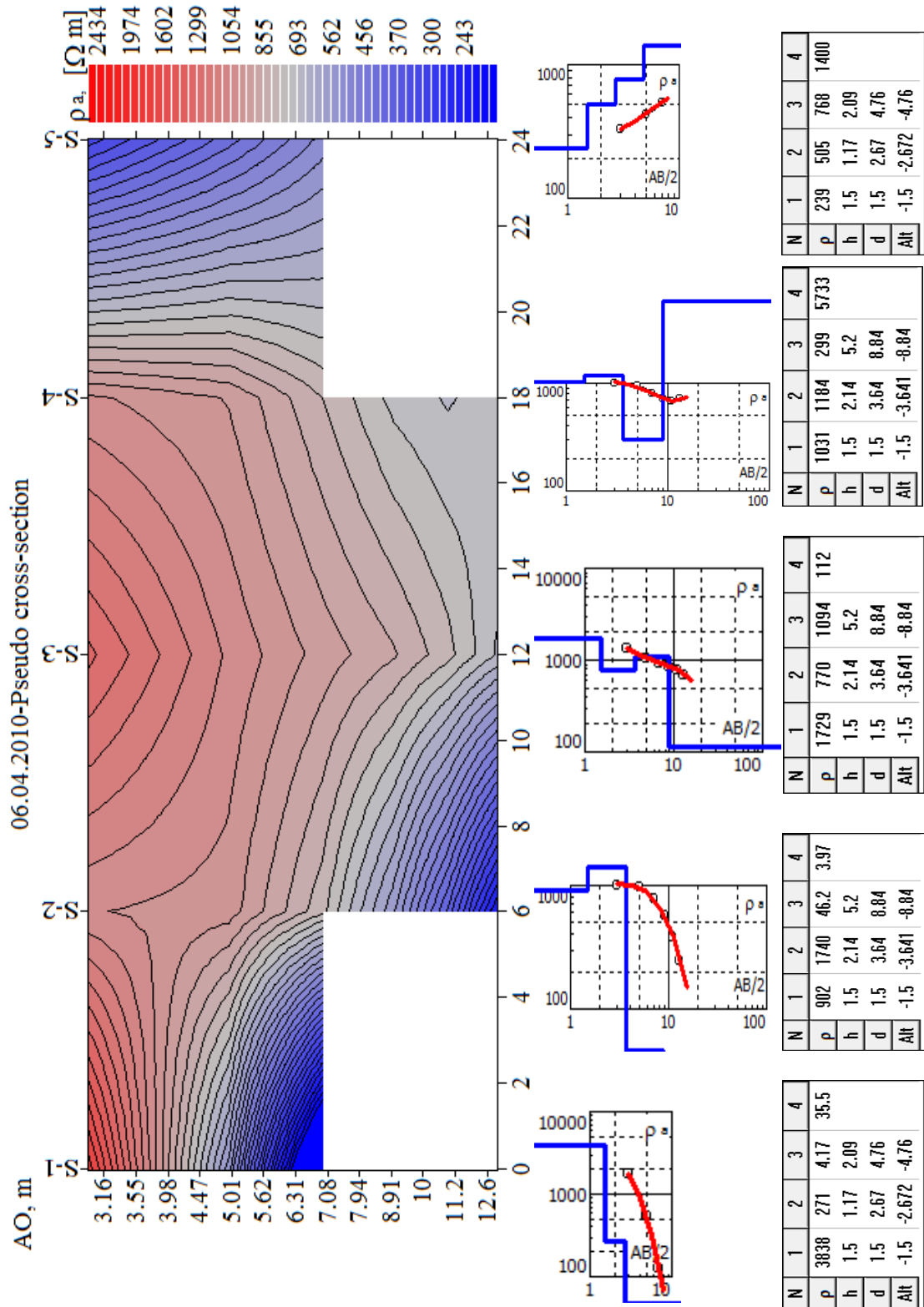


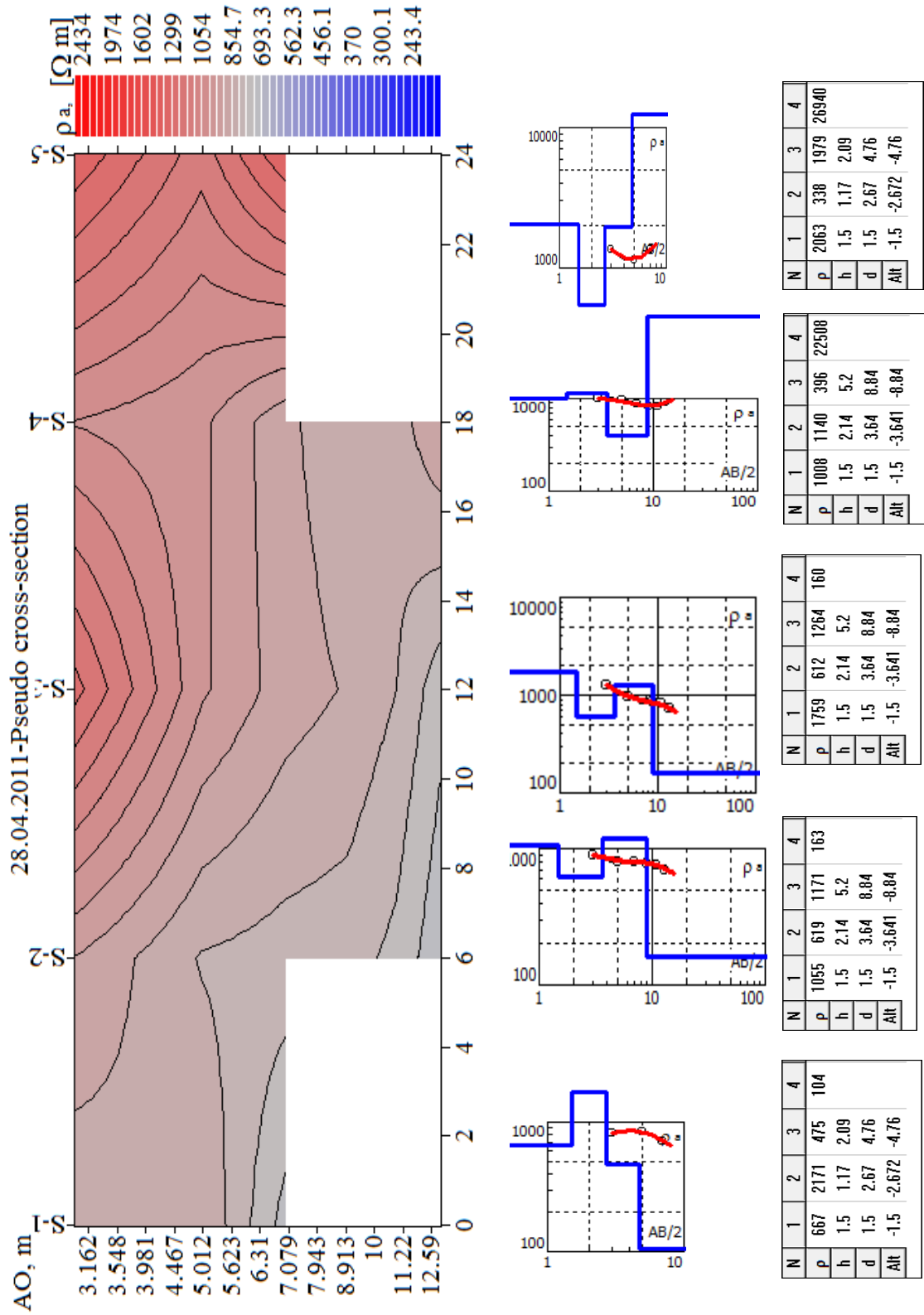


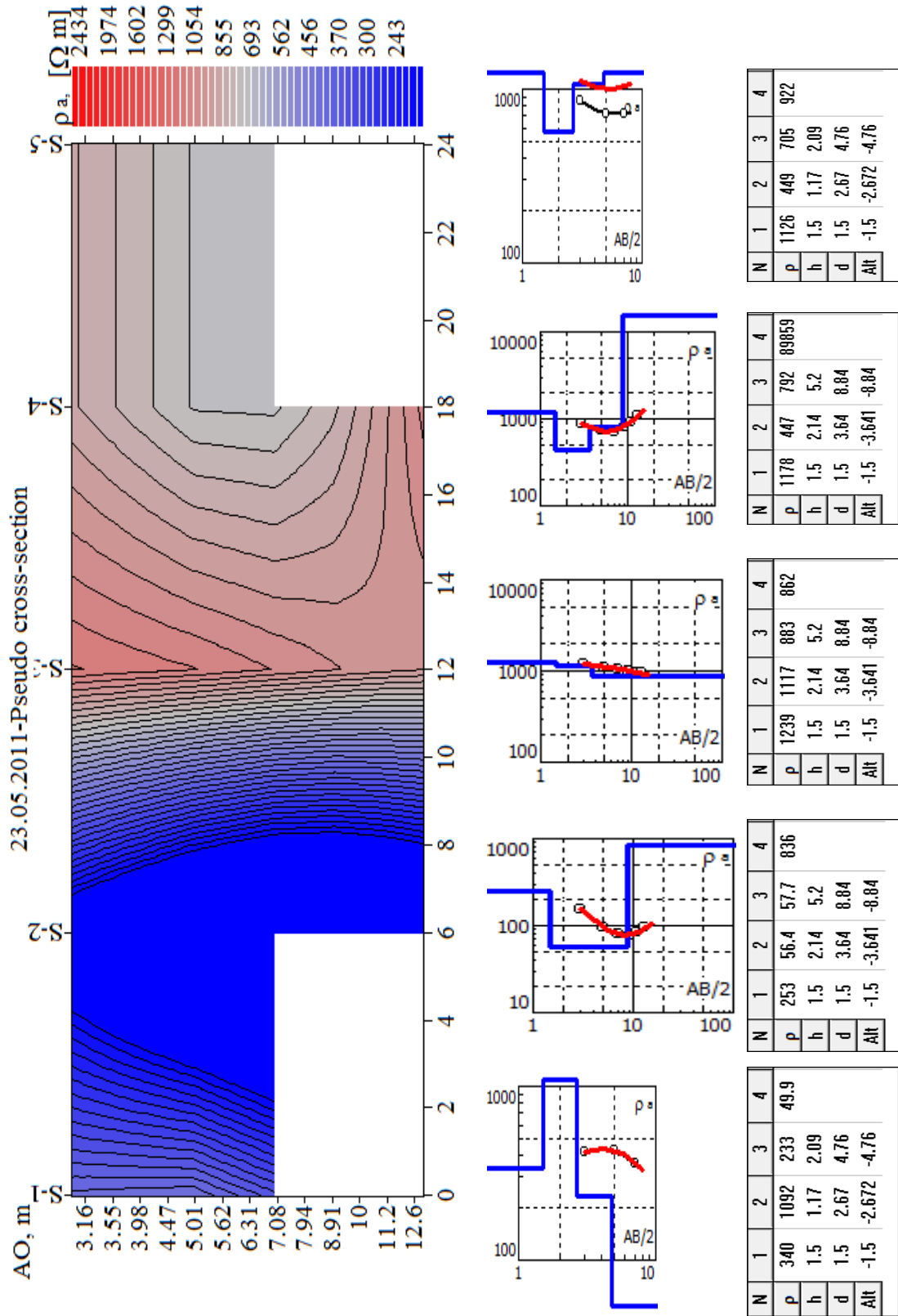


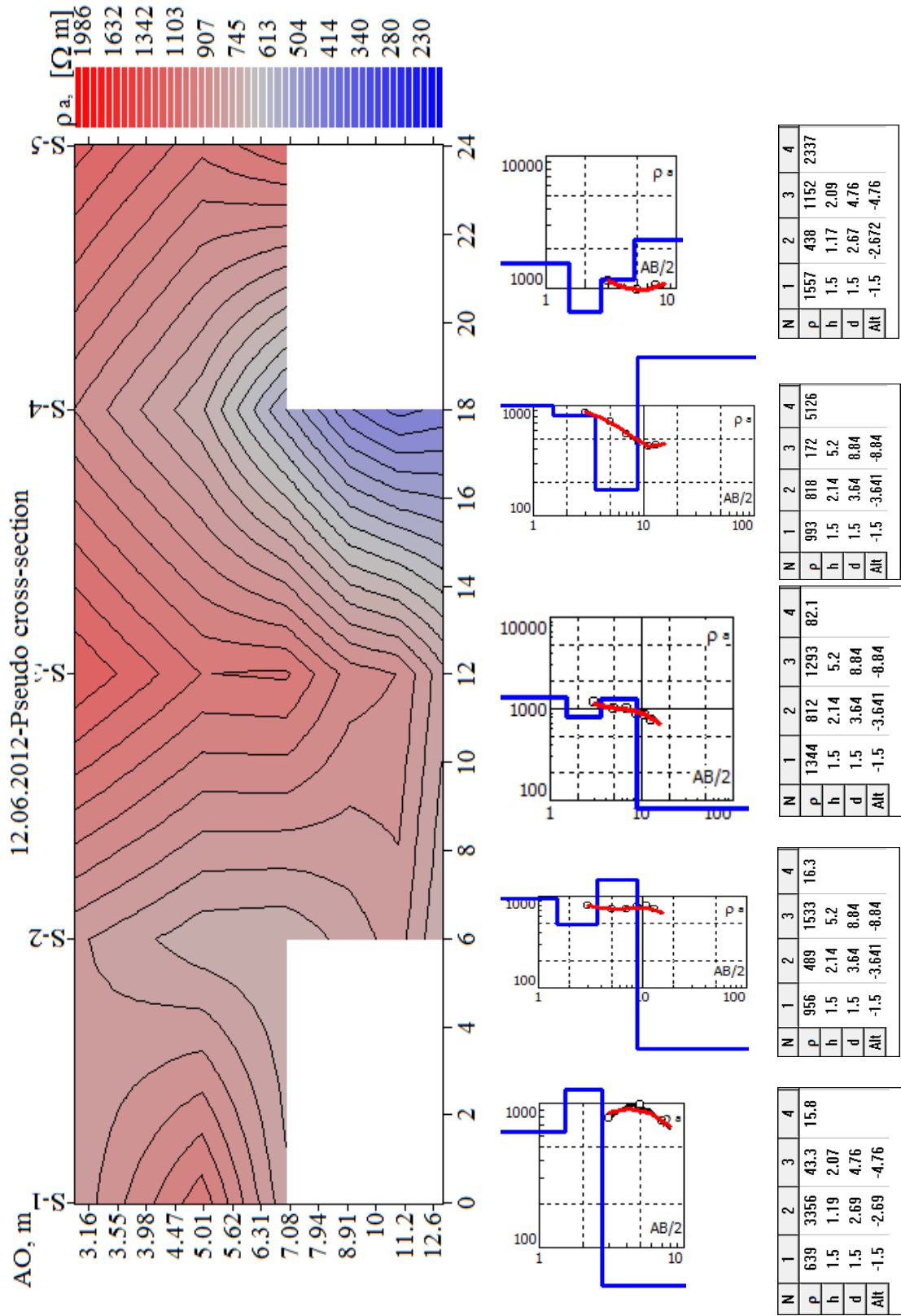


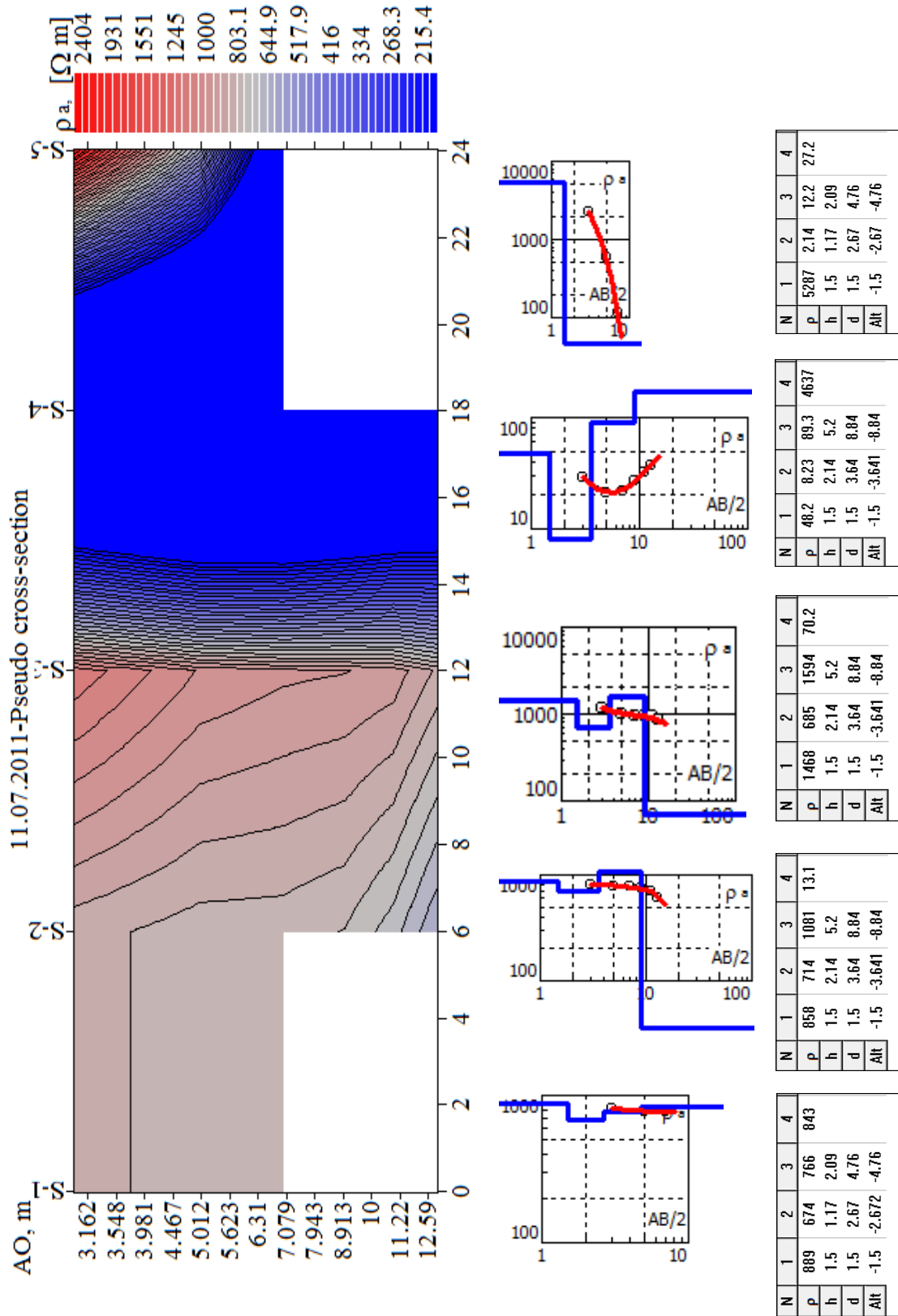


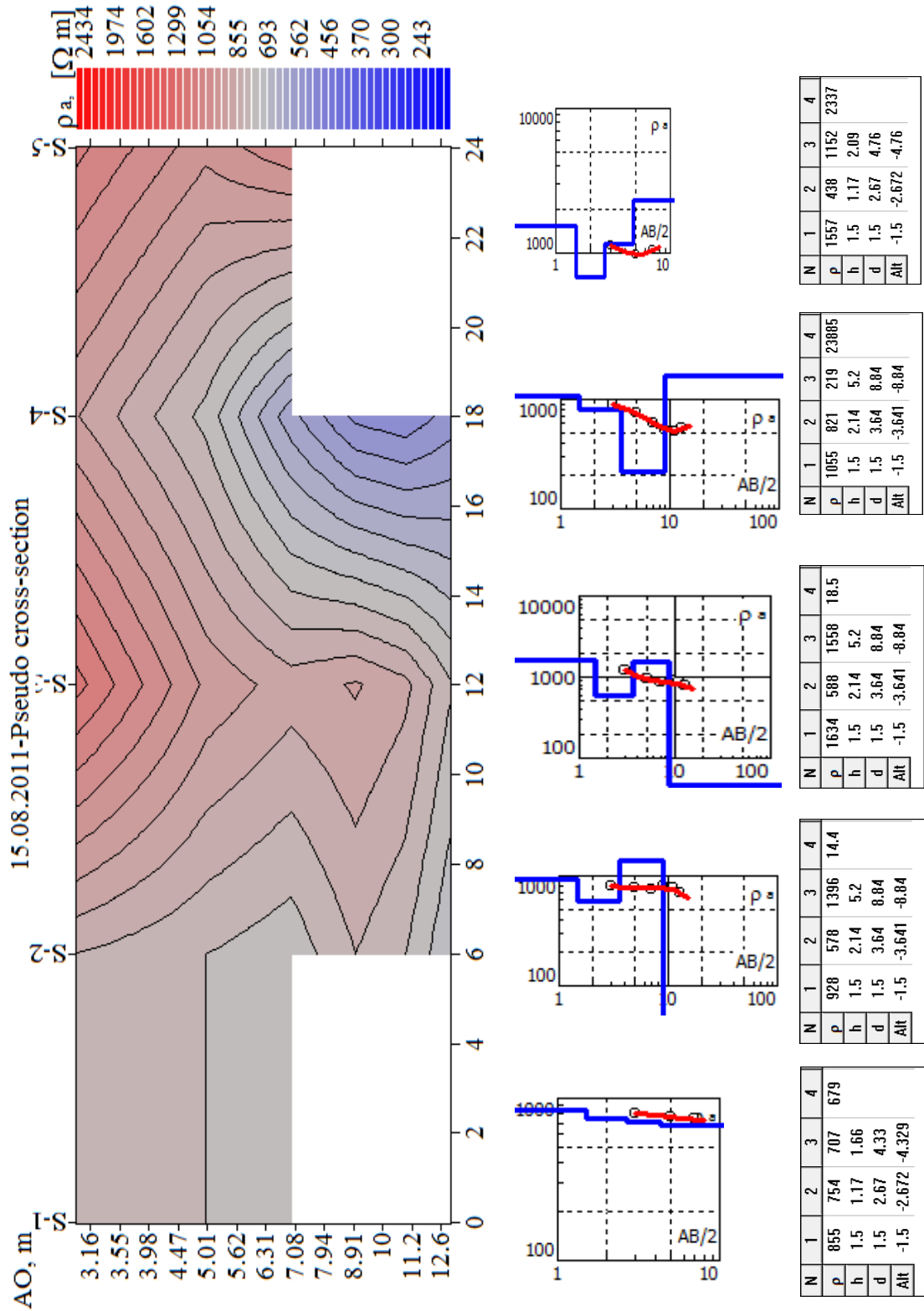


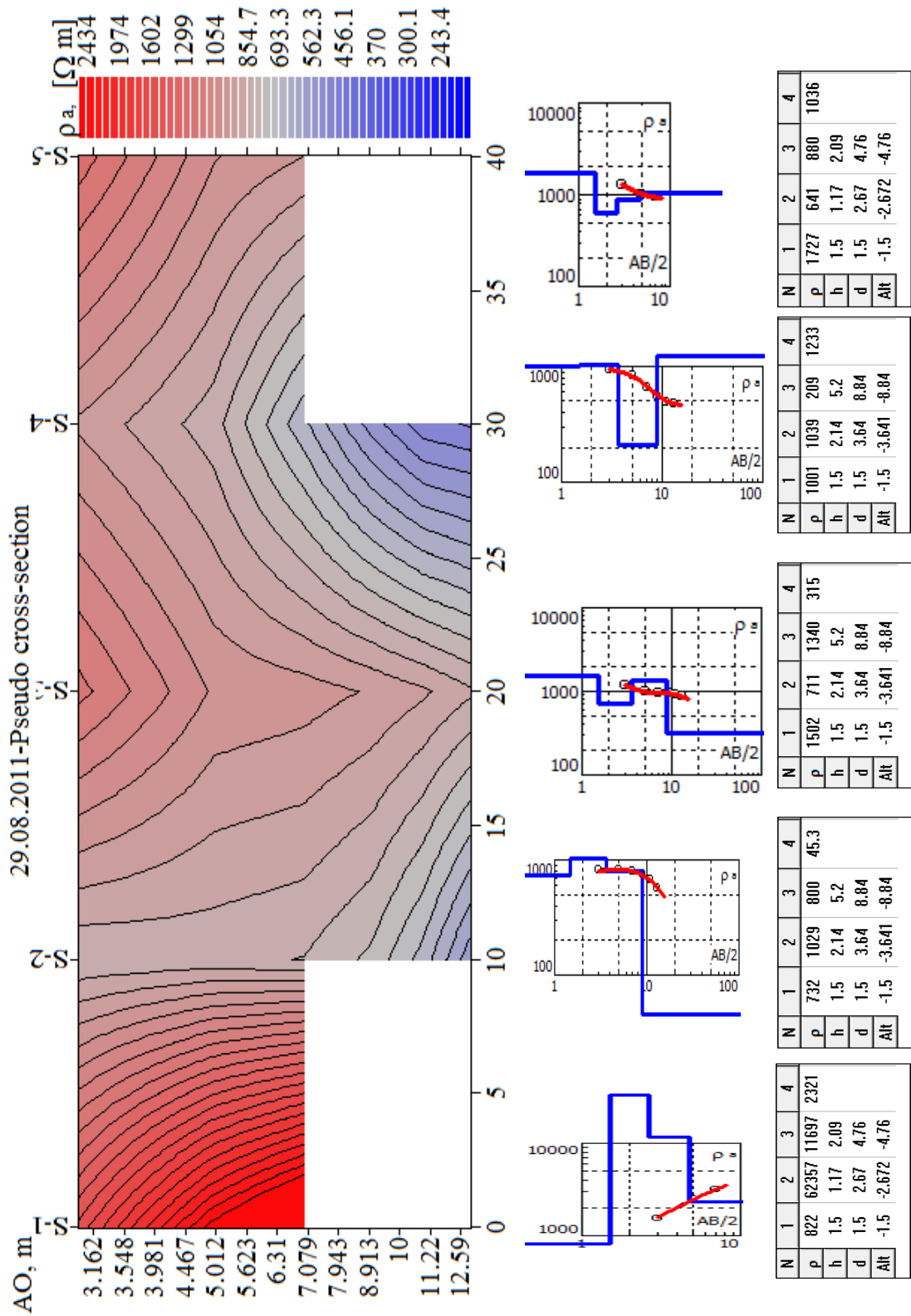


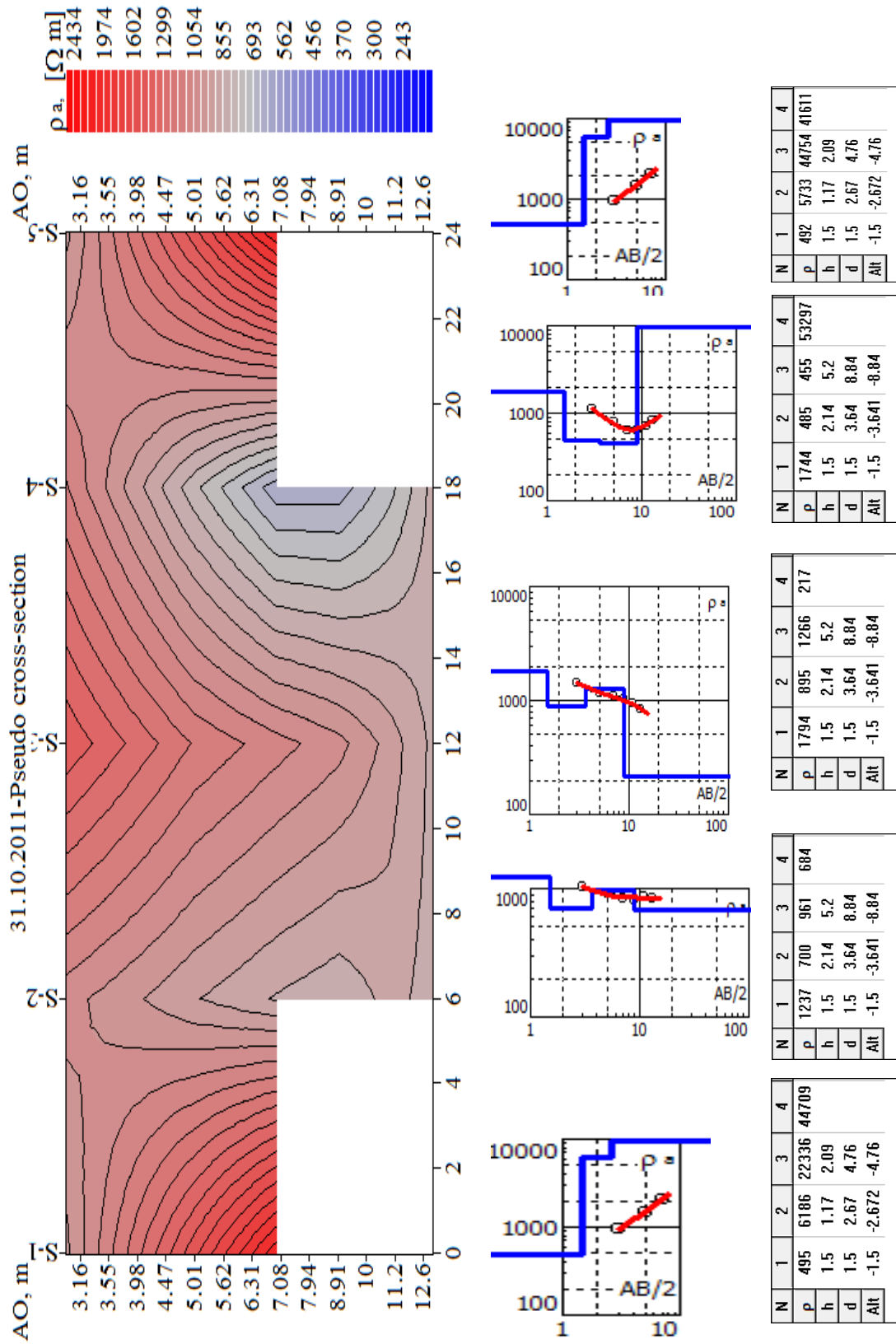


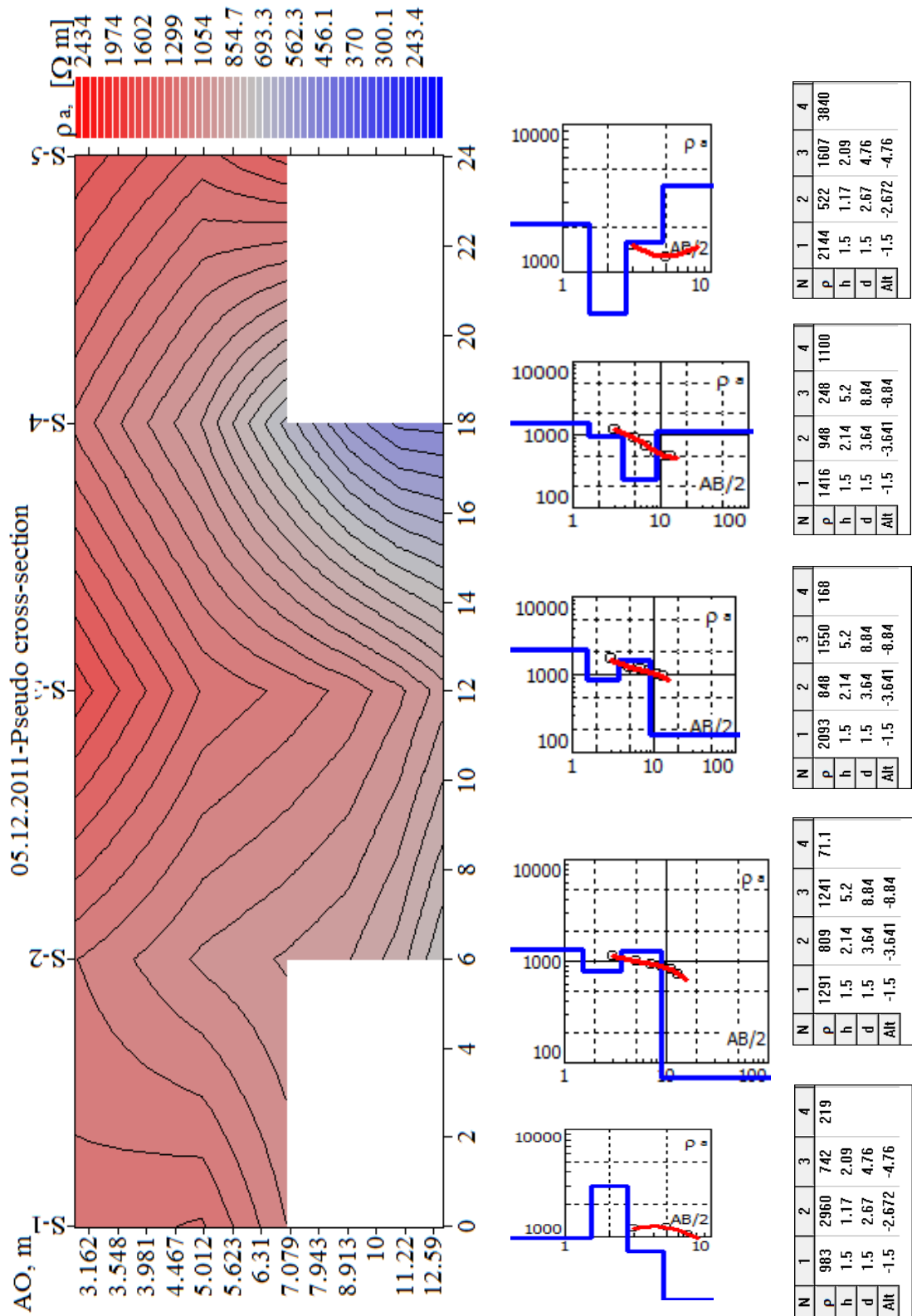












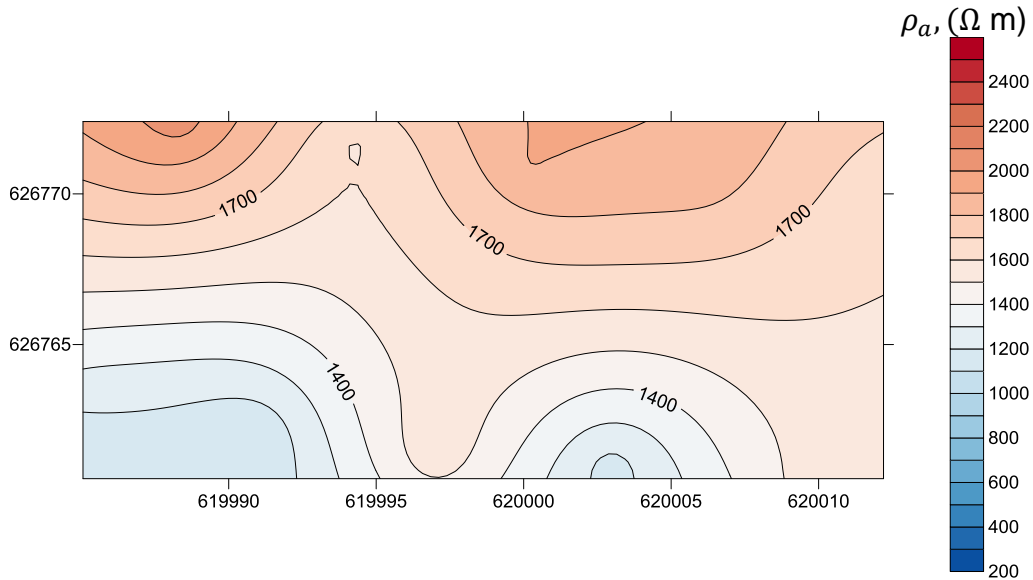
- табела на координати на PR-1, PR-2 на поставените сонди (Слика 8.6) со измерениот привиден електричен отпор на различни длабочини.

Табела 9.8

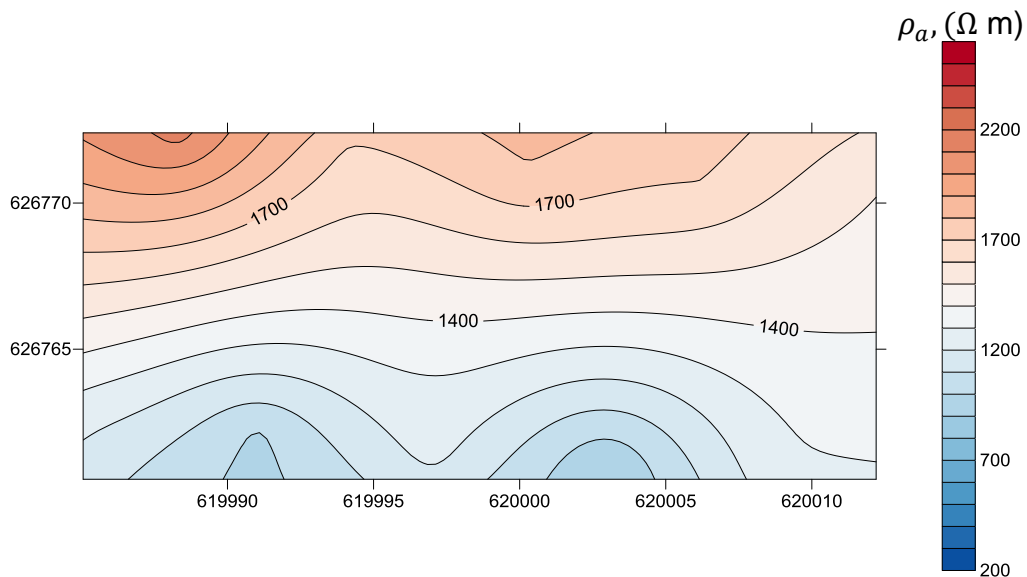
PR-1 Координати		Сонда	Привиден електричен отпор, ρ_a (Ω m)					
X	Y		H=3m	H=5m	H=7m	H=9m	H=11m	H=13m
619985,06	626762,76	S-1	1200	1241	1055			
619991,02	626762,07	S-2	1114	988	942	902	833	736
619996,99	626761,37	S-3	1573	1227	1153	1089	1015	924
620002,97	626760,96	S-4	1155	897	681	554	500	496
620008,94	626760,55	S-5	1506	1270	1399			
PR-2 Координати		Сонда	H=3m	H=5m	H=7m	H=9m	H=11m	H=13m
X	Y							
619988,31	626772,4	S-1	2058	2140	2037			
619994,26	626771,7	S-2	1592	1679	1585	1433	1305	1226
620000,23	626771,01	S-3	1904	1790	1771	1751	1692	1598
620006,22	626770,6	S-4	1855	1694	1538	1398	1276	1174
620012,2	626770,2	S-5	1635	1500	1619			

Градиентни карти на модели на привидната отпорност на различна длабочина на теренот

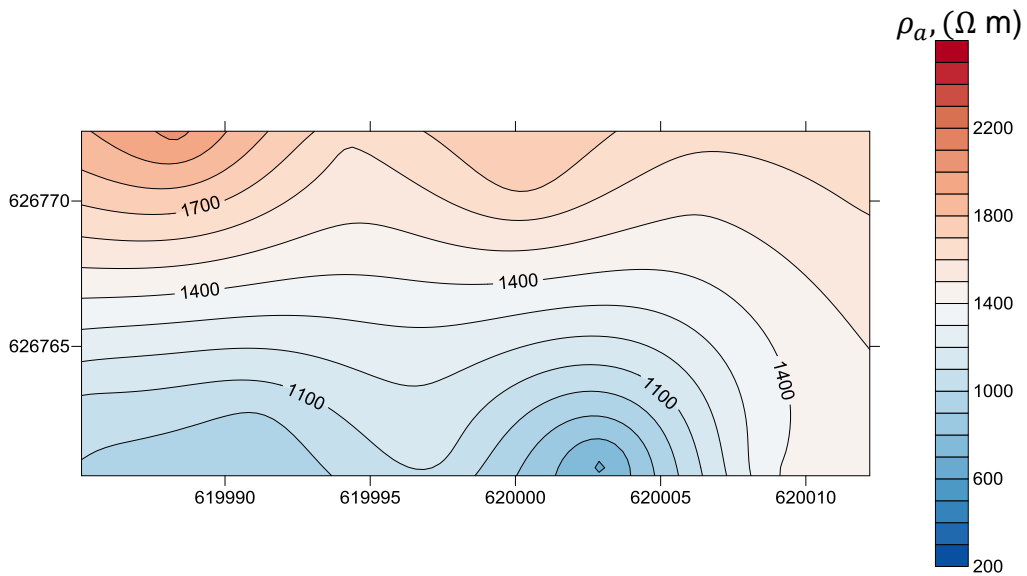
На дадените слики (Слика 9.10. до 9.15) се дадени градиентни карти на изооми на карпестиот масив на различна длабочина.



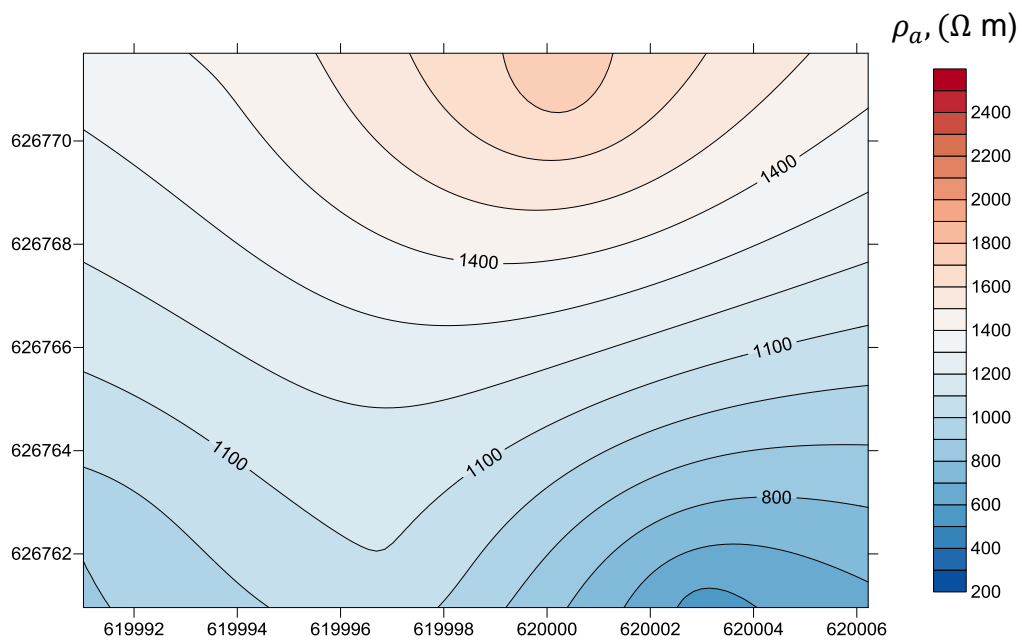
Слика 9.10. Градиентна карта на изооми на $H=3\text{ m}$
Figure 9.10. Gradient map of iso-ohms at $H = 3\text{ m}$



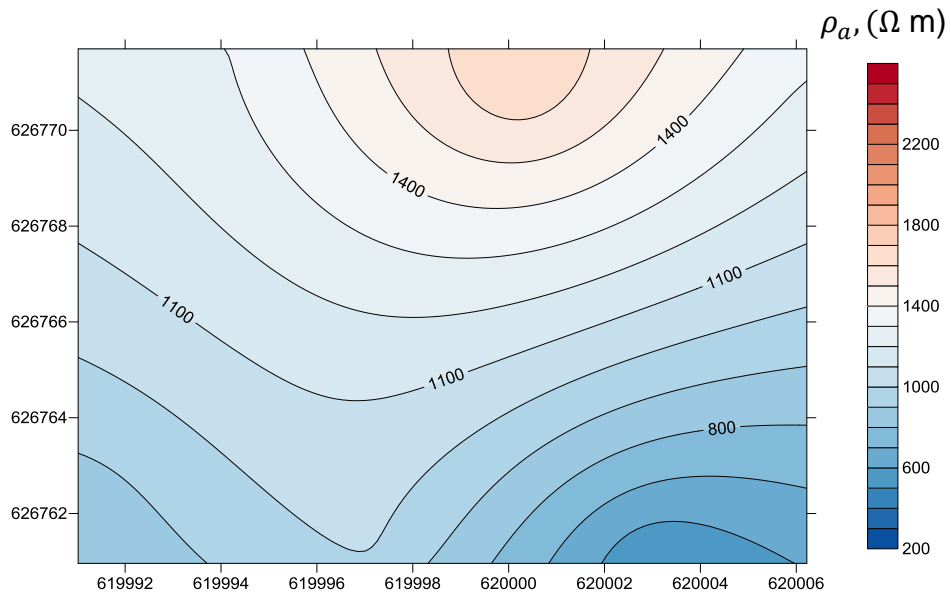
Слика 9.11. Градиентна карта на изооми на $H=5\text{ m}$
Figure 9.11. Gradient map of iso-ohms at $H = 3\text{ m}$



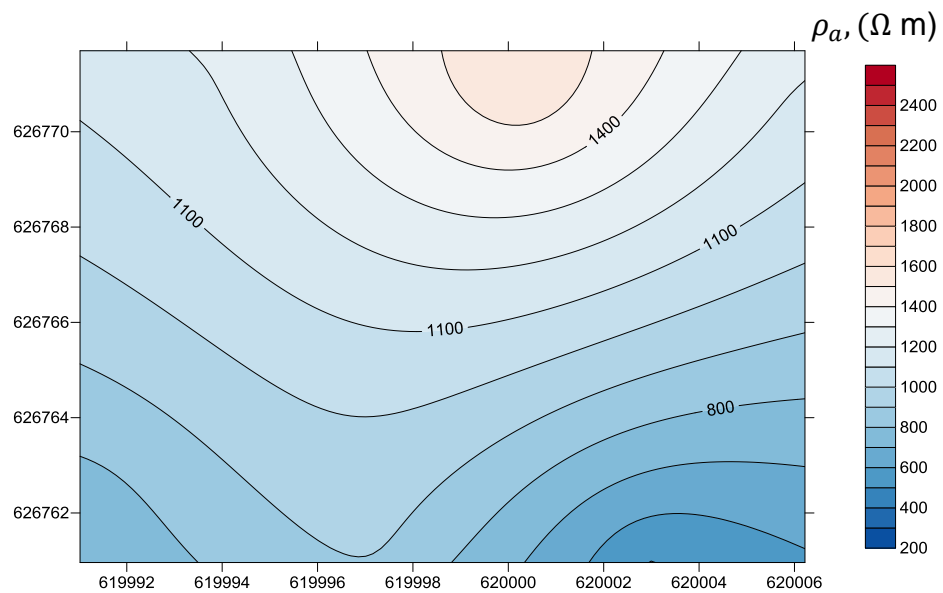
Слика 9.12. Градиентна карта на изооми на $H=7$ m
Figure 9.12.. Gradient map of iso-ohms at $H = 7$ m



Слика 9.13. Градиентна карта на изооми на $H=9$ m
Figure 9.13. Gradient map of iso-ohms at $H = 9$ m



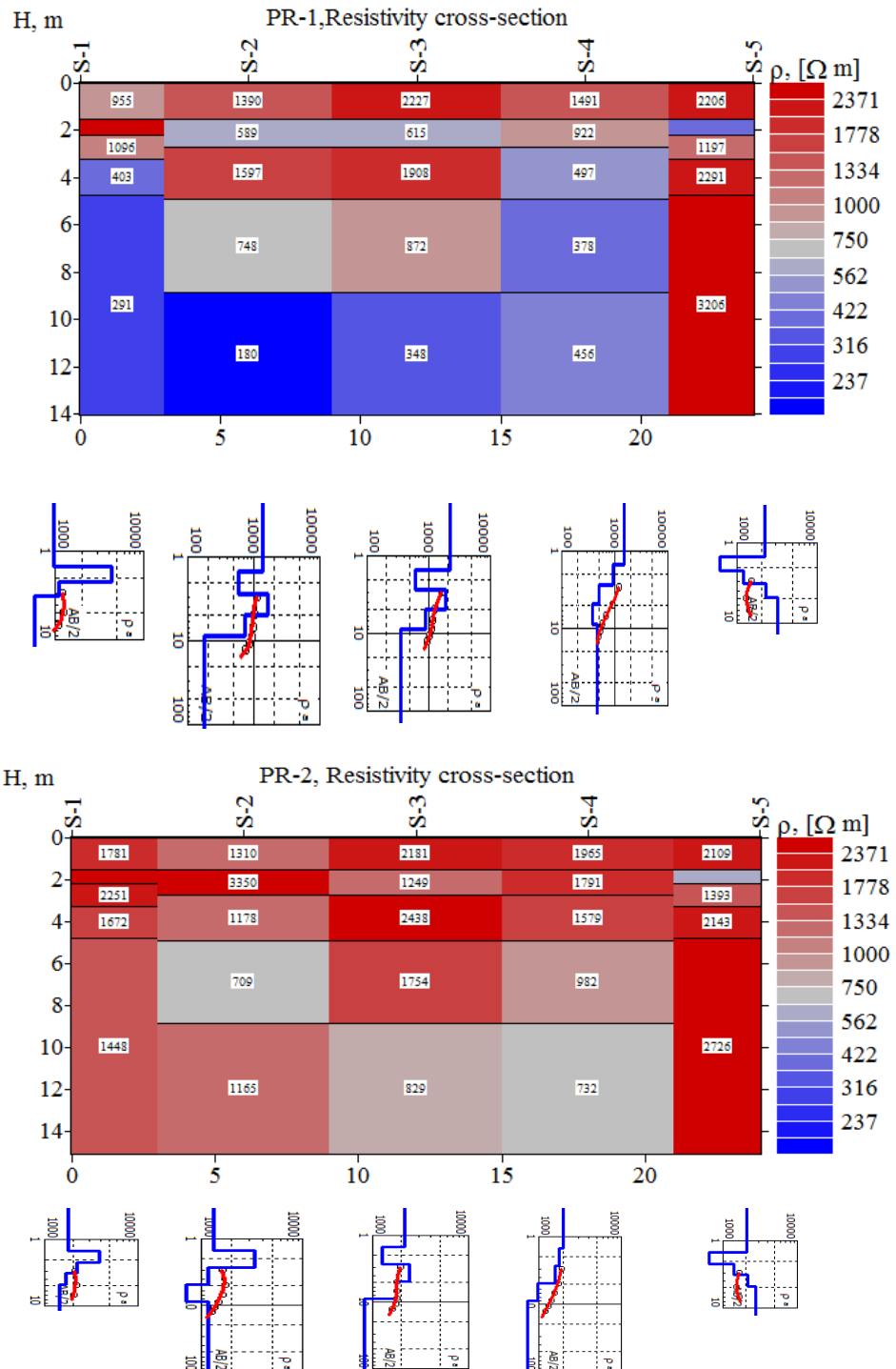
Слика 9.14. Градиентна карта на изооми на $H=11 \text{ m}$
Figure 9.14. Gradient map of iso-ohms at $H = 11 \text{ m}$



Слика 9.15. Градиентна карта на изооми на $H=3 \text{ m}$
Figure 9.15. Gradient map of iso-ohms at $H = 3 \text{ m}$

9.2.2 Пресметка на стабилност на дефинираниот модел

Моделот на специфичниот електричен отпор на профил PR-1 и PR-2 е даден на (Слика 9.16). На него се издвојуваат слоевите спрема пресметаниот отпор.



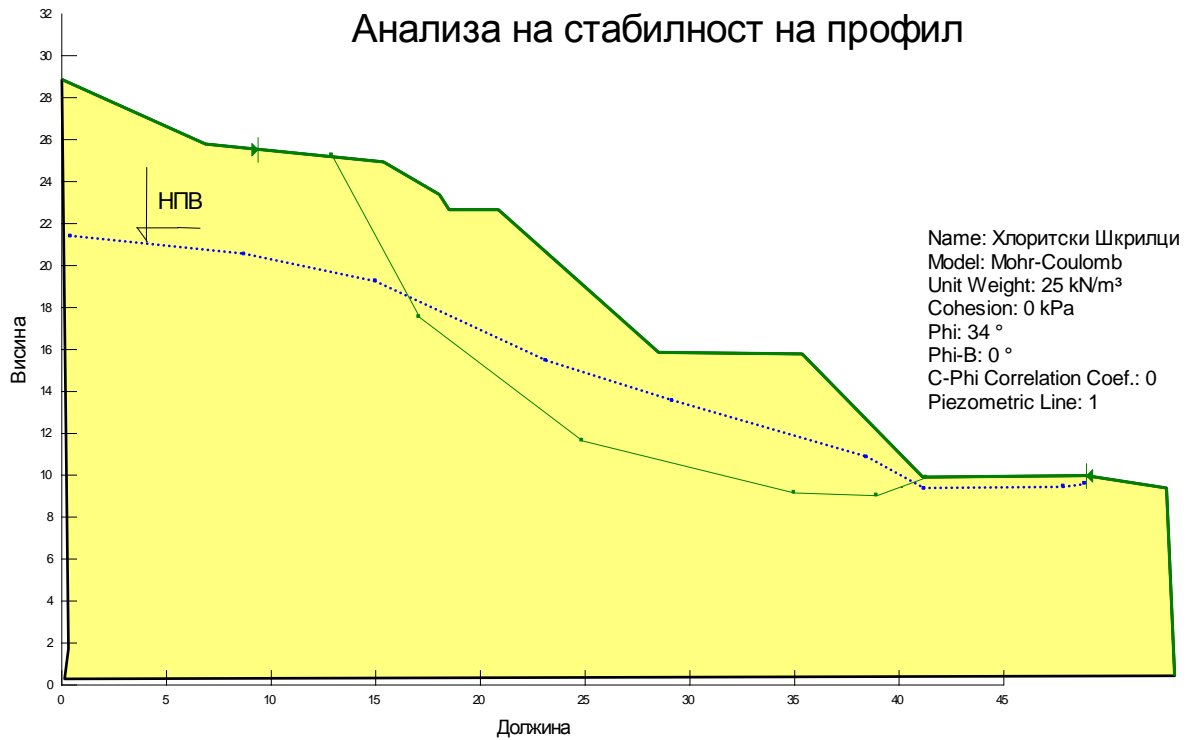
Слика 9.16. Модели на специфичниот електричен отпор на PR-1 и PR-2

Figure 9.16. Models of the specific electrical resistance of PR-1 and PR-2

Од дадениот пресметан модел на специфичен отпор, исто како и во претходниот случај, се прави модел за пресметка на стабилноста на теренот. На него ја дефинираме лизгачката рамнина каде би можела да постои, кое е тоа критично место каде настанува лизгањето. На тој начин ја задаваме лизгачката рамнина и местото каде се појавува подземната вода доколку ја има. Овие дефинирани параметри се значајни и играат битна улога за стабилноста на карпестите масиви.

Пресметката на овој случај е направена со помош на делот на прогамскиот пакет Geostudio, Geo Slope. Применети се три методи, метод на Spencer, Janbu, и метод на Bishop, методи на гранична рамнотежа. Спенсеровата метода сметам дека е најверодостојна, бидејќи таа ги решава случаите каде може да се дефинира неправилна лизгачка површина, што значи дека местото кое лизга не мора да има кружна лизгачка површина.

И во овој случај, со пресметка по определените методи и спрема зададените параметри на моделот е анализирана стабилноста на теренот (Слика 9.16). Од добиените резултати, (Табела бр.9.9) се гледа дека станува збор за нестабилен терен доколку во него има појава на вода, а со тоа е намален електричниот специфичниот отпор на материјалот. Доколку не постои вода, привидниот електричен отпорот на средината е поголем и косината е стабилна, значи факторот на стабилност би бил поголем од 1, $F > 1$.



Слика 9.17. Зададени параметри за пресметка на стабилноста

Figure 9.17. Default parameters for the calculation of stability

Табела бр. 9.9

ФАКТОРИ НА СИГУРНОСТ	Ru=0		Ru=0.2	
	F	M	F	M
Bishop	1,405		1,075	
Janbu		1,306		0,955
Spencer	1,339	1,337	1,034	0,974
Минимална вредност (Fs)	1,306		0,955	
Средна вредност	1,347		1,026	
Услов за стабилност (Fs>1.3)	ДА		НЕ	

9.3. Терен Скопска котлина

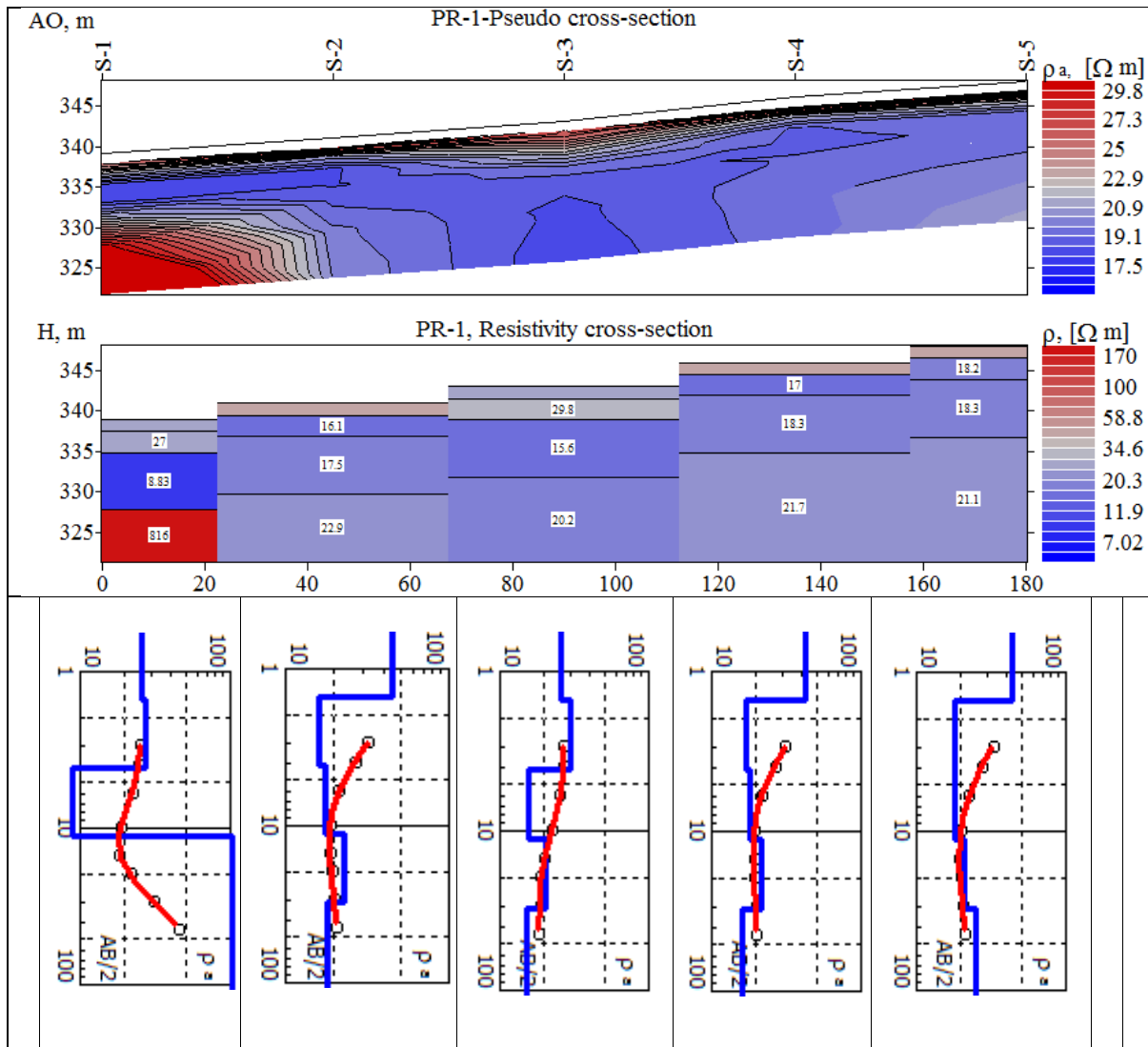
9.3.1. Геоелектрични мерења.

Во Табелата 9.10. се дадени вредностите од мерењата на привидниот електричен отпор на избраниот профил PR-1.

Табела 9.10.

	Измерен привиден геоелектричен отпор, ρ_a , (Ω m)				
H=AB/2 (m)	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5
3	25.00	31.72	26.47	31.10	32.11
4	24.31	26.37	26.41	26.40	27.40
6	22.15	20.88	25.30	21.45	22.35
10	18.37	18.49	22.05	19.09	19.71
15	18.18	18.97	19.60	18.95	19.35
20	21.29	18.89	18.41	19.20	19.53
30	30.51	19.89	18.41	19.56	20.17
45	45.29	20.26	18.16	19.48	21.15

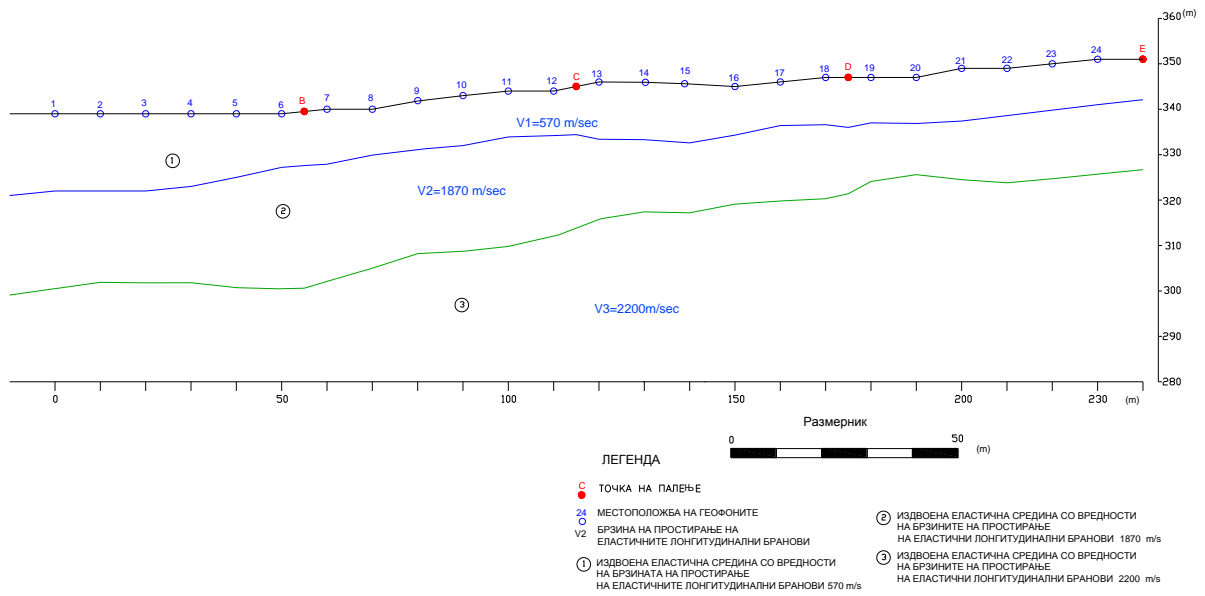
Профил на привидната отпорност и пресметаните вредности на профил PR-1, Pseudo cross-section и Resistivity cross-section



Слика 9.18. Геофизички електричен профил на привидниот и пресметаниот спечифичен отпор

Figure 9.18. Geophysical electric profile of the apparent and the calculated specific resistance

9.3.2. Сеизмички мерења



Слика 9.19. Геофизички сеизмичен профил
Figure 9.19. Geophysical seismic profile

10.0. ДИСКУСИЈА

Определувањето на лизгачката рамнина и нивото на подземните води се едни од најважните влезни податоци при пресметка на фактор на стабилност на карпестите масиви. Методите кои се користат за пресметка на стабилност на косини во реални услови се сметаат за точни методи доколку имаме точно зададени влезни параметри. Лизгачката рамнина дали ќе биде дефинирана произволно или определена со истражување е значаен фактор при пресметката. Доколку зададените услови се добро истражени и се зададени за пресметка ќе имаме поверодостојни резултати за сликата на стабилноста на карпестите масиви, односно точно ќе се определи факторот на сигурност.

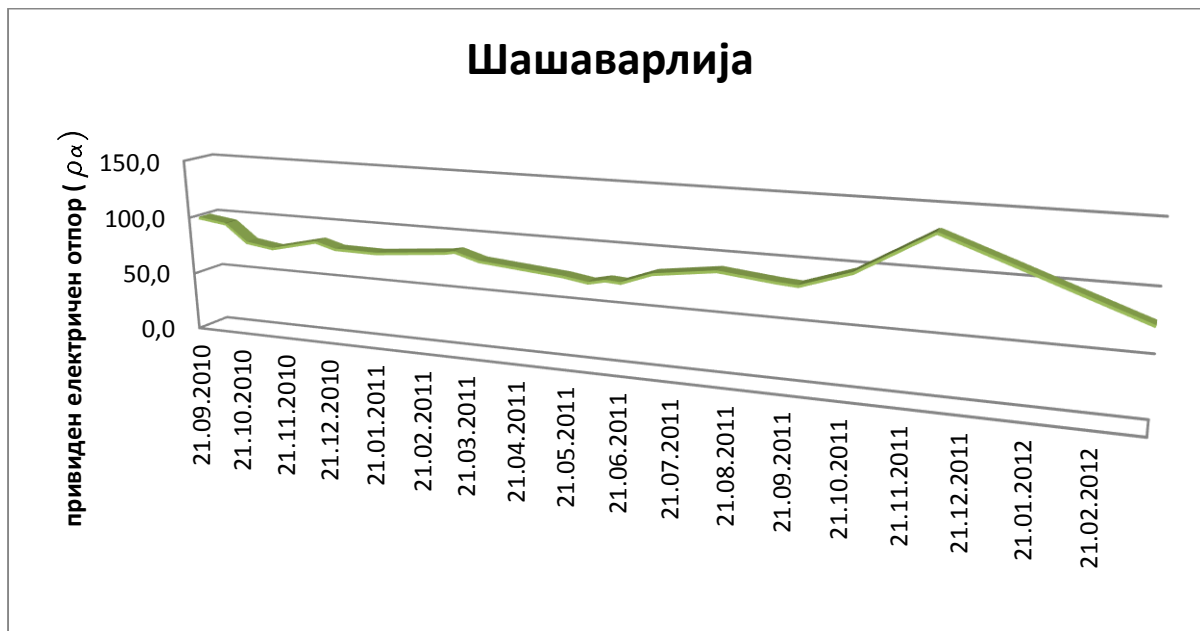
Експерименталните истражувања се спроведени во три региони во источна Македонија

Во првиот регион се извршени 21 мерење во различен временски период од годината (терен с. Шашаварлија). Овде се направени исто толку различни модели со различна промена на привидните електрични отпорности. Според добиените резултати од геоелектриката, за теренот кај с.Шашаварлија, разгледувана е промената на електричниот отпор на теренот од двегодишното мерење. Може да се забележи дека измерениот привиден отпор генерално се движи од 20 до 250 Ω m. Станува збор за геолошка средина изградена од гранитоидни карпи кои на површината се доста раздробени, на места грусирани.

Исто, може да се забележи дека привидната отпорност се менува и е различна за различните годишни времиња.

Иако во периодот кога се вршени мерењата, есента 2010 год. до пролета 2012 год. нема обилни врнежи (годините се сушни), сепак може да се забележат промени на дијаграмите од привидната електрична отпорност на средината. Разликата од мерењата не се толку драстични, меѓутоа се гледа дека во почетокот на летната сезона привидниот електричен отпор е помал во однос од мерењата во почетокот на зимниот период. Во овој период од годината се забележува дека привидната отпорност се зголемува.

На дадениот дијаграм (Слика 10.1).се дадени промените на средната вредност на привидниот електричен отпор на профилот PR-1.



Слика 10.1. Годишна промена на средната вредност на привидниот спечифичен електричен отпор

Figure 10.1. Annual change of the mean value of the apparent specific electrical resistance

Исто така, со екстраполацијата се направени и градиентни карти на изооми за различна длабочина, од 3 до 15 m. Од нив се забележува хоризонталата распределбата на привидната отпорност и може со сигурност да се определи или претпостави можниот правец на лизгање на карпестиот масив. Местата каде привидниот електричен отпор е помал се средини со помала јакост.

На истиот терен е вршено и следење на поместувањето на теренот со девет реперни точки. Извршени се три мерења на местоположбата на реперните точки. После една година е направено второ мерење. Од добиените вредности може да се забележи дека има поместување од неколку (cm) на местата каде вредноста на привидниот отпор е помала. Истото е заклучено и со последното мерење на поместувањето на реперните точки, иако неколку недостигаат.

На крајот е направен еден модел на карактеристична најнестабилна косина, зададена со една лизгачка рамнина и ниво на подземна вода, дефинирана врз основа на геоелектричниот модел на специфичниот отпор.

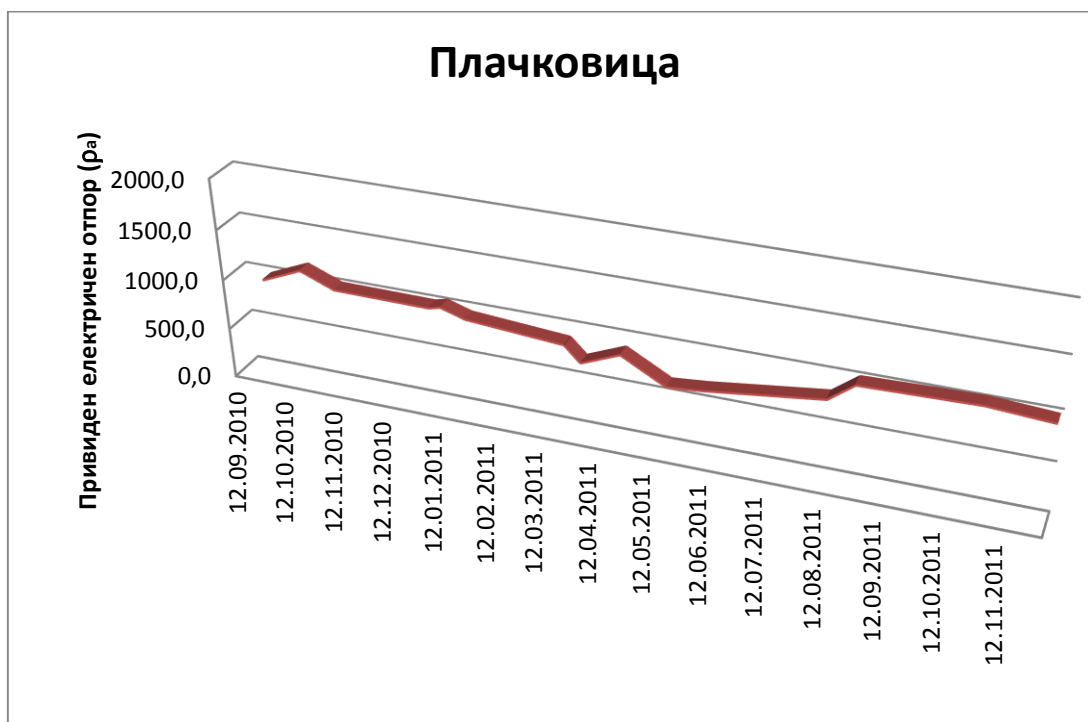
Од моделот со зададените параметри направена е анализа на пресметката на стабилност на косини по три методи, Бишоп, Јанбу и Спенсер. Добиените резултати укажуваат дека се работи за нестабилен терен кој бавно се придвижува.

Во наредниот случај, за второто експериментално истражување, терен Плачковица, може да се каже следното. Како и во претходниот случај така и овде се направени повеќе мерења со кои е следена промената на привидната отпорност на средината и поместувањето на теренот.

Во овој регион се извршени осумнаесет мерења во различен временски период од годината. Овде, како и во претходниот случај, се направени различни модели со различна промена на привидните електрични отпорности. Според добиените резултати од геоелектриката, терен Плачковица, разгледувана е промената на специфичниот електричен отпор на средината на двегодишното мерење и може да се забележи дека измерениот привиден отпор генерално се движи од 100 до 100000. Овде станува збор за геолошка средина изградена од зелени албит-кварц-серицит-хлоритски шкрилци кои се доста распаднати и раздробени, а на самото мерно место се јавуваат во вид на пролувијални наслаги.

И овде може, како во претходниот случај, да се забележат промените на привидната отпорност во текот на годината. Исто така, се забележува дека во зимскиот период средината е со помал специфичен отпор, за разлика од крајот на пролетта и почетокот на летото, кога привидниот отпор се намалува. Промените на измерените вредности во овој случај се поголеми од претходниот случај и се движат дури до неколку $k\Omega \cdot m$. Тоа се должи на зголеменото присуство на променливите проточни води во раздробената средина

На дадениот дијаграм (Слика 10.2), дадените промените на средната вредност на привидниот електричен отпор на профилот PR-1 за Плачковица.



Слика 10.2. Годишна промена на средната вредност на привидниот спечифичен електричен отпор

Figure 10.2. Annual change of the mean value of the apparent specific electrical resistance

Исто така и овде, со екстраполација, се направени градиентни карти на изооми за различна длабочина, од 3 до 15 m. Од нив се забележува распределбата по хоризонтала на привидната отпорност и може со сигурност да се определи или претпостави можниот правец на лизгање на карпестиот масив. Местата каде привидниот електричен отпор е помал се средини со помала јакост.

Деформациите на теренот и свлекувањето на карпестиот масив во овој случај се видливи. Со дефинирањето на моделот и неговата пресметка може да се заклучи дека станува збор за нестабилни карпести масиви. Пожелно е, во поскоро време, деформираната раздробена карпеста маса да се санира со растеретување, бидејќи претставува потенцијална лизгачка маса која може да направи проблеми на самиот објект на Универзитетското одморалиште.

При изработката на третиот модел во Скопската котлина е направен еден геоелектричен и еден сеизмички профил. Од направените профили може да се види дека направените модели се потврдуваат. Издвоените слоеви кои се одвоени со електрика и имаат помала отпорност се поклопуваат со издвоените слоеви со сеизмика, каде брзината на сеизмичките бранови е помала. Со тоа може да се каже дека слоевите на карпестиот масив во кои брзината на сеизмичките бранови и отпорот се помали имаат помала јакост во однос на слоевите во кои специфичниот отпор и брзините на сеизмичките бранови се поголеми и таму јакоста е поголема.

11.0. ЗАКЛУЧОК И ПРЕДЛОЗИ

Еден од главните проблеми во рударењето, градежништвото, изработката на патишта и другите останати геотехнички работи кои во својот склоп ги вклучуваат карпестите маси, е токму нивната стабилност.

Од истражувања за стабилноста на карпестите масиви, извршени на три микро локации во Источна Македонија, направено е повеќегодишно истражување и мерења на местата каде има појава на лизгање на карпестата маса.

Спроведена е методата на геоелектрично сондирање со 2Д профилирање. Мерењата се вршени повеќе пати на истиот профил, со цел да се дефинира рамнината на лизгање во зависност од временските промени.

Од добиените податоци од геоелектричното сондирање може да се заклучи дека специфичниот електричен отпор на карпестите маси опаѓа во време на зголемена количина на врнежи, а во сувите периоди на годината се јавуваат релативно високи вредности на специфичниот отпор, посебно на површинскиот слој.

Во првиот случај, Шашаварлија, од направените геоелектрични мерења, односно од направените вертикални модели, може да се забележи дека потенцијалната лизгачка рамнина се наоѓа на околу 5 m од површината на теренот. Отпорот на моделите е мал и изнесува од 20 до 150 (Ωm). Додека, од направените карти од привидната отпорност може да се одреди и правецот на придвижувањето на теренот. Деформацијата која е следена со мерењата на поместувањето на реперните точки преку тотална станица, исто така го потврдува правецот на придвижувањето на масивот. Станува збор за нестабилен терен, кој е сеуште има благо придвижување.

Во вториот случај, Детско одмаралиште - Плачковица, од направените вертикални модели на специфичниот отпор може да се забележи дека во однос на првиот случај (Шашаварлија) сè со поголема отпорност. Овде се забележува дека горните слоеви се со поголем специфичен отпор во однос на долните слоеви каде отпорот опаѓа. Лизгачката рамнина овде може да се дефинира на околу 8 m од површината, каде електричниот отпорот нагло се менува. Моделираните вредности на специфичниот отпор се движат од омски до килоомски вредности: 200 Ωm до 30 $k\Omega m$. Од направеното картирање на привидната отпорност се забележуваат можните места каде се имаат појавено пукнатините и правецот на придвижувањето на отцепената карпеста маса.

Во третиот случај Скопска котлина, се направени еден геоелектричен и еден сеизмички профил на седиментно наоѓалишта. Профилите се направени на исто место паралелно

еден врз друг. Од добиените модели на специфичниот електричен отпор и брзините добиени од сизмичките мерења кои се во корелација, слободно може да се заклучи дека станува збор за седиментно наоѓалиште каде можат да се одвојат неговите слоеви.

Како битен заклучок може да се каже дека промената на електричниот отпор на средината е еден од значајните фактори за пресметка на стабилноста на карпестиот масив, бидејќи со примената на геоелектричните методи може да се определат раседните зони и останатите пукнатини, слоевитоста, нивото на подземни води, рамнината на свлекување и др.

Предлог за понатамошни истражувања, за поточно одредување на стабилноста на карпестиот масив, би било натамошно мерење и прибирање на влезните податоци. Кога има повеќе влезни податоци, има и поточни сознанија за пресметка на стабилноста.

На местата кои се од капитално значење (рудници, брани, хидроцентрали и други геотехнички објекти), каде е загрошена стабилноста на теренот, се препорачува непрекинат мониторинг на повеќе параметри. Се препорачува поставување на мерни инструменти за континуирано следење на деформациите (поместувањето), порниот притисок, комплетната напонската состојба на теренот, специфичниот електричен отпор и др. Доколку има поголеми сознанија за состојбата на карпестиот масив, ќе има и поверодостојни модели за пресметка на стабилноста и определување на факторот на сигурност.

12.0. ЛИТЕРАТУРА

1. Barton, N., Suggested methods for the quantitative description on discontinuities, Int. Rock. Mech. Min. Sci. Vol. 15, Pergamon press Ltd. Oxford
2. Bishop, A.W., The Use of the Slip Circle in the Stability Analysis of Slopes, Geotechnique, (1955)
3. Chowdhury, R.N., Slope analysis, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York (1978)
4. Hoek, E., Rock Engineering, Evert Hoek Consulting Engineering Inc, North Vancouver, Canada (2000)
5. Reynolds, H., Practical Problems in soil mechanics, London (1960)
6. Smith, G., Elements of Soil Mechanics for Civil and Mining Engineers, Edinburgh (1978)
7. Sumanovac, F., Geofizicka istrazivanja podzemnih voda, RGNF-Zagreb (2007)
8. Stevic, M., МЕХАНИКА ТЛА I СТЈЕНЕ, Tuzla (1991)
9. Terzaghi, K., Теоријска механика тла, Београд (1972)
10. Гојковић, Н., Обрадовић Р., Чебашек В., Стабилност површинских копова, Београд (2004)
11. Илић, Љ., Геомеханика на површинским коповима, Београд (1988)
12. Илић, Љ., Узајамна веза геомеханике и технологије рада, Приштина (1980)
13. Нонвелиер, Е., Насуте бране, Загреб (1983)
14. Обрадовић, Р., Најдановић Н.: Механика тла у инжињерској пракси, Београд (1999)
15. Поповић, Н., Научне основе пројетовања површинских копова, Тузла (1984)
16. Panov, Z., Vujić, 2004, Optimization - an essential key for decision making in project management in mining, SYM-OP-IS'04, Symposium of operational research, Yugoslavia

17. Brady, B. H. G., Brown, E. T., Rock Mechanics, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Boston/London (2001)

18. Hagan, P., Weckert, S., Anchorage and Failure Mechanisms of Fully Encapsulated Rockbolts, The University of New South Wales, School of Mining Engineering (2004)